

Ч. Ф. Рихтер

ЭЛЕМЕНТАРНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

*В. Я. Барласа, С. Д. Виноградова,
С. И. Масарского, О. Г. Шаминой.*

ПОД РЕДАКЦИЕЙ

*В. И. Кейлис-Борока
и Ю. В. Гизниченко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва 1963

АННОТАЦИЯ

Труд видного американского сейсмолога Ч. Рихтера является учебным и справочным руководством по сейсмологии и сейсмогеологии. В книге приводятся данные о сейсмических методах разведки, о причинах возникновения и последствиях землетрясений, методах их инструментального и геологического анализа, методах инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства, и ряд данных, важных для разработки методики обнаружения подземных взрывов.

Полнота охвата материала сочетается с простотой и ясностью изложения (математический аппарат сведен к минимуму).

В силу этого книга вполне доступна геологам, не имеющим специальной математической подготовки. Она рассчитана на студентов геологических вузов, геологов, инженеров и как справочник для научных работников, интересующихся сейсмологией.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Методы сейсмологии в основном физико-математические, а ее результаты и исходные данные в значительной части чисто геологические. Это не лишенное привлекательности своеобразие создает, однако, большие трудности для изучения сейсмологии.

Книга Ч. Рихтера, одного из создателей классической сейсмологии, существенно облегчит эти трудности. Она написана как учебник по сейсмологии и сейсмогеологии для студентов - геологов Калифорнийского технологического института, написана почти без формул (исключая в основном не обязательные дополнения), с откровенным пониманием того, что читатель может опасаться даже школьной математики. Вместе с тем книга твердо проводит читателя через необходимый теоретический минимум, не отсылая его к другим учебникам.

Простота и ясность изложения сочетаются с научной строгостью и полнотой. Автор работает в области количественной интерпретации инструментальных сейсмических наблюдений и провел изложение почти безупречно с точки зрения чистой теории. Следует отметить динамичный, непринужденный, не боящийся вольностей, но чуждый вульгаризации стиль книги (к сожалению, он, конечно, много потерял при переводе и редактировании).

Книга будет полезна не только студентам, но и любому специалисту, который хочет ориентироваться в сейсмологии, не вникая в детали ее физико-математического аппарата. Она содержит обширный справочный материал (в частности, первую полную сводку шкал для оценки магнитуд землетрясений), дополняемый единственным в своем роде обзором литературы.

Мы опустили при переводе главу «Сейсмология в СССР», так как наш читатель может легче и полнее ознакомиться с этим вопросом по другим источникам. Следует отметить только, что автор с большим интересом и симпатией следит за советскими работами по сей-

смологии, причем живо интересуется не только чисто научными достижениями, но и стилем работы советских авторов.

Перевод глав 1—17, приложений I—VII и предисловия выполнен В. Я. Барласом, перевод глав 18—21 и приложений VIII—XIII—О. Г. Шаминой, перевод глав 22—24 и приложений XIV—XVII—С. Д. Виноградовым, главы 25—32 переведены С. И. Масарским.

Редактирование предисловия, глав 1—17 и приложений I—VII осуществлено В. И. Кейлис-Бороком, глав 18—32 и приложений VIII—XVII—Ю. В. Ризниченко.

В. Кейлис-Борок, Ю. Ризниченко

Предисловие автора

В основу этой книги лег курс лекций для студентов-геологов не специализирующихся в области сейсмологии или геофизики. Учитывая пограничный характер излагаемой дисциплины, необходимо поддерживать должное равновесие между инструментальной сейсмологией и полевыми работами.

При чтении этого курса математика использовалась лишь в незначительном объеме. В настоящее время геофизические теории и методы настолько проникли в каждую ветвь геологии, что постепенно преобразовали наше научное мышление и сделали желательным, если не необходимым более полное использование математики. Учитывая это, мы не требуем от читателя глубоких познаний в математике, и ограничиваемся лишь минимальным математическим аппаратом. Детали и более обстоятельные выкладки приводятся в приложениях. Основные понятия о напряжении, деформации и упругости даются в главе 16; неподготовленный читатель может пользоваться книгой и не изучив материалов этой главы. Однако главу 15, где объясняется устройство сейсмографа, нельзя пропустить, если читатель намерен сознательно пользоваться данными инструментальной сейсмологии. Точно так же нельзя бы было пользоваться современными петрографическими данными, не понимая устройства поляризационного микроскопа.

Подчеркивая значение математики, не следует вдаваться в другую крайность и недооценивать полевые наблюдения и полевой опыт. Много вреда приносят неопытные наблюдатели, которые в поле торопятся, собирают далеко не полные данные и публикуют незрелые выводы, фактически затрудняющие серьезное исследование. В тексте книги, и особенно в главах 11, 13 и 14, даются указания по надлежащему проведению полевых сейсмических работ.

Одна из причин более подробного изложения идей и методов сейсмологии состоит в том, что геологи и инженеры часто воспринимают ее результаты слишком буквально, применяя их за пределами надежности. В настоящее время реже можно встретить противоположную ошибку, когда пренебрегают очевидными инструментальными данными, если они противоречат выводам из поспешных полевых наблюдений. В интересах геологов-практиков всюду в тексте указываются возможные источники ошибок обоих типов.

Во многих учебниках выводы по тектоническим землетрясениям лишь в незначительной части основаны на доступной литературе. Для настоящей книги были дополнены данные справочников Монтессю-де-Баллора и Дейвисона, а также проверена их интерпретация.

Хотя книга предназначена в первую очередь для учащихся, в нее включены также справочный материал и библиография для преподавателей и

научных работников. Если не считать тех случаев, когда необходимо указать первоисточник, предпочтение отдавалось ссылкам на более распространенные журналы, в особенности на *Bulletin of the Seismological Society of America*, который можно получить в большинстве крупных библиотек.

Следующие темы исключены или изложены сжато либо ввиду их сложности либо как чересчур специальные, либо в силу того, что для их изложения требуется много места.

1. Сбцаая геофизика (не включая сейсмологию).
2. Оценка причин и природы горообразования.
3. Определение механизма землетрясений по сейсмограммам (в особенности, когда смещение направлено по падению).
4. Микросейсмь (сжато описаны в главе 23).
5. Разрушения и другие проявления хорошо изученных землетрясений, для которых нет прямых данных об образовании разломов.
6. Теория упругих волн в неоднородных или в неизотропных средах, в том числе и слоистых.
7. Теория пластических деформаций и разрывов.
8. Вычисление энергии землетрясения по сейсмограммам.
9. Конструирование и испытание сейсмографов.

Географические и статистические данные землетрясений рассматриваются лишь в общих чертах; более подробные данные приведены в «Сейсмичности Земли» Б. Гутенберга и К. Рихтера (Изд-во иностранной литературы, 1948).

Описание сейсмических методов разведки на нефть и на другие ископаемые ограничивается кратким изложением общих принципов. Читатель, интересующийся подробностями, найдет их в специальных руководствах. Однако техника развивается чрезвычайно быстро, поэтому помимо монографий, необходимо знакомиться с текущей периодикой и по возможности принимать личное участие в работе.

Для инженера особый интерес представляют главы 3, 8, 11 и 24 и приложения II и III. К приложению II о сейсмостойких сооружениях следует сделать оговорку: эта тема слишком важна, чтобы ее вообще не коснуться, но, с другой стороны, на то, чтобы изложить этот вопрос должным образом, включая подробности по строительному делу, потребовалась бы еще одна книга.

В главах 4 и 5 описано несколько землетрясений, которые должны служить примером. Для полноты изложения в описания включены данные, которые, вообще говоря, уместнее были бы в последующих главах.

Я обязан ряду лиц и в особенности моим коллегам Бено Гутенбергу, Хьюго Бениоффу, Р. Г. Дженсу, К. Р. Аллену и Франку Прессу, а также д-ру Маркусу Боту из Упсалы, которые взяли на себя труд просмотра рукописи и сделали ряд ценных указаний и замечаний. Книга, в том виде как она есть, не могла бы появиться, если бы не была использована чрезвычайно богатая личная библиотека профессора Гутенберга.

Я глубоко ценю, что имел возможность работать в поле сныне покойным Джоном П. Бувалда. Меня многому научило сотрудничество и общение с Гарри О. Вудом¹, длившееся долгие годы.

Участие в Седьмом тихоокеанском научном конгрессе в Новой Зеландии (1949) предоставило мне великолепную возможность не только ознакомиться с особенностями этого интересного района, но и расширить свои познания в геологических науках.

¹ Умер в феврале 1958 г.

Сейсмические данные по Калифорнии используются на протяжении всей книги как превосходный иллюстративный материал; при этом, чтобы излишне не подчеркивать местные особенности, в книге приводятся сравнения калифорнийских и новозеландских землетрясений. Я обязан профессорам К. А. Коттону и В. Н. Бенсону и д-рам К. А. Флемингу и А. Р. Лилли за предоставление необходимых сведений и за консультации. Профессору Коттону я признателен за просмотр глав о Новой Зеландии; он помог устранить неточности и добавил немало нового материала.

Профессор В. Р. Джайнелла просмотрел в 28-й главе раздел, относящийся к землетрясениям в долине Оуэнс-Велли и Неваде, добавил много интересных подробностей.

Профессор Тудзи Цубои при своих неоднократных посещениях Пасадены существенно расширил наши сведения о ведущихся в Японии геофизических исследованиях и в связи с этим я пользуюсь случаем выразить ему особую признательность. Он просмотрел текст главы 30 и дал ряд ценных указаний.

Я обязан подполковнику Эрнсту Тиллотсону, предоставившему много оригинальных данных по Африканскому землетрясению 1928 г., а также д-ру Д. Б. Одну за замечания по тектонике Индии и литературу по землетрясению 1762 г.

Мне хотелось бы выразить благодарность д-ру Г. В. Хаузнеру и м-ру Г. М. Ингла за консультацию по вопросам инженерного строительства и обеспечения безопасности зданий.

Иллюстрации подготовлял м-р Д. М. Нордквист. Графическая часть работы выполнена им, а также миссис Дороти Хаммонд, мисс Филис Кенгелузи и миссис Барбарой Диксон.

Карты из книги Б. Гутенберга и К. Рихтера «Сейсмичность Земли» воспроизведены с разрешения издательства Принстонского университета. Много материалов по сейсмичности Японии изложено либо цитировано с разрешения А. Имамуры по его книге «Теоретическая и прикладная сейсмология» (изд-во Марузен и К^о, Токио, 1937).

За исключением мест, заимствованных из других работ, я несу полную ответственность за весь текст настоящего издания.

Чарльз Ф. Рихтер

Пасадена (Калифорния).

1 марта 1957 г.



Вид на юго-восток вдоль «Рифта» Сан-Андреас (округ Сан-Луис-Обиспо, Калифорния).
Потоки, спускающиеся с нагорья (слева) к равнине Кариссо (справа), прерваны «Риф-
том» и отклонены в соответствии с правосторонними сдвиговыми смещениями. (Фото
Уильяма Гарнетта.)

Часть первая

**ПРИРОДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
И НАБЛЮДЕНИЯ НАД НИМИ**

Введение в сейсмологию

МОЛОДАЯ НАУКА

Исследование землетрясений — область быстро развивающаяся; при этом непрерывно рушатся старые рубежи и происходит вторжение на новую территорию. Обычно мы говорим, что *сейсмология — это наука о землетрясениях и связанных с ними явлениях*; пытаться дать более точное определение бесполезно.

Сейсмология сложилась позднее большинства физических наук. Сейчас также трудно представить сейсмолога без его основного прибора — сейсмографа, как и астронома без телескопа. Между тем телескоп был создан около 1600 г., а первые эффективные сейсмографы — между 1879 и 1890 гг.

Изучая любое землетрясение, надо обязательно иметь в виду его дату, чтобы учитывать состояние науки в это время. Не только приборы, но и общий уровень исследования и получаемые сведения изменялись так быстро, что, когда мы надеемся что-то узнать о землетрясении, очень важно бывает установить, произошло ли оно в 1850, 1880, 1910, 1930 или 1955 году.

РАЗВИТИЕ СЕЙСМОЛОГИИ

Подобно тому как астрономия существовала задолго до появления телескопа, так и сейсмология «древнее» сейсмографа. Но наши сведения о древних землетрясениях исходят преимущественно из ненаучных источников. Описания землетрясений древности нам в сущности помогают очень мало, так как сведения эти неполны и точность обычно приносится в жертву стремлению к занимательности. Только в XVIII в. появляются надежные описания землетрясений¹.

Следующие даты за период с 1755 по 1923 г. можно рассматривать как основные вехи в развитии наших представлений о землетрясениях и Земле.

1755 г., 1 ноября. Лиссабонское землетрясение. Некоторые явления описаны в соответствии с требованиями науки.

1783 г., 5 февраля и последующие дни. Землетрясения в Калабрии (Италия). Исследованы учеными комиссиями.

1819 г., 16 июня. Землетрясение в Кач (Индия). Первые основательно документированные наблюдения над сбросами, сопровождавшими землетрясения.

¹ Однако не следует недооценивать древние китайские источники, систематические и охватывающие огромный интервал времени. — *Прим. ред.*

1857 г., 16 декабря. Землетрясение в Неаполе (Италия). Полевые исследования Мале, первая попытка систематически применить физические принципы к детальному объяснению проявлений землетрясения.

1880 г. Впервые применены сейсмографы, разработанные Греем, Милном и Юнгом в Японии.

1883—1884 гг. Опубликована шкала интенсивности землетрясений Росси-Фореля (основана на наблюдениях, проведенных в Италии и Швейцарии).

1889 г., 18 апреля. Первая сейсмограмма, на которой была выделена запись удаленного землетрясения. Прибор в Потсдаме (Германия) зарегистрировал землетрясение в Японии.

1891 г., 28 октября. Землетрясение Мино-Овари в Японии. Большие смещения по разлому; большие разрушения. В результате создан Имперский комитет по исследованию землетрясений (Imperial Earthquake Investigation Committee).

1896 г. Британская ассоциация научного прогресса (British Association for the Advancement of Science) образовала Сейсмологический комитет. Милну поручена организация сети сейсмических станций, охватывающих весь земной шар.

1897 г., 12 июня. Великое Индийское землетрясение. Исследовано Олдемом.

1901 г. Вихерт основал в Гёттингене (Германия) Геофизический институт.

1902 г. Меркалли опубликовал в Италии улучшенную шкалу интенсивности.

1903 г. Организована Международная сейсмологическая ассоциация (International Seismological Association). Общие улучшения записей и описаний землетрясений.

1906 г., 18 апреля. Калифорнийское землетрясение. Наблюдалось образование разломов. Рид (университет Джона Гопкинса) сформулировал теорию упругой отдачи при землетрясениях.

1906 г., Б. Голицын (в России) сконструировал электромагнитный сейсмограф.

1909 г., 8 октября. Землетрясение в Хорватии. Мохоровичич (в Загребе) обнаружил резкое изменение скорости сейсмических волн у основания континентальной коры.

1913 г. Гутенберг (в Гёттингене) впервые точно определил глубину ядра Земли.

1918 г. Первый год, по которому имеется *Международная сейсмологическая сводка* (International Seismological Summary), содержащая зарегистрированные вступления на большинстве сейсмических станций мира.

1922 г. Редактируя *Международную сводку* (в Оксфорде, Англия), Тернер обнаружил глубокофокусные землетрясения.

1923 г., 1 сентября. Землетрясение Канто, разрушительное в Токио и Иокогаме. Детальные исследования; много опубликованных отчетов. В результате в Токио создан Институт исследования землетрясений (Earthquake Research Institute).

Материалы всех этих наблюдений будут широко использованы в этой работе. Следует отметить, что сейсмология носит подлинно международный характер. В настоящее время важный вклад вносят данные сотен станций и десятков научных центров, расположенных во всех частях света.

„ВЕРИТЬ ИЛИ НЕ ВЕРИТЬ?“

Сообщения о проявлениях землетрясений следует рассматривать критически. Землетрясение — событие, возбуждающее умы, и оно иногда настолько потрясает очевидцев, что они невольно впадают в преувеличения и допускают ошибки. Описаниями в общей прессе или наблюдениями несведущих лиц можно в научных целях пользоваться лишь с величайшей осторожностью. Даже ученые без должной сейсмологической подготовки иногда сообщают неверные сведения. Поэтому всякий изучающий землетрясения должен разобраться и в психологии ошибок. Имея дело с землетрясениями древности, ему необходимо знать также и историю; но для правильного толкования документов может потребоваться помощь профессиональных историков.

В сейсмологии данные накапливаются медленно; многое зависит от исследования сильных землетрясений, которые происходят не часто. Незрелые выводы, основанные на отрывочных данных и повторяемые от издания

к изданию, нанесли науке реальный ущерб. Лишь немногие сейсмологи проявляют замечательный такт одного русского, который писал: «Ввиду недостатка данных, мы воздержимся от каких бы то ни было выводов».

ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Землетрясениями называли самые различные явления (см. главу 12). В этой главе мы не будем касаться определения понятия землетрясения, а разберем характер наблюдений при землетрясениях.

Сильное землетрясение обычно привлекает всеобщее внимание только потому, что оно разрушает здания и другие сооружения либо изменяет вид земной поверхности. Подобные сильные проявления ограничены сравнительно небольшой территорией. Геолог, обследующий эту территорию, обнаруживает данные, связанные с природой механизма землетрясения. При двадцати или тридцати сильных землетрясениях наблюдалось образование разломов и поэтому полагают, что так происходит большинство крупных землетрясений. При образовании разломов блоки коры поднимаются, наклоняются или смещаются вбок, вызывая на поверхности определенные проявления.

Наиболее обычные проявления землетрясений лишь косвенно связаны с этими первичными геологическими (*тектоническими*) процессами. Когда при разломе породы разрушаются, то это вызывает упругие волны сжатия или сдвига, распространяющиеся в твердом теле Земли подобно волнам в пруде или сотрясению в желеобразной массе. Эти волны достигают поверхности Земли, неистово сотрясая ее близ источника сильного землетрясения и более слабо — в удаленных точках. Сотрясения вызывают большую часть обычных разрушений и почти все второстепенные проявления землетрясений.

С помощью сейсмографа мы можем проследить возмущение далеко за пределами разрушений и явно за пределами зоны осязательности сотрясения людьми. Чувствительные приборы регистрируют катастрофические землетрясения на любом расстоянии, даже близ антипода пострадавшей территории, показывая тем самым, что подобные события вызывают сотрясения во всей Земле.

СЕЙСМОЛОГИЯ — ПОГРАНИЧНАЯ НАУКА

Сейсмология находится на границе геологии и физики. Как и все геологические науки, она требует здравого физического мышления. Ее данные могут быть получены весьма различными методами, особенно методами полевой геологии и способами, применяемыми в физических лабораториях (мы имеем в виду использование сейсмографа). В основе этой двойственности лежит реальное разделение в природе на видимые проявления землетрясения и невидимые волны упругого возмущения. Лишь немногие наблюдатели имеют достаточную геологическую и физическую подготовку и владеют обоими методами. Развитие сейсмологии зависит от сотрудничества между физиками и геологами.

ГЕОЛОГ И СЕЙСМОЛОГИЯ

Интерпретация сейсмограмм частично зависит от полевых геологических данных. Там, где ярко выражен процесс образования разломов или

иные геологические явления, помощь геолога незаменима. Его суждение часто требуется, чтобы отделить важные первичные проявления от таких вторичных явлений, как большие оползни.

При наблюдении и описании проявлений землетрясения в поле возникают особые проблемы, такие, как поведение предметов и веществ при сильных сотрясениях или особенности волнового движения в твердых телах. Подобные второстепенные трудности не больше смущают опытного геолога, чем специальные вопросы вулканологии, гляциологии или палеонтологии.

Поскольку случай обследовать сильное землетрясение представляется не часто, большинство полевых работ выполняется при этом людьми, не имеющими предварительного опыта. В результате возможны повторение старых и знакомых ошибок, растрата ограниченного времени на незначительные или хорошо известные вещи, упущение существенных деталей и неполнота описания необычных явлений. Типичны следующие ошибки:

1) Описывают вторичные явления, такие, как оползни и трещины, вызванные сотрясением, выдавая их за непосредственное образование разломов.

2) Поспешно отождествляют значительный разлом с очагом землетрясения либо эрозионную форму рельефа с активным разломом.

3) Не указывают направления подвижки на разломе (особенно при горизонтальных смещениях).

4) Приписывают невулканические толчки действию вулкана.

5) Некритически принимают наблюдения и выводы несведущих очевидцев.

6) Недооценивают, что сотрясения сильнее проявляются на рыхлом грунте и больше отражаются на ветхих сооружениях; это может привести к неверному картированию интенсивностей и неверному определению очага землетрясения.

Геолог, исследующий землетрясения, несет ответственность перед обществом. Он должен давать надлежащие разъяснения инженерам, архитекторам, владельцам недвижимой собственности и официальным лицам, не обнадеживая их чрезмерно и не возбуждая напрасного беспокойства. Он должен выработать отчетливое представление, что с землетрясениями связан постоянный риск, который зависит от расположения разломов, а также от характера грунта или фундамента.

Ввиду разрозненности литературы по сейсмологии геологи часто упускают ее из виду либо игнорируют. В недавно вышедшей работе по геоморфологии высокосейсмичного района говорится о рифтовых долинах и разломах, но игнорируются достоверные описания разломов при двух землетрясениях, происходивших в прошлом, а также не учтены данные сейсмических станций о положении очагов. Работа заканчивается общим заключением, сводящимся к тому, что частые землетрясения указывают на продолжающиеся глыбовые подвижки. Одна из целей данной книги — сделать выводы сейсмологии более доступными для геолога, чтобы тем самым уменьшить вероятность подобных упущений.

ДАнные СЕЙСМОМЕТРИИ

С точки зрения геолога наиболее значительные результаты работы сейсмических станций всего мира состоят в следующем:

1) Определение географических координат и глубины очага важнейших землетрясений, даже под океанами и в отдаленных частях континентов.

2) Определение строения коры Земли и ее глубин

3) Выяснение механизма землетрясений, в том числе деталей процесса образования разломов, устанавливаемых по характеру зарегистрированных упругих волн.

С точки зрения общей физики чрезвычайно важны наблюдения над упругими волнами, прошедшими через центральные области Земли, где давление достигает порядка миллионов атмосфер. Поскольку подобные давления неосуществимы в лаборатории¹, эти наблюдения дают о свойствах вещества ценные сведения, которые частично согласуются с результатами экстраполяции обычных физических законов на подобные чрезвычайные условия.

ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМОЛОГИИ

Сейсморазведка, при которой с помощью взрывов вызывают небольшие искусственные землетрясения, имеет большое экономическое значение, особенно в нефтяной промышленности. Часто при этом получают и ценные геологические сведения.

Первоначально сейсмограф был предназначен для детальной регистрации колебаний при сильном землетрясении. В настоящее время это осуществляется специальными приборами с небольшим увеличением. Полученные данные инженеры и архитекторы используют для расчета сейсмостойких сооружений. При этом часто применяют экспериментальный метод, заключающийся в исследовании моделей зданий и других инженерных сооружений (существующих или проектируемых). На модели воздействуют колебаниями, которые характерны для записи настоящих землетрясений.

Непрерывная регистрация землетрясений приводит к накоплению статистических данных, ценных для работников страхования и других лиц, интересующихся вопросами долговременного риска. Чтобы подобные данные оказались полезными, в них должны быть четко разделены слабые и сильные толчки.

Предсказать землетрясение в сколько-нибудь точном смысле этого слова пока невозможно. Любые надежды на такое предсказание связаны с довольно отдаленным будущим. Неуравновешенные люди часто заявляют, что чувствуют землетрясение. Они обманывают самих себя и вводят всех в заблуждение, частично потому, что немногие знают, как часто случаются землетрясения. Если принять в расчет и слабые толчки, то окажется, что в год бывает по крайней мере 100 000 землетрясений.

ГЕОФИЗИКА

Геофизика — приложение общих физических принципов к изучению Земли. Поэтому логически к области геофизики следовало бы отнести все геологические науки. Здесь перечислены некоторые из разделов, относимых безусловно к геофизике, с указанием предмета исследования:

- 1) Сейсмология: землетрясения и связанные с ними явления
- 2) Вулканология: вулканы, горячие источники и т. д.
- 3) Гидрология: грунтовые и поверхностные воды
- 4) Океанография: моря и океаны
- 5) Метеорология: атмосфера

¹ Точнее осуществимы лишь на короткие интервалы времени (при опытах со взрывами).— *Прим. ред.*

- 6) Геодезия: размеры и форма Земли
- 7) Земной магнетизм: магнитное поле Земли
- 8) Тектонофизика: недавно выделенная ветвь, изучающая физику процессов, протекающих в Земле и имеющих существенное значение для геологии.

Изучение силы тяжести тесно связано с проблемами геодезии и относится поэтому к этой области знаний. Атмосферное электричество как объект метеорологии долгое время изучалось в связи с земным магнетизмом. Физика верхних слоев атмосферы (а она изучает также ионосферу или слой Хивисайда) развивалась позднее, поэтому, когда ее приверженцы называют свою науку «геофизикой», они имеют в виду лишь свой раздел. В узком значении термин «геофизика» применяется также, когда речь идет о разведке на нефть и руды с помощью геофизических методов. Помимо сейсмических методов, здесь применяются измерения силы тяжести, магнитного поля, электропроводности, а также химические и радиоактивные методы; фактически применяются почти все способы, которые могут быть использованы при поисках нефти.

Изучение внутреннего строения Земли является скорее не разделом геофизики, а программой исследований, где используются различного рода данные. Эта работа имеет фундаментальное значение для геологии, поскольку она оказывает большое влияние на гипотезы о происхождении и истории нашей планеты. Много важных сведений для указанной цели дает сейсмология, однако помимо нее используются и измерения теплового потока у поверхности Земли, гравитационные и геомагнитные измерения, а также астрономические наблюдения.

В настоящее время многие студенты-геологи желают специализироваться в области геофизики — чистой или прикладной. Часто серьезным препятствием для них является недостаток математической подготовки. Некоторых специалистов пугает и смущает столкновение с дифференциальными уравнениями, систематический курс которых им никогда не доводилось слушать. Такой курс, однако, не представляется абсолютно необходимым; в основном требуются знания элементарной алгебры, тригонометрии и дифференциального исчисления. Многие студенты вообще не изучают алгебры и тригонометрии в средней школе и получают лишь смутное представление о дифференциальном исчислении.

Одна из причин указанной трудности состоит в том, что во многих геологических учреждениях опыт в полевой геологии и даже палеонтологии ценится гораздо выше, чем основы физики и математики. Такая крайняя точка зрения — анахронизм; она приводит к тому, что в геологию приходят специалисты, чья подготовка или квалификация в области математики недостаточны. Ссылки на работы Хаберта, Скривера и других, приводимые ниже, даны, чтобы показать, что геологии, также как и геофизике нужно более основательно опираться на математическую физику.

ЛИТЕРАТУРА

(общая, для справок и чтения)

Нижеследующие книги и статьи рекомендуются для чтения; эти книги или их эквиваленты должны иметься в любой библиотеке по сейсмологии. Большинство из них — общие труды справочного характера; некоторые представляют важные оригинальные

сочинения; немногие дают элементарное и популярное изложение, могущее служить введением в суть предмета. После каждой главы даётся специальная литература. Особое значение имеет литература к главе 25.

Классики геологии

- Lyell C., *Principles of Geology*. (1-е издание, 1830 г., представляет в основном исторический интерес. Материал, имеющий серьезнейшее сейсмологическое значение, включен в более поздние издания; рекомендуем пользоваться 12 изд., т. 1, 2).
- Suess E., *Das Antlitz der Erde*, Prague (1885), 1—4, 1 ed. of Vol. 1; (1903), 4. (Эта книга имела огромное влияние на геофизику и сейсмологию.)
- Suess E., *La Face de la terre*, Paris (1897—1913), 1—4. (Это издание, подготовленное и аннотированное под руководством Е. де Маржери, представляет собой больше, чем простой перевод; студенты часто предпочитают его оригиналу.)

Общая геофизика и внутреннее строение Земли

(обычно, включая сейсмологию)

- Gutenberg B., *Handbuch der Geophysik*, Borntraeger, Berlin (1929—1936), 1—4. (Подготовка и опубликование остальных томов были прекращены при фашистском режиме). *Die Erde als Planet*, 1; *Aufbau der Erde*, 2. (Заслуживают особого внимания: Gutenberg B., *Der physikalische Aufbau der Erde*, 450—564; Вогн А., *Der geologische Aufbau der Erde*, 565—867.) *Veränderungen der Erdkruste*, 3; *Erbeben*, 4 (весьма полное изложение сейсмологии).
- Angenheister G., ed. *Wien-Harms Handbuch der Experimentalphysic*, Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig (1928), 25, Part 1, «Geophysik 1» (рассматривается атмосфера и земной магнетизм); «Geophysik 2, Physik des festen Erdkörpers und des Meeres», (1931), Part 2 (затронуто и кое-что из сейсмологии).
- Handbuch der Physik*. Springer, Berlin (1956), 47, «Geophysik 1» (примерно половина тома — о сейсмологии).
- Gutenberg B., *Geophysics as a science*, *Geophysics* (1937), 2, 185—187. (Краткая сводка и классификация.)
- Jeffreys H., *The Earth*, Cambridge University Press, 1952, 3 ed. (Это исследовательская монография, а не справочник. Математический уровень часто труден даже для подготовленного студента. Рассмотрена большая часть основных проблем сейсмологии.) (См. русский перевод, Изд-во иностранной литературы, 1961.)
- Kuiper G. P., ed. *The Earth as a Planet*, Chicago-University Press (1954). *The planet Earth*, *Scientific American* (Sept. 1955), 193, № 3, 1—211. (Хорошие популярные статьи, включая Bullen K. E., *The interior of the earth*, 56—61.)
- Gutenberg B., ed. *Physics of the Earth*, VII, *Internal Constitution of the Earth*. McGraw-Hill, New York (1939), 2 ed., rev., Dover Publications, New York (1951). (Примерно половина — по сейсмологии. В некоторых главах 2-го издания учтены современные данные, в других — почти совсем не учтены.) (См. русский перевод «Внутреннее строение Земли», Изд-во иностранной литературы, 1949.)
- Coulomb J., *La Constitution physique de la terre*, Albin Michel, Paris, 1952.
- Bullen K. E., *Some trends in modern seismology*, *Science Prog.* (April, 1955), 43, № 170, 211—227. (Сейсмология в связи со строением глубин Земли.)
- Gutenberg B., *Neue Ergebnisse über den Aufbau der Erde*, *Geol. Rundschau* (1956), 45, 342—353.
- Poldervaart A., ed. *Crust of the Earth (A Symposium)*, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* № 62 (1955). (См. русский перевод, Изд-во иностранной литературы, 1957.)

Общая сейсмология

- Wiechert E., Zoeppritz K., Geiger L., Gutenberg B., *Über Erdbebenwellen*, *Göttinger Nachrichten* (об издании см. в разделе о периодике и сериях). Papers I—1907, 415—529; II—1907, 529—549; III—1909, 1—30; V—1912, 121—206; VI—1912, 623—675; VIIA (B. Gutenberg) — 1914, 1—52, VIIb (K. Zoeppritz) — 1919, 66—84. (Эта серия основных статей рекомендуется для преподавателей и более подготовленных студентов. В этом же журнале имеются другие публикации такого же рода. Статья 4 была запланирована, но никогда не публиковалась.)
- Sieberg A. *Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde*, Fischer (Jena, 1923). (Исчерпывающая для своего времени работа. Несколько разделов написано Гутенбергом.)
- Macelwane J. B. et al., *Physics of the Earth — VI, Seismology*, *Bull. Nat. Research Council* (1933), № 90. (Местами превосходно, но не полно, не равноценно, и теперь большей частью устарело.)
- Итамуга Аkitуне, *Theoretical and Applied Seismology*, Maruzen, Tokyo (1937). (Исчерпывающе, за исключением геологической стороны. Чрезвычайно полезна при изучении землетрясений Японии.)
- Milne J., *Earthquakes and Other Earth Movements*, London (1939), 7 ed., Kegan Paul, rev. and rewritten by A. L. Lee. (Классическое изложение сейсмологии, тщательно пересмотренное с учетом данных до 1939 г., — фактически новая книга.)
- Byerly P., *Seismology*, Prentice-Hall, New York (1942). (Материал освещен равномерно; особенно рекомендуется из-за теории сейсмографов и сейсмических волн.)
- Саваренский Е. Ф., Киринос Д. П., «Элементы сейсмологии и сейсмометрии»; 2-е пересм. изд. Гос. изд-во техн.-теор. лит.-ры. Москва, (1955). (Полное и авторитетное издание; лучший источник общих данных о состоянии сейсмических исследований в СССР.)

Сейсмология; работы, имеющие меньшее значение

- Rothe J. P., *Seismes et volcans*, Presses Universitaires de France, Paris (1946).
- Jung K., *Kleine Erdbebenkunde*, Berlin (1953), Springer 2 ed. (Общее изложение превосходно, но во втором издании недостаточно учтены современные данные.)
- Bullen K. E., *Seismology*, Methuen and Wiley, London and New York (1954).
- Lynch J., *Our Trembling Earth*, Dodd, Mead and Co., New York (1940). (Эта и следующая книги популярны и довольно увлекательны.)
- Leer L. D., *Causes of Catastrophe*, Whittlesey House, New York (1948). (Частично о сейсмологии.)
- Eiby G. A., *About earthquakes*, Harper, New York (1957). (Превосходное популярное изложение, лучшее из современных.)

Сейсмология, теория

- Macelwane J. B., Sohon F. W., *Introduction to theoretical seismology; Part I, Geodynamics*, by Macelwane, McGraw-Hill, New York (1936); Part II, *Seismometry*, by Sohon, McGraw-Hill (1932). Both republished, St. Louis University (1949). (Точная библиография у Майкелуэйна придает его ссылкам необычайную ценность.)
- Bullen K. E., *An Introduction to the Theory of Seismology* (1953), Cambridge University Press, 2 ed. (Аналогичная по содержанию статья в сборнике «Физика и химия Земли», Изд-во иностранной литературы, 1958.)
- Blake A., *Mathematical problems in seismology*, *Trans. Am. Geophys. Union* (1940), 1094—1113.

- Byerly P., A seismologist's difficulties with some mathematical theory or the lack of it, *ibid.*, 1113—1118.
- Richter C. F., Mathematical questions in seismology, *Bull. Am. Math. Soc.* (1943), 49, 477—493.

Прочие ссылки

- Davison C., *The Founders of Seismology*, (1927), Cambridge University Press, 1927.
- Davison C., *Founders of seismology*, IV, *Geol. Mag.* (1937), 74, 529—534. (Дополнение к предыдущему; рассматриваются работы Кото, Баратта и Олдема.)
- Ballou F. de Montessus de, *La Geologie sismologique*, Armand Colin, Paris (1924), 488.
- Davison C., *Great Earthquakes*, Murby, London (1936). (Эта и предыдущая книги представляют наилучшие из опубликованных данных по землетрясениям.)
- Davison C., *A Study of Recent Earthquakes*, Walter Scott, London (1905). (Описано несколько случаев, не вошедших в более позднюю книгу автора; анализ несколько устарел и направлен в основном к тому, чтобы подкрепить идею Дейвисона о «двойных землетрясениях».)
- Lawson A. C. et al., *The California Earthquake of April 18, 1906*, Report of the State Earthquake Investigation Commission, Carnegie Institution of Washington (1908), 1 (с атласом: 25 карт, 15 таблиц сейсмограмм); (1910), 2, *The Mechanics of the Earthquake*, by Harry Fielding Reid. (Книги содержат фундаментальные данные по землетрясениям и изложение теории упругой отдачи; источник многообразных сведений о землетрясениях.)
- Freeman J. R., *Earthquake Damage and Earthquake Insurance*, McGraw-Hill, New York (1932). (Воспроизведено много ценных сведений из первоисточников. С точки зрения инструментальной сейсмологии — слабо, и пользоваться книгой следует с осторожностью.)
- Suyehiro K., «Engineering seismology; notes on American lectures», *Proc. Am. Soc. Civil Engrs.* (May, 1932), 58, № 4. (Представляет гораздо больший интерес, чем чисто инженерный, и содержит много сведений.)
- Hubbert M. K., Theory of scale models as applied to the study of geological structures, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1937), 48, 1459—1520. (Эта статья, не касающаяся сейсмологии непосредственно, рекомендуется как пример той работы, которую необходимо провести, чтобы восстановить физику в геологии.)
- Schriever W., Were the Carolina Bays oriented by gyroscopic action?, *Trans. Am. Geophys. Union* (1955), 36, 465—469; discussion, *ibid.* (1956), 37, 112—117.
- Oakeshott G. B., ed. *Earthquakes in Kern County, California, during 1952*, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull.* (1955.) № 171. (Содержит много общих сведений и новых данных.)
- Steinbrugge K. V., Moran D. F., An engineering study of the Southern California earthquake of July 21, 1952, and its aftershocks, *BSSA (Bull. Seismol. Soc. Amer.)* (1954), 44, 199—462. (Изложено в гл. 8 предыдущей работы и представляет ее ценное дополнение. Обе статьи — данная и предыдущая — содержат сведения, взятые из другой статьи.)
- Rothé J. P., *Comptes rendus des séances de la dixième conférence réunie à Rome du 14 au 25 septembre 1954*, Union Géodesique et Géophysique Internationale, Association de Séismologie et de Physique de l'Intérieur de la Terre, Strasbourg (1955). (Те, кому повезло достать эту книгу, найдут там аннотации и обсуждения многих важных статей¹, большую библиографию и отчеты о состоянии сейсмологии во многих странах². После следующей Ассамблеи, проведенной в Торонто в 1957 г., большая часть этих материалов, вероятно, будет соответственно обновлена.)

¹ Тексты статей, представленных на X—XII ассамблеях в Риме, опубликованы в *Publ. Bur. central international*, 1956, 19.

² Труды симпозиумов по механизму землетрясений на XI и XII ассамблеях опубликованы в *Publications the Dominion Observatory, Ottawa, Canada*. — *Прим. ред.*

Периодика и серии

Хотя литература по сейсмологии весьма рассредоточена, все же большая часть оригинальных материалов публикуется в сравнительно небольшом числе журналов. В данной книге этим журналам отдается предпочтение. Ниже перечисляются наиболее часто цитируемые журналы; даты относятся к выходу первого тома.

American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, Tulsa (1917).

American Geophysical Union, Transactions, Washington (1920). Первоначально на томах указывался только год. С 1945 г. стали указывать номер тома (с тома 26), приписав меньшие номера более ранним томам. Тома 3 (1922) и 5 (1924) не были опубликованы.

Annales de Géophysique, Paris (1944).

Annali di geofisica, Rome (1948).

Bureau central seismologique international, Publications (в настоящее время выходят в Страсбурге).

Earthquake Research Institute, Bulletin, Tokyo (1926). Сокращенно: Bull. ERI.

Geological Society of America, Bulletin, 1889; *Special Papers* (1934); *Memoirs* (1934).

Geophysical Magazine, Tokyo (1926). (Материалы в основном от сотрудников Центральной метеорологической обсерватории, ныне Японского метеорологического агентства).

Göttinger Nachrichten. Это обычная ссылка на источник. Полное название: *Nachrichten der königlichen Akademie der Wissenschaften zu Göttingen, mathematisch-physikalische Klasse*. С 1918 г. исключено прилагательное «königlichen». (Имеет значение для сейсмологии благодаря статьям Вихерта и его школы.)

Gerlands Beiträge zur Geophysik, Stuttgart, 1887 г. (начиная с 3 тома издавался в Лейпциге.) Сокращенно: G. Beitr.

Imperial Earthquake Investigation Committee, Tokyo, Publications (особенно интересны выпуски на иностранных языках). Впоследствии вместо этого журнала выходили: *Bulletin of the Earthquake Research Institute*. (Многие ценные статьи печатались и в *Proceedings of the Imperial Academy*, Tokyo, а также в *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics*.)

New Zealand Journal of Science and Technology, Wellington (1918). Для последних томов принят индекс: Series B. Сокращенно *N. Z. Journ.* Начиная с 1958 г. вместо него ежеквартально выходит *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* и аналогичные журналы по другим наукам.

New Zealand Institute, Transactions. Wellington, 1868 г. После 1933 г. (т. 63) начиная с т. 64 (1934—1935), выходит под названием: *Transactions of the Royal Society of New Zealand*.

Royal Astronomical Society, Monthly Notices, Geophysical Supplements, London (1922). (Каждый том относится к интервалу в несколько лет. Сокращенно: *MNRAS Geophys. Suppl.*) Вместо старого издания с 1958 г. выходит *Geophysical Journal*.

Royal Society of New Zealand, Transactions. (Продолжение упомянутого выше *New Zealand Institute, Transactions*.)

Seismological Society of America, Bulletin, Stanford University Press (1911). Начиная с 1935 г. изд. University of California Press. Сокращенно: *BSSA*. (Незаменимо при изучении землетрясений Калифорнии; много других важных статей).

United States Earthquakes, U. S. Coast and Geodetic Survey, U. S. Dept. of Commerce. Первый том вышел в 1928 г. под № 483; затем ежегодные выпуски, номера которых идут не по порядку. Government Printing Office, Washington D. C.

Zeitschrift für Geophysik, Braunschweig, 1924 г. Наиболее важная текущая периодика на русском языке издается Академией наук СССР в Москве; *Доклады*;

Известия, сер. геофиз. (издается сравнительно недавно); *Труды геофизического института*¹.

Статьи, опубликованные в журнале, иногда выходят отдельно в виде нумерованных бюллетеней либо оттисков. В подобных случаях дается ссылка только на журнал.

Нижеследующая библиографическая литература может быть полезной:

Bibliography of Seismology, BSSA (1927), 17, 149—182, 218—248; (1928), 18, 16—63, 110—125, 214—235, 267—283. Новые выпуски, *Publ. Dominion Observatory, Ottawa*, 10, 12, 13, 14.

Geophysical Abstracts (1929). №№ 1—86, 112—127 были изданы на mimeографе: т. н. *Information Circular* by the U. S. Bureau of Mines, № 87—111 и начиная с № 128 изданы как бюллетени *U. S. Geol. Survey*. (Особенно ценно в связи с материалами по русским работам.)

Geophysikalische Berichte. (Рефераты; в 1927—1939 гг. входили в *Zeitschrift für Geophysik*, затем — в геофизический раздел *Physikalische Berichte*).

Montanwissenschaftliche Literaturberichte, Sonderhefte der Freiburger Fortschritte, Freiberg (ГДР).

Zentralblatt für Geophysik, Meteorologie und Geodäsie, Berlin, 1937—1940 гг. (Много рефератов и несколько хороших обзорных статей.)

При изучении литературы следует использовать и хорошо известные библиографические издания по геологии и общей физике².

¹ Ныне — Институт физики Земли. — *Прим. ред.*

² При указании на периодику используются следующие сокращения: *Bull ERI* (*Bulletin of the Earthquake Research Institute*); *Gerl. Beitr.* (*Gerlands Beiträge zur Geophysik*); *N. Z. Journ.* (*New Zealand Journal of Science and Technology*); *MNRAS, Geoph. Suppl.* (*Monthly Notices Royal Astronomical Society Geophysical Supplements*); *BSSA* (*Bulletin of the Seismological Society of America*). — *Прим. ред.*

О терминологии пограничной науки

Как указывалось в вводной главе, попытки дать детальное определение таким общим терминам, как сейсмология и землетрясение, большей частью не оправдываются. С другой стороны, важно придавать точный смысл ее рабочим терминам, которыми мы пользуемся ради экономии места, так как полезность этих терминов зависит от точности.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Ввиду граничного характера сейсмологии одни важные термины определяются в ней с точки зрения геолога или инженера, исследующего явления в поле, а другие — исходя из интерпретации сейсмологом инструментальных записей, так называемых сейсмограмм. В результате появились два общепринятых термина. Макросейсмическими называют проявления землетрясения, имеющие крупный масштаб, которые можно наблюдать в поле без приборов. Микросейсмическими называют проявления мелкомасштабные и наблюдаемые лишь с помощью приборов.

К сожалению, существительное микросейсм употребляется в другом смысле. Микросейсм вопреки логике это не слабые землетрясения, а более или менее постоянные сотрясения грунта, регистрируемые сейсмографами. Большая часть этих возмущений, по-видимому, связана с погодой; в целом это одно из самых загадочных «смежных явлений», которые скрываются за обычным термином «сейсмология».

Хорошим примером макросейсмических терминов можно назвать тектоническое землетрясение. В геологии «тектонический» означает «структурный», поскольку тектоника — это прежде всего структурная геология. К тектоническим относят землетрясения, которые, как полагают, связаны с образованием разломов или других структур. Термин введен, чтобы исключить вулканические землетрясения, а также более слабые толчки, обусловленные второстепенными причинами.

Телесеismicкий — типичный микросейсмический термин, относится к землетрясению, записанному сейсмографом на удаленном расстоянии. По международному соглашению удаленными считаются расстояния, превышающие 1000 км (621 миль) от эпицентра (определение которого дается ниже). Землетрясения, происходящие ближе от регистрирующей станции, называются «близкими землетрясениями» или «местными землетрясениями».

Шкалы интенсивности и магнитуд представляют характеристику землетрясения соответственно по макросейсмическим и микросейсмическим данным. *Интенсивность*¹ (глава 11) — более старый термин. Он характеризует силу сотрясений в каком-либо месте. Характеристика эта основана не на измерениях, а на баллах, которые определяет опытный наблюдатель, используя описательную шкалу. Баллы шкалы обозначаются римскими цифрами от I до XII. Предпринимались неоднократные попытки связать принятую шкалу интенсивности с каким-либо измеряемым физическим параметром — обычно с ускорением.

Магнитуда (глава 22) предложена для оценки силы данного землетрясения независимо от места его наблюдения. Поскольку магнитуду вычисляют, исходя из данных сейсмограммы, ее правомерно обозначать обычными десятичными цифрами. Первоначально магнитуду определяли как логарифм максимальной амплитуды, записанной определенным стандартным прибором на расстоянии 100 км (62 мили) от эпицентра. Были составлены эмпирические таблицы, позволяющие переходить от любого расстояния к 100 км. Поскольку шкала является логарифмической, каждое увеличение магнитуды на одну единицу равносильно увеличению амплитуды записи в 10 раз. Нуль шкалы выбран произвольно и соответствует слабейшим регистрируемым землетрясениям. Магнитуда сильнейшего из известных землетрясений близка к $8\frac{3}{4}$; это результат наблюдения, а не произвольной «оценки» в баллах, как в случае шкалы интенсивности. Предпринимались попытки связать магнитуду с полной энергией, освобождающейся при землетрясении в форме упругих волн; эта работа привела к некоторому уточнению и другому определению шкалы магнитуд.

Изосейсты, или изосейсмические линии, раньше проводились на карте через пункты, где при данном землетрясении наблюдалась одинаковая интенсивность. В настоящее время принято наносить на карту границы между зонами с последовательными интенсивностями, например IV и V.

Область внутри изосейст большой интенсивности называется *плейстосейстовой областью*. Этот термин ныне вышел из употребления, и, вероятно, это правильно, поскольку его трудно определить точно. В данной книге его применяют ради удобства описания. Возникающая при этом неопределенность соответствует состоянию наших сведений, так как макросейсмические наблюдения не дают четкой картины. При слабых землетрясениях плейстосейстовая область — это просто район, где толчок ощутим людьми. При сильных — это область больших разрушений и других эффектных проявлений. Зона может иметь вытянутую или неправильную форму или даже состоять из нескольких обособленных частей.

Термины *эпицентр* и *гипоцентр* введены еще до изобретения сейсмографа и позднее получили новое определение. В 1850 г. Мале и другие полагали, что землетрясение возникает на глубине в пределах небольшого объема, который для большинства задач можно считать точечным. Эта точка на глубине была названа гипоцентром, а вертикально расположенная над ней точка земной

¹ В этой книге используется термин *интенсивность* вместо *балльность* для обозначения степени ощутимости или разрушительности землетрясения на земной поверхности. Эта степень указывается в условных баллах (в СССР принята 12-балльная шкала). Интенсивность может определяться по «макросейсмическим» наблюдениям над разрушениями зданий или же по инструментальным наблюдениям, в частности, при помощи сейсмографов для сильных движений. Заметим, что во многих публикациях на русском языке словом «интенсивность» нередко называли магнитуду, что способно приводить к путанице (см. главу 11). — *Прим. ред.*

поверхности — эпицентром. При обследовании таких землетрясений, как Калифорнийское в 1906 г., выяснилась их связь с разломами, вспарывающими поверхность на протяжении многих сотен километров; после этого предложили вообще отбросить термины эпицентр и гипоцентр. Однако даже при сильных землетрясениях первые волны, регистрируемые сейсмографами, выходят практически из одной точки. Эта точка, как полагают, соответствует месту, где начинается разрушение пород; ее принимают за гипоцентр, а точку поверхности, расположенную вертикально над нею, — за эпицентр.

Когда еще не было сейсмографов, за эпицентр обычно принимали точку близ центра плейстосейстовой области, хотя уже и тогда временами обнаруживались данные об ином расположении эпицентра. «Инструментальный эпицентр», определяемый по сейсмограмме, часто располагается близ края плейстосейстовой области и может даже оказаться вне ее¹.

Фокус, или очаг, имеет тот же смысл, что и гипоцентр, например, когда мы говорим о глубокофокусном землетрясении; однако фокус имеет и значение, принятое в оптике, и мы говорим о фокусе системы сейсмических волн.

Символами *P*, *S* и *L* в сейсмологии обозначают три группы волн, последовательно регистрируемых на сейсмограмме при нормальном землетрясении (группу *L* — главным образом при удаленных толчках). Если не входить в детали, которые приведены в главах по упругости и сейсмическим волнам, то эти группы характеризуются следующим образом:

P — продольные волны (сжатия — разрежения), пронизывающие Землю.

S — поперечные (или сдвиговые) волны, пронизывающие Землю.

L — волны у поверхности земли, чаще всего длиннопериодные.

Остальные сейсмологические термины будут вводиться в последующих главах по мере необходимости. Определение *сейсмографа* и связанных с ним терминов можно найти в главе 15; о *напряжениях*, *деформациях* и терминах, относящихся к упругости и волнам, говорится в главе 16; о *коре*, *оболочке*, *ядре* и различных типах сейсмических волн — в главах 17 и 18; о *неллубоких*, *промежуточных* и *глубоких* землетрясениях — в главе 19.

Следует оговорить использование некоторых геологических терминов в данной книге. Слово *фундамент* имеет различное значение; здесь мы следуем толкованию Р. Д. Рида. В Калифорнии, Новой Зеландии и некоторых других районах удобно относить этот термин к изверженным или метаморфическим породам, в том числе и части метаморфизованных осадков, которые, однако, перекрыты *осадочным покровом*, состоящим из меловых и более молодых слоев, обычно менее уплотненных и менее прочных, чем породы фундамента.

Как указано в главе 17, в данной книге под *корой* понимают просто часть Земли выше границы Мохоровичича; отождествление с литосферой необязательно.

Слово *структура* пришлось употреблять в двух смыслах — геологическом и инженерном. Смысл термина будет ясен из контекста.

О терминологии, относящейся к разломам, можно справиться в любом учебнике. В данной книге при описании горизонтальных смещений отдается предпочтение выражениям *правостороннее* и *левостороннее* смещение (см. главу 13).

Встречаются также и следующие термины.

¹ Из-за направленного изучения энергии землетрясения или неоднородности поверхностных слоев. — *Прим. ред.*

Время в очаге (origin time) — относится к моменту возникновения землетрясения (но не его форшоков) в гипоцентре.

Время пробега (transit time) означает время, прошедшее между временем в очаге и вступлением данной сейсмической волны в определенную точку (обычно сейсмическую станцию). Большинство авторов употребляют термин — travel time.

Термины *сжатие* и *растяжение* (или *разрежение*) используются в связи с продольными волнами (как в акустике). Они указывают на характер колебания в данной точке (обычно регистрирующей станции). Когда луч выходит на поверхность, то смещение вверх и от гипоцентра соответствует сжатию, а противоположное смещение — разрежению.

Гравитационной аномалией называют отклонение наблюдаемого значения ускорения силы тяжести от ожидаемого (аномалия отрицательна, если наблюдаемое значение меньше, и положительна, — если больше). Ожидаемое значение вычисляется по общему гравитационному полю Земли для данной широты и высоты; обычно вводят поправки, чтобы учесть влияние неровностей рельефа или структур. Вычисляются также «изостатические» гравитационные аномалии, при которых ожидаемое влияние больших неровностей рельефа (высоких хребтов и глубоких впадин) частично компенсируется в соответствии с принципами изостазии.

По определениям строительных норм *парапетами* или стенками парапетов называют части боковых стен, выступающие над уровнем кровли. Это может быть и просто фальшивый фасад, но иногда он является ограждением, оберегающим пожарных от падения. Неармированная, или не укрепленная, кладка представляет большую опасность при землетрясениях.

Указываемое время землетрясений, в том числе и дата, представляет гражданское время по Гринвичу (ГГВ). Обычно оно отличается от местного времени, принятого в районе эпицентра; так, стандартное время ¹ в Калифорнии отстает от ГГВ на 8 час, в Японии — опережает на 9 час, а в Новой Зеландии — опережает на 11 час. Таким образом, дата по местному времени может быть одним днем раньше или позднее, чем дата по ГГВ. В старых неинструментальных отчетах даты и часы соответствуют местному времени. При случае указываются как местное время, так и ГГВ.

Время в очаге обычно указывается в форме 20:31:53, что соответствует 20 час 31 мин 58 сек. Когда точность сравнительно мала, могут быть указаны только минуты с точностью до одной десятой, например, 20:31,9.

Некоторые длины пришлось привести в метрических мерах, все остальные — английские (дюймы, футы, мили). Для справки: 1 миля = 1,609 км; 1 км = 0,6214 мили; 1 фут = 0,3048 м; 1 м = 39,37 дюйма = 3,281 фута. В литературе, на которую мы ссылаемся, читатель найдет и неиспользуемые здесь единицы: *чейн* (chain — 66 футов), морская сажень (fathom — 6 футов) и *узел* (knot — 1 морская миля в час или 51,48 см/сек).

Единица ускорения в системе с.г.с. называется *гал* (1 см/сек²), тысячная доля гала называется *миллигал*.

ОБОЗНАЧЕНИЯ

Оставаясь в пределах алфавита, трудно добиться того, чтобы не обозначать две различные величины одной буквой. Читатель увидит, что это требование выполняется в пределах каждого отдельного раз-

¹ В международном научном обиходе не обращают внимания на декретное, или летнее, время.

дела книги. Условные обозначения, общие для всей книги, перечислены ниже, причем оговорены случаи, когда один символ имеет два разных значения.

- C — фазовая скорость волны.
 C' — групповая скорость.
 D — расстояние по прямой от гипоцентра.
 e_{xx} и т. д. — компоненты деформации.
 E — модуль Юнга.
 g — ускорение силы тяжести.
 h — постоянная затухания у сейсмографа.
 H — глубина гипоцентра.
 i — угол падения луча.
 $|j| = (1 - n^2)^{1/2}$.
 k — модуль объемного сжатия (в приложении IV, также $k = \omega/C$ — волновое число).
 K — постоянная пружины сейсмографа (глава 15); а также обозначение для продольной волны в земном ядре.
 m — масса (в главе 22, m — единая магнитуда по Гутенбергу).
 M — магнитуда (по первоначальной шкале).
 p — угловая частота колебаний грунта (глава 15); постоянная луча (в приложении VI); а также символ для прямой продольной волны на близких расстояниях.
 P — общее обозначение для продольной волны.
 q — величина, вычисляемая при определении скорости волн (приложение VI); $\lg e$ (глава 22).
 Q — коэффициент, характеризующий затухание (глава 15).
 r — радиус-вектор, обычно от центра Земли.
 s, S — обозначения поперечных волн, аналогичные p и P для продольных волн.
 t — время.
 T — период колебаний грунта.
 v — скорость S -волн, либо y -компонента смещения.
 V — скорость P -волн, либо статистическое увеличение сейсмографа.
 X_x и т. д. — компоненты напряжений.
 Δ — расстояние до эпицентра по поверхности земли.
 e — отношение затухания для сейсмографа.
 θ — растяжение (глава 15); центральный угол (приложение VI).
 λ, μ — упругие постоянные Ламе.
 ρ — плотность.
 σ — коэффициент Пуассона.
 τ — период маятника.
 ω — угловая частота свободных колебаний маятника (незатухающих); угловая частота волны (приложение VI).

Характер движения при землетрясениях

Лучшие данные о природе землетрясений устанавливаются при полевых работах в небольшой плейстоценовой области; однако часто эти данные не изучаются должным образом или плохо описываются и со временем теряются. Больше того, плейстоценовая область может быть недоступна, или находиться далеко, или покрыта водой.

Вне плейстоценовой области выводы основываются на анализе упругих волн, вызванных землетрясением. Таким образом, большая часть того, что известно или предполагается о землетрясениях, получена при изучении колебаний грунта, которые ощущаются как сотрясения и вызывают большинство наблюдаемых явлений. Изучение колебаний грунта было начато задолго до изобретения сейсмографа, но многие важные моменты до сих пор не имеют удовлетворительного объяснения. Однако это не является следствием недостатка интереса или усилий, так как анализ колебаний при землетрясениях непосредственно затрагивает интересы инженера, проектирующего сейсмостойкие сооружения. Такой анализ почти столь же важен для геолога, хотя он рассматривает не столько сами колебания, сколько то, какими должны быть порождающие их тектонические и иные процессы.

В этой главе собраны основные результаты исследования движений при землетрясениях. Подробности и дальнейший разбор приводятся в соответствующих разделах книги.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ И МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В нижеследующих главах будет показано, каким образом внимательные наблюдатели использовали для анализа движений при землетрясениях такие признаки, как характер смещения объектов. Впоследствии место подобных наблюдений заняли микросейсмические данные, поскольку сейсмографы характеризуют движения гораздо полнее и точнее, чем это возможно при макросейсмических наблюдениях. Первоначальной задачей сейсмографа была подробная характеристика и описание; это и осталось главной задачей для все возрастающего числа специальных приборов со сравнительно слабым увеличением, предназначенных для записи сильных колебаний.

Таким образом, наши инструментальные данные о колебаниях при землетрясениях опираются на: 1) огромное число сейсмограмм, записанных сотнями станций в течение последних пятидесяти лет, где отражены слабые колебания от незначительных местных и сильных удаленных толчков, и

2) гораздо меньшее число записей (в лучшем случае несколько сотен) местных сильных толчков. Обобщения будут зависеть от надлежащего анализа обеих групп данных.

На рассуждения сейсмологов все еще влияют выводы, сделанные в доинструментальную пору наблюдений. Выработанные на этой сравнительно грубой основе терминология и гипотезы уцелели до наших дней. Обычные наблюдатели, журналисты, любители и даже ученые (в районах, где нет сейсмографов) часто выражают свои впечатления или наблюдения в такой до некоторой степени устарелой форме, которая в действительности может быть применима лишь к наиболее простым наблюдениям. Большое влияние имеют и идеи, выработанные в период между 1880 и 1900 гг., когда сейсмографы были еще весьма несовершенны с современной точки зрения.

Первые ученые, работавшие в поле, сделали и много верных выводов. Так, исходя из сравнительно малых размеров плейстоценовой области и быстрого убывания интенсивности вне ее, пришли к выводу, что обычные землетрясения возникают на глубинах, которые велики по сравнению со средней мощностью геологических формаций, но малы по сравнению с радиусом Земли. Сейсмограф подтвердил это (если не считать группы глубоководных землетрясений), но показал, что ослабление колебаний на больших расстояниях происходит медленно, так что сильные землетрясения регистрируются почти всеми станциями.

Вопреки усилиям связать шкалу интенсивности с инструментальными данными картирование интенсивностей и проведение изосейст зависят почти исключительно от макросейсмических данных. Тем не менее установленное при этом влияние изменений грунта удалось подтвердить инструментально: при сравнении сейсмограмм, записанных одинаковыми приборами в сравнительно близких пунктах, оказалось, что при прочих равных условиях колебания на аллювиальном грунте могут в десять раз превосходить колебания на прочных породах.

ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ НАПРАВЛЕНИЯ

Много полезного дали указания на то, что движения в данной местности в основном направлены в одну сторону. Слишком часто это подкреплялось только личным впечатлением; но во многих случаях имелись и объективные данные: падение стен в одну сторону или одинаковая направленность трещин в грунте или в сооружениях. Так, при землетрясении в Лонг-Бич в 1933 г. набивные дома¹ в зоне наибольших сотрясений обычно были сдвинуты с фундамента к северу и бетонные люки над линией смежных стояков оказались после землетрясения повернутыми примерно на одинаковый угол в одну сторону. Сейсмограммы показывают, что данные о преобладании одного направления движений, вероятно, относятся к группе больших волн, длительность которых мала по сравнению с полной длительностью сотрясений; как правило, это, видимо, поперечные волны (S). Можно ожидать, что в пределах ограниченной области характер колебаний довольно постоянен, так как длина больших сейсмических волн составляет полмили или более. Тем не менее это постоянство колебаний одно время приписывали самим движениям блоков коры; то, что это обусловлено свойствами распространения волн, было признано главным образом благодаря Мале (см. главу 4, Mallet, 1862).

¹ Frame house — дома с наружным деревянным каркасом, заполненным шлаком, штукатуркой или кирпичом (но не кладкой).—Прим. ред.

Суммарное движение во время землетрясения весьма закономерно. Во многих учебниках приводятся изображения проволочных моделей сделанных Секийя в 1887 г. по данным токийских сейсмограмм, чтобы охарактеризовать пространственную картину зарегистрированных движений (Sekiya, 1887). Эти модели имеют сложные узоры. Качественно они довольно хорошо отражают то, что происходит при землетрясении. Однако количественно проволочки Секийи принимать всерьез нельзя: точность его данных не оправдывает столь скрупулезной работы. За последние годы аналогичные работы были осуществлены гораздо точнее с помощью, например, приборов Берговой и геодезической службы США для записи сильных колебаний.

При обычных наблюдениях естественно преувеличивать горизонтальные смещения по сравнению с вертикальными, так как подавляющее большинство явных нарушений — от повреждения кирпичной кладки до смещения мелких незакрепленных предметов — возникает при горизонтальных толчках. Об ощущении вертикальных движений сообщают чаще всего из окрестностей эпицентра. Сейсмическими данными это нелегко подтвердить: пригодные сейсмограммы на близких эпицентральных расстояниях, как правило, относятся только к слабым толчкам, и вертикальные смещения на них обычно не больше горизонтальных.

ПЕРИОДЫ И СПЕКТРЫ

При возрастании магнитуды толчка или расстояния до него в ощутимых сотрясениях увеличивается доля медленных (длиннопериодных) колебаний. Это создает известные трудности в применении шкал магнитуд, поскольку в них обычно не разделяют влияния длиннопериодных и короткопериодных колебаний. Общий характер данного явления подтверждают сейсмограммы всех типов. Увеличение преобладающего периода с расстоянием частично обусловлено фильтрацией: более короткие периоды поглощаются быстрее. Кроме того, увеличивается — по крайней мере на вид — и преобладающий период данной группы волн. Частично это можно объяснить нормальным рассеиванием¹ возмущения, которое вначале является импульсным; многие исследователи, однако, усматривают здесь более специфические причины, такие, как вязкость или внутреннее трение в глубине Земли.

Сейсмограммы приборов для сильных колебаний пригодны, чтобы осуществить спектральный анализ умеренно сильных сотрясений и найти распределение энергии по частотам. Полное сотрясение при этом представляется в виде суммы гармонических колебаний, каждое из которых имеет свою частоту и амплитуду. В центре инженерного анализа часто оказываются смещения и ускорения в этих гармониках. Волна с максимальным смещением, вообще говоря, не совпадает с волной с максимальным ускорением. Чтобы попытаться это учесть, необходимо иметь в виду элементарное соотношение между амплитудой, ускорением и частотой, которое отражает табл. 3-1². В ней жирными цифрами обозначены такие сочетания амплитуд и ускорений (и соответствующих частот), которые чаще всего встречаются при анализе умеренно сильных колебаний; большую часть таблицы занимают данные, относящиеся к землетрясению, которое более интенсивно близ эпицентра.

¹ Normal spread. По-видимому, автор имеет в виду отставание волн друг от друга. Однако оно не может привести к увеличению преобладающего периода. — Прим. ред.

² Аналогичную таблицу, но с дюймами вместо сантиметров, можно найти в главе 8.

Таблица 3-1

Частоты гармонических колебаний (в герцах), соответствующие данным амплитудам A и ускорениям a

a	A (см)						
	0,0001	0,001	0,01	0,1	1	10	100
1,0 g	500	160	50	16 ¹	5	1,6	0,5
0,1 g	160	50	16	5	1,6	0,5	0,16
0,01 g	50	16	5	1,6	0,5	0,16	0,05

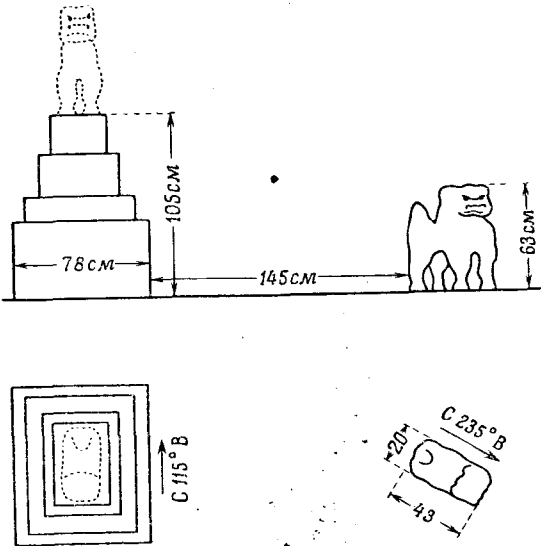
¹ Жирные цифры указывают на колебания, ожидаемые при землетрясениях умеренной силы.

И для последнего случая, вероятно, справедливо, что максимальные ускорения связаны с малыми амплитудами, а большие амплитуды — с низкими частотами и ускорениями.

БОЛЬШОЕ УСКОРЕНИЕ

Спектр, представленный в табл. 3-1, соответствует возмущению, длящемуся в течение ряда колебаний и представляющему заметную долю в общем возмущении. Записи сильных колебаний, а также и другие данные, свидетельствуют об эпизодических коротких единичных встряхиваниях (jolt) со сравнительно большим ускорением. Они, возможно, способ-

ствуют возникновению некоторых эффективных явлений, о которых иногда сообщают, хотя почти всегда существует и более простое объяснение. После землетрясения Лонг-Бич в 1933 г. печь, укрепленная на четырех ножках, оказалась полностью вне полосы грязи, которая раньше окружала ее на полу комнаты, причем полоса нигде не прерывалась, так что скольжение печи исключалось. Однако это еще не доказывает наличия вертикальных ускорений, превышающих g , а скорее свидетельствует о покачиваниях, наклонах и вращении сначала относительно одной



Фиг. 3-1. Смещение каменной статуи собаки. Землетрясение Тоттори, 1943 г. (по Матудзава).

ножки и затем относительно другой. Тогда же большая декоративная урна у мавзолея была обнаружена как бы насаженной на шип, вдавшийся в отверстие у ее основания сантиметров на десять. Здесь

рациональное объяснение состоит в том, что урна в результате боковых покачиваний вползла на шип, для чего не потребовалось бы особенно большого ускорения. После землетрясения в Тоттори (Япония) в 1943 г. каменные скульптуры собак (*комаину*) у храмов были смещены так, как будто их сначала подняли вверх, а затем отбросили в сторону примерно на метр. По-видимому, здесь происходили колебания пьедестала скульптуры (фиг. 3-1)¹.

Как будет показано в главе 5, имеются убедительные данные, что в плейстоценовой области крупнейших землетрясений фактические ускорения грунта достигают g и более. Обычно считают, что величина ускорения, достаточная, чтобы вызвать обычные повреждения нестойких сооружений, равна $0,1 g$ (около 100 гал.) Наименьшее ощутимое людьми ускорение, как установлено наблюдением и экспериментами, близко к 1 галу ($0,001g$, или 1 см/сек^2).

ПРИЧИНЫ СЛОЖНОСТИ

Современные сейсмографы, четко разделяющие последовательные части регистрируемых колебаний, показывают, что большая сложность возмущения обусловлена главным образом чередованием волн различных типов. Точно определенные времена вступлений этих волн используются для нахождения эпицентра и исследования глубин Земли или строения ее коры. Интерес к этим вопросам привел к тому, что в течение многих лет внимание концентрировали на точной регистрации времени и в основном пренебрегали более кропотливым анализом амплитуд.

Сложность полной картины землетрясения, грубо иллюстрируемая проволочными моделями Секийя, существенна с инженерной точки зрения. При проектировании сейсмостойких сооружений к сложности единичного явления неизбежно добавляется сложность, возникающая вследствие различий в источниках землетрясения. В период существования данного здания на него могут воздействовать волны различно удаленных землетрясений, подходящие с разных сторон, так что общий эффект равносителен воздействию случайного возмущения. Трудности проектирования усугубляются сложностью конструкции большинства крупных инженерных сооружений.

При удалении от источника сейсмограммы, как правило, теряют индивидуальность. Земля так удивительно симметрична, что одна и та же последовательность волн достигает почти одновременно точек, находящихся на равном расстоянии и в разных направлениях от источника. Сейсмограммы от двух одинаковых толчков, происшедших в одном районе и записанных удаленной станцией, будут почти идентичными, особенно если они записаны прибором с длиннопериодной характеристикой. Таким образом, сложность телесейсмической записи обусловлена в основном разнообразием тех путей, по которым первичное простое возмущение распространялось от гипоцентра к записывающей станции.

„ДВА ТОЛЧКА“

На близких расстояниях, особенно при сильных землетрясениях, получены ясные доказательства сложной природы источника; иногда налицо очевидное наложение записей двух отдельных толчков — сильного и сла-

¹ См. также описание землетрясения в Имайти в 1949 г. (глава 30).

бого. Для некоторых районов характерно, что землетрясения возникают как бы роями (swarms) или группами (см. главу 6).

Однако на близком расстоянии люди часто ощущают единичное землетрясение как два резких встряхивания, разделенных несколькими секундами. Подобные наблюдения столь обычны, что, основываясь на них, Дейвисон (Davison, 1905; см. литературу к главе 1) разработал особую теорию двойных землетрясений, ныне устаревшую. Новые сообщения о «двух толчках» обычно имеют то же происхождение либо основаны на данных какой-либо станции, указавшей времена зарегистрированных вступлений. Дело в том, что на расстоянии до 100 км (или 80 миль) обычная сейсмограмма состоит в основном из двух резких и коротких вступлений P и S , интервал между которыми не больше примерно 12 сек. Станции часто сообщают времена вступления как P -, так и S -фазы и для больших расстояний, а интервал между ними измеряется тогда в минутах. Когда два землетрясения действительно следуют одно за другим, то имеется по два вступления P - и S -фаз.

ДЛИННОПЕРИОДНЫЕ ВОЛНЫ

На расстоянии около 1000 км (или 600 миль) вслед за группами волн P и S вступают большие длиннопериодные волны. На больших расстояниях колебания с наибольшей амплитудой представляют, как показывают сейсмограммы сильных землетрясений с мелким очагом, длинный цуг поверхностных волн с периодами около 20 сек. Первые сейсмографы сильно их преувеличивали, и их называли главными волнами. При сильнейших землетрясениях фактическая амплитуда движений грунта повсеместно на Земле составляла для этих волн 1 мм; однако длина волн велика, а ускорение мало, поэтому люди их не ощущают.

Катастрофические землетрясения часто порождают на расстоянии нескольких сотен миль волны с периодами 10—20 сек и амплитудами в несколько сантиметров. С этими волнами связано несколько типов проявлений, о которых говорится в дальнейших главах. Эти проявления могут быть следующие:

1. Периферические проявления при сильных землетрясениях: на расстоянии, где обычно толчок не ощущается: чувство дурноты у отдельных людей; медленные колебания люстр и дверей.
2. Действие на грунтовые и поверхностные воды; сейши; колебания зеркала воды в колодцах (глава 9).
3. Оползания грунта, трещины, расщелины.
4. Медленные покачивания высоких зданий и башен.

О СЛУЖБЕ ВРЕМЕНИ

Современные методы контроля времени рассмотрены в главе 15. Много сомнительных и явно ошибочных выводов было сделано первыми сейсмологами, не подозревавшими, как ненадежно указывает время не имеющий опыта наблюдатель. Неверные значения скоростей сейсмических волн и координат эпицентров подкреплялись данными из разных пунктов о временах, соответствовавших моменту, когда некоторые наблюдатели взглянули на свои часы или когда остановились маятники часов.

Олдем в отчете об Индийском землетрясении 1897 г. пишет (Oldham, 1899; см. литературу к главе 5):

«Обильный источник ошибок, который часто нельзя исключить, состоит в разное принятых и используемых времен. Я имею в виду не глухие углы, где нет ни железной дороги, ни телеграфа и где местное время определяется ощущением аппетита у служащего, приставленного к станционному гонгу, или по солнечным часам... речь идет и о местах, где благодаря, телеграфной связи возможна точная служба времени... Большая степень точности, когда речь идет о стандартах обыденной жизни, превращается в большую степень неточности, когда необходимо учитывать даже доли секунды и, как видно из отчетов, даже там, где точность чрезвычайно желательна, время часто определено с ошибкой в несколько минут».

Как видно из отчетов об Индийском землетрясении 1934 г., после 1897 г. не произошло серьезных улучшений в службе времени. Это относится не только к Индии, аналогичные замечания были бы верны (особенно до 1924 г.) применительно к любым сельским районам. Даже теперь общий уровень службы времени достаточно хорош лишь в городах¹.

По мере накопления опыта потребность знать время с точностью не менее 1 сек стала безотлагательной; вследствие этого сейсмические станции часто организовывали при обсерваториях. Около 1924 г. произошло общее улучшение службы времени в связи с распространением в радиовещании передачи сигнала времени. За последние годы необходимость знать точное время для согласованной работы сети радиовещательных станций страны, а также общее внедрение электрических часов привело к тому, что и в широких слоях общества стали лучше следить за временем.

ЛИТЕРАТУРА

Материал для чтения по данной главе можно найти в общем списке литературы к главе I и в специальных ссылках в дальнейших главах.

Отчет об отброшенном *комаину* опубликован Т. Матудзава (т. Matuzawa, *Bull. ERI* (1944), 22, 60—65) по-японски; резюме немецкое. Цитата из Олдема относится к стр. 55 его работы (см. главу 5). Проволочные модели были впервые изображены в работе: Sekiya S., A model showing the motion of an earth-particle during an earthquake, *Trans. Seism. Soc. Japan* (1887), 11, 175—177.

¹ В 1918 г. один астроном, будучи на военной службе, проходил ее в гарнизоне, где по установленному порядку в полдень стреляли из пушки. Астроном, удовлетворяя профессиональное любопытство, спросил у ответственного офицера, как он узнает точное время; оказалось, что офицер регулярно сверял свои часы с часами, выставленными в витрине ювелира близлежащего городка. Когда же спросили ювелира, как он проверяет свои часы, тот ответил: «Ну, ведь это же так просто, — каждый день в полдень дается выстрел из орудия в форту, и я сверяю по выстрелу свои часы».

Два примера: землетрясения 1857 и 1929 гг.¹

МАЛЕ И ЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ

В начальную пору, когда на основе данных о землетрясениях формировалась наука, наибольший вклад в эту новую область знаний внес Мале. В 1846 г. он прочел в Ирландской академии доклад о динамике землетрясений. В 1850 г. и в последующие годы Мале подготовлял отчеты для Британской ассоциации научного прогресса, где стремился свести воедино все что было известно по данному вопросу. Он разработал определенные гипотезы о том, что представляют собой землетрясения, как они возникают и как их надо изучать. Разрушительное землетрясение 16 декабря 1857 г. в Италии послужило ему примером. В результате этого в 1862 г. был опубликован двухтомный труд: «Великое Неаполитанское землетрясение 1857 г.²; основные начала наблюдательной сейсмологии...» и так далее — все в стиле старинных заголовков, заполняющих весь титульный лист (Mallet, 1862). Мале попал в Неаполь лишь после февраля 1858 г.; он вернулся в Англию в апреле. За немногие недели он собрал огромное количество данных, большей частью пересекая сильно холмистую страну по очень плохим дорогам и взбираясь по очереди к городкам, венчавшим вершины крутых холмов. «Часто, — пишет он, — по три часа мучаешься с нашим мулом, совершая долгие поездки по осыпям или тропам, которые во время дождей нередко становятся руслами потоков, а в результате только и успеваешь добраться до каких-нибудь древних ворот». Исследователи, посетившие города той же местности, поврежденные землетрясением 1930 г., путешествовали уже с комфортом в автомобилях, по хорошим дорогам.

ГЕОЛОГИЯ ИТАЛЬЯНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Главная структура Италии — дуга Апеннин, обращенная выпуклостью на восток. Дугообразные структуры обычны в областях тектонической и вулканической активности, особенно в Тихоокеанском поясе, где продолжается складко- и горообразование. Дуга Апеннин относится к той же системе, что и альпийская; обе они — результат складкообразования и надвигов, начавшихся еще в юре, хотя главная фаза сжатия и горообразования приходится на середину третичного времени, а последующие поднятия достигли максимума в плейстоцене. Как и во многих других областях, действовавшие силы были сдвиговыми. Вряд ли альпийские структуры все еще раз-

¹ В этой и следующей главах описано несколько землетрясений, выбранных в качестве примера, и на них мы еще будем неоднократно ссылаться. Для полноты изложения приводятся некоторые тонкости, к которым на данной стадии студент еще не подготовлен; они будут разъяснены в дальнейших главах.

² Неаполитанское землетрясение — по Неаполю (древний Неаполис). Это землетрясение не было особенно сильным в самом Неаполе; но его плейстосейсовая область располагалась в прежнем Неаполитанском Королевстве, ставшем частью объединенной Италии в 1861 г.



Фиг. 4-2. Землетрясения, ощущавшиеся в Италии в 1930 — 1939 гг. (Калон).

Наблюдавшаяся максимальная интенсивность в баллах: 1 — VI; 2 — VII; 3 — VIII; 4 — IX; 5 — X; 6 — эпицентры по инструментальным данным; 7 — не локализованные эпицентры в море.

перегретый пар, попадая в трещину. Он обратил внимание на близость зоны землетрясения 1857 г. к Монте-Вультуре (совершенно угасший вулкан). Подобный источник взрыва, рассуждал Мале, по существу, следует считать точечным, то есть гипоцентром. Упругие волны от взрыва должны быть волнами сжатия, следовательно, продольными, подобными звуковым; поперечные волны не должны наблюдаться. Первое движение грунта, считая, что скорость волн постоянна, должно быть направлено радиально от гипоцентра; горизонтальная компонента движения должна быть направлена от эпицентра. Опрокинутые и незакрепленные предметы, свалившиеся сверху, должны падать в сторону от эпицентра или по направлению к нему. Трещины в зданиях должны указывать на направление волнового фронта.

Последнее утверждение, существенное для работы Мале, сначала казалось неприемлемым. Вероятно, чаще всего трещиноватость зависит скорее от самого сооружения, чем от направления колебаний в упругих волнах. Но следует предварительно принять во внимание отчет Мале, в котором особо подчеркивается, что в итальянских городках, расположенных на

холмах, строятся здания особого типа, которые характерны для большей части южной и восточной Европы. «Широко используется при каменной кладке известь, но раствор часто очень слабо схватывается, так как в нем слишком велика доля извести и недостаточно грубозернистого песка должного качества. Поэтому в общем для возводимых стен, даже в зданиях первого класса, характерна грубая, укороченная бутовая кладка, с широкими швами и очень толстыми стенами, причем совершенно пренебрегается мерами по укреплению конструкций». Перекрытия представляют дощатый настил, покрытый тяжелым слоем цемента, крыши тяжелые, крытые толстой и незакрепленной черепицей. Таким образом, «при сооружении более крупных зданий массивность и инерция стен, перекрытий и кровли оказывается непомерно большой, в то время как связи и крепления, как в пределах отдельных элементов, так и взаимные во всей конструкции, оказываются несовершенными и непрочными».

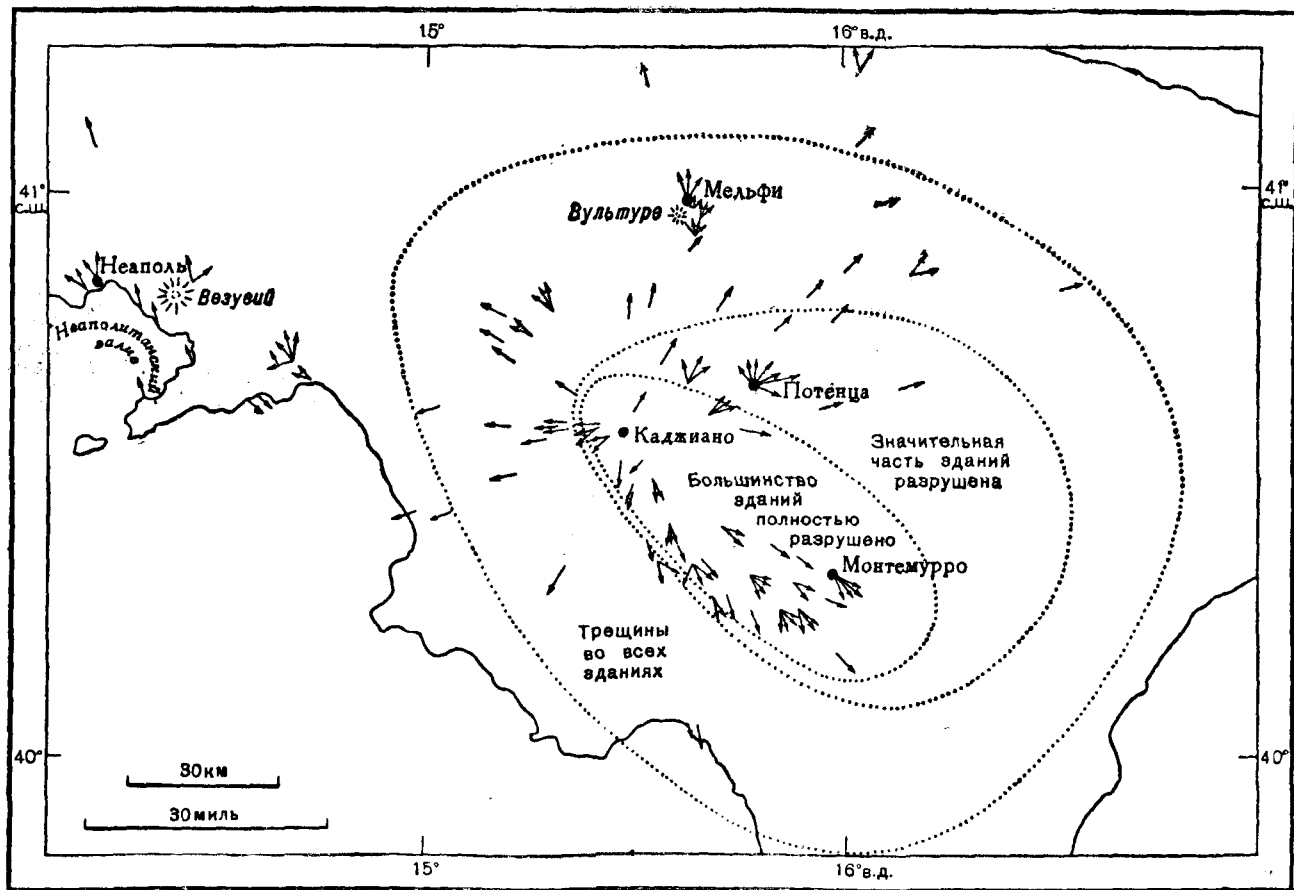
Сказанное позволяет легче понять, почему Мале рассматривал эти строения как скопления незакрепленного, хрупкого материала, в которых трещины, вызванные волной сжатия, можно было рассматривать как нарушения, располагающиеся вдоль фронта волны, то есть под прямым углом к лучу. Мале не предполагал, что таким образом будут упорядочены все трещины; он был достаточно осторожен, чтобы указать, что в любом месте на первый взгляд создается впечатление сплошного хаоса и что преобладающее направление трещиноватости начинаешь замечать лишь после длительного, тщательного и всестороннего исследования. Больше того, обычно он находил два главных направления трещин, иногда образующих почти прямой угол. Обычно одна система была лучше выражена, а направление, в котором падали незакрепленные предметы, было перпендикулярно этой системе, то есть совпадало с предполагаемым направлением распространения волн.

Так как Мале работал месяц спустя после землетрясения, то он должен был полагаться на расспросы и отчеты, чтобы дополнить собственные наблюдения. Одним из его «открытий» был собор в Потенце, в котором появилась сложная система трещин. Архитектор собора, думая о реставрации, тщательно зарисовал эти трещины еще до поездки Мале. (Больше того, землетрясение сместило купол собора, и сдвиг произошел в направлении, перпендикулярном главной группе трещин, как того и ожидал Мале.)

ЭКСЦЕНТРИЧНОСТЬ ЭПИЦЕНТРОВ

Мале составил карту (фиг. 4-3), на которой в каждом обследованном пункте были проведены стрелки, направленные на эпицентр согласно данным этого пункта; были указаны также направления, образующие вторую систему. Как правило, стрелки сходятся к небольшой общине Каджиано, расположенной неподалеку от северного края овала плейстоценовой области. Хотя сотрясения были здесь сильные, наибольшие разрушения приурочены к участку, находящемуся ближе к противоположному краю овала, близ Монтемурро. Некоторые из стрелок, соответствующих второму преобладающему направлению, указывают на участок Монтемурро.

Поскольку мы не разделяем идеи Мале о взрывном характере землетрясения, мы не можем согласиться и с тем, что поперечных волн не было. Сейсмограммы показывают, что амплитуды поперечной фазы S обычно больше, чем у продольной фазы P . Два направления, образующие прямой угол, могут соответствовать фазам P и S ; однако весьма вероятно, что глав-



Фиг. 4-3. Землетрясение в Неаполитанском Королевстве 16 декабря 1857 г. Главные изосейсты и направления смещений, использованные для определения эпицентра (по Мале).

ное направление Мале соответствует фазе S , а не P и что его второе направление может быть истинным.

Большая интенсивность близ Монтемулло не обязательно означает, что эпицентр находится там. Сравним, например, это землетрясение с двумя калифорнийскими. Разлом, образовавшийся при землетрясении Лонг-Бич 1933 г., вероятно, распространился от эпицентра к северо-западу примерно на 20 миль. Интенсивность близ эпицентра была велика, но наибольшие разрушения отмечались в окрестностях Лонг-Бич, близ северо-западного конца разлома. При землетрясении в округе Керн образование разлома началось у Уилер-Ридж и распространилось на северо-восток на расстояние около 40 миль и опять интенсивность была больше у эпицентра, но наибольшие разрушения и самые значительные из наблюдавшихся проявлений приурочены главным образом к северо-восточному концу.

Интересную попытку применить методику Мале к землетрясению 1933 г. предпринял профессор Клементс, рассматривая направления, в которых падали памятники у могил. Соответствующие направления сходились у Комптона, севернее Лонг-Бич; однако когда предположили, что колебания вызваны поперечной волной, и провели линии, перпендикулярные прежним, то они сошлись далеко на юго-востоке близ эпицентра, определенного инструментально.

ГИПОЦЕНТР МАЛЕ

Мале логически развил свой метод применительно к трем измерениям, но здесь он, вероятно, зашел уж слишком далеко. Как он полагал, можно ожидать, что для главной системы трещин характерно падение, по которому узнают направление на гипоцентр. Мале тщательно измерял падения, продолжая соответствующие линии вплоть до пересечения с вертикалью, проведенной через эпицентр. Пересечения приходились на весьма различные уровни, начиная почти от поверхности и до глубины около 10 миль. Мале принял, что среднее значение равно около 6,5 миль, но **приписал** разброс данных тому, что источник вытянут в вертикальном направлении, в то время как менее оптимистический, но более естественный вывод состоял бы в том, что метод неточен. Мале не учитывал изменений скорости с глубиной, а также влияния свободной границы на кажущийся угол выхода. Сомнительно, имеет ли эта часть его работы какое-нибудь значение. Можно, конечно, сказать, что он установил порядок глубин, характерных для гипоцентра, поместив его не слишком глубоко и не слишком мелко; но это было бы легко предположить, не затрачивая столько работы, как это раньше делал сам Мале. В настоящее время определение глубины гипоцентра — трудная задача, даже при использовании большой группы станций, регистрирующих времена вступления с точностью до одной десятой секунды.

МАСШТАБ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМЛИ

Как сделал бы любой хороший физик, Мале попытался определить максимальную амплитуду и скорость смещений грунта. Он оценивал максимальную амплитуду по ширине трещин в стенах, что довольно сомнительно, и получил значение около 4 дюймов. Скорости вычислялись, вероятно, более надежно — по положению точек, на которые падали незакрепленные предметы, сброшенные толчком с высокого места. Это вычисление может

дать точный результат при тщательном обследовании данных, если быть уверенным, что падению не предшествовало покачивание или подталкивание, обусловленное колебаниями опоры предмета. Мале детально рассмотрел эти факторы и пришел к выводу, что истинная скорость сбрасывания достигала 12 футов в секунду.

Было бы неверно сопоставлять амплитуду в 4 дюйма и скорость, равную 12 футам в секунду, как если бы они соответствовали одному простому гармоническому колебанию. Частота колебаний, как отмечали Дейвисон и другие, составляла бы тогда около 5 *гц*. Это значение кажется подозрительно большим; в самом деле, те же вычисления дали бы нам тогда невероятно большое ускорение (13 *g*). Данные приборов для сильных колебаний показывают, что амплитуда в 4 дюйма может считаться приемлемой, если период колебаний достигает нескольких секунд. Период в 2 *сек* согласуется с ускорением в 2 *фута/сек*² — средним значением для толчка, вызывающего разрушения. С другой стороны, скорость 12 футов в секунду трудно согласовать с амплитудами и ускорениями, которые считаются приемлемыми на основании позднейших работ. Вероятно, Мале, несмотря на свои старания, недооценил влияния подталкивания.

ИНТЕНСИВНОСТЬ И МАГНИТУДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МАЛЕ

Легко переоценить землетрясение подобное этому, когда целые города оказывались разрушенными и число погибших, быть может, превысило 12 000. Учитывая исключительно плохое качество построек, можно считать, что интенсивность IX по модифицированной шкале Меркалли, вероятно, позволяет объяснить наблюдавшиеся проявления. При отсутствии сейсмографов магнитуду землетрясения можно оценить, только сопоставляя его с позднейшим толчком. Таким явилось землетрясение 23 июля 1930 г., эпицентр которого был расположен чуть севернее, чем при землетрясении 1857 г. Произведенные при этом разрушения также сопоставимы; плейстоценовая область имеет почти такой же размер, и толчок ощущался примерно на таком же расстоянии. Магнитуда толчка 1930 г. близка к 6,5 и, вероятно, такова же была магнитуда землетрясения 1857 г.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ УИТТИЕР 8¹ ИЮЛЯ 1929 г.

Публикуемые обследования землетрясений, чаще всего изучаемые студентами, относятся к крупным и важным событиям; однако разведчик, проводящий полевые исследования, должен иметь ясное представление о том, что включать в изучение слабого толчка. Предлагать для такой цели в качестве примера Калифорнийское землетрясение 1906 г. или даже землетрясение Мале — это всё равно, что разбивать копром яйцо.

Главная трудность при полевом обследовании сильного землетрясения состоит в том, что один человек или небольшая группа должны за ограниченный срок осмотреть обширную плейстоценовую область и быть при этом уверенными, что не упущено ничего существенного и изучено каждое действительно необыкновенное проявление. При слабом землетрясении главная трудность состоит в том, что личные наблюдения могут дать лишь небольшую долю необходимых сведений; здесь нет ни опустошенных городов, ни больших разломов и трещин и много времени должно быть затрачено на расспросы очевидцев.

¹ Калифорния. — Прим. ред.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ТОЛЧКИ

Землетрясение Уиттиер 8 июля 1929 г. было кульминационным в примечательной серии толчков. 4 мая 1929 г. в 5 час 07 мин после полудня произошло землетрясение, интенсивность которого несколько превышала V в Уиттиер и прилегающих местах; это означает, что толчок был достаточно силен, чтобы сместить небольшие предметы и вызвать легкую тревогу, хотя разрушений не отмечалось. Отдельные люди ощущали толчок и в Лос-Анжелесе. Восемь минут спустя был отмечен более слабый толчок, который, по имеющимся сообщениям, ощущался только в районе Уиттиер; третий толчок, несколько сильнее второго, произошел в 11 час 33 мин вечера.

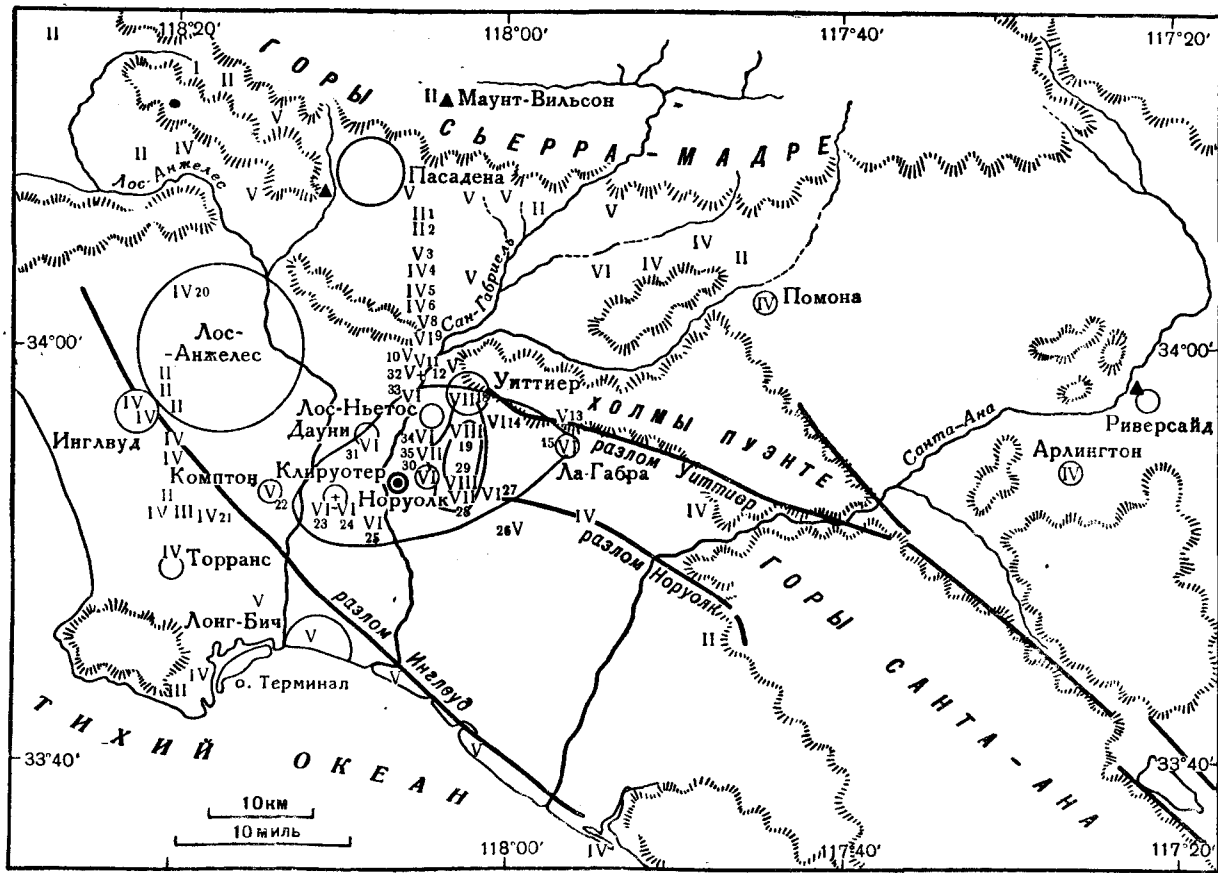
Записи этих трех землетрясений на станции Пасадена чрезвычайно сходны, причем интервал между двумя главными фазами (*P* и *S*) близок к 4 сек. Девять более слабых толчков того же рода были зарегистрированы в течение следующих двух недель; три из них, как сообщалось, были замечены в Лос-Ньетос, южнее Уиттиер.

ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК; ПОЛЕВЫЕ РАБОТЫ

Главное землетрясение произошло в 8 час 46 мин утра 8 июля. Его ощущали на большей части территории Лос-Анжелеса. На сейсмограммах этого толчка, записанных в Пасадене, нельзя разобрать детали, так как для фоторегистрации сильных и быстрых колебаний выдержка была недостаточной; однако на записях многочисленных слабых толчков интервал между *P*-и *S*-фазами равен 4 сек и выражены другие характерные черты предварительных толчков в Уиттиер. Когда по телефону сообщили о сильных сотрясениях близ Уиттиер, на место была выслана полевая партия.

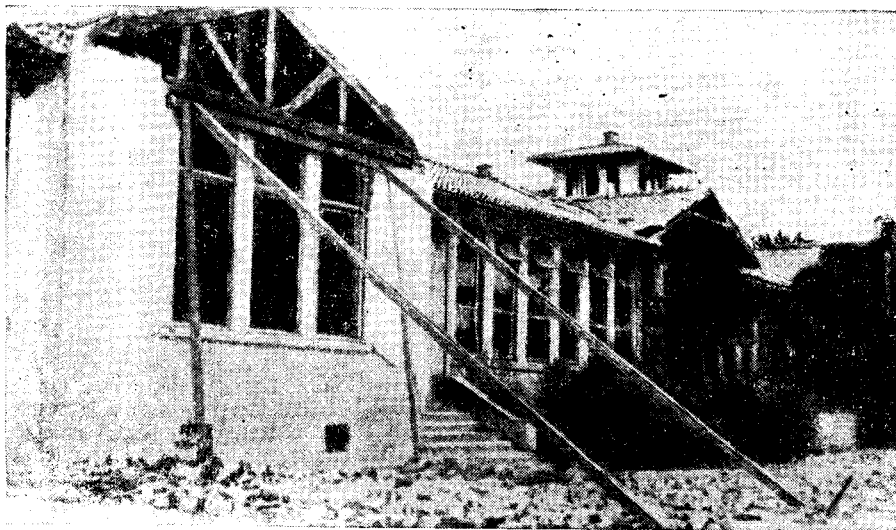
Интенсивности, наблюдавшиеся при приближении к Уиттиер. Никто в здании сейсмической станции не ощутил толчка; толчок ощущали люди в деловой части Пасадены, особенно на верхних этажах зданий. Пункты, где партия по пути останавливалась, последовательно перенумерованы на схематической карте (фиг. 4-4). Краткая характеристика проявлений землетрясения в некоторых из этих пунктов приводится ниже (римские цифры означают интенсивность по модифицированной шкале Меркалли 1931 г.; они несколько отличаются от интенсивностей, приведенных в статье о данном землетрясении, где использовалась шкала Росси-Фореля).

1. Толчок короткой длительности, который ощутил лишь один сидящий человек; другие не почувствовали толчка (II).
- 2,3. Никаких проявлений не замечено; толчок ощутили другие люди, находившиеся поблизости (II).
4. Скрипели двери (IV).
5. Сильно скрипели двери, дребезжали окна, стекла стеллажей и т. д. (IV+).
6. Близ вершины холма. Дребезжали мелкие предметы обихода, небольшие вазы, тарелки (IV).
8. Низменное место. Трещали и скрипели небольшие набивные дома. Двигались все стулья. Легкая тревога; люди выбегали из домов (V).
9. Низменное место. Падали статуэтки. В одном квартале рухнул дымоход (VI+).
10. Слетали с полок пачки сигарет, из-за колебания столбов неистово раскачивались телефонные провода (V—VI). Местность выше, чем в № 9.
11. Слетали с полок товары в лавке. Сильно сотрясались здания и бензоколонки (V+). Здесь начали поступать сведения о незначительных повреждениях на обширной площади в Уиттиер и его окрестностях; однако в первом пункте, обследованном в Уиттиер, интенсивность оказалась сравнительно малой.
12. У северо-западной части Уиттиер. Сотрясения грунта на холме сильнее, чем в деловом центре. Общий грохот; пострадали немногие объекты; ничто не опрокинуто. Продолжительность ощутимых сотрясений оценивается в 1 мин (V).



Фиг. 4-4. Землетрясение Уиттиер 8 июля 1929 г. Интенсивности (римские цифры), изосейсты, эпицентр по инструментальным данным (кольцо с точкой в центре).

Уиттиер и окрестности. Были обследованы условия в Уиттиер и, кроме того, проводились опросы и использовались газетные заметки. Наблюдаемые проявления ослабевали к северу от делового центра, и кажущаяся интенсивность быстро убывала на холмах севернее города. Во многих жилых и служебных зданиях опрокидывались незакрепленные предметы; дало трещины шлифованное стекло в витрине банка. В доме 119 по Норс Гринлиф, у северной границы делового центра, треснули стены и с них сорвались картины. Интенсивность в этом месте не превышала VI; но несколько восточнее интенсивность обычно достигала VII. По Пейнтер-Авеню, идущей с севера на юг, из многих дымоходов выпадали кирпичи, некоторые дымоходы



Ф и г. 4-5. Повреждения школы Ист-Уиттиер 8 июля 1929 г. («Earthquake Damage and Earthquake Insurance», 1932; с любезного разрешения Кларка Фримона).

были обрушены; отмечались трещины и нарушения кладки в кирпичных и каменных стенах. Менее чем за три часа после землетрясения с помощью пожарных машин кирпичи на улицах были убраны. Поэтому при желании получить из первых рук сведения о небольшом землетрясении нужно действовать быстро. Поспешность при разборе обломков необходима, чтобы устранить препятствия для движения транспорта; но часто на лицо явное стремление устранить объективные данные. Защищая свои домыслы, публика иногда доходит до того, что мешает фотографировать.

Восточнее Уиттиер обследование производилось с целью оконтурить границу плейстосейстовой области.

13. Асьенда-Каунтри-Клаб¹, на холмах Пуэнте. Длительность сотрясений оценивается в 30 сек. Колебательные движения; трещало и дребезжало клубное здание, дребезжали тарелки. Сотрясения сильно ощущались и вне дома, по пути к площадке для гольфа (V).

14. Школа Ист-Уиттиер. Это наиболее сильно разрушенное здание. Недавно оно получило приз среди зданий данного типа — видимо, только за внешний вид. Большинство разрушений вызвано здесь тем, что была допущена обычная ошибка при проектировании, когда секции сооружают отдельно (отсутствуют связи, объединяющие постройки в единое целое). Однако и многие отдельные части конструкции оказались

¹Дача загородного клуба.— Прим. перев.

непрочными. Западная стена — образец плохой кирпичной кладки — наклонилась и ее пришлось подпереть, чтобы предотвратить обрушение (фиг. 4—5). Всюду валялись кирпичи, особенно у фронтонов; выступающие концы фронтонов не были укреплены и обрушились. Фриман писал: «... ущерб оценивается в 20 000 долларов при стоимости неповрежденного дома 80 000 долларов... Фундамент, коколь и первый этаж, сооруженные, как сообщают, из железобетона, не повреждены. Стены выше первого этажа бетонные, неармированные, за исключением северо-западного крыла, сложенного пустотелым кирпичом, покрытым штукатуркой. Крыша черепичная, на досках; стропила деревянные. Стены 11 фронтонов на крыше сложены поверх бетона из кирпича, скреплены только раствором и оштукатурены. Восемь из этих непрочных фронтонов разрушены. Внутренние перегородки из полого оштукатуренного кирпича сильно растрескались» (Friman, 1932). Интенсивность, безусловно, была не меньше VII; оценка VIII была бы завышенной, если иметь в виду плохое качество постройки. Эта школа была разобрана, и на ее месте выстроено более современное прочное здание.

Вдоль бульвара Уиттиер к востоку от школы попадались поврежденные кирпичные дымоходы; по крайней мере у одного дома дымоход был разрушен от уровня крыши. Километрах в пяти восточнее, ближе к Ла-Абра, подобные разрушения встречаются реже.

15. Ла-Абра. Обнаружен только один дымоход с расшатанными кирпичами. Западнее, в одном осмотренном доме опрокинуты бутылки и другая утварь, между кирпичным очагом и стеной образовалась зияющая трещина и часы остановились в 8 час 45 мин (VI).

18. Консервный комбинат Мерфи Ренч, к югу от центра Уиттиер. Здание со стальным каркасом и стенами из пустотелого кирпича; стены сильно растрескались и их пришлось выложить заново. Грунт здесь исключительно неустойчивый, насыпной (VII).

19. Угол Ганн-Авеню и Малбери-Драйв. Два набивных оштукатуренных дома, расположенные по диагонали друг относительно друга, оказались сдвинутыми с места. В одном повреждения (на сумму 2500 долларов) проявились в основном в том, что кирпичный дымоход и очаг обрушились внутрь, причем кирпичи заполнили часть жилых помещений. Другой дом повернут относительно основания; это явление, как и в большинстве подобных случаев, обусловлено скорее не реальным вращением, а дифференциальным трением и тем, что последовательные толчки имели различное направление. Кирпичный дымоход подломился на уровне крыши; однако верхняя часть не упала, а осталась на месте, повернувшись на 30° относительно нижней. Прямоугольное окно погреба после толчка приняло очертания параллелограмма. Близ этого места разорваны магистральный газопровод и водопровод (VIII).

Дальнейшие наблюдения интенсивности. Нижеперечисленные пункты обследованы во время другого полевого маршрута два дня спустя.

20. Дом автора в западной части Лос-Анжелеса близ бульвара Уилшир. Сотрясение ощутили один-два человека; его продолжительность не превышала 2 сек. Гири на стенных часах колебались; часы не остановились. Стены и оствы растрескались (IV). В пунктах южнее этого места была установлена интенсивность III и IV.

21. Гардена. Интенсивность все еще IV.

22. Комптон. Редакция газеты: сильно дребезжали окна и незакрепленные предметы, один небольшой предмет опрокинулся (V). Жилой дом на углу Мейн-Стрит и бульвара Лонг-Бич: дребезжал дом, раздавался громкий гул; опрокидывались вазы, осыпалась внутренняя штукатурка (VI).

23. Хайнз. Упали два-три дымохода. Трещины в стенах; осыпалась внутренняя штукатурка, вещи слетали с полок (VI, приближаясь к VII).

24. Белфлауер. Трещины в стенах, осыпалась внутренняя штукатурка, бутылки падали с полок (VI).

25. Артезна. Осыпалась внутренняя штукатурка, вещи слетали с полок (VI).

26. Парк Буэна. В одной лавке с полки слетело несколько бутылок. Стены не растрескались, и сильного гула землетрясений не было. Дребезжали и трещали набивные строения (V).

27. Станция Ла-Мирада. Внутри осыпалась штукатурка, с крыши упало несколько черепиц, с полок — посуда, из аптечки — пузырьки. Раскаты сотрясения. Неполადки с часами (VI).

28. Карменита. Товары слетали с полок. Сильный шум. Падали дымоходы. — «Часы остановились? Это вырвало маятник!» (VII).

29. Коллектор сточных вод севернее Карменита. Сломаны стояки (VIII).

30. Норуолк. Выпали кирпичи, по крайней мере в одном дымоходе. В бакалейной лавке слетали товары с тех полок, которые были ориентированы меридионально, но не слетало ничего, не сдвигалось с места на полках, ориентированных в широтном направлении. Грохот. Остановивались часы (VI).

31. Дауни. Трещины в верхней части стен. Внутри осыпалась штукатурка. Картины падали со стен. Общая тревога (VI). К северу и западу от Дауни интенсивность, по-видимому, уменьшалась; опрокинутые предметы встречались реже.

32. Пико. Лишь отдельные предметы слетали с полок. В нескольких пунктах интенсивность всюду соответствовала V.

33. Ривера. Падали бутылки. Опрокидывались вазы. Громкие раскаты. Дала трещины внутренняя штукатурка. Сдвигалась мебель. В окрестностях разрушен один дымоход (VI).

34. Между Лос-Ньетос и Санта-Фе-Спрингс. Предметы падали с полок (в том числе карманный фонарь и небольшие часы), но тарелки остались в сушилке. Одна хозяйка была чрезвычайно удивлена тем, что маринованная свекла выплеснулась из бутылки, стоявшей в холодильнике (VI или, вероятно, несколько меньше).

35. Норуолк, госпиталь штата. Здания этого типа, используемые для общественных целей, плохо зарекомендовали себя во время нескольких калифорнийских землетрясений. Ущерб оценивается в 6500 долларов при общей стоимости здания около миллиона. Бетонные арки растрескались, выбиты кирпичи. Упало три дымохода. Сломаны упоры портиков. Повреждены черепичные крыши. Внутренняя штукатурка сильно потрескалась, а кое-где осыпалась. Картины падали со стен, разбилось много тарелок и бутылок (VII). Здесь ощущались и слабые афтершоки, и каждый раз им предшествовали внятные раскаты. Так как большая часть афтершоков была очень слаба, то расстояние до эпицентра было вряд ли больше нескольких миль.

Имеются также данные из отчетов других исследователей, из вопросов, распространяемых Береговой и геодезической службой США, и из газет. Изосейсты на фиг. 4-4 оконтуривают зоны с довольно постоянными интенсивностями VI, VII и VIII. При их проведении сравнительно мало учитывалось ожидаемое увеличение интенсивности на рыхлом грунте.

ЭПИЦЕНТР И ВРЕМЯ В ОЧАГЕ

Землетрясение Уиттиер произошло как раз тогда, когда на станциях южной Калифорнии была организована надлежащая регистрация времени. Для определения координат очага имеют значение только времена вступления трех ближайших станций. Для главного толчка они равны:

Пасадена	8:46:11,7 утра
Маунт-Вильсон	8:46:12,6
Риверсайд	8:46:17,5

Ввиду сильных колебаний, сопровождавших вступление *P*-фазы, время вступления фазы *S* определить нельзя; но интервал между *P*- и *S*-фазами для афтершоков обычно ясен и довольно постоянен. Соответствующие значения равны:

Пасадена	4,0 сек
Маунт-Вильсон	4,7 сек
Риверсайд	7,8 сек

В простейшем случае (см. главу 20) достаточно умножить эти величины на 1,37, чтобы получить соответствующие времена пробега *P*-фазы от источника, которые, таким образом, равны 5,5, 6,5 и 10,7 сек. Вычитая эти величины из времен вступления *P*-фазы главного толчка, находим: 8:46:06,2; 8:46:06,1; 8:46:06,8. Последнее значение (станция Риверсайд) несколько менее надежно, но, придавая ему некоторый вес, найдем, что время в очаге равно 8:46:06,3. В настоящее время принято, что в южной Калифорнии очаги находятся на стандартной глубине 16 км и средняя скорость *P*-волн равна 6,34 км/сек: отсюда можно вычислить расстояния до трех соответ-

ствующих станций, которые будут равны 30, 37 и 69 км. Дуги, проводимые с учетом этих данных, пересекаются не совсем в одной точке; но если придать несколько большее значение данным станции Риверсайд и считать, что время в очаге несколько больше, то достаточно хорошее пересечение дуг определится близ Норуолка, указывая на эпицентр с координатами $33^{\circ}54'$ с. ш., $118^{\circ}06'$ з. д. Эта точка (она показана на фиг. 4-4) несколько отличается от первоначально опубликованных данных, поскольку тогда были приняты другие значения скоростей. Однако по обоим определениям эпицентр связан с разломом Норуолк, а не Уиттиер.

В 1929 г. единственным разломом, о существовании котсрого вообще было известно в районе, был Уиттиер; данные о разломе Норуолк были получены позднее, главным образом в результате работ по разведке нефти. Последний разлом имеет большое значение при оценке опасности землетресений в зоне Лос-Анжелеса. Центральныи прогиб бассейна Лос-Анжелес представляет, упрощенно говоря, глыбу, опустившуюся на сотни футов по ограничивающим ее разломам — Инглвуд на юге и Норуолк на севере. Очаг разрушительного землетрясения Лонг-Бич 1933 г. был связан с разломом Инглвуд; но до этого единственный достойный упоминания толчок, связь которого с этим разломом была установлена, произошел в 1920 г., повредив Инглвуд, и вряд ли он имел большую магнитуду, чем землетрясение в Уиттиер 1929 г.

После 1929 г. продолжали происходить более слабые землетрясения, связанные с разломом Норуолк или во всяком случае с эпицентром, расположенным неподалеку. Эта активность вполне хорошо установлена. Имеются разумные основания полагать, что разлом Норуолк может породить землетрясение с такой же магнитудой, как и землетрясение Лонг-Бич ($6 \frac{1}{4}$). Подобное событие вызвало бы серьезные разрушения на территории Лос-Анжелеса.

Магнитуда Уиттиер была оценена в 4,7. Максимальные амплитуды на большинстве сейсмограмм не получились из-за недостаточной экспозиции фотоленты; но вероятная величина максимума была оценена благодаря сравнению с записями афтершоков и результаты оказались согласованными. Наблюдавшаяся максимальная интенсивность, размеры плейстосейстовой области и зоны осязимости толчка при этом согласуются с соответствующими значениями для других толчков такой же магнитуды.

АФТЕРШОКИ

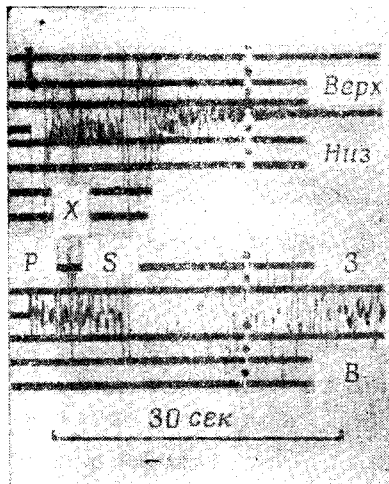
В течение первых суток после главного толчка (8 час 46 мин утра, 8 июля 1929 г.) на сейсмограммах станции Пасадена было записано еще 155 афтершоков. Их частота быстро снижалась: между 9 и 10 час утра зарегистрировано 26 толчков; между 9 и 10 час вечера — только 4. Всего в течение июля отмечено 203 толчка. Учитывая, что регистрация производилась крутильными сейсмографами, а не приборами Бениоффа с большим увеличением, разработанными в Пасадене позднее, такое количество афтершоков является необычно большим для толчка с магнитудой 4,7.

ОТРАЖЕННАЯ ПОПЕРЕЧНАЯ ВОЛНА

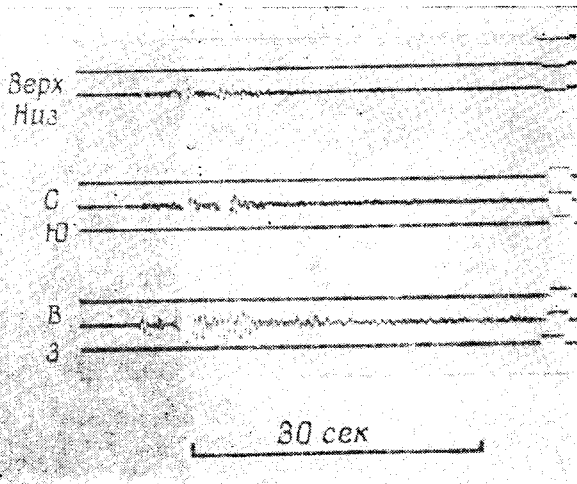
Все слабые толчки серии сопровождалась на записи примечательным добавочным импульсом (фиг. 4-6). В Пасадене он регулярно подходил через 4,4 сек после S-фазы, и его меридиональная компонента была гораздо больше широтной. Аналогичные вступления отмечены на станции Маунт-Вильсон и менее отчетливые — на станции Риверсайд. Наличие азимутального эффекта позволяет считать, что данное вступление пред-

ставляет собой поперечную волну, поляризованную при отражении от подошвы континентальной коры (граница Мохоровичича). Позднее данная интерпретация подтвердилась; эти волны, а также соответствующие продольные отраженные волны регулярно регистрируются в южной Калифорнии на расстояниях 25—80 км от эпицентра.

Наличие таких резких отражений показывает, что у подошвы коры происходит очень резкое изменение физических свойств. Этот факт имеет серьезное значение для геофизических теорий, касающихся истории земли и континентов. Исследователи в других странах часто упускают подобные наблюдения либо ставят их под сомнение. Конечно, опубликовать можно только небольшую часть доказательств, но скептикам обычно показывают в Пасадене подборку, состоящую из сотен четких очередных сейсмограмм данного типа (фиг. 4-7). Недавно группа наблюдателей получила подобные резкие отражения от сейсмограммы искусственного взрыва: приборы, используемые в сейсмической разведке, вели запись дольше, чем обычно. В Европе о таких отраже-



Фиг. 4-6. Сейсмограммы, записанные в Пасадене 3 ноября 1930 г. Афтер шок землетрясения Уиттиер 1929 г.; видны волны P, S и S-волна, отраженная от границы Мохоровичича.



Фиг. 4-7. Сейсмограммы, записанные в Вуди (Калифорния) 5 августа 1953 г. Видны волны P, S и P-волна, отраженная от границы Мохоровичича.

ниях сообщил Рейх в Германии (Reich, 1953) и Д. Р. Роте и другие во Франции. В южной Калифорнии д-р Г.Г. Шор также наблюдал волны этого типа, в частности при большом взрыве в карьере у Монолит (Shor, 1955). Главное вступление отраженной P-фазы подошло примерно через 10 сек после взрыва и, вероятно, на 1 сек раньше подошло еще одно; подобное удвоение можно обнаружить и на записях землетрясений¹.

ЗАМЕЧАНИЯ ДЛЯ ЧИТАТЕЛЕЙ

Землетрясение Уиттиер произошло как раз тогда, когда вступила в действие хорошо разработанная программа исследований. В результате было собрано чрезвычайно много новых данных. Но не следует полагать, что каждый слабый толчок при-

¹В 1955 г. Галфи и Стегена сообщили об отражениях, вступивших через 9 сек после взрывов на Венгерской равнине. (Gulfi, Stegela, 1955). Д-р Бот указал автору, что близ Кируна (северная Швеция) наблюдались отражения, вступившие через 10 сек после взрывов (Båth, 1957). Янчевский в 1956 г. выделил на записи слабого землетрясения в Польше S-фазу, отраженную с глубины около 33 км (Янчевский, 1956). А. Камисуки обнаружил в центральной Японии волны землетрясения, отразившиеся с глубины 30 км (Kamitsuki, 1956).

несет столько же сведений. Ни одна живая наука и уж, конечно, не сейсмология, не дают нам возможности с уверенностью предсказать, даст ли новое исследование сколько-нибудь ценные результаты. Геолог и любознательный читатель убедятся, что обследование в поле любого землетрясения — дело, стоящее затрат труда и времени; даже если и не удастся получить новые данные, накопленный опыт все же окажется весьма ценным.

ЛИТЕРАТУРА

Землетрясение 1857 г.

Mallet R., Great Neapolitan Earthquake of 1857. The first principles of observational seismology, Chapman and Hall, London, 1862, 1—2. (Цитаты взяты из т. I, стр. 26, 28, 29. Выводы и идеи Мале изложены в ч. III, начиная со стр. 233 2-го тома. Работы Мале сжато изложены в работе: Davison C., A Study of Recent Earthquakes, Shapter II).

Землетрясение 1929 г.

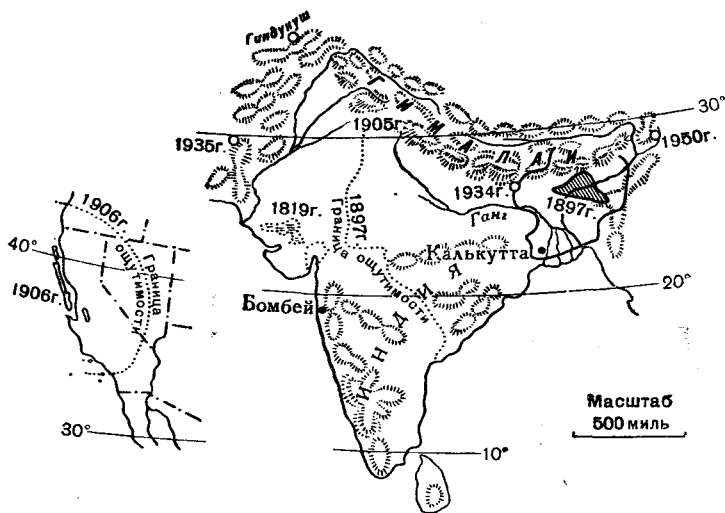
Freeman J. R., Earthquake Damage and Earthquake Insurance, McGraw-Hill, New York, 1932. (О землетрясении Уиттиер 1929 г., стр. 435—440; об Итальянском землетрясении 23 июля 1930 г., стр. 513—544).
Wood H. O., Richter C. F., Recent earthquakes near Whittier, California, BSSA (1931), 21, 183—203.

Отраженная S-фаза

Gutenberg B., Reflected and minor phasis in records of nearby earthquakes in southern California, BSSA (1944), 34, 137—159 (особенно стр. 146).
Reich H., Über seismische Beobachtungen der PRAKLA von Reflexionen aus grosser Tiefen..., *Geol. Jahrbuch* (1953), 68, 225—240.
Shor G. G., Deep reflections from Southern California blasts, *Trans. Am. Geophys. Union* (1955), 36, 133—138.
Galfi J., Stegena L., Deep reflections in the region of Hadjuszoboszlo, *Geofizikai Közlemenyek, Eötvös Geophysical Institute, Budapest*. (На венгерском языке, с английским и русским резюме.)
Яичевский Е. В., Письмо, 1956.
Báth M., личное сообщение, 1957.
Geneslay R., Labrouste Y., Rothe J.-P., Reflexions à grande profondeur dans les grosses explosions (Champagne, October 1952), *Publ. Bur. centr. seism. internat.* (A), (1956), 19, 331—334.
Kamitsuki A., On the seismic waves reflected at the Mohorovičić discontinuity (I). *Mem. College Sci. Univ. Kyoto, series A* (1956), 28, 143—159.

Некоторые грандиозные землетрясения Индии

Индию легко недооценить как географически, так и в иных отношениях. Чтобы предотвратить эту недооценку, мы приводим на фиг. 5-1 две картосхемы в одинаковом масштабе: слева — Калифорнии, справа —



Фиг. 5-1. Индия. Главные изосейсты землетрясения 1897 г. (по Олдему) и эпицентры других крупных толчков. Слева на врезке — Калифорния в том же масштабе, с аналогичными изосейстами землетрясения 1906 г.

Плейстоценовая область заштрихована; зона разрушительных сотрясений оконтурена сплошной линией; зона ощутимых сотрясений — пунктиром. — Прим. ред.]

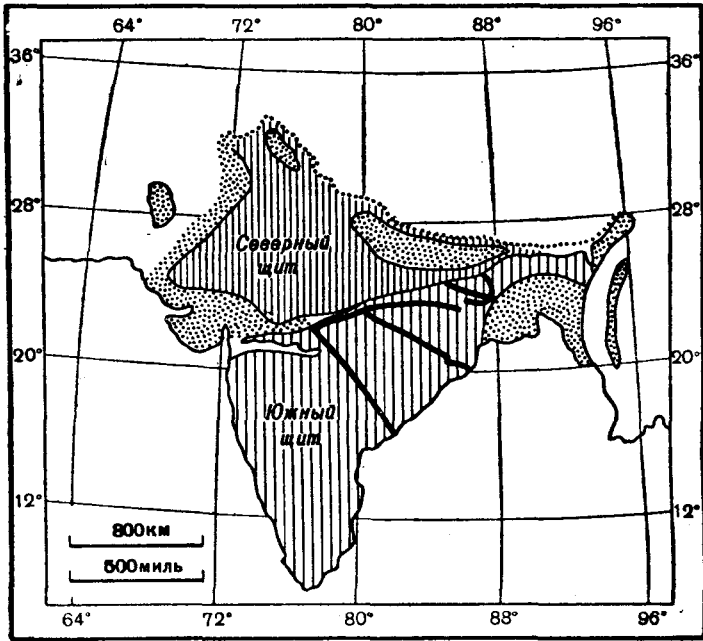
Инди. Геология Индии — тема необъятная, дать ее сводку — все равно, что изложить основы геологического строения Северной Америки в нескольких словах. Но все же такую попытку необходимо предпринять, чтобы понять, на каком фоне происходят великие Индийские землетрясения.

ГЕОЛОГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ИНДИИ

Строение и геологическая история трех главных частей Индии — Гималаев, равнины Ганга и других больших рек и полуостровной части — весьма различны. В Северной Америке аналогичными элементами являются

Тихоокеанские Кордильеры, равнина низовьев Миссисипи и Канадский щит (см. фиг. 5-1А).

Дугу Гималаев, обращенную выпуклостью на юг к аллювиальной депрессии великой равнины, часто сравнивают с островными дугами Тихого океана, многие из которых обращены выпуклостью к океаническим впадинам или передовым прогибам. Подобно многим хребтам, Гималаи сложены преимущественно осадками, которые накапливались в течение длительного (в геологическом смысле) времени в условиях мелководного моря. Это море



Фиг. 5-1 А. Главные тектонические структуры Индии (по Одену, с небольшими изменениями).

Точками покрыты зоны осадконакопления.

которому Зюсс дал название Тетис, пересекало нынешнюю Евразию; Средиземное море — его остаток, а Альпы и Апеннины возникли на месте Тетиса примерно в то же время и таким же образом, как и Гималаи. В Индии главные фазы горообразования начались между мелом и эоценом, примерно одновременно с поднятием Скалистых гор. Складко- и надвигообразование продолжалось и позднее, достигнув максимальной интенсивности в середине третичного времени; морские эоценовые отложения обнаружены на высоте около 20 000 футов. Наиболее поднятая часть современных Гималаев сложена изверженными и метаморфическими породами, осадочный покров которых был размыт. Перед хребтом проходит полоса предгорий — Сиваликские горы и другие гряды, сложенные третичными осадками. Хотя гигантские надвиговые движения Гималаев сейчас, по-видимому, затихли, в предгорьях отмечаются признаки совсем молодых надвигов и сбросовых движений большого масштаба. Можно полагать, что здесь, как и в Европе, действующие напряжения существенно изменились за последние несколько десятков тысяч лет и смещения продолжаются по древним разрывам,

поскольку они соответствуют ослабленным линиям. Перед предгорьями протянулся пояс значительных гравитационных аномалий (см. главы 2 и 25), указывающий на нарушение равновесия; в пределах или близ этого пояса расположены эпицентры многих сильнейших землетрясений Индии.

Мощность аллювиальных наносов на равнине Ганга неизвестна, но она, безусловно, велика. Эта огромная депрессия подобно океану отделяет Гималаи от полуостровной Индии, которая представляет собой стабильную зону — древний континент: архейские породы обнажены на территории, охватывающей свыше половины полуострова, остальная его часть покрыта главным образом базальтовыми лавами деканских траппов, излившихся в период между мелом и эоценом. На полуострове нет морских осадков моложе кембрия, за исключением прибрежных участков и одной узкой зоны, куда в период максимума меловой трансгрессии проникло мелководное море.

Дуга Гималаев, по-видимому, испытывает давление, направленное на юг, к полуострову. Западнее и восточнее ее расположены дугообразные структуры Белуджистана и Бирмы, также обращенные выпуклостью к полуострову, так что полуостров представляет как бы центр, к которому сходятся сжатия, направленные с трех сторон.

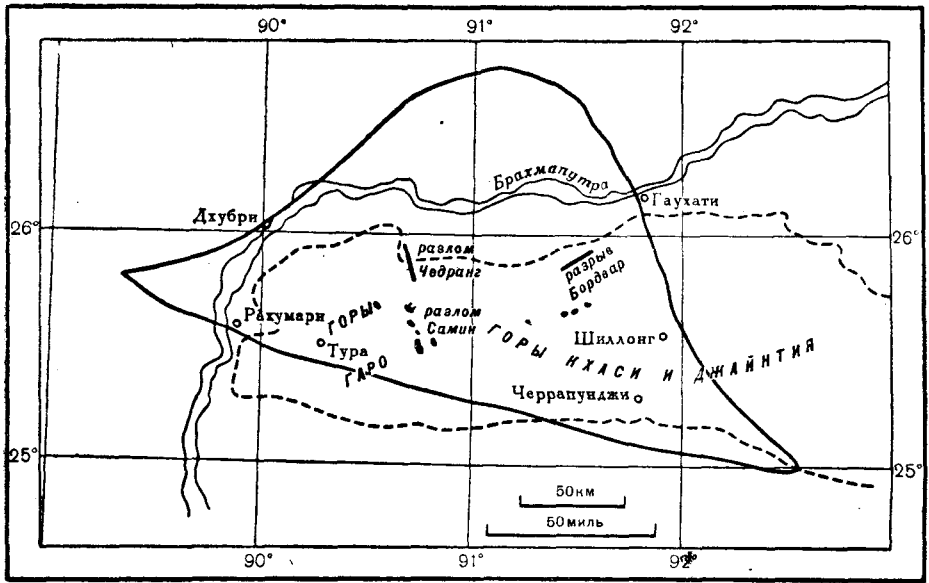
На востоке между полуостровом и Гималаями располагаются предгорья Ассама, сложенные преимущественно изверженными и метаморфическими породами. Здесь находится плейстоценовая область землетрясения 1897 г.

ОЛДЕМ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1897 г.

Имя Р. Д. Олдема связано со многими новаторскими работами, проведенными в те годы, когда в сейсмологии совершался переход от доинструментальной поры к эпохе сейсмографа. В качестве главы Геологической службы Индии Олдем руководил и лично участвовал в большинстве работ по великому землетрясению 12 июня 1897 г. Его монография (Oldham, 1899) содержит ценнейшие сведения по сейсмологии. В этой книге рассматривается пять важнейших проблем: 1) определение интенсивностей и проведение изосейст; 2) оценка смещения, скорости и ускорения; 3) исследование плейстоценовой области (фиг. 5-2); 4) анализ сейсмограмм; 5) гипотезы о причинах землетрясений.

ИЗОСЕЙСТЫ И МАГНИТУДА

На фиг. 5-1 показаны проведенные Олдемом три наиболее важные изосейсты, ограничивающие зону ощутимых сотрясений, зону значительных разрушений каменных зданий и плейстоценовую область. Слева изображены две первые изосейсты для Калифорнийского землетрясения 1906 г.; проявления, соответствующие плейстоценовой области 1897 г., в Калифорнии наблюдались лишь близ разлома Сан-Андреас. Наибольшая линейная протяженность зон, ограниченных изосейстами 1906 г., почти такая же, как и в 1897 г., но площадь этих зон гораздо меньше. Магнитуда землетрясений 1906 г. составляла $8 \frac{1}{4}$. Сейсмографы, записавшие землетрясения 1897 г., были иного типа, чем современные; эти записи трудно использовать для определения магнитуды. Подробно анализируя сильные землетрясения 1896—1903 гг., Гутенберг приписывает землетрясению 1897 г.



Фиг. 5-2. Индийское землетрясение 12 июня 1897 г. Плейстосейсовая область (по Олдему).

Сплошной линией ограничена зона сотрясений крайней силы; штриховой линией — область холмистых предгорий.

магнитуду $8,7 \pm$ и включает его в первую дюжину сильнейших известных землетрясений (Gutenberg, 1956, глава 22). Мы можем сравнить макросейсмические данные этого землетрясения с аналогичными данными для толчка 1934 г., магнитуда которого определена достаточно точно и равна 8,4. Учитывая неполноту сведений и неправильную форму изосейст, мы можем принять следующие цифры:

	1897 г.	1934 г.
Средний радиус зоны ошутимости, мили	900	800
Средний радиус зоны серьезных повреждений, мили	300	200
Наибольшая протяженность плейстосейсовой области, мили	160	65

Эти цифры показывают, что землетрясение 1897 г. было сильнее.

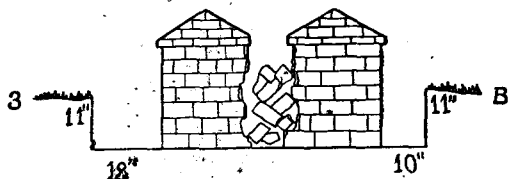
АМПЛИТУДА И УСКОРЕНИЯ

Как и Мале, Олдем оценивал амплитуды по трещинам в почве и зданиях; но он не был удовлетворен результатами и продолжал поиски лучших данных. Наилучшим свидетельством, по его мнению, явились два разрушенных кирпичных надгробия у Черрапунджи (фиг. 5-3), которые во время землетрясения столкнулись друг с другом, а затем задели стенки выемки, в которой были некогда установлены. Он пришел к выводу, что амплитуда составляла от 10 до 18 дюймов, в среднем 14 дюймов. Он проводил тщательные наблюдения и весьма остроумно их интерпретировал.

Сейсмограммы сильных землетрясений, записанные на близком расстоянии, часто свидетельствуют об очень больших амплитудах. Запись в Пасадене землетрясения Лонг-Бич 1933 г. (эпицентрального расстояния около 30 миль) с магнитудой 6,3 соответствует амплитуде грунта около полдюйма и периоду 7 сек.

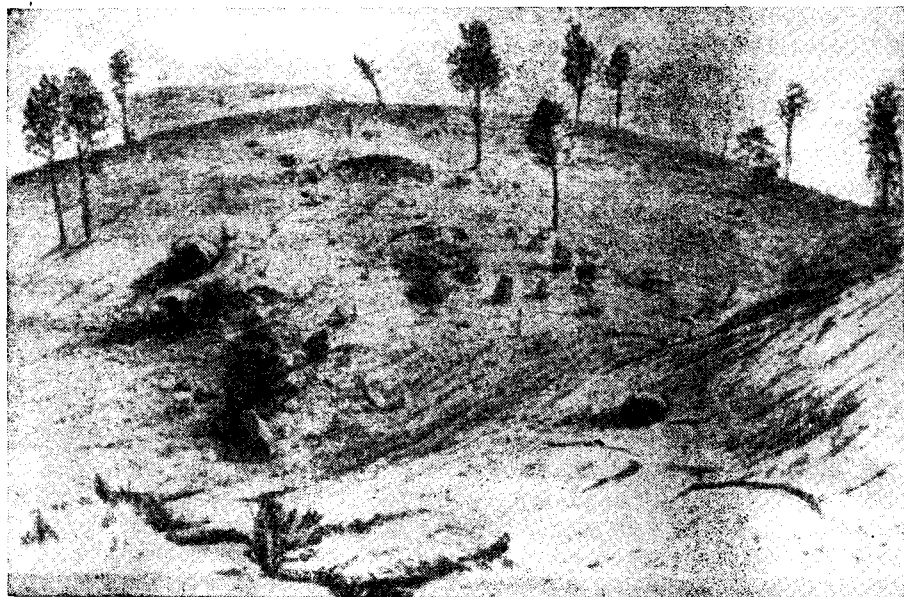
Простое применение шкалы магнитуд, без учета многих факторов, которые могут на нее влиять, показывает, что амплитуда в Пасадене достигла бы 50 дюймов, если бы магнитуда этого землетрясения составляла 8,3. Полученная величина, вероятно, завышена в два или три раза. Близ эпицентра сильнейших землетрясений амплитуда медленных колебаний упругих волн может быть сравнима со смещениями на разломах, которые при землетрясении 1897 г. достигали 35 футов.

Олдем пришел к выводу, что максимальное ускорение превосходило ускорение силы тяжести. В отличие от менее внимательных полевых работников, которые иногда сообщают о поразительных явлениях, не приводя ни убедительных деталей, ни надлежащей документации, Олдем документирует свои данные полностью и со всеми подробностями. Он не просто ссылается на сообщения очевидцев, видевших, как камни подсакивают на земле «подобно горошинам на барабане», а приводит многочисленные наблюдения, фотографии и подробные зарисовки вырванных столбов и подброшенных вверх булыжников, причем видно, что края



Фиг. 5-3. Индийское землетрясение 1897 г. Поврежденные надгробия в Черрапунджи.

«С западной стороны от углубления травяной покров оставался неповрежденным вплоть до самого его края; небольшие куски глины и штукатурки вдоль края углубления показывают, что ранее трава доходила до самого надгробия, которое было затем смещено на 18 дюймов» (Олдем). [Цифры указывают на величину смещения в дюймах. — Прим. ред.]



Фиг. 5-4. Индийское землетрясение 1897 г. Выброшенные булыжники (Олдем).

углублений, где находились булыжники, не повреждены (фиг. 5-4). Это высокое ускорение согласуется с данными о гранитных породах в предгорьях Ассама, с широким распространением поверхностных дислокаций и со сложной системой разрывов, которую лучше всего охарактеризовать как дробление. Немногочисленные факты, которые Олдем мог обнаружить за короткий период времени в труднопроходимых джунглях, дают довольно точное представление о явлениях, масштабы которых, конечно, неизмеримо больше того, что удалось описать этому исследователю.

РАЗЛОМЫ И РАЗРЫВЫ

Из двух обнаруженных истинных разломов сброс Чедранг — в кристаллических породах — был наибольшим и имел протяженность более 12 миль и амплитуду свыше 35 футов. Он следует в общем течению реки, что позволяет предполагать здесь наличие древней ослабленной линии. Однако извилистое русло потока неоднократно пересекает разлом. В результате образовался ряд водопадов, перемежающихся с запрудами, в зависимости от того, падает ли поток со сбросового уступа или прорезает его. Запруживание наблюдалось и в других местах потока — там, где первоначальный уклон местности сменился противоположным; в джунглях аналогичные запруды, не связанные с разломами Чедранг и Самин, указывают на обширные сводообразные изгибания.

Имеются и другие доказательства деформаций поверхности. Наиболее яркий пример Олдема связан с сигнализацией по гелиографам — способом связи, широко распространенным в Индии в девятнадцатом столетии. Станция Тура, расположенная в предгорьях, регулярно обменивалась сигналами со станцией Рахумари на реке Брахмапутре. «До землетрясения связь осуществлялась на пределе возможностей — луч был виден только в одной точке, которой он достигал, почти касаясь холма, находящегося посреди пути. Теперь трудности исчезли; взгляду открывается не только Рахумари, который был едва различим за вершинами холмов, но и широкая полоса равнин восточнее Брахмапутры». Повторная съемка после землетрясения подтвердила изменения на большой площади. Однако, поскольку все опорные знаки находились в пострадавшей зоне, ни одну точку нельзя было считать фиксированной, и невозможно было установить детали сводовых изгибаний.

Обследование Олдемом того, что он назвал разрывом Бордвар, — поучительная история, которую стоит пересказать. Он отправился на чайную плантацию Бордвар, чтобы проверить сообщение о холме, который был «разодран от вершины до основания». Подобное выражение, естественно, заставило его насторожиться. Как он и ожидал, сообщение основывалось на ложном истолковании фактов. «Близ гребня холма сорвалась огромная глыба пород и покатила по склону, оставляя отчетливый след. С противоположного склона сорвалась такая же большая глыба и по пути проложила прямолинейную просеку; лес на гребне оказался уничтоженным и там тоже образовался просвет». Вот и все, что представлялось глазу любого человека..., но не Олдему. Он пишет: «Вначале, видя истинный характер картины, на котором основывалось сообщение, казалось естественным отвергнуть это сообщение, как одну из тех басен, которые рассказывают об ужасах землетрясения. Но полоса деревьев как бы срезанных там, где они росли, доказывала, что случилось нечто необычное». Там, где менее преданный науке работник мог бы не остановиться. Олдем провел

тщательное обследование. «Фактический разрыв имеет ширину всего несколько дюймов; им разорваны твердые скальные породы и в непосредственной близости от него толчок был наиболее яростным. Деревья были опрокинуты или вырваны... обнаружены большие расколотые плиты выветренного гнейса, а на гребне образовалась четко выраженная депрессия, в виде небольшого рва, протягивающегося к юго-западу». Олдем проследил эту характерную особенность в джунглях на протяжении около 7 миль, по сломанным деревьям и трещинам в грунте. Так как данных об относительных смещениях крыльев депрессии было очень мало, то обычные признаки образования разломов отсутствовали. Естественно предположить, что смещения могли происходить во время землетрясения, после чего восстановилась первоначальное положение.

После этого анализа Олдем обнаружил признаки и других, меньших разрывов того же рода; он отметил, что аналогичные явления могли быть замечены, но ложно истолкованы до того, как был обнаружен и исследован разрыв Бордвар.

Здесь мы сталкиваемся с одной из самых мучительных трудностей полевой сейсмологии. Каждый признает значение опыта при всех геологических полевых работах. Снова и снова роясь в земле, мы учимся тому, что нужно искать и как истолковывать замеченное нами. (Мы не должны также впадать в рутину, утрачивая непосредственность впечатлений и не замечать или ложно судить о необычайном, или даже о том, что представляется новым нашему личному опыту.) Однако следы землетрясения не сохраняются на поверхности земли; многое исчезает в результате выветривания или деятельности человека даже в течение одного сезона. Обследование почвы необходимо проводить очень быстро, поэтому оно просто не может быть исчерпывающим. И при этом, к сожалению, имеется мало реальных возможностей накопить полезный опыт. Землетрясения различны; но немногим ученым доводилось исследовать сильное землетрясение в поле. Поэтому большую помощь здесь может оказать лишь достаточное знакомство с литературой, о пользе чего уже неоднократно писалось.

СОТРЯСЕНИЯ И ПОВРЕЖДЕНИЯ

Вторичные проявления при землетрясении 1897 г. были во многих отношениях исключительны. Аллювиальная равнина реки Брахмапутра была затоплена грунтовыми водами, выступившими на поверхность, иногда в виде фонтанов (во время землетрясения). У края Ассамских предгорий отмечались эффектные оползни в осадочных породах. Олдем описал и зарисовал склоны холмов, где почвенный покров был снесен со склонов, так что обнажились коренные породы.

Действие землетрясения на искусственные сооружения было близко к полному опустошению, какого еще никогда не отмечали. Ниже приводится опубликованное Олдемом сообщение очевидца о Шиллонге — административном центре Ассама.

«В это время я вышел на прогулку. В 5 час 15 мин... раздался низкий грохочущий звук, подобный близкому раскату грома... сразу после этого последовал толчок... Земля начала неистово раскачиваться, и уже через несколько секунд стало невозможно стоять и я вынужден был сесть на дорогу... Ощущение было такое, точно землю яростно и очень быстро что-то дергает то назад, то вперед, причем размах каждого третьего или четвертого подергивания был больше, чем промежуточных.

Было видно, что поверхность земли повсюду дрожит, подобно желе; вдоль дороги сразу же появились длинные трещины. Наклонная земляная насыпь высотой около 10 футов, окружавшая резервуар с водой, начала дрожа оседать, затем в одном месте образовалась расширявшаяся трещина. То тут то там дорогу преграждали низкие кучки земли высотой около 2 футов, которые тут же оседали от сотрясений и совсем разравнивались. Школьное здание затряслось после первого толчка, и со стен его сразу же большими плитками стала отваливаться штукатурка. Немного погодя все здание, перекошенное и надтреснутое, рухнуло. Когда сотрясения прекратились, то над каждым домом в Шиллонге, казалось, висел розовый столб штукатурки и пыли.

По окончании катастрофы, а мне показалось, что она длилась определенно меньше минуты... последующие сотрясения продолжались еще некоторое время... Все разрушения произошли в течение первых 10 или 15 секунд...

До землетрясения здания в Шиллонге можно было отнести к трем категориям, которым теперь соответствуют три типа руин.

1. Каменные здания. — Не будет особым преувеличением сказать, что в окрестностях Шиллонга все прочные каменные сооружения (включая и большую часть мостов) были совершенно сравнены с землей. Каменные дома, и особенно церковь, представляют теперь пологие кучи камней, покрытые изодранными листами измятого железа — остатками крыш.

Ничто не указывает на то, что стены падали в каком-либо определенном направлении. Во всех случаях остались разрозненные камни и они одинаково обваливались с обеих сторон стены.

Кучи камней, сложенные вдоль дорог для ремонта и имевшие до толчка высоту 1 фут, теперь превратились в неровные округлые «лепешки» толщиной 3—4 дюйма.

От двух геодезических вышек высотой около 20 или 30 футов превосходной тесовой кладки остались одни руины; правда, до высоты нескольких футов кладка у основания обеих вышек еще сохранилась, но из-за сотрясения отдельные камни отошли друг от друга. Обломки разбросаны весьма равномерно во всех направлениях, образуя приблизительно круг.

2. Здания типа экра: деревянный каркас, стены из камыша *сен* (*san*), покрытого штукатуркой. Примерно половина зданий этого типа развалилась так же, как и каменные. Все большие здания экра полностью разрушены внутри, их каменные дымоходы как и все каменные сооружения развалились, одновременно обваливалась штукатурка со стен; во многих случаях слетели и крыши.

Небольшие надворные и деревенские постройки типа экра в некоторых случаях уцелели; с них осыпалась только штукатурка. Уцелели и некоторые новые большие здания; однако они во всех случаях повреждались при падении каменных труб.

3. Здания, обшитые досками — конюшни и сараи, — построены по принципу «деревянного барака»: деревянный, не укрепленный на земле каркас, покрытый досками. Все эти здания полностью уцелели, за исключением тех, у которых были опорные элементы из камня, эти опоры разрушились, когда здания слегка сместились от толчка...»

После землетрясения Шиллонг был вновь отстроен. Как сообщалось, в 1950 г. в этом городе насчитывалось более 27 000 жителей. В 1953 г. туда было перенесено управление Сейсмической службы Индии; теперь там имеется превосходная станция.

В целом совокупность явлений в плейстоценовой области 1897 г. положена была в основу при разработке характерных признаков землетрясений наивысшей интенсивности (XII балл по модифицированной шкале Меркалли).

МЕХАНИЗМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Некоторые землетрясения, типа Калифорнийского 1906 г., связывали со смещениями вдоль одного крупного разлома. Не такова картина при землетрясении 1897 г. Хотя амплитуда сброса Чедранг (35 футов) относится к числу крупнейших известных смещений, даже эта дислокация представляет лишь наиболее примечательной чертой в общей картине деформаций обширной территории. Поэтому естественно искать объяснение, исходя из идеи о сильном возмущении, возникшем в глубине и сложным образом проявившемся на поверхности. Олдем сначала пошел по этому пути, выдвинув разумное предположение о надвиге, который мог происходить вдоль некоторой поверхности разлома, расположенной под предгорьями Ассама и гипотетически падающей на север, к Гималаям. При таком надвигании верхняя глыба вполне могла быть раздроблена и дислоцирована.

Однако имелось очень мало геологических данных в пользу существования таких надвигов в этом районе. Позднее Олдем отказался от гипотезы, что Ассамское землетрясение объясняется надвигом. Однако он руководствовался при этом данными, к которым мы должны отнести с большим подозрением. Так как повсюду в Ассаме отмечалось много афтершоков, то он договорился, чтобы телеграфисты на железнодорожных станциях немедленно сообщали друг другу о каждом толчке, чтобы выяснить, где он ощущался раньше всего. В пределах точности измерений многие толчки, по-видимому, ощущались повсюду одновременно. Олдем пришел к выводу, что, следовательно, очаг должен находиться очень глубоко, скажем в 200 милях ниже поверхности. В этом случае следует особенно подчеркнуть указания в главе 3-й о ненадежности данных рядовых наблюдателей для регистрации времени. Авторы отчета об Индийском землетрясении 1934 г., вероятно имея в виду выводы Олдема, указывают:

«Интересно сопоставить точность местных отчетов с данными сейсмических станций. Как показал опыт предыдущих землетрясений, никак нельзя полагаться на подавляющее большинство оценок времени, сделанных в зоне землетрясения. Несмотря на то что железнодорожные станции и телеграфные пункты должны ежедневно принимать сигналы индийского стандартного времени, оценки времени, сообщаемые наблюдателями, сильно разнятся».

Если даже наблюдатели быстро связываются друг с другом, все же вызывает сомнение, имеют ли значение их оценки относительных времен вступления слабых толчков, когда первое замеченное движение может произойти много позднее истинного первого вступления сейсмической волны. Мы не должны полностью отбрасывать выводы Олдема, хотя глубина 200 миль заставляет отнести главный толчок к числу глубокофокусных, что противоречит большинству данных о таких землетрясениях (см. главу 19). Не может быть существенной разницы между землетрясениями 1897 г. и 1934 г., а сейсмограммы не оставляют сомнения, что последнее было обычным «неглубоким» толчком. Сравнительно грубые сейсмограммы 1897 г. также указывают на нормальную глубину очага. Однако и «неглубокие» толчки возникают на глубинах порядка 15 миль. Надвиг или иной разлом на такой глубине не обязательно должен быть явным образом связан с геологическими структурами на поверхности. Поэтому истинная

природа землетрясения может соответствовать чему-то среднему между первой и второй гипотезами Олдема.

В соответствии с этим Оден любезно сообщил мне о современной интерпретации (Auden, 1949). Он рассматривает плато Шиллонг-Гара как несомненный отторженец пород полуостровной Индии, поднятый в результате направленных на юг надвиговых движений Гималаев и направленных на север надвиговых движений плато Нага. Породы плато отличны от коренных гималайских пород южнее главного хребта; правда, последние по происхождению также относятся к полуостровному типу, но их изменили тектонические процессы и, по мнению д-ра Одена, гранитизация. Плато Шиллонг было поднято, главным образом в плиоцене, по разлому в ходе направленных на юг надвиговых движений с большой горизонтальной (широтной) компонентой смещений. Это район больших гравитационных аномалий. (Региональные структуры показаны на фиг. 5-1А).

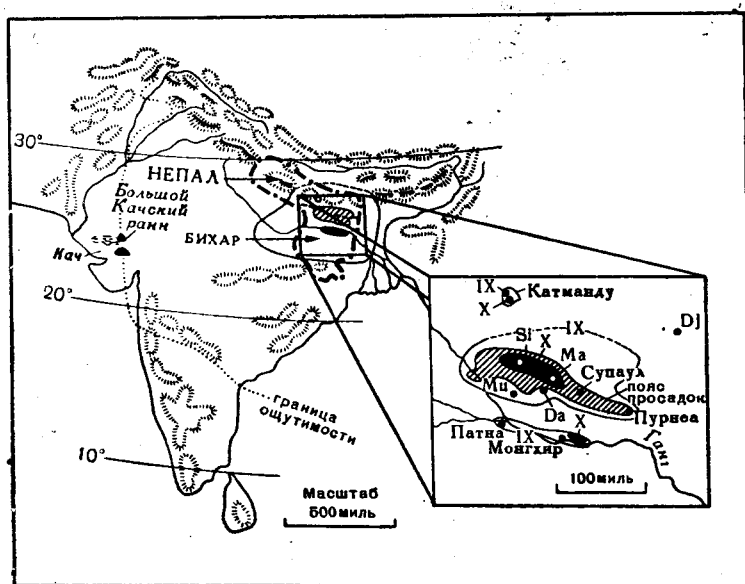
Читатель, имеющий возможность ознакомиться с монографией самого Олдема, найдет, что это весьма поучительное чтение. Суждения Олдема, опирающиеся на основные принципы физики, были более здравыми, чем у многих позднейших исследователей. Предисловие к монографии представляет собой краткий разбор общих исходных принципов; оно устарело лишь постольку, поскольку повысились наши знания, в особенности благодаря изучению сейсмограмм. Определение смещения по наблюдениям надгробий в Черрапунджи представляет образец научного наблюдения и анализа. Много интересных деталей выявляется при изучении выбрасывания предметов из грунта, что дало Олдему ряд почти уникальных данных. Так, Олдем сумел объяснить, почему все подброшенные камни были «довольно велики», большей частью диаметром от одного фута до трех. (Когда камни малы, действует зависимость квадрат—куб. Площадь и трение возрастают пропорционально квадрату линейных размеров предмета; объем, масса, а следовательно и действующая при данном ускорении сила, пропорциональны кубу. Для очень больших камней действующая сила достаточна, чтобы раскрошить грунт, окружающий камни, и они не подлетают вверх, а погружаются в грунт.) В монографии есть наводящая на размышления глава о вращении столбов и памятников, где Олдем опровергает все наглядные объяснения того, что фактически представляет сложное явление, механизм которого в разных случаях может быть различен. Его вывод, безусловно приемлемый, состоит в том, что во время сотрясения волны должны были двигаться в разных, последовательно сменявшихся направлениях. Действительное закручивание, или вихревое движение, возможно, если оно вообще имело место, лишь на очень рыхлом грунте, когда состояние среды приближается к жидкому.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ БИХАР-НЕПАЛ 1934 г.

Переходя от монографии Олдема к позднейшим работам того же типа, относящимся к землетрясению 15 января 1934 г., видишь, как важны фактические данные при изучении сейсмологии. Изучением землетрясения 1934 г. занималась вполне подготовленная группа исследователей и каждый из них внес существенный вклад в достигнутые результаты. Они были хорошо знакомы с достижениями сейсмологии за годы, предшествующие 1934 г., в том числе и с трудом Олдема. Сейсмограммы всех индийских станций, а также удаленных станций всей Земли, позволили определить координаты эпицентра и выяснить, что магнитуда землетрясения составляла 8,4.

По протяженности изосейст (фиг. 5-5) это землетрясение лишь немного уступает землетрясению 1897 г. Интенсивность X по шкале Меркалли отме-

чалась в зоне длиной около 80 миль и шириной около 20 миль, а также в двух участках, находящихся почти в 100 милях от главной зоны, — одного близ Монгхира на юге и другого в Непале на севере. Была проведена и изо-сейста интенсивности IX, чтобы оконтурить зону, которую авторы отчета назвали «поясом просядок» длиной около 190 миль неравномерной ширины, местами превосходящей 40 миль. Главная зона интенсивности X находится целиком в пределах «пояса просядок».



Фиг. 5-5. Бихар-Непальское землетрясение 15 января 1934 г. Выделена зона интенсивности X (зачернена). Врезка: район разрушительных сотрясений с поясом просядок. Da — Дарбанга; DJ — Дарджилинг; Ma — Мадхубани; Mu — Музаффарпур; Si — Ситамархи; IX, X — интенсивности по Меркалли. (Оконтурены такие же зоны, как и на фиг. 5-1. — Прим. ред.)

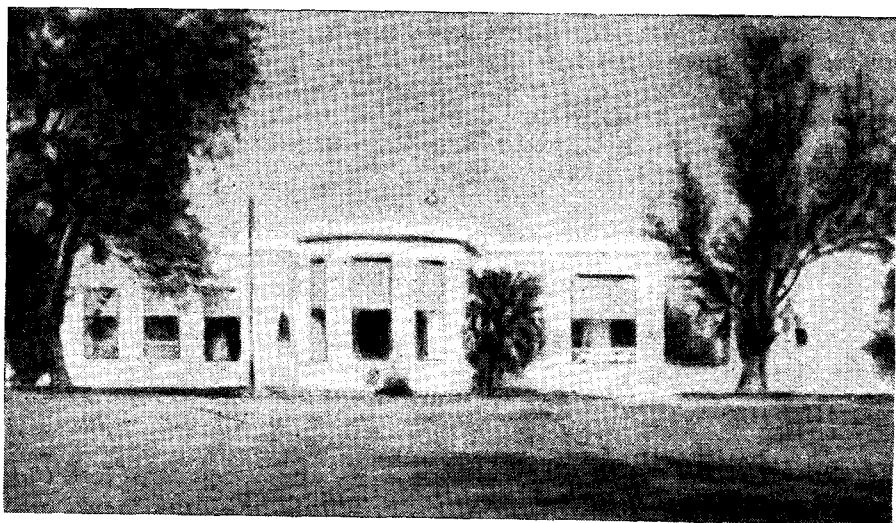
ПОЯС ПРОСЯДОК

Главным критерием, принятым при оконтуривании этого пояса, было поведение зданий и других сооружений. Они наклонились или погрузились в аллювиальный грунт, но кирпичи при этом редко отделялись друг от друга. Погружения часто были дифференциальными — пропорциональными давлению, приходящемуся на единицу площади в разных частях здания.

Отмечалось опускание насыпных дорог и железнодорожных насыпей, и в некоторых случаях насыпь, имевшая ранее высоту 6 футов, опускалась до уровня окружающей местности. Водохранилища, озера, залитые карьеры становились заметно мельче в результате поднятия их дниц, в целом возвышенности и депрессии как бы приводились к единому уровню. Растрескивания поверхности и извержения песка и воды были максимальны в поясе просядок...

Повреждения зданий в пределах пояса просядок резко контрастируют с повреждениями в районе между Музаффарпуром и Дарбангой, где дома были сравнены с землей (фиг. 5-6)... В зоне эпицентра и в поясе просядок, расположенных над областью очага, толчки были скорее вертикальными, чем наклонными. С другой стороны, в Музаффарпуре и Дарбанге, расположенных дальше от области очага, толчок был направлен наклонно, и там было меньше оседаний и больше обрушений.

О проявлениях этого типа, происходящих в таком масштабе, еще никогда не сообщалось столь подробно. В Ситамари «лишь одно тяжелое здание..



Фиг. 5-6. Бихар, 1934 г. Дом судьи (в Музаффарпуре) до и после землетрясения
(Правительственный отчет.)

не наклонилось и не погрузилось в почву, ... и все без исключения дома стали негодны для жилья. Стены многих зданий погрузились на глубину до 2 футов, а фундаменты и полы оказались совершенно разрушенными. Полы погрузившихся зданий были покрыты слоем песка толщиной до трех футов. Вокруг нескольких зданий образовались концентрические расщелины в грунте». В Пурнеа «восточная стена дома Дарбханг... осела на 3—4 фута». В Супауле «оседание» продолжалось несколько дней, ... заклинивались двери, которые сразу после землетрясения еще можно было открыть. Подобные сообщения, поступали дюжинами и все они подтверждаются хорошими снимками (фиг. 5-7)



Фиг. 5-7. Пояс просадок. Бихар, 1934 г. Центральная часть дома осела так, что нижняя половина дверей оказалась под полом. (Правительственный отчет.)

РАЩЕЛИНЫ И ФОНТАНЫ

В аллювиальном грунте появились большие зияющие трещины (фиг. 5-8) в основном в связи с образованием ступенчатых перекосов, но затем они, как правило, частично заполнялись выжимаемым снизу песком. Одна



Фиг. 5-8. Бихар, 1934 г. Ступенчатые перекосы грунта, ранее имевшего горизонтальную поверхность; берег озера у Мотихари. (Правительственный отчет.)

расщелина у Чампарана (фиг. 5-9) глубиной 15 футов, шириной 30 футов и длиной 300 ярдов осталась зияющей. В Ситамари «одна типичная расщелина имела 80 ярдов в длину и 8 футов в ширину и на глубине 3 футов от поверхности была заполнена песком». Близ Пурнеа «появилась яма глубиной 12 футов и шириной 5 футов».



Фиг. 5-9. Бихар, 1934 г. Расщелина в Чампаране; ширина 30 футов, глубина 15 футов, длина 300 ярдов. (Правительственный отчет.)

Как и в 1897 г., грунтовые воды выжимались на поверхность, часто образуя великолепные фонтаны (отчеты свидетелей цитируются в главе 9). Песка было выжато так много, что опасались, как бы это не повредило сельскому хозяйству; но он был унесен ветрами и ливнями, так что в результате почва оказалась еще более плодородной.

ИНТЕНСИВНОСТЬ И ГРУНТ

При землетрясении 1934 г. не отмечалось проявлений, напоминающих катастрофу 1897 г. Это не трудно понять, если учесть геологию поверхностных слоев. В 1897 г. сейсмические волны подошли к поверхности, пройдя сквозь плотные породы кристаллического фундамента, и потеря энергии при этом была, вероятно, мала. В 1934 г. на пути волн находились мощные слои осадочных пород и аллювия. Неуплотненные осадки должны были поглощать большую часть энергии, что сопровождалось их сжатием и оседанием на поверхности, в связи с чем тяжелые строения вдавливались во время сотрясений в деформируемый грунт.

Обычно мы ожидаем, что интенсивность будет больше на рыхлых породах, чем на коренных; но это верно лишь тогда, когда условия на пути распространения волн не сильно различаются друг от друга. В этом случае

поглощение энергии происходит в основном близ поверхности, а амплитуда сейсмических волн фактически возрастает и воздействие на сооружения оказывается более сильным.

ЭПИЦЕНТР И ГЛУБИНА

По инструментальным данным эпицентр находится близ восточного конца пояса пресадок; как и при многих сильных землетрясениях, эпицентр смещен к одному из концов плейстосейстовой области, из чего можно сделать вывод, что разлом начал формироваться у этого конца, распространяясь на запад. Лишь один афтершок был достаточно силен, чтобы определить его эпицентр; он оказался близ эпицентра главного толчка.

Данные, позволяющие сколько-нибудь точно определить глубину очага, отсутствуют. Однако времена пробега первых зарегистрированных волн на удаленных станциях, а также сильные долгопериодные поверхностные волны на этих записях свидетельствуют, что Бихарское землетрясение возникло на обычной глубине для сильных неглубоких землетрясений, то есть в 20—30 км (или 12—20 милях) ниже поверхности.

ВИДИМЫЕ ВОЛНЫ

Большим пробелом этого в основном превосходного отчета является небрежный анализ сообщений о волнах, видимых на поверхности грунта во время землетрясения. Этот спорный вопрос обсуждается в главе 10. Мы имеем здесь дело, безусловно, с реальным и интересным явлением, не вполне ясным из-за оптических, физиологических и психологических иллюзий и часто вдобавок явно приукрашиваемым. Хотя авторы отчета 1934 г. признают, что «многие сейсмологи не склонны верить в существование подобных волн», они заверяют, что «их появление при землетрясениях такой магнитуды следует считать достоверным». Впоследствии, естественно, должна была бы появиться тщательная и подробная документация. Вместо этого мы имеем полстранички весьма сжатой информации, повторяющей сообщения точно такого же характера, какой уже вызывал сомнения ранее, в том числе и при землетрясении 1897 г. С Индией связано столь традиционное представление о стране чудес, что можно было бы ожидать более тщательной документации. Более того, сейсмология не продвинется в решении этого вопроса, пока подробности наблюдений не станут доступными для обсуждения и анализа.

МОНГХИР И НЕПАЛ

В противоположность этому мы располагаем многими замечательными данными подробных наблюдений в двух загадочных обособленных районах высокой и тенсивности. «Опустошения в Монгхире были сильнее, чем в любой части Бихара. Весь город был превращен в руины; едва ли хотя бы один дом или хижина избежали гибели или повреждений». «Все повреждения... были вызваны сильнейшими сотрясениями, которые достигли города; ни расщелин, ни просадок грунта не отмечалось нигде, кроме полосы у реки на севере». Здесь погибло больше людей (1260), чем в любом другом городе,—около одной шестой части общего числа жертв в Бихаре. Близ Монгхира гряда архейских кварцитов—отторженец пород полуострова—пронизывает наносы. «Кварциты, слагающие возвышенные участки, по-видимому, явно противостояли разрушительным сотрясениям, и наибольший ущерб приурочен к наносам, непосредственно прилегающим к кварцитам». В согласии с объяснением, предложенным для явлений в зоне просадок, можно полагать, что сейсмические волны шли от очага, находившегося

ся на глубине многих километров под аллювием Ганга и осадочными отложениями. Пройдя через прочные породы без заметных потерь, эти волны вторглись с большой силой в аллювий района Монгхир, разрушив его сильнее, чем более северные районы с аналогичным грунтом, где волны по пути к поверхности проходили сквозь мощную толщу сильно поглощающей среды.

Подобное объяснение можно предложить и для другого необычного участка — долины Непала. Этот район включает Катманду — столицу



Фиг. 5-10. Непал, 1934 г. Колледж Три-Чандра (Катманду). (Geological Survey of India, Memoir, 73, 1939.)

Непала (фиг. 5-10). Долина представляет депрессию, которая сложена не уплотненными осадками плейстоцена и голоцена, залегающими на метаморфических и частично метаморфизованных дотретичных породах. Как и в Монгхире, наиболее сильные повреждения здесь наблюдались на неуплотненном грунте. Южнее, между долиной Непала и главной зоной высокой интенсивности на равнине Ганга, проходит широкая полоса холмистых предгорий. Так как эта холмистая область заселена редко, принятое для нее более низкое значение интенсивности, хотя оно и приемлемо, основано на сравнительно немногочисленных наблюдениях. Катманду и Монгхир находятся примерно в противоположных направлениях от эпицентра.

Установленное число жертв в Индии равно 7253; в долине Непала — 4300. Это — невысокая цифра для столь сильного землетрясения, в особенности если учесть обширные опустошения. К счастью, событие случилось вскоре после полудня, когда большая часть людей бодрствовала и многие были вне дома.

ДРУГИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИНДИИ

Если учесть размеры Индии, то крупные землетрясения происходят там не чаще, чем в Калифорнии или Новой Зеландии, и далеко не столь часто, как в Японии. Землетрясения средней силы, наносящие ущерб небольшому району, по-видимому, довольно редки. Перечислим некоторые из случаев, имеющих историческое значение.

- 1819 г., 16 июня. Кач. Это катастрофическое землетрясение представляет первый пример надежно установленного образования разломов во время землетрясения (см. главу 31).
- 1905 г., 4 апреля. Кангра. Первое крупное землетрясение Индии, которому можно приписать надежно определенную по инструментальным данным магнитуду ($8,6 \pm$). Это была Большая катастрофа; сообщалось о 19 000 погибших. Эпицентр локализовать нельзя, ввиду неполноты инструментальных данных. Плейстоценовая область, где находится Кангра, расположена на третичных породах в предгорьях Гималаев. В районе Дехра-Дун, также в предгорьях, отмечен обособленный участок с высокой интенсивностью, хотя и меньшей, чем в Кангре, но явно Сольшей, чем в других местах; он отделен 100 милями от плейстоценовой области Кангра. Имеющиеся данные не подтверждают предположения о двух землетрясениях; более вероятно, что здесь формировался разлом большой протяженности.
- 1935 г., 30 мая. Кветта. Землетрясение опустошило город Кветту, столицу Белуджистана (ныне часть Пакистана), и унесло около 30 000 жизней. Хотя его магнитуда (7,6) была меньше других землетрясений, рассмотренных в этой главе, его эпицентр находился ближе к городу, так что интенсивность там была сравнительно высока.
- 1950 г., 15 августа. Ассам и Тибет. Строго говоря это уже не Индийское землетрясение. Его эпицентр расположен близ Рима, пограничного района Тибета. Это одно из тех немногочисленных землетрясений, которому на основе инструментальных измерений приписана магнитуда $8,7^1$. Материальный ущерб от этого толчка в Ассаме был больше, чем при землетрясении 1897 г. К воздействию сотрясений добавились последствия наводнения; реки после землетрясения вышли из берегов, неся песок, ил, деревья и всевозможные обломки. Летчики, летавшие над плейстоценовой областью, сообщили о Сольших изменениях рельефа; это было вызвано главным образом гигантскими оползнями, часть которых была сфотографирована. Единственный пригодный отчет с места происшествия принадлежит Кингдон-Уарду, исследователю-ботанику, находившемуся тогда в Риме. (Kingdon-Ward, 1951; 1953.) Однако ему было не до наблюдения; он подтвердил чрезвычайную силу сотрясений в Риме, образование протяженных оползней и подъем уровня воды в реках, но его усилия поневоле были направлены на то, чтобы как-то выбрать из зоны землетрясения и вернуться в Индию. Афтершоков было много; магнитуда многих из них составляла 6 и более, и они были достаточно хорошо записаны удаленными станциями, чтобы определить с приемлемой точностью эпицентр. По этим данным д-р Тандон из Индийской сейсмологической службы установил огромную протяженность зоны сейсмической активности—примерно от 90 до 97° в. д., причем эпицентр главного толчка располагался близ ее восточной границы (Tandon, 1954). Один из афтершоков, происшедших несколько дней спустя в западной части зоны, ощущался в Ассаме сильнее, чем главный толчок; это привело некоторых журналистов к абсурдному выводу, что более поздний толчок был «больше» и должен считаться величайшим землетрясением всех времен. Это типичный пример путаницы в таких принципиальных понятиях, как магнитуда и интенсивность. Необыкновенные звуки, слышанные во время главного землетрясения Кинг-дон-Уордом и многими другими, были исследованы специально. (См. обсуждение в главе 10) Сейши (глава 9) от землетрясения наблюдались даже в Англии и Норвегии.

ЛИТЕРАТУРА

- Oldham R. D., Report on the great earthquake of 12th June 1897, *Mem. Geol. Survey India* (1899), 29, 1—379. Кратко изложено Дейвисом (Davison, Great Earthquakes, Chapter X; Recent Earthquakes, Chapter IX).
- Oldham R. D., The Cutch (Kachh) earthquake of 16th June 1819, with a revision of the great earthquake of 12th June 1897, *ibid.* (1928), 46, 71—147.

¹ Недавно это и еще одно землетрясение получили оценку 8,6; уточненные значения образуют длинный список, где не меньше двух толчков оказались сильнее землетрясения 1950 г. (см. главу 22. и приложение XIV).

- Middlemiss C. S., The Kangra earthquake of 4th April 1905, *ibid.* (1910), **38**, 1—409.
- Officers of the Geological Survey of India, and Roy S. C., The Bihar — Nepal earthquake of 1934, *ibid.* (1939), **73**, 1—391. (Сотрудниками Службы были Д. Б. Оден, Д. А. Данн, А. М. Гхош и Д. Н. Вадиа.)
- The Central Board of Geophysics, «A compilation of papers on the Assam earthquake of August 15, 1950» (compiled by M. B. Ramachandra Rao), Government of India, Calcutta, 1953. Состоит из 11 статей, перепечатанных из разных источников, в том числе:
- Kingdon-Ward F., Notes on the Assam earthquake, *Nature* (1951), **167**, 130—131.
Смотри также:
- Kingdon-Ward F., Caught in the Assam-Tibet earthquake, *Natl. Geographic Mag.* (1953), **103**, 403—415.
- Kingdon-Ward F., The Assam earthquake of 1950, *Geographical Journ.* (1953), **119**, 150—182.
- Tandon A. N., Study of the great Assam earthquake of August, 1950 and its after-shocks, *Indian Journ. Meteorology Geophysics* (1954), **5**, 95—137.
- Kvale A., Seismic seiches in Norway and England during the Assam earthquake of August 15, 1950, *BSSA* (1955), **45**, 93—113.
- Brett W. B., A Report on the Bihar Earthquake and on the Measures Taken in Consequence Thereof up to the 31st December, 1934, Patha, Govt. Printing Office (Bihar and Orissa), 1935. (Текст относится почти полностью к спасательным работам, однако имеет хорошие карты и превосходные фотографии.)
- Krishnan M. S., The structure and tectonics of India, *Mem. Geol. Survey India* (1953), **81**, 1—109.
- Auden J. B., A geological discussion on the Satpura hypothesis and Garo-Rajmahal gap, *Proc. Nat. Inst. of Sciences of India* (1949), **15**, 315—340. (Сопоставление предгорий Ассамы с северным краем щита Индийского полуострова. Схематическая карта основных предполагаемых тектонических структур; фиг. 5-1А нашей книги взята оттуда.)
-

Форшоки, афтершоки, рой землетрясений

Значительное землетрясение никогда не представляет собой изолированного события. Ему, видимо, предшествуют форшоки — толчки, число и магнитуда которых обычно малы; после землетрясения почти всегда бывают многочисленные афтершоки, частота и магнитуда которых постепенно убывает. Однако при некоторых землетрясениях картина сильно отличается от указанной.

Часто возникает вопрос, является ли предшествующий или последующий толчок действительно форшоком или афтершоком. В любой сейсмоактивной области слабые толчки довольно частое явление; если слабый толчок происходит раньше или позже сильного, то этому нужно придавать значение лишь тогда, когда эпицентры обоих толчков, по-видимому, совпадают или связаны с одной и той же системой разломов.

ФОРШОКИ

ПРИМЕРЫ ФОРШОКОВ

Землетрясения, рассмотренные в главах 4 и 5, дают мало примеров типичных форшоков. Без сейсмографов о форшоках судить трудно. Мале указывает на несколько слабых толчков, предшествующих землетрясению 1857 г., которые ощущались в разных местах и в разные моменты. Но эти сообщения вряд ли говорят о большем, чем об обычном для Италии, фоне слабой сейсмической активности. Для столь небольшого землетрясения, как Уиттиер, число предварительных толчков необычно велико.

Олдем не сообщает о форшоках великого Индийского землетрясения 1897 г. Нет указаний на них и для землетрясения 1934 г.; безусловно, сильных форшоков и не было, иначе они были бы четко записаны сейсмографами, уже действовавшими в то время. Для Ассамо-Тибетского землетрясения 15 августа 1950 г. отрицательные данные о форшоках еще убедительнее. Умеренные землетрясения с эпицентром в том же районе происходили нередко, но последним из них был, вероятно, толчок 17 ноября 1949 г. Слабый толчок, возможно Ассамский, зарегистрирован индийскими станциями 12 августа 1950 г.; но его эпицентр должен находиться далеко от эпицентра толчка 15 августа.

Данные о крупных калифорнийских землетрясениях (глава 28) содержат лишь сомнительные примеры. Толчок, сдвигавшийся в Сан-Франциско за несколько часов до землетрясения 1857 г., мог быть форшоком. В документах не упоминается о форшоках перед землетрясением 1872 г. На обширной

территории, затронутой землетрясением 1906 г., происходило много слабых предварительных толчков, но ни один из них нельзя считать непосредственным предвестником. В противоположность этому, сильному землетрясению в Неваде 1915 г. предшествовало много слабых форшоков и два столь сильных, что они ощущались во всей северной Неваде и были записаны удаленными станциями.

ФОРШОК — ПРЕДОСТЕРЕЖЕНИЕ?

Исторические примеры. За 28 лет сейсмической регистрации в южной Калифорнии, с 1929 по 1956 г. включительно, лишь перед одним местным землетрясением с магнитудой 5 или выше не было толчков с эпицентром там же или по соседству; правда, между последним форшоком и главным толчком могли проходить недели или месяцы. Исключение представляет землетрясение Маникс (магнитуда 6,4) 10 апреля 1947 г. в пустыне Мохаве: 10—15 миль отделяют его от эпицентра ближайшего толчка, зарегистрированного ранее.

Хорошо документированы события, предшествовавшие землетрясению Лонг-Бич 1933 г. Более слабый разрушительный толчок в Инглвуде в 1920 г. позволил выявить активность разлома Инглвуд; с ним связывали слабые землетрясения, регистрировавшиеся начиная с 1927 г. В течение 1932 г. отмечалось некоторое общее увеличение сейсмической активности на большей части южной Калифорнии. В Хантингтон-Бич, близ разлома Инглвуд, ощущалось так много слабых толчков, что житель этого города Мартин Меррей соорудил для их записи самодельный сейсмограф. После катастрофического землетрясения в Неваде 20 декабря 1932 г. общая активность уменьшилась. В начале марта 1933 г. отмечалась длинная серия слабых толчков с очагом близ Олд-Вумен-Спрингс в южной части пустыни Мохаве. 9 марта в 1 час 13 мин ночи в Хантингтон-Бич сильно ощущался уже настоящий форшок (магнитуда 4). Ослабление активности побудило м-ра Меррея забросить свой прибор; после указанного форшока он вновь его наладил и записал разрушительное землетрясение (магнитуда 6,3) в 5 час 54 мин пополудни 10 марта. Эпицентр форшока находился в нескольких милях от эпицентра главного толчка.

В районе катастрофического землетрясения Керн-Каунти 1952 г. в течение 25 предшествующих лет зарегистрировано много слабых толчков; но был и один настоящий форшок с эпицентром вблизи главного толчка, происшедший несколько более чем за два часа до него. Соответствующие магнитуды равны 3,1 и 7,7.

Как показывают эти примеры, форшоки редко дают возможность предостеречь или предсказать катастрофическое землетрясение, так как нет никакой разницы между форшоком и обычным слабым толчком. За «подозрительной» серией слабых землетрясений может не последовать ничего серьезного или произойти серьезное землетрясение в какой-нибудь другой части района, подобно толчкам Олд-Вумен-Спрингс перед землетрясением Лонг-Бич. Общее возрастание активности перед серьезным толчком является довольно обычным. Примером более убедительной локализации толчков, чем в случае Лонг-Бич, является серия землетрясений в Хелене (штат Монтана) 1935 г., о чем будет говориться далее в этой главе. Однако конкретные предвидения в общем не оправдываются.

По Дейвисону — предостережение. В 1897 г. Чарльз Дейвисон опубликовал в высшей степени дезориентирующую статью, коснувшись и форшоков великого японского землетрясения 1891 г. (Davison, 1897). Выводы этой статьи часто воспроизводились и Дейвисоном и другими авторами, как японскими, так и западными.

Они породили необоснованные надежды на возможность предсказания сейсмической активности. В целом сейсмология от этого выиграла, так как сейсмические станции, организованные для предсказания землетрясений, продолжали работать, поскольку выяснилась их ценность в других отношениях.

Дейвисон утверждал, что перед землетрясением 1891 г. имело место отчетливое возрастание активности более слабых толчков в зоне, оказавшейся затем плейстосейстовой, так что в конце концов она была почти полностью очерчена эпицентрами таких форшоков. Вероятно, во всем этом содержится мало истины. Здесь представляются уместными следующие соображения:

1. Эпицентры не определялись инструментально; сейсмографы 1891 г. не годились для этой цели. Эпицентры определялись в Токио по макросейсмическим данным, сообщаемым официальными лицами и случайными наблюдателями.

2. Несмотря на то что подобных сообщений было много уже сначала, их количество непомерно возрастало из года в год. С 1885 по 1892 г. в Японии было внесено в каталог более 8300 землетрясений, и в течение последнего года 968 наблюдателей регулярно посылали свои отчеты. Возрастание числа выявленных в любом данном районе землетрясений не обязательно означает возрастание частоты их возникновения.

3. В течение указанного периода в пределах критической зоны были установлены сейсмические станции в Нагоя и Гифу. Землетрясения, записанные этими станциями, были причислены к общему числу.

4. Существует тенденция к возрастанию интенсивности (что облегчало определение эпицентров по макросейсмическим данным) в аллювиальных долинах района Нагоя по сравнению с окружающими холмистыми районами. Интенсивность великого землетрясения также была больше на аллювиальном грунте.

5. Так как долины заселены более плотно, то число посланных отчетов и число выявленных эпицентров там должно быть больше.

Ни одно из этих обстоятельств не было должным образом учтено Дейвисоном; так и не установлено, имелись ли какие-либо предвестники землетрясения 1891 г., хотя бы столь же определенные, как перед сравнительно слабым землетрясением Лонг-Бич; правда, общая сейсмическая активность в Японии, вероятно, возросла перед землетрясением¹.

АФТЕРШОКИ

Там, где используются надлежащие средства наблюдения, почти всегда после серьезного землетрясения отмечаются афтершоки. Их число и магнитуда, а также длительность интервала, после которого афтершоки уже слабее некоторого уровня магнитуд, по-видимому, возрастают при увеличении магнитуды главного толчка². Людей, недостаточно привыкших к землетрясениям, подобные постоянные сотрясения часто выводят из равновесия, и каждый новый толчок представляется им верным признаком предстоящей катастрофы. Менее возбудимые лица приспосабливаются к этим повторным толчкам. Одна домохозяйка в Неваде, заполняя вопросник, составленный для характеристики периода афтершоков, на вопрос, не испугался ли кто-нибудь, ответила: «Меня это не тревожило, но дети иногда жаловались».

В Японии Омори предложил для частоты афтершоков формулу: $N(1 + kt) = A$, где N — число афтершоков в течение выбранного интервала времени (например, часа или суток), середина которого приходится на момент t после возникновения главного толчка, а k и A — постоянные, выбираемые так, чтобы удовлетворять имеющимся данным. Соответствующий график представляет гиперболу; по аналогии с другими процессами затухания в физике скорее следовало бы ожидать экспоненциальной зависимости. Методика работы определена неполно, а ее значение несколько сомнительно, так как используется только число афтершоков без учета быстрого убывания их магнитуды. С физической точки зрения следует предпочесть фор-

¹ См. также данные Кото, цитированные в главе 30.

² «Закон Бота». Д-р Бот недавно заметил, что во многих случаях магнитуда сильнейшего афтершока примерно на 1,2 меньше, чем у главного толчка.

мулу, более определенно связанную с высвобождением формаций или излучением энергии; это сделано д-ром Бениоффом (методика которого охарактеризована далее в этой главе).

АФТЕРШОКИ ВТОРОГО ПОРЯДКА

Существуют афтершоки второго порядка. Это означает, что вскоре после большого афтершока может произойти серия малых, интенсивность которых падает быстрее, чем в общей последовательности. Подобные вторичные серии наблюдались среди афтершоков землетрясения Уиттиер 1929 г. и землетрясения Лонг-Бич 1933 г., причем в обоих случаях их было аномально много. Такие наблюдения осуществимы лишь в исключительных случаях, так как афтершоки второго порядка обычно нельзя отделить от толчков, непосредственно связанных с главным.

Хорошо исследованная серия афтершоков землетрясения Керн-Каунти 1952 г. (глава 28) содержит весьма разнообразные примеры этого рода. Серию, связанную с главным толчком, можно кратко охарактеризовать следующим образом (время по Гринвичу).

- 21 июля, 11 час 52 мин. Главный толчок, магнитуда 7,7. В течение нескольких часов сейсмическая активность чрезвычайно велика.
- 21 июля, 12 час 05 мин. Магнитуда 6,4. Толчки второго порядка неразличимы на фоне главного афтершока.
- 23 июля, 00 час 38 мин. Магнитуда 6,1. Отождествляется с началом новой фазы высвобождения деформаций. Эпицентр не там, где при любых предыдущих толчках серии. В течение ближайших семи часов еще 6 толчков с магнитудой 4 и выше.
- 25 июля, 19 час 09 мин и 19 час 43 мин. Магнитуда обоих толчков 5,7. Эпицентр близко к пункту, где прекратились смещения вдоль разлома Уайт-Волф. Толчки с этим эпицентром, регистрировавшиеся начиная с 23 июля, стали 25 июля более многочисленными. Вплоть до конца 1953 г. афтершоки с этим эпицентром происходили чаще, чем в районе эпицентра главного толчка.
- 29 июля, 07 час 03 мин. Магнитуда 6,1; новый эпицентр близ Бейкерсфилда. Форшок с этим эпицентром и магнитудой 3,9 отмечен в 05 час 56 мин. Афтершок с несколькими эпицентрами и магнитудой 5,1 отмечен в 08 час 01 мин. В дальнейшем в этом районе продолжались слабые толчки.
- 22 августа, 22 час 41 мин. Магнитуда 5,8. Эпицентр ближе к Бейкерсфилду, чем 29 июля; там произошли более явные разрушения, чем при главном толчке 21 июля. Вскоре последовали слабые толчки, которые можно отнести к афтершокам второго порядка; в то же время во всей активной зоне Керн-Каунти продолжали происходить и афтершоки первого порядка.

Наличие афтершоков второго порядка позволяет считать, что тот большой афтершок, с которым они связаны, представляет до известной степени отдельное явление, динамически не зависящее от главного толчка, возглавившего всю серию. Данное соображение, однако, лишь частично применимо к толчкам Керн-Каунти, где активность афтершоков второго порядка была незначительной по сравнению с афтершоками первого порядка. Это было установлено с помощью графика, характеризующего разброс эпицентров для непосредственно следующих друг за другом толчков данной серии. Оказалось, что в общем вслед за данным толчком чаще происходил толчок не с тем же или близким эпицентром, а с эпицентром в другой части активной зоны. В течение двух лет большинство афтершоков возникало либо близ эпицентра главного толчка 21 июля, либо близ противоположного конца активной зоны (район толчков 25 июля). Вместе с тем активны были и другие участки, так что эпицентры образуют примерно четырехугольную площадь, три стороны которой четко ограничены и, по-видимому, совпадают с границами тех кристаллических блоков, к которым приурочены наибольшие нарушения.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что для многих важных землетрясений характерна следующая картина; эпицентр главного толчка находится на одном конце участка активной части разлома, эпицентр сильного афтершока — на другом конце; афтершоки наиболее многочисленны у этих концов; эпицентр форшока близок к эпицентру главного толчка, но смещен от него в сторону, противоположную разрастанию разлома.

ПОЗДНИЕ СИЛЬНЫЕ АФТЕРШОКИ?

После того как афтершоки, по-видимому, уже сходят на нет, неожиданно происходит еще один толчок, который представляется несоразмерно сильным. Такой толчок обычно порождает собственную серию афтершоков, так что напрашивается вывод, что это динамически независимое событие. Ровно через год после землетрясения 1925 г. в Санта-Барбара там произошел новый сильный толчок. После землетрясения 10 марта 1933 г. в Лонг-Бич 2 октября произошел толчок с магнитудой 5,2, эпицентр которого находился близ вероятного окончания разлома, связанного с главным землетрясением. В серии Керн-Каунти после 22 августа 1952 г. не было ни одного толчка с магнитудой больше 5,0, но 12 января 1954 г. вновь произошел толчок с магнитудой 5,9, вызвавший многочисленные афтершоки, и его эпицентр почти точно совпал с эпицентром главного толчка 21 июля 1952 г. Аналогична картина афтершоков землетрясения 2 февраля 1931 г. в заливе Хокс (Новая Зеландия) с магнитудой 7,9; сейсмическая активность там в основном сошла на нет, когда 15 сентября 1932 г. произошло землетрясение Ваирао с магнитудой 6,8, эпицентр которого был расположен неподалеку.

ОПАСНОСТЬ АФТЕРШОКОВ

Обычно ни форшоки, ни афтершоки не сравнимы по магнитуде с главным толчком серии. Поэтому естественно полагать, что после сильного землетрясения серьезная опасность уже миновала, в чем часто заверяют и публику. Однако, хотя это может быть справедливо в бытовом плане, но для науки такой подход не годится, поскольку здесь упускается из виду по крайней мере три хорошо известных положения:

1. Толчок, вызывающий сильные повреждения, может быть форшоком разрушительного катастрофического землетрясения.

2. Афтершоки катастрофического землетрясения могут быть столь же сильны, как и обычные толчки, вызывающие местные повреждения. Больше того, их эпицентры, видимо, располагаются в пределах обширной зоны; эпицентр сильного афтершока может оказаться ближе к крупному населенному пункту и вызвать там более сильные разрушения, чем главный толчок. Так случилось в Бейкерсфилде в 1952 г.

3. Для некоторых районов характерно, что вслед за сильным толчком происходит, спустя несколько часов, толчок не меньшей силы.

РОИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

ТИПЫ РОЕВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В некоторых местах часто отмечаются *рои землетрясений* (*earthquake swarms*) — длинные серии сильных и слабых толчков без главного, выделяющегося среди них. Такие рои землетрясений обычны в вулканических

районах и часто происходят перед извержением и во время него (глава 12). Их наблюдают и в районах геологически молодого, хотя и не современного вулканизма. Так, например, сейсмическая станция Хейви в долине Оуэнс-Велли порой регистрирует длинные серии слабых толчков — иногда до 100 в сутки. Эта станция построена на плейстоценовых туфах; только немногие мили отделяют ее от конусов пепла, базальтовых покровов, горячих источников и прочих проявлений вулканизма.

Рои землетрясений наблюдались и в некоторых безусловно невулканических районах, как территория Фогтланд у южной границы Германии и Комри в Шотландии. Рои землетрясений, довольно специфически распределенные во времени, характерны для долины Импириал (Калифорния), жителям которой хорошо известно, что вскоре после резкого сотрясения часто происходит новое — такое же или более сильное. В таких случаях закрывают школы и люди не входят в дома, что часто сохраняет им жизнь. В этом районе рой землетрясений не раз начинался с двух (и больше) резких толчков примерно одинаковой магнитуды, в интервале между которыми отмечались более слабые толчки. Затем наступала пауза, продолжающаяся несколько часов или даже сутки, после чего — еще один сильный толчок с нормальной серией афтершоков. Такая картина имела место 30 и 31 декабря 1934 г., когда магнитуда двух сильнейших толчков составляла 6,5 и 7,1; их эпицентры находились в редко населенном районе южнее государственной границы. После сильного землетрясения 1940 г. и непосредственно связанных с ним афтершоков сейсмичность долины Импириал была очень мала до 1950 г., когда 27 июля началась новый сложный рой землетрясений, к которому относятся два толчка с магнитудой 5,4 (28 и 29 июля) и один с магнитудой 4,8 (1 августа). Рой землетрясений с магнитудой до 5,4 отмечался близ города Броли (долина Импириал) и вызвал там 16—17 декабря 1955 г. незначительные повреждения.

РОИ ФОРШОКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Имамура (Иматага, 1937) образно описал форшоки землетрясения Рику-Уго 1896 г. Серия началась 23 августа с 15 ощутимых, но слабых толчков. Толчки происходили и в следующие дни до 31 августа, когда произошел главный толчок.

«С точки зрения сейсмолога, утро богатого событиями дня было необычайно активным. Наступившее затем короткое затишье было прервано сильным толчком. . . после полудня. Жителям казалось, что почти в течение часа земля непрерывно дрожала, а затем разразился пароксизм — яростный толчок, вызвавший столь обширные разрушения».

Имамура приводит подробности аналогичной, но более слабой серии в том же районе в 1914 г. и продолжает:

«Из предыдущего, по-видимому, можно сделать вывод, что закономерная связь форшоков с последующими землетрясениями существует лишь в каких-то определенных, а не в любых сейсмичных зонах. Если этот вывод верен, то он может иметь серьезное значение для проблемы предсказания землетрясений. В любом случае нам подобает быть настороже, чтобы не спутать форшок с независимым землетрясением, так как для некоторых районов особенно характерно появление в течение короткого интервала нескольких групп слабых толчков, которые никоим образом не связаны с главным толчком».

ДРУГИЕ АНОМАЛЬНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ

Подобные рои форшоков представляют крайний случай аномальной последовательности, в которой первый заметный импульс не является главным толчком. Такие последовательности, если только их можно узнать, — подходящий случай, чтобы предупредить население. Большой интерес представляет аномальная последовательность при катастрофических землетрясениях в Хелене (штат Монтана) 1935 г. Она предостерегает от искушения преуменьшать опасность после сильного землетрясения:

3 октября. Резкий толчок; повреждений не было; некоторое беспокойство.

12 октября. Разрушительный толчок; ущерб 50 000 долларов.

18 октября. Катастрофическое землетрясение; ущерб 3 000 000 долларов; двое погибло.

31 октября. Второе сильное землетрясение; ущерб еще на 1 000 000 долларов; погибло еще двое.

Двое рабочих (погибших во время второго сильного землетрясения в Хелене) были заняты на ремонтных работах, которые возобновили в надежде, что активность афтершоков останется незначительной.

Там, где ожидают нормальную последовательность слабых форшоков и афтершоков, аномальные серии представляют опасность для народа. Так как для них особенно характерна приуроченность к определенным районам, то в сейсмоактивной зоне важно непрерывно регистрировать землетрясения, чтобы обнаружить, где можно ожидать аномальную картину. В большей части южной Калифорнии, за исключением долины Импириал, форшоки и афтершоки имели обычный характер. К исключениям относятся и толчки вдоль разломов Поперечных хребтов, возможно связанных (а возможно, и не связанных) с разломом Сан-Андреас. Аномальные серии, по-видимому, чаще отмечаются в провинции Бассейнов и Хребтов (в штате Невада) и в восточной Калифорнии; примером является серия 1954 г. в Неваде.

6 июля. Землетрясение с магнитудой 6,6, разрушительное в Фаллоне, осязаемое на обширной территории. Незначительное образование разломов в горах Рейнбоу восточнее Фаллона. Умеренная активность афтершоков.

24 августа. Землетрясение с магнитудой 6,8; снова незначительное образование разломов. Эпицентр близок к эпицентру 6 июля. Многочисленные афтершоки.

16 декабря. Катастрофическое землетрясение с магнитудой 7,1. Эпицентр и основное образование разломов смещены примерно на 30 миль к востоку. За 4 час 37 мин до главного толчка — форшок с магнитудой 4,0; примерно через четыре минуты после — афтершок с магнитудой, близкой к 7, сопровождавшийся образованием разломов в другом районе. После этого активность афтершоков сначала быстро снижается, а затем сохраняется на обычном уровне в течение ближайшего месяца.

НЕОБЫЧНАЯ АКТИВНОСТЬ

Иногда единичный сильный толчок происходит в области, где землетрясения сравнительно редки, как, например, в Чарлстоне (штат Южная Каролина) в 1886 г., на Большой Багамской Банке в северной Атлантике в 1929 г., в Баффиновом заливе в 1933 г., на плато Мату-Гросу (юго-западная Бразилия) в 1746 г. и 1955 г. Бывает и так, что необычная серия сильных толчков происходит в области, где затем устанавливается почти полный покой, как это случилось в Корее около трех столетий тому назад.

В течение 1925—1930 гг. в пределах небольшой области Индийского океана юго-восточнее Мадагаскара произошло не менее 42 настолько сильных толчков, что их отчетливо записали удаленные станции; около 30 из них имели магнитуду 6 и более, а у трех толчков она достигала 7,0. В 1933 г. произошел еще один толчок с магнитудой 7,0, а после длительной паузы — в 1949 г. — еще один, примерно той же магнитуды, и в 1951 г. — землетрясение с магнитудой 7,8, самое сильное из известных в данной области.

В известных сейсмичных районах иногда отмечаются периоды необычной активности. Серия катастрофических землетрясений на Ближнем Востоке в начале нашей эры немало способствовала угасанию цивилизации Палестины и Сирии. В Турции в 1939 г. землетрясение с магнитудой 7,9 открыло длинную серию разрушительных толчков; магнитуда землетрясений в 1942, 1943, 1944, 1953 и 1957 гг. превосходила 7. В ноябре 1938 г. восточнее берегов Японии отмечался рой землетрясений большого масштаба — 6 толчков с магнитудами от 7,0 до 7,7 (некоторые из них вызывали слабые цунами) и еще более слабых.

ПРИРОДА АФТЕРШОКОВ

АФТЕРШОК КАК ПОСЛЕДЕЙСТВИЕ

Механизм афтершоков может быть правильно понят лишь в связи с механизмом главного толчка. Подробно об этом говорится в главах 14 и 22, и читатели, возможно, предпочтут сначала прочесть страницы этих глав. Считается, что сильное землетрясение обусловлено разрывом деформированных пород и что источником энергии, освобождавшейся в виде сейсмических волн и в ином виде, является потенциальная энергия деформированных глыб, когда они устремляются к исходному положению, восстанавливая равновесие (так называемая *упругая отдача*). Афтершоки показывают, что равновесие устанавливается не сразу.

Афтершокам часто дают броское газетное название «толчки утряски»; такое выражение связано с простой, но неполноценной теорией их происхождения. И действительно, смещенные глыбы пород не вполне монолитны; в них много внутренних разрывов и неоднородностей. Можно полагать, что своего рода «внутренняя утряска» в течение известного периода будет порождать толчки с убывающей частотой и магнитудой. Незначительные оседания могут возникать и под действием силы тяжести.

Наблюдения, как над сериями толчков, так и над лабораторными испытаниями образцов пород на разрывы явно показывают, что в большинстве случаев процесс возникновения афтершоков не столь пассивен. Скорее это активное продолжение главного процесса высвобождения деформаций, связанное с такими явлениями, которые описывают под терминами *упругое последствие* и *ползучеств*. Спустя несколько дней после землетрясения 1940 г. в долине Импириал автор посетил линию разлома непосредственно к северу от государственной границы; общее сдвиговое смещение составляло там около 10 футов, складываясь из смещений по нескольким разрывам. Велосипедные колеи пересекавшие один из таких разрывов, были смещены на несколько дюймов в ту же сторону (правосторонний сдвиг), что и при главном толчке, из чего следует, что первоначальное движение продолжалось в меньшем масштабе, вероятно, в связи с многочисленными афтершоками¹.

¹ См. также отчет о землетрясении Танго 1927 г. в главе 30. Наблюдая этот и другие случаи, профессор Чудзи Цубои пришел к выводу, что имеется два различных вида афтершоков: 1) связанных преимущественно с вертикальными смещениями, по-

ТЕОРИЯ БЕНИОФФА

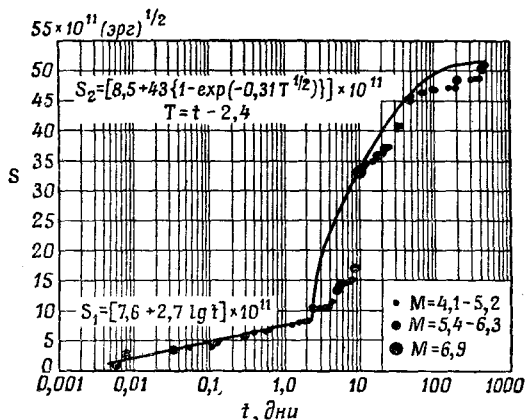
Бениофф провел строгий анализ этого процесса — как теоретически, так и на основании имеющихся наблюдений (Benioff, 1951). В его теории тщательно определяется такой термин, как ползучесть, которым пользовались чересчур неопределенно. Важно отметить, что катастрофическое землетрясение в основном совершается за время, вряд ли превосходящее две минуты; при этом в блоках, линейная протяженность которых составляет 100 км и более, происходит перераспределение деформаций. Даже если бы эти блоки были идеальными монолитами, то и тогда упругое восстановление равновесия вряд ли могло бы завершиться в столь короткое время. Ввиду неидеальной упругости процесс восстановления задерживается и, продолжаясь после главного толчка, вызывает ползучесть. В результате вдоль линии первичного разрыва вновь накапливаются деформации, пока они не превзойдут сопротивления блоков, временное смыкание которых прервало первое землетрясение. После этого смещения по разлому возобновляются, и так может происходить несколько раз, причем, как правило, каждый следующий во все меньшем масштабе, пока, наконец, остаточных деформаций будет недостаточно, чтобы преодолеть оставшееся сопротивление. Дальнейшие события зависят от продолжения тектонических процессов, вызвавших первую крупную дислокацию; по истечении времени возрастающие деформации могут снова преодолеть сопротивление и вызвать разрыв. Таким процессом, происходящим в малом масштабе, можно объяснить уже упоминавшиеся выше внезапные сильные толчки, подобные афтершокам, которые возникают после того, как общая сейсмическая активность сошла на нет. В крупном масштабе этот процесс определяет интервал между главными землетрясениями, связанными с данной системой разломов.

Д-р Бениофф применил шкалу магнитуд с целью выразить эти идеи количественно и представить результаты в графическом виде. Он принял, что доля деформаций, высвобождаемых при каждом отдельном толчке, пропорциональна квадратному корню из энергии, выделяющейся при этом в виде упругих волн. Энергию он вычислял по магнитуде — по соотношению, приведенному в главе 22. Как сказано в этой главе далее, с соотношением между магнитудой и энергией связано много ограничений и неясностей, но, к счастью, его точная форма незначительно влияет на результат. Вычисленные значения квадратных корней из энергии только примерно, а не точно пропорциональны измеренным амплитудам, по которым определяют магнитуду.

Для каждого последовательного толчка вычислялось обусловленное им приращение в высвобождаемых деформациях. Сумма приращений определяла ординату точки на графике, абсцисса которой равнялась логарифму времени, истекшему от начала главного толчка. Получившись графики двух типов (фиг. 6-1, 6-1А, 6-1Б): один, почти прямолинейный, согласуется с поведением лабораторных образцов при сжатии; другой — кривая, становящаяся почти горизонтальной, которая, как первоначально считали, основываясь на опытах, проведенных А. А. Майкелсоном много лет тому назад, соответствует сдвиговым деформациям (Michelson, 1917, 1920). Однако исследования д-ра Кинна Ломнитца в 1955 г. показали, что высвобождение деформаций при сдвиге характеризуется зависимостью того же типа, что и

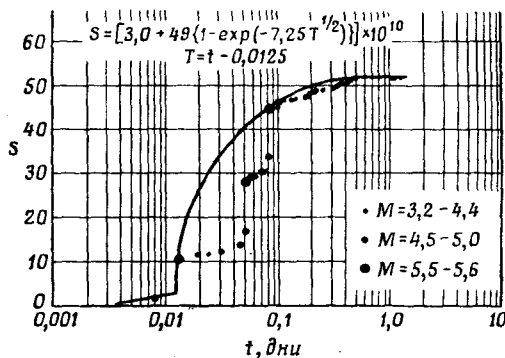
степенно убывающими по сравнению с начальным значением; 2) характеризуемых как вертикальными, так и горизонтальными смещениями, сохраняющими, однако, свой первоначальный тип. Последний вид следовало бы выделить как особый, согласно анализу д-ра Бениоффа, к описанию которого мы сейчас переходим.

при сжатии (Lomnitz, 1956). Поэтому интерпретация второго типа кривых становится спорной, хотя она и согласуется удовлетворительно с имеющимися сведениями о рассматриваемых землетрясениях. Д-р Бениофф ныне склонен полагать, что кривые второго типа, возможно, соответствуют условиям при боковом течении или оползании масс, вероятно подкорových. Графики для



Ф и г. 6-1. График высвобождения деформаций. Залив Хокс Новая Зеландия, афтершоки 1931 г. (Бениофф).

S — (энергия) $^{1/2}$; T и t — время.



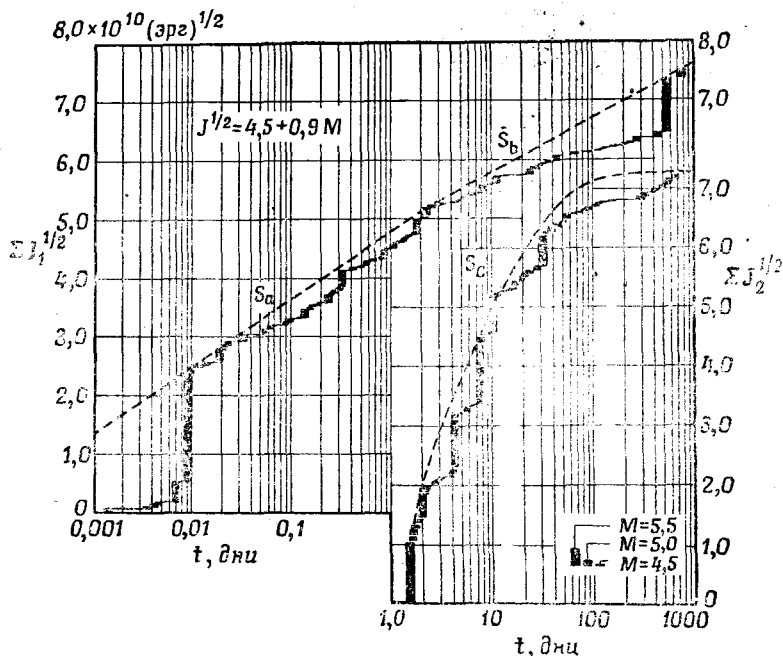
Ф и г. 6-1А. График высвобождения деформаций. Долина Импириал, афтершоки 1940 г. (Бениофф).

S — (энергия) $^{1/2}$; T и t — время.

серий афтершоков при таких землетрясениях, как Лонг-Биче в 1933 г. или в заливе Хокс (Новая Зеландия) в 1931 г., начинаются почти прямолинейно, соответствуя сжатию, а затем внезапно переходят в кривую второго типа, отвечающую сдвиговым деформациям. Тот же характер был установлен и у кривой афтершоков землетрясения Керн-Каунти 1952 г.; однако затем оказалось, что эпицентры афтершоков приурочены к двум различным участкам и одной группе эпицентров соответствует кривая второго типа, а другой, если составить для нее отдельный график, — прямолинейная зависимость, соответствующая сжатию. Сравните это с данными о смещениях, происходивших после землетрясения Танго 1927 г. (фиг. 30-12).

Наличие афтершоков второго порядка, которое теоретически может изменить вид графика или его интерпретацию, на практике вряд ли имеет какое-либо значение. Деформации, высвобождаемые при таких толчках, пред-

ставляют лишь незначительную долю в общем процессе освобождения энергии; законно (во всяком случае, частично) присовокупить эту долю к общей сумме эффекта, так как она самое большее является преходящим осложнением в общем процессе. Точно так же некоторые афтершоки могут быть связаны со слабыми подвижками (восстанавливающими внутреннее равновесие блоков), которые происходят далеко от поверхности главного разрыва; однако доля таких подвижек мала и законно, что их частично включают в общую сумму.



Фиг. 6-1Б. Серия афтершоков землетрясения Керн-Каунти, 1952—1954 гг. Графики высвобождения деформаций для каждого из двух крыльев разлома Уайт-Волф (Бениофф).
S и J — (энергия)^{1/2}; T и t — время.

Д-р Бениофф применял графики того же типа для сильных толчков, происходящих в пределах ограниченной области, и для сильнейших землетрясений мира. Линейное накопление деформаций порождает вопрос, могут ли служить слабые толчки «предохранительным клапаном», задерживающим возникновение сильного толчка. Эти моменты разбираются в главе 22.

ПРИРОДА ФОРШОКОВ И РОИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Метод д-ра Бениоффа не относится непосредственно к форшокам, но идеи, вытекающие из этого метода, легко к ним применимы. Последовательность форшоков незаметно принимает типичный облик роя землетрясений типа роя землетрясений в долине Импириал. (Рои вулканических толчков не обязательно соответствуют этому теоретическому типу; имеются доказательства того, что ему частично соответствуют рои землетрясений, связанные с глубинными процессами, но толчки, вызванные взрывами у поверхности или в воздухе, конечно, не имеют ничего общего с высвобождением деформаций.)

Там, где медленное нарастание деформаций целой области доходит в локальном участке до разрывных деформаций, сильный толчок не обязателен и даже не особенно вероятен. В активной зоне постоянно происходят слабые толчки, географическое распределение которых вполне нейтрально; по положению их эпицентров вряд ли можно сделать вывод о наличии или характере главных сейсмоактивных структур (фиг. 28-3). Однако, если такой случайный и слабый толчок произойдет близ участка, где накопились основные деформации, то он может оказаться последней соломинкой (которая, согласно поговорке, переломила спину верблюда.— *Перев.*). Слабые локальные движения выравнивания могут послужить «спусковым механизмом», или слабый толчок может разрушить последнюю преграду, предотвращавшую крупные смещения. Если первый толчок не очень слаб, то время, необходимое для выравнивания локальных напряжений (которое, возможно, определяет серия ближайших афтершоков), плюс время, необходимое для нового нарастания региональных деформаций, может определять период успокоения перед следующим сильным толчком или группой толчков, как показывает пример долины Импириал. В областях, где обычно наблюдают сложные последовательности толчков, естественно ожидать, что им соответствует и сложное тектоническое строение, вроде раздробленных пород фундамента, превращенного в трехмерную мозаику небольших и относительно легко смещаемых глыб (такова картина, согласующаяся с тем, что известно о геологии долины Импириал). Та же картина, вероятно, позволяет объяснить последовательность афтершоков при землетрясении 1940 г. в долине Импириал, когда псевдоявлялись столь правильные серии быстро сменяющих друг друга толчков возрастающей магнитуды, что было почти невозможно определить положение отдельных эпицентров.

После сооружения плотины на реке Колорадо и водохранилища озера Мид в этом районе стали часто происходить слабые землетрясения. Тогда Береговая и геодезическая служба США в сотрудничестве с Бюро по мелиорации установила там три местные станции. Выяснилось, что число толчков коррелируется с изменениями нагрузки на водохранилище. Вес воды в нем — порядка 10^{10} т — мал по сравнению с весом смещавшихся блоков коры. Следовательно, тектоническое равновесие было таким неустойчивым, что его могла нарушить даже такая, сравнительно малая дополнительная нагрузка. Этот эффект соответствует только местным условиям: аналогичные толчки не были обнаружены при изысканиях на других больших водохранилищах.

Близ Чатры (Индия) Гуха с сотрудниками установили корреляционную зависимость между частотой слабых местных землетрясений и интенсивностью паводков (Guha, 1956).

ЛИТЕРАТУРА

- Форшоки 1891 г.
- Davison Ch., On the distribution in space of the accessory shocks of the great Japanese earthquake of 1891, *Quart. Journ. Geol. Soc. (London)* (1897), 53, 1—15.
- Рой землетрясений
- Eizold F., Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1907—1915, *Abhandl. math.-phys. Kl. sächs. Wiss. (Leipzig)*, 36, № 3, 16—429. (О землетрясениях территории Фогланд.)

- Davison Ch., A History of British Earthquakes, Cambridge University Press, 1924. (Землетрясение Комри в главе 4.)
- Иматига А., Theoretical and Applied Seismology, Токуо, Maruzen, 1937. (О землетрясении Рику-Уго, стр. 82—83.)

Землетрясение в Хелена (штат Монтана) в 1935 г.

- Engle H. M., The Montana earthquakes of October, 1935; structural lessons, *BSSA* (1936), **26**, 99—109.
- Ulrich F. P., Helena earthquakes, *ibid.*, 323—339.
- Neumann F., The Helena earthquakes of October and November, 1935, in *United States Earthquakes* (1935), 42—56, U. S. Coast and Geodetic Survey, Ser. № 600, U. S. Dept. of Commerce, Washington, D. C., Govt. Printing Office, 1937. (См. также стр. 18—28.)

Высвобождение деформаций

- Benioff H., Earthquakes and rock creep, Part I, *BSSA* (1951), **51**, 31—62.
- Lomnitz C., Creep measurements in igneous rocks, *Journ. Geology* (1956), **64**, 473—479.
- Michelson A. A., Elastic viscous flow, Part I, *Journ. Geology* (1917), **25**, 405—410; Part II, (1920), **28**, 18—24.
- Carder D. S., Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940—1941, and the influence of reservoir loading on earthquake activity, *BSSA* (1945), **35**, 175—192.
- Guha S. K., Ram G., Rao G. V., Trigger causes in earth movements, *Publ. Bur. central international, ser. A* (1956), **19**, 345—355.

Проявления землетрясений; общий обзор

В предыдущих главах уже описывались проявления землетрясений — как обычные, так и необычные. Теперь необходимо рассмотреть этот вопрос шире.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Проявления землетрясений можно подразделить на 1) *первичные*, обусловленные самим процессом, порождающим сотрясения, — например образованием разломов или вулканизмом, и на 2) *вторичные*, обусловленные сотрясением или, вообще говоря, распространением упругих волн, вызванных первичным процессом. Поэтому к вторичным проявлениям относятся и записи сейсмограмм.

В табл. 7-1 указаны первичные проявления только для тектонических землетрясений. При вулканическом землетрясении первичные проявления могут быть совершенно иными. Описание явлений, сопутствующих извержениям и подземным движением магмы, читатель найдет в трудах по вулканологии.

Так как при любом способе возбуждения упругие волны будут примерно одинаковы, то нет существенной разницы между вторичными проявлениями при тектонических и вулканических землетрясениях; наиболее отчетливые из наблюдаемых различий обусловлены тем, что при вулканических толчках глубина гипоцентра, как правило, меньше (глава 12).

В табл. 7-1 вторичные макросейсмические явления подразделены на две группы: постоянные и преходящие. Это деление носит скорее практический, чем принципиальный характер. Исследователь может ожидать, что некоторые последствия, такие, как поврежденные здания, он обнаружит после землетрясения. Их называют здесь «постоянными», хотя в конце концов все последствия исчезают. Другие явления, такие, как качание подвешенных предметов и дребезжание стекол, можно наблюдать, только пока продолжается землетрясение; это «преходящие» проявления, и исследователь руководствуется здесь только тем, что ему удалось узнать из расспросов или письменных сообщений.

ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ДАННЫЕ

Для физика каждое проявление землетрясения, первичное или вторичное, представляет задачу, требующую объяснения и истолкования. Некоторые проявления до сих пор объяснены не полностью; другие (такие, как цунами или сейсмические волны на море, см. главу 9) весьма различно интер-

Главные макросейсмические проявления при тектонических землетрясениях

Воздействие на:	Первичные	Вторичные постоянные	Вторичные преходящие
Сушу	Региональные изгибания и т. п. Уступы Смещения Расщелины, «кротовины», другие линейные формы Поднятия или опускания берегов; изменения побережья	Оползания грунта (оползни, течения, обвалы, ступенчатые перекосы) ^{1,2,3,4} Вторичные расщелины ³ Песчаные кратеры ⁵ Выпирание столбов и свай	Видимые волны (?) Ощутимые сотрясения
Воды (грунтовые и поверхностные)	Запруды; водопады; отклонения потоков Обводнение депрессий Изменения в ручьях и родниках		Изменение уровня колодцев Фонтаны ⁶ Перекаты над отмелями рек Сейши Цунами Моретрясения
Сооружения	Смещения и разрушения или повреждения из-за разрыва или дробления: зданий, мостов, трубопроводов, железных дорог, оград, дорог, кюветов	Большинство обычных поврежденных зданий, дымоходов, окон, штукатурки	Треск остовов зданий. Колебание мостов и высоких сооружений
Незакрепленные предметы		Смещения (включая кажущееся вращение) Опрокидывание, падение, выбрасывание (горизонтальное или вертикальное)	Покачивания Колебания Сотрясения Дребезжание
Разное		Часы останавливаются, меняют ход и т. п. Изменения ледников Гибель рыб Обрывы кабеля	Тошнота Страх, паника Пробуждение спящих Тревога зверей Тревога птиц Деревья трясутся Звенят колокола Воздействие на автомобили (стоящие и едущие) Вмятые звуки Вспышки света (?)

¹ Течения грунта относятся собственно к проявлениям водным.

² Могут повреждать сооружения.

³ Эти проявления (на суше и поверхности вод) могут быть причислены к первичным.

⁴ Классификация оползней по California Earthquake Commission, 1, pt. 2, 385.

⁵ Образование песчаных кратеров и фонтанов представляет единое явление.

претируются разными авторами. Некоторые же, обычно объясняемые простым способом, при тщательном изучении оказываются гораздо сложнее.

Инженера больше всего интересуют те проявления землетрясений, которые влияют на устойчивость и безопасность зданий и других сооружений. К ним относятся разрушающее воздействие сотрясений, оседаний и (реже) смещений на самих разломах, что рассматривается в следующей главе.

Ввиду специфического характера соответствующих явлений воздействие их на грунтовые и поверхностные воды рассматривается в отдельной главе (глава 9).

Геолога интересует главным образом связь проявлений землетрясений с природой и механизмом образования разломов и других тектонических процессов, а также зависимость землетрясений от геологических структур. Попытки (вроде предпринятых Мале) использовать макросейсмические проявления, чтобы найти эпицентр или иным образом исследовать физику землетрясений, в настоящее время устарели, особенно в районах, где действуют современные сейсмографы. Однако эти проявления представляют основу для оценки интенсивности и проведения изосейст; даже при наличии хороших сейсмографов тщательное картирование интенсивностей может пролить свет на особенности местных землетрясений.

С другой стороны, фундаментальное значение имеют первичные проявления. Свежий сбросовый уступ или новый конус вулканического пепла являются по самой своей природе прямыми доказательствами, по сравнению с которыми даже данные, полученные хорошими сейсмографами, представляют лишь подробности¹.

РАЗГРАНИЧЕНИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ И ТРУДНОСТИ

Разделение проявлений на первичные и вторичные осуществляет геолог в поле. Его мнение часто играет решающую роль при истолковании землетрясения; но решать не всегда легко. Часто возникают сомнения при оценке трещин и расщелин и еще чаще — при разграничении первичных проявлений от явлений, обусловленных оползаниями.

Трещины и расщелины, особенно в прочных породах, могут быть первичным явлением, непосредственно связанным с образованием разлома; даже в рыхлом грунте они могут быть непосредственно вызваны смещениями в подстилающих коренных породах. Гораздо чаще трещины обусловлены сотрясением, окончательно формируясь в результате дифференциального оседания грунта, а изредка — под действием выступающих на поверхность грунтовых вод. Даже трещины, обнаруживаемые после землетрясения вдоль активного разлома, могут относиться к вторичным проявлениям того же рода, возникая в связи с сотрясениями в разбитых породах зоны разлома.

¹ Для всех нас наиболее убедительны данные, с которыми мы лучше всего знакомы. Я весьма обязан м-ру Г. О. Вуду, рассказавшему мне о случае с Гуго де Фрис — известным голландским ботаником, начинателем теории биологических мутаций, работавшим в 1906 г. в Калифорнийском университете в Беркли. Его пригласили в поле, чтобы показать некоторые последствия великого землетрясения этого года. Когда ему ранее говорили о смещениях в 15—20 футов, он слушал с вежливым интересом и очевидным скептицизмом ученого. Первые дислокации, которые он увидел в поле, казалось, не убедили его; он явно не был знаком с языком геологии. Наконец, группа прибыла в часто фотографируемую местность между станцией Пойнт-Рейс и Инвернесс, где смещение дороги у разрыва составляет 21 фут. Линия разлома проходит здесь близко к Пейпермилл-Крик; небольшие деревья и кустарники были вырваны с корнем, некоторые раздраны, а некоторые срезаны. «А, вот и ботанические доказательства!» — воскликнул де Фрис и весьма внимательно принялся разбираться в подробностях, пока товарищи не заставили его идти дальше.

Большие оползни, вызванные землетрясением, часто напоминают те более эффективные явления (поверхностные, а также связанные с грунтовыми водами), которые порождены разломами, в том числе и протяженные уступы. В дальнейших главах приведены примеры оползней или обвалов, принятых за разломы, а также разломов, принятых за оползни. При этом возникают чрезвычайно сложные задачи. Так, полоса главных уступов землетрясения Керн-Каунти 1952 г., проходящая у основания горы Бэр-Маунтин, представляет явную оползневую зону; в то же время убедительные данные показывают, что эти уступы отражают реальные тектонические смещения в породах фундамента, хотя, конечно, формы, выраженные на поверхности, в рыхлой среде носят иной характер.

НЕКЛАССИФИЦИРУЕМЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

В дальнейшем — при общем разборе первичных проявлений (глава 14) и при описании отдельных землетрясений с разломами (часть II) — выяснится, что по крайней мере две группы явлений на суше не удастся классифицировать ни как первичные, ни как вторичные проявления. Одну из этих групп можно проиллюстрировать гипотетическим случаем, когда происходят взбросовые движения пород фундамента, перекрытых мощным покровом аллювия или неуплотненных осадков. Тогда на поверхности мы не увидим чистых разрывных дислокаций, приуроченных к краю поднятого блока; вместо этого будет выражена зона трещиноватости и сводовых поднятий, по которым можно только приблизительно и косвенно установить первичную дислокацию.

Наблюдения в зоне разлома Гарлок после землетрясения Керн-Каунти 21 июля 1952 г. дают нам пример другой группы явлений. Трещиноватая полоса шириной около 4 футов пересекала там небольшой проезд; она протянулась на расстоянии нескольких сотен ярдов, наподобие узкой линии нарушений вдоль разлома. Признаков сдвиговых смещений не было. На участке наибольшего дробления находилась депрессия типа западины, занятая лугом. В некоторых кварталах это нарушение было принято за доказательство, что главный толчок был связан с разломом Гарлок — естественное предположение, высказанное в числе многих других и автором в первые часы после землетрясения, когда сведения были еще скудны и частично искажены. Однако это определенно противоречит инструментальным данным, а также сильно выраженным линейным нарушениям вдоль разлома Уайт-Волф. По-видимому, с зоной разлома Гарлок были связаны очень слабые тектонические движения, что-нибудь вроде незначительного обвала небольшой и сравнительно близкой к поверхности глыбы, вызванного либо сотрясениями, либо общим процессом перераспределения деформаций после главного землетрясения. Подобные явления могут незаметно перерастать в смещения больших блоков коры, порождая новые землетрясения, предвестником которых явился первый толчок. Примером может служить землетрясение в Неваде 16 декабря 1954 г. (глава 28).

Таким образом, интерпретация полевых наблюдений может представлять трудности, даже когда полевые наблюдения авторитетны и тщательны и собраны все доступные наблюдению факты. Поэтому, имея дело с описанием землетрясений в исторических (и иногда совершенно ненаучных) документах, сейсмолог или историк часто не может сказать, что же происходило на самом деле.

Воздействие землетрясения на здания и другие сооружения; Калифорния, 1952 г.

ЗНАЧЕНИЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Воздействие землетрясений на сооружения представляет первостепенный интерес для инженеров и архитекторов. Оно не имеет специфического значения для общего анализа землетрясений; но, затрагивая интересы людей, оно привлекает больше внимание и потому, видимо, лучше изучено, чем любые другие (кроме наиболее эффектных) проявления на суше и в воде. Старинные отчеты о землетрясениях редко содержат что-либо полезное, кроме сведений о разрушениях и потерях.

Характеристика средних и высших баллов определяется на большинстве шкал интенсивности наблюдениями над повреждением сооружений. Поэтому даже сообщения неподготовленных людей могут иметь научное значение, хотя для их анализа нужен большой опыт. Необходимо знать, каков преобладающий стиль сооружений в данном месте и в данное время, и весьма желательны подробности об отдельных сооружениях. Полевой сейсмолог должен в возможно большей степени сотрудничать с квалифицированными архитекторами и инженерами и максимально использовать их оценку прочности поврежденного сооружения до толчка.

ОБЫЧНЫЕ ТИПЫ ПОВРЕЖДЕНИЙ

Большинство сообщений об ущербе при землетрясении относится к воздействию сотрясений на обычные сооружения, характерные ранее лишь для Европы, а ныне распространившиеся на весь мир благодаря проникновению западной культуры; эти сооружения из камня (с кирпичной или каменной кладкой) или с деревянным остовом, малого или среднего размера.

Для некоторых сейсмичных зон (в том числе для южной и юго-восточной Европы) имеются сведения о воздействии и на другие типы сооружений. Такие сооружения, как правило, относятся к одной из следующих групп:

1) Хижины и небольшие дома из легких материалов, изгибающихся при умеренных сотрясениях. Обычно эти здания не прочно укреплены на фундаменте, так что очень сильное землетрясение может просто сдвинуть их, не причиняя особого вреда (примером может служить Шиллонг во время землетрясения 1897 г., глава 5). Даже полное разрушение таких зданий не представляет серьезную угрозу для жителей, а повреждения легко устранимы. В некоторых странах, например в Японии, легкие сооружения

несут тяжелую крышу; тогда при очень сильных сотрясениях ее массивность часто приводит к серьезным повреждениям или опасному обрушению.

2) Здания, при постройке которых в качестве заменителей камня используются прочные материалы, такие, как адоби (adobe — кирпич-сырец типа самана. — *Перев.*) на юго-западе США и в Латинской Америке, как утрамбованная земля или глина с гравием (pisé) на Ближнем Востоке, как тапиа (tapia) — смесь глины с известью в странах, где говорят по-испански, или как брикеты из ила (mud-block), из которых строят дома на Тайване. Если стены из подобных материалов тщательно не выложены и не укреплены (например, каркасом из крепкого дерева), то такие сооружения весьма опасны, и они увеличивают число жертв при землетрясениях.

3) Большие и тяжелые каменные здания, например храмы или дворцы. Прочность, необходимая для сооружения зданий значительной высоты, обычно достаточна, чтобы противостоять умеренным землетрясениям, разрушающим в тех же местностях сравнительно нестойкие дома; но сильное землетрясение может разрушить даже такое памятное здание, стоявшее долгие годы.

Часть повреждений вызывают сотрясения не самого здания, а его фундамента. Лишь исключительно прочное и конструктивно монолитное здание может выдержать сводовые изгибания и расколы своего основания.

Оседания могут оказать дифференциальное воздействие на сооружение; либо все оно целиком может погрузиться в рыхлый грунт, как это происходило в поясе просадок в Бихаре в 1934 г. Ступенчатые перекосы большого масштаба и другие смещения грунта могут разрушить здание, если оно расположено на зыбкой почве. Подобные явления наряду с оседаниями могут возникать и независимо от землетрясений. Относительные смещения крыльев активного разлома могут разорвать или раздавить любое сооружение. Наконец, надо учитывать воздействие сотрясений, оползаний; оседаний и разрывных движений на железные дороги, мосты, рвы, каналы и другие инженерные сооружения.

ПОВРЕЖДЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ

Сведения о поведении крупных современных сооружений при сильных сотрясениях в основном все еще ограничены данными по землетрясениям 1906 г. в Сан-Франциско и 1923 г. в Токио и Иокогаме. В плейстосейстовой области других хорошо описанных землетрясений XX столетия либо не было таких сооружений, либо интенсивность вблизи них была меньше (как в Лонг-Бич и в Лос-Анжелесе в 1933 г.), либо недостаток проекта используемых материалов и произведенного строительства были столь серьезны, что к нашим данным о надежных сооружениях прибавилось лишь немного (как в Фукуи, Япония, 1948 г.; или Мехико, Мексика, 1957 г.). Поведение сооружений меньшего размера со стальным каркасом, или бетонных (армированных или неармированных) было твердо установлено во многих случаях и изучено.

Вопросы проектирования больших и высоких сейсмоустойчивых сооружений продолжают усиленно обсуждаться инженерами. Для сейсмолога эта полемика имеет лишь второстепенное значение и может привести к путанице в более важных понятиях, по поводу которых не должно было бы существовать серьезных разногласий. Студент инженерного профиля найдет краткий обзор и указания на литературу в приложении II. Принципы проектирования простых сооружений, а также опасность, которая им угрожает, рассмотрены в главе 24.

ПОВРЕЖДЕНИЯ ПРИ СОТРЯСЕНИИ

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СИЛЫ

Большая часть важных вторичных проявлений землетрясения обусловлена скорее горизонтальной, чем вертикальной компонентой смещений, и причина этого не величина самого смещения, хотя весьма вероятно, что горизонтальное смещение повсюду больше, за исключением мест в непосредственной близости к эпицентру. Вертикальным смещениям противодействует сила тяжести; горизонтальные не встречают подобного сопротивления. Таким образом, предметы, которые падают с полок, обычно сброшены не вертикальными толчками, на что нужны чрезвычайно сильные движения. Например, небольшая ваза сперва покачивается при горизонтальных сотрясениях, затем «поворачивается» вокруг ободка и может скатиться с полки и стукнуться о пол, так ни разу и не подскокив.

Эта особенность существенна для оценки тех повреждений, какие землетрясение вызывает в зданиях и прочих сооружениях. Большинство обычных сооружений рассчитано так, чтобы противостоять значительной вертикальной нагрузке, и они имеют еще большой запас прочности на случай перегрузки. Только когда вертикальные движения близки к тем, которые наблюдались во время Индийского землетрясения 1897 г., можно ожидать разрушений вследствие вертикальной перегрузки, да и то лишь у самых плохих зданий. Но многие сооружения «нормальной надежности», где не принято особых мер против горизонтальных сил, оказываются поразительно нестойкими к боковой нагрузке. По официальным стандартам во многих местностях все еще допускается возведение таких сооружений, которые едва ли выдержат даже достаточно сильный ветер, не говоря уже о землетрясении. В еще большей степени это относится к парапетам, брандмауерам, карнизам и архитектурным украшениям зданий в местностях, где не принимается в расчет возможность землетрясения.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ И ЧАСТОТА

Воздействие землетрясений часто оценивали, основываясь исключительно на ускорениях. Баллы шкалы интенсивности неоднократно сопоставляли с максимальными ускорениями (см. главу 11). Строительные нормы обычно по практическим соображениям формулируют, исходя из устойчивости к ускорению, равному одной десятой силы тяжести, либо некоторой иной доле. Однако даже простое гармоническое колебание нельзя ни полностью описать, ни должным образом учесть его воздействие, если не рассматривать также: 1) продолжительность колебаний и 2) еще один параметр — смещение, скорость или частоту колебаний частицы (любая из этих величин вместе с ускорением определяет остальные). Если дело касается повреждений, то, вероятно, скорость более существенна, чем ускорение или смещение, рассматриваемые изолированно.

Табл. 8-1 повторяет табл. 3-1, за исключением того, что смещения A выражены здесь в дюймах, что удобнее для инженера. Хотя колебания землетрясения и не являются простыми гармоническими, их можно представить в виде сумм гармонических колебаний. (Разложение Фурье; см. главы 3 и 15.) Жирные цифры показывают, какие сочетания смещений и ускорений (и соответствующих частот) наиболее обычны при анализе сильных сотрясений. Данные, занимающие большую часть таблицы, относятся к более сильным (локальным) сотрясениям.

Даже в пределах этой небольшой таблицы указаны колебания, воздействие которых на сооружения может быть весьма различным. В верхнем левом углу ускорения доходят до ускорения силы тяжести и соответствуют очень быстрым колебаниям небольшой амплитуды. Подобные колебания почти никогда не наблюдаются при землетрясениях, но они могут возникать

Таблица 8-1

Частоты гармонических колебаний (в герцах), соответствующие данным амплитудам A и ускорениям a

a	A, дюймы						
	0,0001	0,001	0,01	0,1	1	10	100
1,0 g	300	100	30	10¹	3	1	0,3
0,1 g	100	30	10	3	1	0,3	0,1
0,01 g	30	10	3	1	0,3	0,1	0,03

¹ Жирные цифры относятся к значениям, ожидаемым при землетрясениях умеренной силы.

иным образом. Даже при неограниченной продолжительности они не должны непосредственно вызывать повреждения обычного типа; результат, которого следует ожидать, — это медленное дробление строительного материала.

Амплитуде 1 дюйм и частоте 1 *гц* соответствует ускорение 0,1g — величина, при которой, как обычно считают, возникают разрушения; но здесь мы учтем и фактор продолжительности. При длительности в несколько секунд такие колебания не принесут вреда обычной и не ветхой постройке. При повторных толчках такого рода подобное сооружение может постепенно расшататься. Если же сотрясения продолжаются, скажем, 15 или 20 *сек*, как бывает при сильных землетрясениях, то повреждения могут оказаться гораздо значительнее. Большая часть записей сильных колебаний, а также обычных сейсмограмм более слабых или более удаленных землетрясений показывает, что ускорение, соответствующее отдельным волнам, существенно больше максимального ускорения более устойчивой части колебаний; между тем именно от последнего в основном зависят повреждения.

В нижнем правом углу табл. 8-1 видно, что амплитуде 10 дюймов и периоду 10 *сек* соответствует ускорение всего лишь в 0,01 g. Амплитуды поверхностных волн, которые при сильном землетрясении могут распространяться на многие тысячи километров, имеют порядок 1 дюйма при периоде 20 *сек*; если они и могут причинить какие-либо повреждения, то лишь в связи с сейшмами на воде (глава 9) или какими-нибудь исключительными длиннопериодными резонансными явлениями.

Табл. 8-1 с сопровождающими ее комментариями обязана своим появлением м-ру Г. М. Инглу (Ingle, 1936), который пишет:

«Продолжительность сотрясений, возможно, представляет решающий фактор при возникновении обширных повреждений. Чтобы разрушить здание после того, как повреждения уже начались, нужно время. Большая длительность, довольно высокое ускорение и значительные амплитуды — вот сочетание факторов, обуславливающих наибольшие разрушения зданий. Довольно часто инженеры берут по сейсмограмме величины ускорений в 0,2—0,3 g или более, не считаясь или не зная, какие продолжительности и амплитуды соответствуют этим ускорениям».

Отметим здесь, что продолжительность, как полагает м-р Ингл, надо учитывать исходя из полного спектра, т. е. разложения движения на стационарные колебания с определенным распределением амплитуд по частотам.

ВЛИЯНИЕ МАГНИТУДЫ

Диапазон частот, возникающих при сильных колебаниях, возрастает не только с ростом интенсивности, но и с ростом магнитуды землетрясения. На большом расстоянии воздействие длиннопериодных волн наблюдается почти исключительно при сильных землетрясениях (см. главы 3 и 11). Отсюда следует, что характеристика движений грунта и преобладающий тип вызываемых ими разрушений могут быть различными даже в местностях с одинаковой интенсивностью для землетрясений с большой и малой магнитудой; например, различие в проявлениях (в Бейкерсфилде и Лос-Анжелесе) сильного и слабого толчков 1952 г., отмеченное в инженерном отчете, цитируемом в данной главе.

ТИПИЧНЫЕ ПОВРЕЖДЕНИЯ; КАЛИФОРНИЯ, 1952 г.

ИНЖЕНЕРНЫЙ ОТЧЕТ; УЩЕРБ

Один из лучших недавних инженерных отчетов о проявлениях землетрясения — это отчет о Калифорнийском землетрясении 21 июля 1952 г. и его афтершоках (Steinbrugge, Morgan, 1954). Тектоническая сторона этого землетрясения описана в главе 28, и оно служит примером, на который мы ссылаемся на протяжении всей книги.

Инженерный отчет основан на данных, собранных и подготовленных отделом землетрясений Тихоокеанского пожарного оценочного бюро. Это один из выпусков в серии аналогичных работ, финансируемых данной и другими страховыми организациями; как правило, в таких работах точно и беспристрастно рассказано о повреждениях и тех уроках, какие из этого можно извлечь. Помимо предварительных сведений исторического и геологического характера, отчет содержит:

1) Общий раздел о повреждениях сооружений, классифицируемых по типу конструкции и местности.

2) Специальные разделы об общественных школах, оросительных системах, нефтяных скважинах и их производительности, очистительных и насосных установках, железнодорожном хозяйстве, сельском хозяйстве, плотинах, дорогах и мостах, электрооборудовании, а также о деятельности Управления пожарной охраны и Управления строительства зданий.

3) Приложения, где приводятся подробности, фотографии, схемы и планы 14 поврежденных зданий.

4) Приложения о состоянии многоэтажных старых кирпичных зданий, водонапорных башен и стальных резервуаров, находящихся в грунте.

5) Вывод и рекомендации.

В отчете дается следующая оценка ущерба (в долларах).

П о в р е ж д е н и я з д а н и й

Бейкерсфилд	23 000 000
Округ Керн (не считая Бейкерсфилда)	4 250 000
Лос-Анжелес, Лонг-Бич, Пасадена	10 000 000
Санта-Барбара	400 000

Прочие повреждения

Нефтяные скважины и очистительные установки	2 000 000
Сельское хозяйство	6 000 000
Коммунальное хозяйство (энергия, вода)	600 000
Плотины, дороги, мосты	100 000
Железные дороги	2 300 000

Каждый из этих пунктов имеет свое объяснение: Бейкерсфилд был единственным большим городом в плейстосейстовой области. Приведенная цифра относится к повреждениям как при главном землетрясении 21 июля, так и при афтершоке 22 августа (который в других местах нанес очень малый ущерб). К повреждениям в округе Керн (исключая Бейкерсфилд) отнесены и повреждения в Техачапи, которые привлекли столь большое внимание публики, что пресса все еще называет толчок 21 июля «землетрясением Техачапи». Это ложное впечатление основано на эффектно зрелище разрушения старых и ветхих зданий. Цитируем отчет: «Техачапи в основном старый город; большинство зданий в деловом районе построено главным образом из неармированного кирпича с песчаным и известковым раствором. Здания из кирпича и адоби сильно пострадали». Далее отмечается, что хотя повреждения в Техачапи были серьезными, они не превосходят повреждений в Лонг-Бич в 1933 г., если судить с инженерной точки зрения. «То обстоятельство, что из 12 жертв 10 человек погибли в этой местности, могло породить необоснованную оценку повреждений зданий». (Из-за этих жертв и потерь в Техачапи было привлечено также непропорционально большое внимание печати, публики и даже официальных лиц, которым следовало бы быть более осведомленными.)

Ущерб в Лос-Анжелесе, Лонг-Бич и Санта-Барбара в основном приурочен к сооружениям, которые пострадали во время землетрясений 1925 и 1933 гг. и были плохо отремонтированы.

Подробности ущерба в Пасадене не приводятся. После землетрясения печать сообщала об ущербе в 20 000 долларов; кирпичный парапет двухэтажного здания обрушился на протяжении 30 футов.

По поводу оценки повреждений, нанесенных землетрясением нефтяным скважинам и очистительным установкам, авторы отчета указывают, что 75% от общего ущерба причинено пожаром, возникшим на очистительном заводе в Палома.

Цифры потерь для сельского хозяйства значительно меньше полуофициальных значений, указанных в отчете, но сочтенных завышенными. Урожай в этих местах зависит главным образом от орошения; указанная цифра ущерба складывается из фактических потерь урожая и из стоимости ремонта системы водоснабжения.

Из общего ущерба для железнодорожного хозяйства около 1 400 000 долларов приходится на стоимость ремонта туннелей и путей, пришедших в негодность в результате смещений на разломе Уайт-Волф.

ДЕРЕВЯННЫЙ ОСТОВ

Конструкция и опора. Среди обычных сооружений с деревянным остовом, в особенности одноэтажных, встречается несколько простых типов повреждений. Размер повреждений зависит от прочности сооружения; при этом очень большие различия обусловлены наличием или отсутствием на стенах и потолках диагональных связей. Очень сильные сотрясения

могут серьезно растянуть остов, либо непосредственно, либо вызывая изгибания и деформации фундамента. Обычный недостаток — отсутствие надежной связи (при помощи болтов или других средств) между зданием и фундаментом; тогда при сравнительно умеренных сотрясениях здание смещается и даже соскальзывает с фундамента, обычно повреждая весь остов. В отчете 1952 г. отмечено очень мало примеров такого рода и указывается, что при землетрясении Лонг-Бич 1933 г. они встречались чаще. Это объясняется просто: в районе Лонг-Бич остовы многих сооружений стояли не прямо на фундаменте, а на столбах, так называемых «костылях». При горизонтальных смещениях эти столбы наклонились и здание могло свободно скользить.

Элементы каменной кладки. При землетрясении часто были повреждены кирпичные дымоходы и очаги в каркасных сооружениях, которые в остальном не пострадали. Это наблюдалось при землетрясении Уиттиер (глава 4). Противопожарные правила часто требуют, чтобы дымоход проходил сквозь крышу, не касаясь ее. В этом случае, если никаких других мер не принято, при землетрясении дымоход может колебаться в свободном зазоре как перевернутый маятник, пока его столкновения с краем крыши не достигнут такой силы, что его верхняя часть отломится на уровне крыши. Строительные нормы теперь, как правило, требуют установки в дымоходах и очагах вертикальных стальных стержней для укрепления конструкции.

Все еще встречается беззаботное применение кладки в сочетании с каркасными конструкциями, особенно в мелких населенных пунктах. В отчете 1952 г. описано каркасное сооружение, облицованное камнем, не закрепленным на деревянном остове; камни обрушились на стоявшие там автомобили. Практически все дымоходы в Техачапи были сломаны или повреждены. Это объясняется устарелостью сооружений, не соответствующих современным строительным стандартам.

Опасные нововведения. Отчет обращает также внимание на участвовавшие случаи, когда строительство каркасных зданий с претензией на модернизм приводит к уменьшению сейсмостойкости. Опасны, например, большие проемы для витрин и въезды в гаражи, сооружаемые без компенсирующего усиления конструкции. Замена дощатой обшивки стен штукатуркой может увеличить общую жесткость до предела прочности штукатурки, но может и резко ослабить сооружение при повторяющихся толчках и даже вызвать разрушение при сильном сотрясении, которое, однако, деревянный остов мог бы выдержать. Застройка крутых склонов также равносильна пренебрежению к угрозе землетрясения и другим опасностям. «В некоторых случаях это не лучше, чем строить на ходулях».

КЛАДКА

Мертвая рука традиции. Большая часть людских потерь и материального ущерба при землетрясениях обусловлена разрушением кладки. Это наблюдается до сих пор, несмотря на накопленный в течение столетий опыт, и это поразительный пример пассивности общества, особенно наглядный в древних центрах цивилизации. Нет слов, чтобы достаточно сильно осудить ту кладку, которая, как выяснил Мале, была наиболее распространена в Италии в 1857 г.; и тем не менее разрушения при землетрясении 1930 г. в том же районе показали, что характеристика Мале вполне сохраняет свою силу. В сейсмичных районах Латинской Америки все еще можно встретить дома и даже общественные здания из адоби. В Японии из-за существующей традиции нелегко изменить местный стиль построек; все же слишком точное

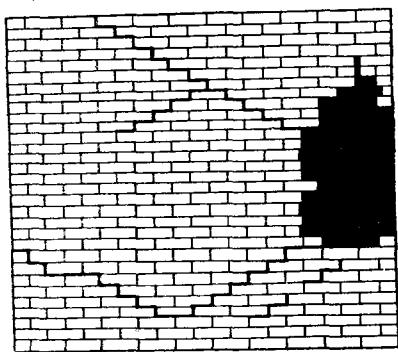
копирование каменной кладки и других черт строительства северной Европы, где обычно не считаются с опасностью землетрясений, привело ко многим излишним потерям.

Калифорния; опыт и реформы. В Калифорнии традиции не имеют силы. Главная причина большинства потерь при Калифорнийском землетрясении 1906 г. состояла в разрушении кирпичной кладки; поэтому установилось предубеждение, иногда сказывавшееся даже на официальных заявлениях, будто кирпич — неподходящий строительный материал в сейсмичной области. Когда указывалось, что виноват не столько материал, сколько способ его применения, то отвечали, что неправильности всегда случаются и из-за этого могут погибать люди. Подобное отношение приводило к недооценке возможности разрушения других типов сооружений, построенных также плохо, как и старые кирпичные дома, которые год за годом разваливались при землетрясениях. Негодные постройки всевозможного рода все еще существуют в местностях, где нет надлежащих строительных норм или где нерешительно внедряют существующие нормы.

В результате проведенного обсуждения в Калифорнии стали больше подчеркивать значение горизонтальной устойчивости для любых сооружений, в том числе и кирпичных. Другим благотворным последствием было постепенное исчезновение адоби; это слишком непрочный и опасный для применения материал, если только проектирование и строительство не проводятся с величайшей тщательностью. Авторы отчета 1952 г. отмечают, что в плейстоценовой области все сооружения из адоби были серьезно повреждены или разрушены; практически и все уцелевшие постройки позднее развалились. Многие из них находились в Техачапи. В Грейпвайн обрушились кабины из адоби для отдыха мотористов.

Когда строительный материал не достаточно прочен, то разрушение кладки при землетрясении обусловлено дефектами строительного раствора, проведения работ или проекта. (Отсутствие армирования является недочетом проекта.)

Дефекты строительного раствора. В Калифорнии часто использовали настолько слабый строительный раствор, что после нескольких разрушительных землетрясений оказалось выгодным собирать кирпичи разрушенных зданий, смывать с них остатки старого раствора и вновь продавать; эти уже использованные кирпичи практически не уступали новым. В настоящее время, если даже используют хороший раствор, то обычно спешат и не достигают полного сцепления. В результате оказывается, что прочность связи между кирпичами гораздо меньше прочности самих кирпичей, и, когда кладка растрескивается при землетрясении, трещины образуют зигзагообразную линию, огибающую кирпичи. Такие трещины часто пересекают стены в диагональном направлении, образуя букву X (фиг. 8-1); это трещины растяжения, обусловленные сдвигом под действием боковых смещений.



Фиг. 8-1. Диагональные трещины скалывания в кирпичной кладке. (Рисунок по фотографиям.)

Дефекты проведения работ. Осмотр поврежденных зданий часто свидетельствует, что никаких мер для скрепления кирпичной облицовки

со всем сооружением не предпринималось и что при кладке кирпичей не обеспечивалась их взаимная связь. Землетрясение 1925 г. в Санта-Барбара привлекло к этим недостаткам внимание общественности. Во многих случаях здесь обваливалась незакрепленная облицовка; в некоторых зданиях не было даже нормальной связи на углах при помощи перекрещивающихся кирпичей в чередующихся рядах. Подобные недостатки были обусловлены скорее производством работы, чем проектом; часто их допускали в нарушение планов и спецификаций¹.

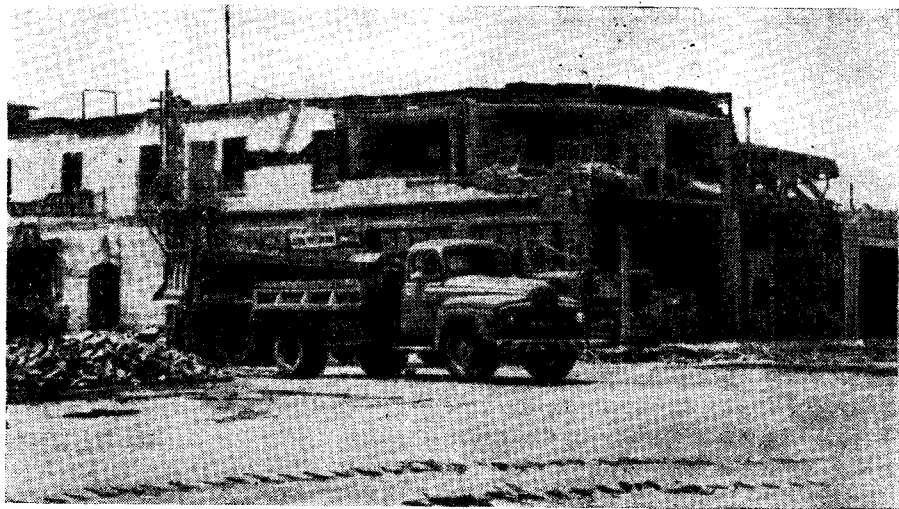
Дефекты проектирования. Если не закреплены брандмауеры и парапеты, то это вина проекта; тоже самое можно сказать и в отношении выступающих карнизов, которые обычно столь же необязательны, как и небезопасны. В отчете 1952 г. есть раздел о повреждениях, связанных с положением здания; приводятся случаи, когда неукрепленные парапеты, падая, повреждали соседние сооружения. Многочисленные примеры этого рода отмечались в Бейкерсфилде; при толчке 21 июля парапеты падали повсеместно вплоть до Санта-Барбара и Пасадены. Парапеты ставят ради безопасности при пожаре; но, как замечают авторы отчета, «парапеты часто можно укрепить при незначительных затратах, а иногда без них можно и обойтись, не ухудшая внешнего вида здания, условий страхования против пожара и безопасности пожарных». Официальные указания, требующие таких мер, были изданы (и проведены в жизнь) в Лос-Анжелесе и некоторых других городах Калифорнии, но в Сан-Франциско это оказалось бесплодным. Вопрос о положении здания связан и с возможным столкновением соседних сооружений, если они находятся слишком близко друг к другу.

Неукрепленная кладка; 1952 г. Главная ошибка при проектировании каменных сооружений состоит в недостаточном их укреплении. Неукрепленная кирпичная стена, если только она не чрезмерно толста, не может выдержать сильного горизонтального нажима, направленного перпендикулярно к ней. Если это несущая стена, на которую приходится значительная часть общей нагрузки, то ее разрушение может привести к общему обрушению. Неукрепленная и ненесущая стена, служащая перегородкой или заполняющая каркас, может быть сильно повреждена, и ее ремонт будет дорого стоить. Укрепление стены изнутри увеличивает ее устойчивость; но самое правильное—это использовать также горизонтальные связи, проходящие сквозь все сооружение.

В 1952 г. большая часть явных повреждений приходилась на одно- и двухэтажные здания с неукрепленными несущими стенами из кирпича и деревянными перегородками внутри; так было в Техачапи и Арвине 21 июля и в Бейкерсфилде 22 августа. В нескольких случаях деревянные перегородки, которые не были по проекту несущими, поддержали здание после обвала наружных кирпичных стен; в Техачапи такой случай произошел на главной улице, что дало возможность фотографам запечатлеть картину, типичную для Калифорнийского землетрясения, когда обстановка спальной в гостинице оказалась вскрытой для всеобщего обозрения (фиг. 8-2). Подобно этому вели себя здания со стальным каркасом, но также с неукрепленными несущими стенами из кирпича. В отчете подробно описаны повреждения Главного госпиталя Керн-Каунти в Бейкерсфилде: три старых корпуса, выстроенных в 1924—1929 гг., не проектировались как сейсмостой-

¹ После землетрясения 1933 г. один инженер обратил внимание на неукрепленную стену фронтона, упавшую плашмя на землю; инженера вначале озадачило, что кирпичи, казалось, были уложены правильно. Но приглядевшись, он заметил, что скрупой и нечестный подрядчик уложил половинки кирпичей, чтобы при небольших затратах добиться видимости правильной связи, несомненно, предусмотренной проектом.

кие; они имели внутренний стальной каркас, но неукрепленные несущие стены из кирпича, цементированные плохим раствором. Повреждения 21 июля были серьезнее и значительнее, чем в целом по Бейкерсфилду в этот



Фиг. 8-2. Отель «Жуанита» в Техачапи (Калифорния), 21 июля 1952 г.
(Фото Ф. Е. Лернера.)

же день. После 21 июля эти корпуса были укреплены наружными стальными стойками и сквозными стальными связующими стержнями. После толчка 22 августа корпуса уцелели, но позднее развалились. Новый корпус, выстроенный в 1938 г. из железобетона, пострадал совсем мало.

Укрепленная кладка; 1952 г. Примеры сооружений с укрепленными кирпичными стенами взяты из Арвина, где деловой центр был застроен главным образом зданиями того же типа, как в Техачапи: они были почти столь же старые и так же повреждены. Школа второй ступени¹ в Арвине представляет большую группу зданий, выстроенных в 1949—1951 гг. и обеспечивающих сейсмостойкость согласно Полевому акту. Причиненный ущерб составляет около 1%; самое значительное повреждение — треснувшая стена — обусловлено ошибками строительства. В Арвине недавно был построен также кирпичный универсальный рынок², укрепленный и сейсмостойкий; повреждения были незначительными.

Прочие материалы; 1952 г. В отчете говорится и о некирпичной кладке. О непрочности адоби уже говорилось. Из пустотелых глиняных кирпичей делали главным образом перегородки; оказалось, что этот материал не годится даже здесь, так что он, видимо, нежелателен в строительстве. Было обследовано много сооружений из пустотелых бетонных блоков; в общем, их поведение было такое же, как у кирпичной кладки, и если не применялась армировка, то сходными были и повреждения. Большая часть сооружений была армирована, так как бетонные блоки вошли в употребление, когда уже стало принято укреплять кладку. Внедрение бетона породило предубежде-

¹ Highschool—школа в США, примерно соответствующая нашим старшим классам средней школы.— *Прим. ред.*

² Торговое здание типа Гостиного двора в Ленинграде и ГУМа в Москве, но по функциям скорее рынок.— *Прим. перев.*

ние о превосходстве пустотелых бетонных блоков над кирпичом, опиравшееся на сравнение со старыми и неукрепленными кирпичными зданиями. Из отчета же видно, что плохо выстроенная из пустотелого бетона приходская школа Сан-Бернардино, находящаяся в 110 милях от эпицентра толчка 21 июля, была повреждена на 10%.

СТАЛЬНОЙ КАРКАС

Исключая случаи явно неудачного проектирования и строительства, сооружения со стальным каркасом сравнительно мало пострадали во время большинства землетрясений, при которых можно было выяснить их поведение. Там, где для укрепления кладки использовался стальной каркас, устойчивость сооружения зависела главным образом от качества кладки. (Обратите внимание на вышеприведенный пример о госпитале Керн-Каунти.)

В районе землетрясений 1952 г. большинство сооружений из стали, например бензоколонки, были небольшими и не пострадали. 21 июля незначительно пострадали некоторые более крупные стальные сооружения на фермах Марикопа Сид в долине к юго-западу от Бейкерсфилда; по инструментальным определениям это место находится близ эпицентра. Эти же сооружения понесли аналогичный незначительный ущерб во время сильного афтершока 12 января 1954 г., эпицентр которого находился почти на прежнем месте.

БЕТОН АРМИРОВАННЫЙ И НЕАРМИРОВАННЫЙ

Слабое место — рабочие швы конструкции. Большая часть бетонных сооружений в настоящее время имеет стальную армировку, по крайней мере номинально. Судя по их поведению, потенциально это самый прочный и сейсмостойкий тип сооружений, но даже и такие сооружения можно плохо спроектировать или плохо выстроить. То, что порой сходит за бетон, может представлять беспорядочную смесь низкосортных материалов. Процитируем отчет 1952 г.: «Вероятно, самый заметный недостаток строительных работ... это плохие рабочие швы. Бетон укладывают в секции... Стыки между ними называются рабочими швами». Чтобы обеспечить должное сцепление бетона во время строительства нельзя засорять швов; однако часто это упускают из вида. «При каждом важном повреждении железобетонного сооружения отмечались и движения по рабочим швам».

Формальное применение армирования можно проиллюстрировать на примере школы Каммингс-Велли. Отчет говорит, что это «классически негодный проект, негодные материалы и негодная работа». Бетон был непрочным, и стержни арматуры не смыкались у рабочих швов; из-за этого во время землетрясения здание распалось на отдельные блоки и обрушилось (фиг. 8-3).

Железобетон; 1952 г. Недалеко от Каммингс-Велли находилась женская тюрьма штата. Остовы нескольких зданий были железобетонными, и они хорошо выдержали землетрясение. Многочисленные перегородки из пустотелого глиняного кирпича были сильно разбиты. Нелепые ложные декоративные дымоходы на некоторых из домов упали на землю, другие были опрокинуты на крышу.

Большой универсам в Бейкерсфилде, почти неповрежденный 21 июля, серьезно пострадал 22 августа; ремонт был длительным и обошелся в 40% стоимости здания. Это было единственное монолитное железобетонное сооружение в Бейкерсфилде, серьезно поврежденное при этих толчках; здесь

налицо данные о некоторой некачественности материалов и строительных работ, а также о недочетах проекта, в результате чего возникшие крутильные деформации смогли разрастись.



Фиг. 8-3. Школа Каммингс-Велли. Низкокачественный «армированный» бетон; разрушено землетрясением 21 июля 1952 г. (Фото Эдвина А. Вернера, инженера-строителя, Сан-Франциско.)

Образцом успешного строительства может служить двухэтажное здание с железобетонными стенами в Техачапи — ранее клуб молодежной организации; оно осталось неповрежденным и служило приютом для пострадавших и бездомных (фиг. 8-4).



Фиг. 8-4. Неповрежденное здание из бетона в Техачапи (Калифорния); 21 июля 1952 г. (Фото Ф. Е. Лернера.)

ПОВРЕЖДЕНИЯ, НЕ ОТНОсяЩИЕСЯ К КОНСТРУКЦИИ

Штукатурка. О поведении штукатурки часто судят неправильно. Штукатурка высшего качества со связующим волокнистым или жилковатым веществом заметно растрескивается лишь при сильных сотрясениях и обычно осыпается только после появления других повреждений в конструкции. В штукатурке среднего качества, без связующего материала, быстро возникают значительные трещины из-за сморщивания, и она сильно осыпается уже при незначительном сотрясении, когда еще не возникает других повреждений. Более того, сооружения с деревянным остовом часто строят из невыдержанных бревен, которые сжимаются в сухую и растягиваются во влажную погоду; в результате возникающих деформаций в штукатурке образуются трещины, открытые или закрытые в зависимости от времени года, однако их зачастую замечают и описывают лишь после землетрясения.

В отчете 1952 г. отмечается: «Оштукатуренные потолки представляют угрозу для жизни, которую не часто сознают. Вес штукатурки может достигать 8 фунтов на квадратный фут. Для небольшого помещения, скажем 15×15 футов, это составит около тонны».

Окна, осветительные приборы, оросительные установки. Оконные стекла, в особенности большие стекла витрин, разбиваются во время землетрясений гораздо легче, чем можно было бы полагать. Так происходит не из-за внезапности толчка, а из-за деформации рамы, вызывающей деформации в стекле и образование трещины в любом ослабленном месте.

Причудливым, но весьма дорогим последствием землетрясения 1952 г. были «буквально мили» разбитых газосветных трубок в Лос-Анжелесе, в здании, недавно занятом страховой компанией Prudential Insurance; подставки, на которых держались лампы, обломались и трубки упали. Много незначительных повреждений связано с раскачиванием и падением люстр, а также с падением обращенных кверху плафонов для рассеянного света.

Как показал опыт землетрясения Лонг-Бич 1933 г., необходимо укреплять внутренние трубы оросительных установок, чтобы иметь средства против пожара и избежать ненужного расхода воды. К 1952 г. нужные меры были в общем приняты, и оросительные установки работали без существенных неисправностей.

ОТСУТВИЕ МОНОЛИТНОСТИ КОНСТРУКЦИИ

Серьезные повреждения часто возникают когда сложное сооружение спроектировано или построено так, что оно не ведет себя в механическом отношении как единое целое. Так обычно получается — и это трудно предотвратить — когда вплотную к зданию возводят пристройку. Тогда землетрясение воздействует на каждую часть в отдельности, так что деформации возникают на стыке. Деформации могут разрушить оба строения, даже если порознь они вполне устойчивы, причем случившихся повреждений могло бы не быть, если бы строения не соприкасались или были соединены так, чтобы реагировали как единое целое.

Разрушения школы Ист-Уиттиер, описанные в главе 4; частично обусловлены недостаточной монолитностью конструкции. Еще более впечатляющим примером являются крупные здания, разрушенные в Санта-Барбара в 1925 г., такие, как отель Арлингтон и здание Сан-Маркос.

ВЫСОКИЕ И УДАЛЕННЫЕ ОТ ТОЛЧКА СООРУЖЕНИЯ

Характерное различие между воздействием длиннопериодных и короткопериодных колебаний, к которому мы еще вернемся, разбирая шкалу интенсивности (глава 11), ясно выражено в отчете 1952 г.

Лос-Анжелес. Повреждения в Лос-Анжелесе после толчка 21 июля 1952 г. в общем приурочены к огнестойким зданиям высотой более 5—6 этажей. Среди одно- и двухэтажных не огнестойких зданий отмечено лишь немного случаев повреждений, но они не имели большого значения.

Противоположная картина повреждений отмечалась в округе Керн 21 июля и в Бейкерсфилде 22 августа 1952 г., когда одно- и двухэтажные дома с несущими кирпичными стенами пострадали сильнее, чем высокие огнестойкие здания типа отеля Падре и зданий Хаберфилда. Это различие объясняется прежде всего тем, что движения грунта в районе Лос-Анжелес были, в общем, более длиннопериодными и сильнее воздействовали на более высокие здания, собственный период которых соответственно больше. Иными словами, на расстоянии 70—80 миль от эпицентра движения грунта таковы, что в высоких сооружениях возникают колебания, достаточно сильные для образования трещин, а низкие и более жесткие здания остаются неповрежденными.

Другой существенный фактор — повреждения, нанесенные этим высоким зданиям предыдущими толчками и особенно землетрясением Лонг-Бич 1933 г. Известно, что основательный ремонт после этих толчков (и даже после толчка 21 июля 1952 г.), как правило, не производили.

Повреждений самих сооружений не отмечалось, и главный ущерб был нанесен перегородкам, заполняющей каркас кладке, потолкам, мраморной отделке, облицовке и наружному фасаду. Сравнительно повреждения этих элементов с повреждениями каркаса и перекрытий всего сооружения, можно видеть, что ущерб, причиненный не конструктивным элементам, может достигать 50% стоимости здания (что подтверждает опыт предыдущих толчков).

Лонг-Бич. Поведение высоких зданий в Лонг-Бич сходно с тем, что было в Лос-Анжелесе. Однако эти довольно большие повреждения настораживают, если учесть, что строения находились примерно в 100 милях к югу от эпицентра. И здесь повреждены были только перегородки, неукрепленная кладка, заполняющая каркас, и другие неконструктивные элементы.

После толчка 1933 г. эти здания, в общем, пострадали больше, чем в Лос-Анжелесе, и их ремонт часто был столь же неудовлетворителен. В Тихоокеанском пожарном оценочном бюро собраны отчеты о повреждениях высоких зданий, которые практически идентичны для 1933 и 1952 гг. и нет причин полагать, что при следующем толчке дело будет обстоять сколько-нибудь иначе.

Санта-Барбара. Аналогична картина разрушений в Санта-Барбара... за исключением того, что некоторые одно- и двухэтажные каменные дома пострадали несколько больше. Три высоких здания пострадали в различной степени... и опять-таки это можно объяснить плохим ремонтом после землетрясений 1925, 1926 и 1941 гг.

ОБЩЕСТВЕННЫЕ ШКОЛЫ

Разрушение здания общественных школ при землетрясении 1952 г. представляет превосходный пример, позволяющий оценить достоинства правильного строительного законодательства. Закон, изданный в Калифорнии в связи с ужасным разрушением школ во время землетрясения 1933 г. и известный под названием Полевого акта, предписывает сооружать все новые общественные школы в соответствии со стандартами Перечня 21 Калифорнийского административного кодекса. Так как закон не имеет обратной силы, то многие школьные здания, выстроенные до 1933 г., продолжали функционировать, хотя они и не соответствовали требованиям Кодекса. В 1952 г., как и при некоторых более ранних толчках, многие из этих старых зданий были серьезно повреждены, а некоторые вышли из строя; в то же время в зданиях, выстроенных в соответствии со стандартами Кодекса, повреждения были незначительны, либо совсем отсутствовали. Старое здание школы Вайнленд было разрушено подобно школам в Лонг-Бич в 1933 г., новая пристройка к этой школе вообще не пострадала.

ПРОЧИЕ ПОВРЕЖДЕНИЯ

Разрывы при движениях по разломам. При относительных смещениях двух крыльев разлома возникают силы, которым практически не могут противостать возведенные человеком сооружения. Но сравнительно мало зданий было расползено так неудачно, что их разорвало. Во время Калифорнийского землетрясения 1906 г. в Райте, в горах Санта-Крус, был разорван на две части дом с деревянным остовом, причем обе части продолжали стоять. Амбар на ранчо Скиннер, один из углов которого был сдвинут с фундамента, переместился более чем на 15 футов, но остался неповрежденным. При землетрясении 1940 г. в Кокопах (Мексиканская Калифорния) было совершенно разрушено сооружение из адоби, расположенное как раз на линии разлома.

Железные дороги. Железные дороги сильно повреждались при многих землетрясениях. Изменения уровня рыхлого грунта, обычно обусловленные оползнями и просадками, могут вывести линию из строя. В подобных случаях рельсы часто сильно изгибаются. Олдем описал и зарисовал такие явления при землетрясении 1897 г. Обрыв полотна железной дороги в Белуджистане в 1892 г. определенно обусловлен сдвиговыми подвижками; так было и в Кокопах в 1940 г. Мосты как железнодорожные, так и на шоссе, часто серьезно страдают от горизонтальных сотрясений, а мост, пересекающий линию разлома, по которой происходят смещения, может совсем обвалиться.

Туннели; 1952 г. В отчете 1952 г. приведены подробности повреждения туннелей на отрезке Южно-Тихоокеанской ж. д. (используемом также железной дорогой Санта-Фе) к западу от Техачапи. Дорога здесь извивается и, круто поднимаясь, проходит через 15 туннелей, дважды пересекая зону разлома Уайт-Волф. На участках пересечения расположено 4 туннеля; они были так сильно повреждены, что для восстановления потребовались крупные земляные и строительные работы. Один туннель был полностью вскрыт (до дневной поверхности), другой, общей протяженностью в 700 футов, был вскрыт на участке в 200 футов. Третий туннель обошли, проложив открытую выемку. В обход четвертого туннеля сперва провели временную выемку, так что движение по дороге, прерванное 21 июля, могло возобновиться 16 августа; реконструкция туннеля была завершена 16 декабря. Все повреждения были обусловлены надвигами по разлому Уайт-Волф, которые разорвали и сместили все сооружения туннелей. Смещения привели к укорачиванию туннелей; рельсы в туннелях и при выходе из них были резко изогнуты.

Системы орошения. Повреждения системы орошения могут быть связаны с оползнями, либо с выжиманием грунтовых вод или песка, либо непосредственно с разрушениями и смещениями каналов и канав при образовании разломов. Эти проявления были четко выражены при землетрясении в долине Импириал 1940 г. (главы 9 и 28). Землетрясение Керн-Каунти 21 июля 1952 г. нанесло системе водоснабжения косвенный ущерб: 846 трансформаторов было сорвано с опор, что прервало подачу энергии к оросительным насосам. Благодаря срочным мерам система была вовремя восстановлена, и большие потери урожая предотвращены.

Плотины. Сильные землетрясения иногда разрушают плотины. Во время сравнительно умеренного землетрясения 1925 г. в Санта-Барбара была повреждена насыпная земляная плотина, ограничивающая водохранилище Шеффилд. Вероятно, это повреждение не отличается от других проявлений интенсивности VIII на рыхлом грунте; однако при этом вода может под действием колебаний землетрясения устремиться к плотине, разрушая ее дробящим воздействием струи (soft-nosed hammer). Вычисления, проведен-

ные для больших плотин, показывают, что при горизонтальных ускорениях порядка 0,1 g при этом возникает серьезная опасность, что и учитывалось в дальнейшем при проектировании¹.

При Калифорнийском землетрясении 1906 г. главные плотины в зоне разлома устояли. В районе водохранилища Сан-Андреас линия разлома прошла через небольшой холм, образующий устой между двумя участками дамбы. Плотина Кристал-Спрингс — первоклассное бетонное сооружение — была расположена полностью вне зоны Рифта², хотя и находилась менее чем в 300 ярдах от нее; повреждений не было. Меньшие плотины и вспомогательные сооружения были сдвинуты движениями на разломах. Трубопровод, снабжающий водой Сан-Франциско, шел вдоль линии разлома, неоднократно ее пересекая; большие трубы были совершенно разрушены разрывами и сдавливаниями.

Подземные трубы. Даже при слабых землетрясениях подземные трубы выходят из строя, проседая и погружаясь в рыхлом грунте. Сообщается, что старые и изношенные трубы, как правило, выходят из строя даже после таких землетрясений, которые едва ощущались людьми; но обычно нельзя точно решить, что авария произошла из-за толчка.

ЛИТЕРАТУРА

Наблюдаемые проявления землетрясения

- Freeman J. R., *Earthquake Damage and Earthquake Insurance*, McGraw-Hill, New York, 1932. (Самое полное, легко доступное собрание данных о повреждениях во время землетрясений. Много подробностей по Сан-Франциско и Токио; некоторые из выводов Фримана по Сан-Франциско основаны на неполных данных. См. главу 28.)
- Suyehiro K., *Engineering seismology; notes on American lectures, Proc. Am. Soc. Civil Engrs.* (1932), 28, № 4, 1—110. (Ценный общий обзор со многими примерами на материале Японии.)
- Steinbrugge K. V., Moran D. F., *An engineering study of the Southern California earthquake of July, 21, 1952, and its aftershocks, BSSA* (1954), 44, 199—462. (В сокращенном виде отчет напечатан в: *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull.* 171, *Earthquakes in Kern Country, California, during 1952*, 249—270, с приложением нескольких статей других авторов о повреждениях.)
- Derleth Ch. Jr., *The destructive extent of the California earthquake. Its effect upon structures and structural materials within the earthquake belt*, in: Jordan D. S., ed., *The California Earthquake of 1906*, Robertson, San Francisco, 1907, 81—212.
- Dewell H. D., et al., *The Santa Barbara earthquake, BSSA* (1925), 15, № 4, 251—333.
- Kirkbride W. H., *The earthquake at Santa Barbara, June 29, 1925, as it affected the railroad of the Southern Pacific Company, ibid.* (1927), 27, 1—7 (вкладки 1—7).
- Chick A. C., *The Long Beach earthquake of March 10, 1933 and its effect on industrial structures, Trans. Am. Geophys. Union* (1933), 273—284.
- Engle H. M., *The Montana earthquakes of October, 1935; structural lessons, BSSA* (1936), 26, 99—109.

¹ М-р Ингл отмечает, что водохранилище Шеффилд было ограничено намывной плотинной; в таком намывном грунте часто сохраняется вода, образуя линзы пльвунов. По этой и другим причинам намывные дамбы не годятся, если есть опасность землетрясения.

² См. главу 13 (стр. 161).— *Прим. перев.*

The Great Earthquake of 1923 in Japan, Bureau of Social Affairs, Tokyo, 1926.

Eckart N. A., Development of San Francisco's water supply to care for emergencies, *BSSA* (1937), 27, 185—204. (Содержит много подробностей о повреждениях системы водоснабжения в 1906 г.)

Louderback G. D., Characteristics of active faults in the central Coast Ranges of California, with application to the safety of dams, *ibid.*, 1—27.

Указанная литература типична и непосредственно связана с вопросами, затронутыми в этой главе. Данные о повреждениях при землетрясении приводятся почти в каждой работе, посвященной сильному толчку, в частности в статьях, указанных в библиографии (хронологической). Приложение XVI. Много ценных материалов появляется в: The U. S. Coast and Geodetic Survey annual, *United States Earthquakes*.

Действие инерции на плотины

Morris S. B., Pearce C. E., Earthquake forces on dams, *BSSA* (1931), 21, 204—215.

Природа разрушающих движений

Benioff H., The physical evaluation of seismic destructiveness, *ibid.* (1934), 24, 398—403.

Neumann F., Earthquake Intensity and Related Ground Motion, University of Washington Press, Seattle, 1954.

Housner G. W., Characteristics of strong-motion earthquakes, *BSSA* (1947), 37, 19—31.

Housner G. W., Properties of strong ground motion earthquakes, *ibid.* (1955), 45, 197—218.

Housner G. W., Martel R. R., Alford J. L., Spectrum analysis of strongmotion earthquakes, *ibid.* (1953), 43, 97—119.

См. также литературу к главам 11 и 24 и в приложении II.

Воздействие на грунтовые и поверхностные воды

ЛИССАБОНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ; 1755 г.

Лиссабонское землетрясение 1 ноября 1755 г. — одно из крупнейших сейсмических явлений, научным описанием которых мы располагаем. В Западной Европе подобные катастрофические землетрясения редки; они вызвали большой всеобщий и научный интерес. До нас дошли многочисленные отчеты об этих землетрясениях. Читатель может прочесть и сравнить сводные отчеты Дейвисона и Рида (Davison, 1936; Reid, 1914). Первый легче написан, но сравнительно менее критичен; второй представляет тщательное исследование, где полностью используются серьезные физические методы и физические принципы. Можно рекомендовать и новую книгу Кендрика (Kendrick, 1955).

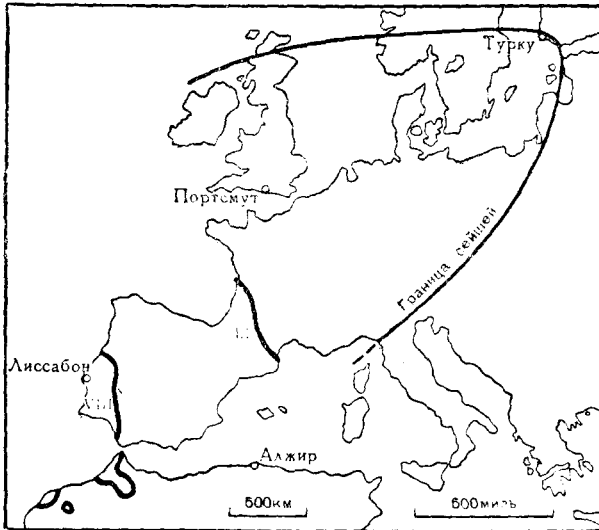
Лиссабонское землетрясение часто упоминается в общей литературе. Руссо использовал его для памфлета, направленного против усложненности нашей цивилизации: если бы мы жили не в домах, землетрясения нас не убивали бы. Для Вольтера это было большим преувеличением. Он вставил в свою блестящую сатирическую повесть «Кандид» эпизод с Лиссабонским землетрясением, где довольно безжалостно высмеял идеи Руссо.

По случайному совпадению 18 ноября 1755 г. произошло одно из сильнейших землетрясений, когда-либо отмечавшихся в Новой Англии (северо-восток США.—*Перев.*); там, в особенности в Салеме, обрушивались дымоходы. Известия о Лиссабонском землетрясении не могли достичь Америки раньше середины декабря, так что в народе часто эти два события объединяли и путали. В пьесе Оливера Уэнделла Холмса «Шедевр архиеерея, или чудесная одноколка», конечно, имеется в виду Лиссабонское землетрясение и его точная дата.

1 ноября — день Всех святых (поэтому праздник Халловийн отмечается 31 октября). В Лиссабоне, как и в других католических городах, большая часть народа была в церквах, когда эти средневековые здания обрушились. Только в Лиссабоне, как обычно считают, погибло не меньше 60 000 человек; в это число, по-видимому, входят и те, кто погиб от огня или утонул в больших волнах, нахлынувших с океана.

Зоны, где отмечались макросейсмические явления, распространены очень широко (фиг. 9-1). Зона разрушений охватывала всю Португалию и большую часть Испании. Очень сильные сотрясения происходили в Марокко; в Алжире было так много повреждений (хотя они могли происходить за счет очень плохой кладки), что большинство исследователей связывают их с самостоятельным толчком. Зону интенсивности II, при которой толчок начинают

ощущать люди, доводят до северо-западной Германии; это нужно тщательно проверить, поскольку слабейшие проявления, относимые к интенсивности I, отмечались на почти беспрецедентных расстояниях; колебания люстр, незакрепленных предметов и воды происходили далеко за пределами ошутимости толчка.



Фиг. 9-1. Область, затронутая Лиссабонским землетрясением 1755 г. в Европе и Африке.
[Римские цифры — баллы интенсивности.— Прим. ред.]

Когда сейсмограммы отсутствуют, магнитуду можно оценить лишь грубо, сравнивая зону проявлений с аналогичными зонами таких землетрясений, магнитуда которых известна. Полагая, сравнительно произвольно, что эпицентр находился в 100 км (или 60 милях) к западу от Лиссабона, мы получим, что средний радиус зоны повреждений равен 600 км; радиус зоны ошутимости толчка — 2000 км; радиус зоны колебаний поверхности воды (сейшей)—3500 км. Олдем, сравнивая это с данными об Индийском землетрясении 1897 г., пришел к выводу, что проявления обоих землетрясений примерно равноценны. Магнитуда Лиссабонского толчка вряд ли меньше $8\frac{1}{2}$ и, возможно, близка к $8\frac{3}{4}$.

Воздействие этого землетрясения на грунтовые и поверхностные воды, включая океан, было впечатляющим. Оно будет описано ниже.

ПЕРВИЧНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НА ВОДАХ

Первичные проявления связаны в основном с изменениями системы стока — поверхностного или подземного, — которые обусловлены смещениями блоков коры. Примеры приводились в предыдущих главах. При Лиссабонском землетрясении подобного рода проявления неизвестны, если не считать, что возбуждение сейсмической волны в море представляет первичное явление (см. далее в этой главе).

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В КОЛОДЦАХ

В настоящее время многие колодцы снабжены поплавками, соединенными с самописцами, непрерывно регистрирующими уровень воды. Эти самописцы иногда отмечают колебания в несколько футов при сильных землетрясениях и даже при прохождении большой длиннопериодной волны от удаленного толчка. При землетрясении 17 сентября 1927 г., вызвавшем некоторые повреждения в Бишопе, по другую сторону гор Сьерра-Невада (близ Лоди) в долине Сан-Хоакин (Калифорния), в колодцах отмечались колебания уровня около 1 дюйма (самого толчка в Лоди никто не почувствовал). 3 июня 1932 г. близ Колима (Мексика) произошло катастрофическое землетрясение (магнитуда 8,1). Сейсмографы в Пасадене зарегистрировали очень большие амплитуды; некоторые приборы вышли из строя. Эти большие и медленные волны не ощущались; не было и каких-либо сообщений о слабейших проявлениях, соответствующих интенсивности I; однако в нескольких колодцах в соседней долине Сан-Габриель отмечались значительные колебания уровня.

Около 1932 г. сообщения такого рода участились; было опубликовано несколько статей, посвященных этому явлению. С 1943 г. Береговая и геодезическая служба США систематически публикует соответствующие данные.

В 1935 г. Бланшар и Байерли соединили сейсмический регистр с поплавком колодца близ Лоди (Blanchard, Bayerly, 1935). Был записан ряд землетрясений; сейсмограммы сравнивались с записями, сделанными обычными приборами на станции Беркли. Записи оказались сходными, за исключением того, что, как и ожидалось, изменения уровня оказались менее чувствительными к S-волнам и к поверхностным волнам с тангенциальной составляющей.

По теории, наиболее легко объясняющей подобные наблюдения, проходящая сейсмическая волна сжимает водоносный горизонт и выжимает из него дополнительную порцию воды в колодец, поднимая его уровень; вторая же половина волны расширяет водоносный горизонт и оттягивает воду из колодца. Сходного поведения следует ожидать от показаний барографа, связанного с закопанным резервуаром с водой.

ФОНТАНЫ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Там, где грунтовые воды обильны, при сильном землетрясении часто возникают фонтаны, струи, «гейзеры», функционирующие во время землетрясения и некоторое время спустя.

ОПИСАНИЕ ОЧЕВИДЦА

Следующий отчет относится к Бихар-Непальскому землетрясению 1934 г. Свидетель пишет, что во время поездки «...моя машина внезапно стала чрезвычайно опасно покачиваться. Из-за шума мотора я ничего не заметила, но мне сказали, что с запада доносится низкое устрашающее грохотание. Когда покачивание прекратилось, в деревне, раскинувшейся по обе стороны дороги, начали падать глинобитные дома. Справа от меня яростно раскачивался одинокий, засохший пальмовый ствол — раздраженный человек мог бы так размахивать своей тростью; затем повсюду появились сотни струй, вздымая вверх воду и песок; из песка складывались миниатюрные вулканы, и оттуда, как из кратеров, били струи воды; высота некоторых струй достигала более шести футов.

За несколько минут вся местность по обе стороны дороги насколько хватал глаз превратилась в море песка и воды, воды и песка. Дорога источала воду; впереди на дороге были видны широкие отверстия, потом они появились подо мною и машина стала погружаться, а вода и песок пузырились, брызгались и засасывали нас, пока не покрыли оси автомобиля. Команда «оставить судно» была поспешно выполнена; мы с мужем очутились по колени в горячей воде и песке и устремились к берегу. День выдался особенно холодный и было странно шагать по такой горячей воде.

Я была потрясена зрелищем: крестьяне, вопя и колотя себя в грудь, разбегались кто на запад, кто на восток, кто к своим рушащимся домам, кто оттуда.

Я бы сказала, что менее чем через полчаса водные струи иссякли, хотя вода еще сочилась из почвы и капала из отверстий более мелких бугорков¹

Это происходило на мощной аллювиальной равнине Ганга; имеется много отчетов о подобных проявлениях при крупных Индийских землетрясениях.

ВЫСОТА И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ

Некоторые свидетели Индийского землетрясения 1934 г. сообщают о высоте фонтанов в 30 футов, авторы монографии полагают, что это преувеличено и принимают как более вероятное значение высоту 6—8 футов. Из многих отчетов следует, что вода не начинала фонтанировать, пока не прекращались сильные сотрясения; в некоторых местах фонтанирование продолжалось не менее 3 часов. При Калифорнийском землетрясении 1906 г. также наблюдались струи; по некоторым отчетам их высота достигала 20 футов, что также представляется чрезмерным.

ПУЛЬСАЦИИ

Имеется по крайней мере два сообщения о пульсации извергаемой воды. Одно из них относится к Невадскому землетрясению 2 октября 1915 г.: «при каждом наклоне поверхности грунта родник, который обычно имел слабое течение, выбрасывал в воздух струю воды на высоту 2—3 фута».

О другом случае, происшедшем во время великого Японского землетрясения 1923 г. у города Тагеяма-Ходзэ на полуострове Босо, сообщает Имамуре (Итаида, 1937). Дело происходило на территории начальной школы, где раньше было заливное рисовое поле.

«Когда землетрясение разрушило школьное здание, выбежавшие наружу учителя стали свидетелями интересного явления... Две трещины, каждая длиной около 40 м, пересекли посередине бывшее рисовое поле... из каждой на высоту около 10 футов извергалась вода с илом. Подобно гейзерам, изливание из них прекращалось и несколько секунд спустя возобновлялось. Так повторялось раз шесть... трещины, а также несколько песчаных конусов сохраняли свой вид более месяца».

ВЫБРОСЫ ПЕСКА

Землетрясение в долине Импириал 1940 г., очаг которого находился под дельтой реки Колорадо, породило многих больших источников. Они сильно повредили систему орошения на участке долины Юма на юго-западе штата Аризона. Источники нанесли массу песка, который покрыл поля и засыпал каналы и рвы, что потребовало ремонта и реконструкции системы.

¹ Officers of the Geological Survey of India, 1939, 33—34.

Пески, накопившиеся таким образом, отлагались вокруг источника, образуя миниатюрные вулканические кратеры, которые остались как «постоянная» форма. Кратеры могут быть мелкими и большими в зависимости от интенсивности в данном месте и от количества грунтовых вод. В 1940 г. такие кратеры диаметром 6—8 дюймов были обнаружены в канале к западу от города Броли. Южнее мексиканской границы возникали еще большие кратеры; автор видел кратеры диаметром около 4 футов и высотой (у края) 18 дюймов.

ВЫДАВЛИВАНИЯ

Восходящая вода или песок может выдавливать вверх столбы или другие легкие предметы. На речной отмели близ Токио при землетрясении 1923 г. были выдавлены на поверхность столбы; их никогда раньше не видели крестьяне, обрабатывающие там рисовые поля, а по летописи было установлено, что это столбы от моста, выстроенного в 1182 г. В долине Юма в 1940 г. один конец легкого моста, переброшенного через канал, был поднят приблизительно на 3 фута вследствие выдавливания столбов; дно оросительного желоба, пересекающего другой канал, было сломано из-за поднятия столбов, поддерживающих желоб в середине.

ПРИЧИНЫ ФОНТАНИРОВАНИЯ

Нет единого объяснения для всех случаев выброса воды и песка. Прохождение сильных сейсмических волн, вызывающих колебания уровня в колодцах, иногда, как можно предполагать, выталкивает воду на поверхность, но едва ли столь энергично и непрерывно. Лишь при немногих землетрясениях сообщалось о пульсирующем и перемежающемся фонтанировании; скорее здесь имеет место непрерывное, постепенно ослабевающее истечение. Возможно, что фонтаны образуются таким же образом, как и артезианские колодцы, которые встречаются во многих районах, где наблюдались фонтанирование. Сотрясение может нарушить в некоторых местах устойчивость водоносного горизонта, перенасытить водой подстилающую среду и создать давление, которое может привести к выбросу воды на поверхность. Лоусон объясняет фонтанирование в 1906 г. процессами оседания и уплотнения грунта при сотрясениях, что также могло бы создать пластовое давление. Такое объяснение согласуется с усилением течения в реках, например, при землетрясении Керн-Каунти в 1952 г.

Полевой работник, если ему случится увидеть фонтан землетрясения, или если он опрашивает надежных свидетелей, должен установить, когда (по отношению к сильным землетрясениям) началось и когда кончилось истечение; было ли оно пульсирующим или непрерывным; какой высоты достигала струя и имеются ли в окрестности предпосылки для артезианской воды.

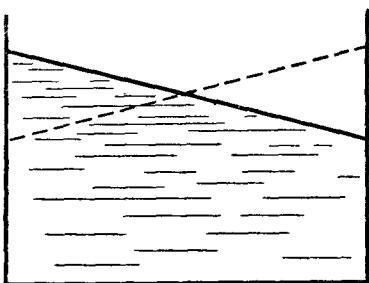
С Е Й Ш И

Слово *сейши*—швейцарского происхождения, откуда его заимствовал Форель, введя во всеобщее употребление. Типичные сейши представляют стоячие волны, возникшие на поверхности замкнутого водного бассейна — озера, пруда или резервуара.

МЕХАНИЗМ СЕЙШЕЙ

На фиг. 9-2 изображен вертикальный разрез квадратного резервуара, в котором вода приведена в «волнение», распространяющееся от одного края к другому. Два крайних положения поверхности воды показаны на фигуре

сплошной и штриховой линиями. Если поддерживать такие колебания, то образуется стоячая волна с противоположными экстремумами у краев резервуара и узлом посередине— *одноузловый* сейш. Время, в течение которого совершается одно полное колебание или период T сейша, зависит от силы тяжести g , ширины резервуара L и его глубины H :



Фиг. 9-2. Схематический разрез сейша в резервуаре.

$$T=2L/(gH)^{1/2}. \quad (1)$$

Сейши могут иметь и много узлов, так же как и стоячие волны в струне или в трубке. Сейши возникают не только в замкнутом объеме воды, но и в частично замкнутом (гавань, пролив)¹ и имеют также вид колебаний, направленных поперек реки, канала или рва (если вода ограничена такими контурами, при которых возможны собственные колебания). Когда имеются течения или когда контуры бассейна не вполне замкнуты, часть сейшей может перейти в распространяющуюся волну.

Землетрясения сравнительно редко порождают сейши и последние обычно возникают в связи с ветрами, течениями или приливами. Сейши в гавани могут возникнуть под влиянием подхода цунами (см. следующий раздел).

ДЛИННОПЕРИОДНЫЕ СЕЙШИ

Классический анализ сейшей был выполнен Ф. А. Форелем (одним из авторов шкалы интенсивности Росси-Фореля) в 1890 г. в связи с его монографией, посвященной Женевскому озеру (Forel, 1892—1904). Там основной период сейшей составляет около 72 мин. Сейши в других озерах — во многих случаях также с длинными периодами — изучались гидрологами. Некоторые сейши на побережье южной Калифорнии имеют общее значение; они возникают в проливах между материком и островами Санта-Каталина и Сан-Клементе. По-видимому, их вызывают длиннопериодные волны, идущие издалека, от центров тихоокеанских штормов; часто сейши возбуждают высокий и разрушительный прибой у берегов, причем даже в спокойную погоду.

СЕЙШИ РЕК

Сейши вызывают перекаты рек через отмели во время землетрясений (если это происходит в большом масштабе, то указывает на интенсивность X). В отчете об Индийском землетрясении 1934 г. содержится ошеломляющее и, вероятно, преувеличенное сообщение очевидца о подобном сейше на Ганге, который в отдельных местах полностью расплескал воду, обнажив часть русла реки.

¹ В квадратном бассейне с открытой в океан одной стороной возможен сейш с одним узлом у открытой стороны, имеющий период, вдвое больший, чем следует из формулы (1).

СЕЙШИ ЛИССАБОНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Сейши Лиссабонского землетрясения распространились на большую часть Западной Европы; наиболее далекие отмечались в Скандинавии и Финляндии. (Сообщения о волнении Великих американских озер ошибочны.) Некоторые из наилучших описаний, относящихся к английским гаваням и водоемам, опубликованы в *Proceeding of the Royal Society*. Ниже следует отрывок из отчета о сейше в Портсмуте:

«В северный док длиной около 229 футов, шириной 74 фута, где в то время глубина воды составляла 16,5 футов, был только что введен сорокапушечный корабль его величества «Госпорт». Док замыкали крепкие и хорошо укрепленные двустворчатые ворота; корабль был надежно укреплен швартовыми и оттяжками (*guys* — так называют определенного типа большие канаты). Неожиданно судно подало назад почти на метр, а затем настолько же вперед, и одновременно его нос и корма попеременно опускались на глубину тоже почти метр; кроме того, по мере вытекания воды из дока ворота попеременно приоткрывались и закрывались, так что зазор между створками составлял около четырех дюймов...»

В отчете описаны аналогичные происшествия с другими судами. Подставляя в формулу $T = 2L/(gH)^{1/2}$ указанные значения длины и глубины, Рид получил, что $T = 19^{1/2}$ сек — значение, пожалуй, даже слишком точное, так как преобладающий период больших поверхностных волн от удаленных землетрясений обычно близок к 20 сек. Портсмутский сейш имел один узел; в некоторых местах однако, возникали более сложные колебания. Рид рассматривает и движения воды в прямоугольном рву вокруг замка Шёрберн, где на двух противоположных углах вода одновременно поднималась и опускалась, а в двух других углах, являвшихся узлами, оставалась спокойной.

Квале подробно сообщает о сейшах в Норвегии и Англии, вызванных великим Ассамским землетрясением 1950 г. (Kvale, 1955). Он упоминает также и о сейшах Лиссабонского землетрясения, но повторяет при этом много сомнительных высказываний Дейвисона, не учитывая критических замечаний Рида. Квале находит, что сейши особенно хорошо выражены в направлениях, радиальных относительно эпицентра, из чего следует, что они резонируют на волны Релея (глава 16).

ЦУНАМИ

ТЕРМИНОЛОГИЯ

На многие населенные берега, в особенности в Чили, Перу, Японии и Гавайях, неоднократно обрушивались большие волны, вздымавшиеся до 60 футов над уровнем моря. Обычно их называли «приливными волнами», хотя они не имеют ничего общего с приливами. Большинство из них возникает после сильных землетрясений, и их можно собственно назвать *сейсмическими морскими волнами*, но волны того же типа возникают и при гигантских вулканических извержениях, таких, как на острове Кракатау в 1883 г., а также сопровождают большие штормы и тайфуны. В Южной Америке их называют *маремото* — явная параллель к *терремото* (землетрясение.—*Перев.*); однако международное признание получил японский термин — *цунами* (или *тунами* в написании некоторых японских авторов).

Этот термин представляет собой, как и сейш, местное выражение; его точный смысл неясен, хотя сперва он и мог означать большую волну, входящую в залив или бухту. Японское побережье богато глубокими, быстро суживающимися бухтами; цунами достигают в них огромной высоты.

Природа цунами еще не вполне ясна. Некоторые авторы слишком упрощают вопрос; это объясняется тем, что по цунами нет ни одной полной монографии, а материалы наблюдений разбросаны во многих книгах и периодике¹.

МЕСТА ВОЗНИКНОВЕНИЯ

По крайней мере два сильных землетрясения с эпицентрами на суше вызвали цунами у ближайших берегов (Чили, 1922; Турция, 1939). Цунами произошло и после катастрофического Мексиканского землетрясения 3 июня 1932 г., эпицентр которого по лучшим из имеющихся определений находился на суше.

Большинство крупных цунами, особенно в Тихом океане, возникают в каком-либо из главных подводных желобов, или впадин, таких, как впадина Атакама у берегов Чили, впадина Тускарора (Японская) у Японии, впадины Филиппинская и Алеутская. Эпицентры соответствующих землетрясений обычно находятся близко от впадины и в сторону суши. До ближайшего берега цунами доходит за время от 15 мин до нескольких часов после землетрясения. К Лиссабону большая волна подошла сразу после второго сильного толчка, минут 20 спустя после первого.

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Надежные наблюдения времени пробега, в том числе по записям автоматических регистраторов прилива (мареограммам), показывают, что скорость цунами C характерна для волн в мелководье, распространение которых определяется силой тяжести:

$$C = (gH)^{1/2}. \quad (2)$$

(Скорость слабой зыби с длиной волны в несколько сантиметров определяется уже не силой тяжести, а поверхностным натяжением, и теория там иная.) «Мелкий» означает, что глубина океана H меньше длины волны. Период колебания этих волн имеет порядок часа, а их длина соответственно измеряется сотнями миль. Пересекая Тихий океан, волны распространяются со скоростью до 300 м/сек (более 600 миль в час) над наиболее глубокими местами.

ВЫСОТА

Размах этих волн (от гребня до впадины) в открытом море не превышает нескольких футов, что наряду с большой длиной волны не позволяет обнаруживать их обычными способами. Следовательно, большие волны, иногда неожиданно встречающиеся на пути кораблей в открытом море, нужно объяснить иначе. Волна, возникшая в результате извержения на острове Кракатау в 1883 г., не повредила серьезно суда в Зондском проливе; в 1896 г. японский рыболовный флот легко преодолел волны цунами, которые у острова Хонсю достигли катастрофической высоты. Такое увеличение высоты лишь отчасти объясняется тем, что волны сосредоточиваются в небольших бухтах; главная причина, по-видимому, уменьшение скорости с глубиной. При уменьшении скорости кинетическая энергия волны сохраняется благодаря увеличению амплитуды. Физически это явление того же характера,

¹ Автор не видел книги А. Е. Святловского, *Цунами*, изд. Академии наук, Москва, 1955.

что и возрастание интенсивности землетрясения, когда сейсмические волны переходят из пород фундамента в неуплотненную среду.

Около Гавайских островов глубина воды уменьшается очень резко. Здесь скопляются цунами, идущие почти во всех направлениях — из Японии, из Алеутской впадины, из Южной Америки, — что представляет серьезную опасность. Волна, пришедшая в 1946 г. из Алеутской впадины, причинила столь большой ущерб, что была создана специальная служба оповещения, с центром в Гонолулу, под руководством Береговой и геодезической службы США. Дежурные круглосуточно следили за сигнальной системой, автоматически включаемой сейсмографами. Вооруженные силы и другие правительственные организации наладили оперативную связь с сейсмическими и приливными станциями, чтобы посылать на Гавайи и в прибрежные районы Тихого океана предупреждения о разрушительных волнах. На Гавайях между толчком землетрясения и прибытием цунами проходит не меньше 4 часов. Большие цунами причиняли повреждения даже после пересечения ими Тихого океана; между Японией и Южной Америкой они идут почти сутки.

ОТСТУПАНИЕ МОРЯ

Море часто отступает от берега, к которому подходит цунами, иногда до явно более низкого уровня, чем при отливе. Если дно понижается постепенно, оно может обнажиться на большом расстоянии. На побережье Южной Америки и Японии такое отступление представляет уже известный тревожный сигнал. В Японии народ устремляется к возвышенным участкам после каждого сильного землетрясения, независимо от того, отступает ли вода или нет, так как отступление наблюдается не всегда; цунами могут и не вызывать отступления моря, иногда отступление происходит на одних участках побережья, но не происходит на других.

ЦУНАМИ КАЛИФОРНИИ

У многих берегов, где не наблюдается крупных цунами, возникают более мелкие. У побережья Калифорнии цунами редки, но 21 декабря 1812 г. после землетрясения, повредившего несколько миссий в южной Калифорнии, подошла волна, высота которой в гавани Рефьюджио (западнее Санта-Барбара), как полагают, достигла 30 футов, а в Гавиотте, милях в 20 к западу, возможно, даже 50 футов. 4 ноября 1927 г. после толчка с магнитудой 7,4 возникла волна высотой 5—7 футов, распространившаяся вдоль побережья севернее мыса Аргуэльо.

В гавани волнение, вызванное цунами, может продолжаться в виде сейшей.

ВАЖНЫЕ ЦУНАМИ

Действительно, огромные цунами бывают редко¹. Из хорошо известных цунами лишь одно связанное с Лиссабонским землетрясением, произошло в Атлантическом океане, а все остальные — в Тихом. Однако большие и местами разрушительные цунами известны почти во всех морях. Многие из них происходили в Вест-Индии. В 1945 г. одно цунами обрушилось на

¹ Бобийе перечисляет 12 чилийских цунами, относящихся к периоду 1562—1922 гг. (Bobillier, 1933). В каталоге Кавасуми, включающем 342 сильных японских землетрясения за годы 1599—1949, отмечено 69 сопровождавших их цунами (Kawasumi, 1951).

северную часть Аравийского моря; цунами отмечались почти повсюду и в Индонезии. Об исключительно большой волне, возникшей 2 апреля 1868 г. у берегов Гавайев, будет рассказано в главе 12.

Лучше всего известны, вероятно, следующие пять цунами:

1 ноября 1755 г. Цунами Лиссабонского землетрясения достигло города около 10 час утра местного времени через 20 мин после первого разрушительного толчка. На португальском побережье его высота во многих местах возросла до 20 футов, а кое-где — до 50 футов. Из очага, находившегося за пределами суши, возмущение распространялось во всех направлениях. Оно было разрушительным у берегов острова Мадейра, а в Вест-Индии высота волн, как сообщается, достигла 14 футов. В Средиземном море волна быстро сошла на нет, но на севере она вошла в Ла-Манш, разрушив около полудня английские и французские гавани; волна отмечалась и далее вплоть до Голландии. В этом районе разница в несколько часов явно отделяла цунами от сейшей, которые наблюдались утром.

8 августа 1868 г. Это цунами произошло вслед за катастрофическим землетрясением в Арике — районе, входившем тогда в Перу, а ныне — после длительного спора о границах — отнесенного к Чили. Практически цунами затронуло весь Тихий океан. Волны причинили повреждения на Гавайях и были высоки у Новой Зеландии; у японских берегов они вызвали немалую тревогу. Вблизи Арики океан был очень бурным и, отступив, обрушил затем на берег серию волн. Самая большая волна, высотой не меньше 47 футов, подошла примерно через четыре часа после землетрясения, разбив большинство судов в гавани и затопив город. Канонерка США «Уотери» была увлечена против ветра на расстояние трех миль по побережью, а затем более чем на две мили в глубь страны до отвесного утеса высотой 200 футов; судно осталось невредимым, осев на плоское дно, но его пришлось покинуть. Один из офицеров «Уотери», Биллингс, впоследствии контр-адмирал, опубликовал в 1915 г. воспоминания об этих ужасных событиях.

9 мая 1877 г. К этому цунами относится многое из сказанного о цунами 1868 г. Соответствующее землетрясение было очень разрушительным в Икике (тогда входившем в Перу, ныне — в Чили). Волны достигали на удаленных побережьях следующей высоты: в Самоа 6—12 футов; в Японии 5—20 футов; в Новой Зеландии и Австралии 3—20 футов.

2 марта 1933 г. (3 марта по Японскому времени). Эта волна сопровождала чрезвычайно сильное землетрясение с эпицентром восточнее Санрику (восточное побережье главного японского острова Хонсю). Землетрясение нанесло умеренные повреждения, но цунами было опустошающим. Местами волны вздымались до 75 футов. Поскольку речь идет о местных проявлениях, это цунами, вероятно, изучено полное всего. Токийский Институт исследования землетрясений опубликовал о нем объемистый отчет.

Мийаби¹ рассмотрел времена вступления волны по данным мареограмм. Времена вступления в таких удаленных пунктах, как Сан-Франциско, Гонолулу и Икике, согласовывались достаточно хорошо, если считать, что эпицентр волны совпадает с эпицентром землетрясения, а время ее выхода со временем в очаге, вычисленным по сейсмограмме (оно верно с точностью до двух секунд). Однако времена, зарегистрированные японскими приливными станциями, иногда аномальны; на некоторых более далеких станциях фактическое начало цунами отмечалось на 20 мин раньше, чем на ближайших. Это расхождение частично могло быть обусловлено сейшми, возникшими под действием сейсмических волн в земле; Мийаби пришел к выводу, что цунами, вероятно, не имело точечного очага. При столь сильном землетрясении, с которым почти наверняка были связаны протяженные разломы и глыбовые движения, этого и следовало ожидать. Омоте предположил, что существовала более ранняя волна, возникшая вокруг зоны шириной в несколько сотен километров, и более поздняя волна, приуроченная к сравнительно ограниченному очагу диаметром порядка 10 км (Омоте, 1948). Интересной подробностью является регистрация приливными станциями Австралии и Новой Зеландии волн, отраженных от побережья Америки и дважды пересекших океан за 47 часов.

1 апреля 1946 г. Это было огромное цунами, но породило его землетрясение с умеренной магнитудой 7,4. Как землетрясение, так и цунами возникли близ Алеутской впадины. У мыса Сарычева, западной оконечности острова Унимак (Алеутские о-ва), высота волн превосходила 100 футов; волны разрушили большой и хорошо выстроенный маяк, возвышавшийся на 45 футов над уровнем моря. Наивысший уровень, которого волна

¹ Miyabe, см. в «Papers and Reports of the Tsunami of 1933 on the Sanriku Coast, Japan», 1934.

достигла на Гавайских островах, равен (в футах): Оаху — 37; Мауи — 31; Кауаи — 45; Молокаи — 54, Гавайи — 55. В окрестностях Хило (Гавайи) — наибольшего из пострадавших населенных пунктов — волны достигли уровня 26 футов. Всего на островах погибло 159 человек, из них 96 — в Хило; 488 домов было разрушено. Наибольший ущерб, нанесенный одному сооружению, составляет 375 000 долларов (сахарный завод близ Хило).

Это единственное цунами, которое, возникнув далеко, оказалось значительным у берегов Калифорнии; высота волны составляла 11 футов близ Хаф-Мун-Бей и 12 футов у Санта-Крус, где утонул один мужчина. Сообщалось и о больших волнах на побережье Южной Америки. Анализ времен вступления показал, что источник и здесь был скорее линейным, чем точечным. (Это справедливо также и по отношению к цунами у побережья Японии, последовавшего за землетрясением в Нанкане 21 декабря 1946 г.)

Цунами, вызванное катастрофическим землетрясением (магнитуда 8,3) на Алеутских островах, произошло 9 марта 1957 г., но волна от него была гораздо меньше, чем в 1946 г. Тем не менее ущерб на побережье островов Оаху и Кауаи составлял около трех миллионов долларов; были разрушены две деревни. Людских потерь не было, и большой материальный ущерб был предотвращен благодаря службе оповещения, организованной после катастрофы 1946 г.; гавайские власти были предупреждены более чем за три часа до подхода волны. По недоразумению тревога была поднята местными отделениями Службы и в Калифорнии, где волну можно было обнаружить лишь с помощью измерителя приливов.

ПРИЧИНЫ И НЕСООТВЕТСТВИЯ

Вопрос о причине цунами вызвал много споров. Не все цунами возникают при землетрясениях. Да и объяснение второстепенных и местных волн не обязательно должно быть пригодно для больших цунами, пронесшихся по океанам.

Глыбовые подвижки? Наиболее обычное объяснение исходит из идеи о смещениях подводных блоков земной коры. Так как мы знаем, что ряд больших землетрясений на суше сопровождался вертикальными смещениями до 30 футов, и некоторые из них распространились на блоки протяженностью во много сотен миль и шириною по крайней мере в сотню миль, то естественно сделать предположение, что волна возникает и при аналогичных смещениях под дном океана. Подобно многим простым объяснениям, оно кажется убедительным, пока не переходишь к следствиям или не изучаешь наблюдения подробно. Это кажется настолько очевидным, что сейсмологи иногда догматически заявляют, что эпицентр определен неверно, поскольку он расположен на суше, а в океане наблюдается цунами, или даже что эпицентр расположен вне суши, а цунами не отмечается. Фактически надежно установлены случаи обоих типов; но примеры не могут ни подтвердить, ни опровергнуть данного объяснения. Что касается первого типа, то эпицентр определенный инструментально, соответствует просто точке, где начался разрыв; вообще говоря, нет доводов против того, что разрыв, возникший под сушей, распространился затем под океаном, или — против того, что после разрывов и смещений вдоль одного края блока выравнивающие движения могут распространиться на всю его ширину. Что касается второго типа, то вовсе не следует полагать, что после каждого сильного подводного землетрясения возникнет цунами.

Оползни. Часто указывается, что цунами могут возникать в связи с подводными оползнями. Большие цунами возникают у больших океанических впадин; на склонах впадин могут оказаться крупные скопления рых-

лого материала, который при землетрясении может соскользнуть вглубь, вызывая смещения значительных масс воды. Такая гипотеза помогает объяснить цунами, возникающие после землетрясения с эпицентром на суше; оно объясняет также большие интервалы, разделяющие эти события (до 4 часов между землетрясением и главной волной, как это было в Арике). Конечно, имеется мало непосредственных данных в пользу этой гипотезы, но известно, что оползни в открытом море или близ берега вызывали большие волны местного значения; возможно, так объясняются некоторые второстепенные цунами в районах, где крупных цунами не бывает. С этим вопросом связаны недавние исследования разрывов кабелей (глава 10). Оползание, безусловно, может быть фактором, способствующим возникновению большого цунами; к сожалению, автор не согласен с видными сейсмологами, настаивающими, что это — решающий фактор.

Поверхностные волны? Резонанс? Несколько лет тому назад д-р Бениофф высказал предположение, что существует связь между цунами и большими поверхностными волнами с периодом свыше минуты, которые особенно хорошо выражены на сейсмограммах некоторых сильных землетрясений¹. Обычно и другие фазы на таких сейсмограммах отличаются резко выраженными длинными периодами; сравнительно многочисленны при этом афтершоки. Эти данные указывают на смещения больших блоков коры или, вероятно, на большую линейную протяженность разломов. Амплитуды больших поверхностных волн могут даже на удаленных станциях достигать сантиметра и более, из чего следует, что на сравнительно малом расстоянии амплитуды имеют порядок метра. Возникающие при этом деформации морского дна, в особенности в океаническом желобе или впадине, могут легко вызвать значительные смещения на поверхности воды. Такое объяснение согласуется с данными о том, что цунами возникает не в точечном объеме, но оно требует определенной связи между сильнейшими землетрясениями и цунами, наличие которого весьма сомнительно при землетрясении в 1946 г. на Алеутах. Землетрясение (магнитуда 7,4) не было тогда катастрофическим, и на его сейсмограммах не отмечалось особенно больших длиннопериодных волн, хотя на многих удаленных станциях регистрировались необычно продолжительные и многочисленные серии афтершоков. С другой стороны, катастрофический толчок на Алеутах 1957 г. со множеством афтершоков, большинство из которых были сильны, вызвал лишь умеренное цунами.

Чисто умозрительно автор часто высказывает предположение, что цунами могут возникать в результате резонанса воды в океанических желобах или впадинах и что механизм подобных цунами отдаленно напоминает механизм образования сейш. Масса воды такой формы и размера может иметь очень длинный собственный период, измеряемый часами, что согласуется с медленными колебаниями, наблюдаемыми при цунами.

Второстепенные цунами. Как указывалось ранее, второстепенные цунами, особенно не связанные с катастрофическими землетрясениями, можно объяснять по-разному. Некоторые из слабых цунами отмечаются там, где катастрофические цунами редки или неизвестны (как в Калифорнии). Однако у берегов Японии слабые цунами довольно часты. 5—6 ноября 1938 г. восточнее берегов острова Хонсю произошло 4 крупных землетрясения, и после каждого из них возникало отдельное слабое цунами (как показали мареограммы).

¹ См. главы 16 и 17. Предпринятая попытка связать цунами с фазой T (глава 17) не привела к определенным выводам.

МОРЕТРАСЕНИЯ

Слово «моретрясение» имело сперва довольно общий смысл и применялось к любым сейсмическим сотрясениям океана, в том числе и к цунами. Действительно, это слово — буквальный перевод испанского maremoto. В новейшей литературе его относят только к обычным сотрясениям, вызываемым землетрясением и ощущаемым в море на борту корабля. Подобные явления отмечались нередко, но были объяснены только в двух больших статьях Рудолфа в 1887 и 1895 гг. (Rudolph, 1887; 1895). Он выполнил свою работу столь успешно, что с тех пор в этой области не появилось почти ничего нового.

Основной источник сведений по вопросу — это судовые журналы и отчеты командиров кораблей для морских ведомств. Рудолф просмотрел сотни таких отчетов, преимущественно немецких и английских. Инструментальная сейсмология в то время только начинала развиваться, и эти отчеты были главным источником сведений о подводных землетрясениях. Ныне, когда положение очагов под океанами даже для слабых толчков часто можно установить столь же точно, как и на суше, работа Рудолфа утратила свое значение для географии землетрясений. Однако моретрясение — явление любопытное и интересное, и жаль, что никто не продолжает дела Рудолфа.

Описание моретрясений удивительно сходны друг с другом. Вот два английских отчета, использованных Рудолфом (1895).

«(11 марта 1855 г., в экваториальной Атлантике.) Стоя близ руля, я услышал звук вроде удаленного раската грома, прошел к левому борту, чтобы взглянуть на юг, и ощутил ужасный скрежет корабля, как будто он скользнул по коралловому рифу; все затряслось и так продолжалось около минуты после того, как прекратился звук. В целом, все продолжалось две минуты. Я попробовал измерить глубину, но лот пронесло на 120 морских саженей¹. На поверхности воды не было заметно и малейшей ряби, а звук доносился как бы со дна корабля, и в движении воды было нечто похожее на то, как бывает, когда бросают якорь на глубоком месте и быстро выпускают цепь.

(10 августа 1884 г., на крайнем юге Тихого океана; парусное судно находилось между Новой Зеландией и мысом Горн.) Я как раз спускался с палубы и насторожился, заслышав шум, будто бы корабль скребся о что-то твердое. Я взбежал наверх и обнаружил, что все на корабле почувствовали то же самое; отдохавшие внизу поднялись уверенные, что судно с чем-то столкнулось. Я опустил глубоководный лот (40 морских саженей) не более чем через три минуты после толчка — дна нет; обошел судно, держа в руке лить, но дна не нашел. Могу упомянуть, что вахтенный на носу корабля был уверен, что судно испытало толчок в кормовой части, а помощник капитана, рулевой и я сам были столь же убеждены, что — в носовой части. Сила толчка была такова, что стаканы в каюте покачнулись, а лампа дребезжала целых полминуты, хотя сам толчок длился не более 10 сек. Помощник утверждал, что за несколько секунд до самого толчка было слышно гроыхание...»

Во многих подобных отчетах отмечают ощущение того, что судно будто бы врзалось в грунт. На морских картах нанесены многочисленные точки, где по этим отчетам должны находиться отмель или риф, не обнаруженные (тогда же или позднее) промерами. Некоторые из таких сообщений безусловно связаны с моретрясениями (особенно в довольно сейсмичной зоне

¹ 1 морская сажень = 182 см.—Прим. ред.

экваториальной Атлантики). Два отчета, цитированные выше, получены с парусных судов; аналогичны наблюдения на современных паровых судах. Приводим два независимых отчета об одном и том же толчке. Первый взят из английского «Морского наблюдателя» (Marine Observer).

«Получено следующее сообщение с находящегося в пути судна «Магикан» (капитан Николас): 5 ноября 1926 г. на $10^{\circ} 25'$ с. ш. и $88^{\circ} 10'$ з. д. замечено очень сильное подводное сотрясение. Ощущался два толчка длительностью около 10 или 15 сек, разделенных интервалом около полутора минут. Судно страшно тряслось; возникло ощущение скрежета и грохота. Мачты, трубы и все надводные части вибрировали и угрожающе дребезжали, создавая впечатление, будто судно врезалось в твердое дно и изгибается от носа до кормы... По картам глубина этого места от 1800 до 1900 морских саженей. Затем мы связались по радио с американским судном «Игл», находившимся в 15 милях к северо-западу от нас, и капитан сообщил, что толчок ощущался на борту его парохода с такой силой, что были застопорены машины, и казалось, что судно на что-то наехало».

Второй отчет взят из американских газет:

«5 ноября 1926 г. На борту находящегося в пути судна «Игл» (под 10° с. ш. и 88° з. д.) было отмечено два сильных толчка. Они продолжались около минуты и с минутным интервалом между ними. Судно «Игл» накренилось на четыре или пять градусов, и мачты, снасти, такелаж и корпус сильно дрожали. Николас, капитан британского парового судна «Магикан», находившегося на расстоянии около 17 миль от судна «Игл», примерно в то же время отметил два сильных сейсмических толчка, оказавших подобное же действие на судно».

Эти суда находились недалеко от берегов Никарагуа, где данное землетрясение нанесло большой ущерб; в Манагуа было повреждено около половины всех домов и имелись погибшие. По инструментальным данным эпицентр находился на суше, близ Манагуа; однако глубина очага велика — 135 км (85 миль); поэтому причиной сотрясения не могло быть подводное извержение или смещение океанического дна. Ясно, что здесь распространялись упругие волны, прошедшие сначала через твердые породы к морскому дну, а затем вверх по воде; поэтому не удивительно, что землетрясение, возникшее на суше, ощущалось на кораблях в открытом море. Поскольку скорость волн в воде гораздо меньше, чем в породах, то после преломления лучи были направлены круто вверх; и действительно, многие признаки свидетельствуют, что сотрясение состояло из серии вертикальных толчков и, кроме того, сообщалось, что трудно определить азимут толчка. Два последовательных импульса, упомянутые в последних двух отчетах, вероятно, обусловлены двумя главными типами сейсмических волн (P и S), которые друг за другом подошли ко дну моря и вызвали последовательные цуги волн сжатия в воде.

Все это было установлено еще Рудолфом, который опроверг идею о том, что моретрясения возникают главным образом в связи с подводными извержениями, по-видимому, вулканическими. Однако есть и отчеты, представляющие, правда, исключение, которые указывают на вулканическую природу явления; к соответствующим признакам относится волнение поверхности воды, ее нагрев, иногда даже струи горячей воды, извергаемой вверх, и нередко — действующий вулкан в поле зрения.

Поскольку Рудолф правильно определил, что большинство моретрясений обусловлено тектоническими землетрясениями, тем более странно обнаружить его ошибку в отношении цунами, возникновение которых он связывал преимущественно с вулканической деятельностью. Очевидно, он был

загипнотизирован броским примером гигантской волны, возникшей при взрыве Кракатау, и не понял, что это — исключение.

Еще об одной, совершенно отличной от других причине, создающей видимость моретрясения, Рудольф цитирует:

«Мы были поражены грохотанием, напоминающим землетрясение, и сотрясениями судна; матросы, находившиеся внизу, поднялись на палубу, встревоженные толчком. Так повторялось 12 раз с интервалами в одну или две минуты... После паузы минут в 20 к нашему великому изумлению из-под судна вынырнули два огромных кита, обошли судно вокруг, толкнув его несколько раз, и затем вновь нырнули под дно, и серия толчков повторилась. Я полагаю, что киты терлись о железное дно, сдвигая приставшие к нему ракушки, и что такие толчки должны ощущаться сильнее, чем на деревянном судне (кроме самого сильного, сопровождавшегося низким гулким звуком)... Один кит был больше всех, каких я когда-либо видел...»

Теперь существует оборудование для подводной регистрации, что позволяет систематически изучать моретрясения с помощью приборов; до сих пор, однако, этого не делали. И хотя проблема моретрясений не содержит неразрешимых загадок, насколько нам это известно, ею так долго пренебрегали, что в настоящее время она представляет многообещающую область исследования для новых людей с новыми идеями.

ЛИТЕРАТУРА

Лиссабонское землетрясение 1755 г.

Kendrick T. D., *The Lisbon Earthquake*, Lippincott, Philadelphia and New York, 1955.

Davison Ch., *Great Earthquakes*, Murby, London, 1936, Chapter 1.

Reid H. F., *The Lisbon earthquake of November 1, 1755*, *BSSA* (1914), 4, 53—80. *Trans. Royal Soc.* (London) (1755), 49.

Sousa F. L. Pereira de, *Sur les effets en Portugal du megaseisme du 1^{er} novembre 1755*, *Comptes rendus* (1914), 158, 2033—2035. (См. также приложение XVI.)

Колебания уровня в колодцах

Stearns H. T., *Record of earthquake made by automatic well recorders in California*, *BSSA* (1928), 18, 9—15.

Blanchard F. B., Byerly P., *A study of a well gauge as a seismograph*, *ibid.* (1935), 25, 313—321.

Фонтаны при землетрясениях и т. п.

Jones J. C., *The Pleasant Valley, Nevada, earthquake of October 2, 1915*, *BSSA* (1915), 5. (Цитата взята со стр. 197.)

Imamura A., *Theoretical and Applied Seismology*, Tokyo, 1937. (Цитировано по стр. 74 из отчета о пульсирующих фонтанах.)

Yamasaki N., *Journ. Faculty Science, Imp. Univ. Tokyo* (1926), 2, 106. (Об устоях моста, выжатых из грунта. Фотография воспроизводится по: Davison C., *The Japanese Earthquake of 1923*, London, 1931, pls. V and VI.)

Officers of the Geological Survey of India, *The Bihar' Nepal earthquake of 1934*, *Mem. Geol. Survey India* (1939), 73, 33—34, 185—187.

Сейши

Trans. Roy. Soc. (1755), 49.

Forel F. A., *Le Leman*, Lausanne (1892—1904), 1—3.

Kvale A., Seismic seiches in Norway and England during the Assam earthquake of August 15, 1950, *BSSA* (1955), 45, 93—113.

Цунами; общая литература

Heck N. H., List of seismic sea waves, *BSSA* (1947), 37, 269—286.

Gutenberg B., Tsunamis and earthquakes, *ibid.* (1939), 29, 517—526.

(Подводные оползни рассматриваются как причина цунами, с привлечением, в частности, событий 1922 г. в Чили.)

Bobillier C., Resumen histórico de los principales maremots acaecidos en Chile, *Bol. servicio sismológico*, Univ. Chile (Santiago) (1933), № 23, 34—41.

Kawasumi H., Measures of earthquake expectancy..., *Bull. ERI* (1951), 29, 469—482.

Darbyshire J., Ishiguro S., Tsunamis, *Nature* (1957), 180, 150.

(О значении слова «цунами»).

Цунами; история

1755 г.

См. литературу к Лиссабонскому землетрясению и:

Sousa F. L., Pereira de, La raz de marée du grand tremblement de terre de 1755 en Portugal, *Comptes rendus* (1911), 152, 1129—1131.

1812 г. (Калифорнийское)

Данные проф. Лоудербека упомянуты на стр. 6 работы:

Wood H. O., Heck N. H., Earthquake History of the United States, Part II U. S. Coast and Geodetic Survey, U. S. Dept. of Commerce, Ser. № 609, rev. 1951.

1868 г.

Von Hochstetter F., Über das Erdbeben in Peru am 13. August 1868..., *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.* (1868), 58, 837

Von Hochstetter F., Die Erdbebenfluth im Pazifischen Ozean vom 13. bis 16. August 1868..., *ibid.* (1869), 59, 109.

Billings L. G., Some personal experiences with earthquakes, *Natl. Geographic Mag.* (1915), 27, 55—71.

1877 г.

Geinitz E., Das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877 und die durch dasselbe verursachte Erdbebenfluth im Grossen Ozean, *Akad. Halle, Nova Acta* (1878), 40, 385.

1883 г.

Summons G. J., ed., The Eruption of Krakatoa and Subsequent Phenomena, Royal Society, London, 1888.

1896 г.

Davison Ch., *Great Earthquakes*, Murby, London, 1936, Chapter IX.

Imamura A., *Theoretical and Applied Seismology*, Maruzen, Tokyo, 1937.

1927 г.

Byerly P., The California earthquake of November 4, 1927, *BSSA* (1930), 30, 53—66.

1933 г.

Papers and Reports on the Tsunami of 1933 on the Sanriku Coast, Japan, *Bull. ERI*, Supplementary, Tokyo (1934), I. (Включая: Miyabe, N., An investigation of the Sanriku tsunami based on mareogram data, 112—126. Обзор тома: Davison Ch., *Great Earthquakes*, Chapter IX).

Omote S., On the central area of seismic sea waves, *Bull. ERI* (1948), 25, 15—19.

1938 г.

Otuka Y., On the earthquakes that occurred in November, 1938, on the Pacific coast of northeastern Japan, *Bull. ERI* (1939), 17, 168—178. (На японском языке; резю-

ме английском. О группе крупных землетрясений, из которых несколько сопровождалось цунами.)

1945 г.

Earthquake in the Arabian Sea. *Nature* (1945), **156**, 712—713.

Beer A., Stagg J. M., Seismic sea wave of November 27, 1945, *ibid.* (1946), **158**, 63.

1946 г.

Green C. K., Seismic sea wave of April 1, 1946, as recorded on tide gages, *Trans. Am. Geophys. Union* (1946), **27**, 490—500.

Shepard F. P., Macdonald G. A., Cox D. C., The tsunami of April 1, 1946, *Bull. Scripps Inst. Oceanography* (1950), **5**, 391—528, pls. 6—33.

Macdonald G. A., Shepard F. P., Cox D. C., The tsunami of April 1, 1946, in the Hawaiian Islands, *Pacific Science* (1947), **1**, 21—37.

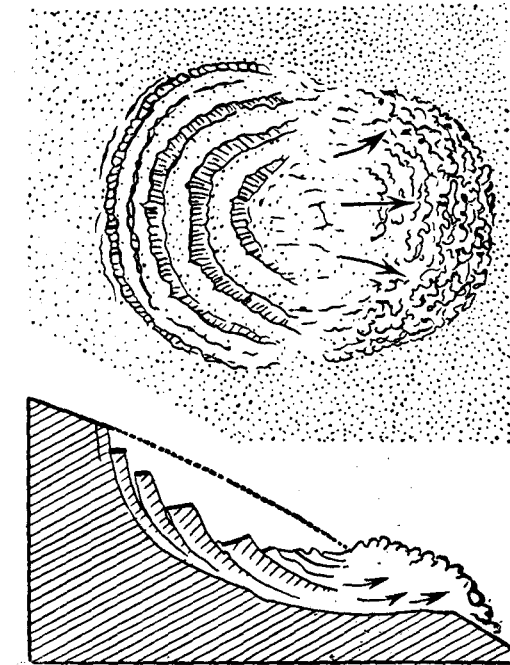
Моретрясения

Rudolph E., Über submarine Erdbeben und Eruptionen, Part I, *G. Beitr.* (1887), **1**, 133—373; Part II (1895), **2**, 537—666; Part III (1898), **3**, 273—336. (Цитированные отчеты капитанов судов взяты из ч. II, стр. 554, 557, 581. Описание моретрясения 5 ноября 1926 г. взято из *International Seismological Summary*, 1926, 315—316, и из напечатанных на мимеографе отчетов, рассылаемых сейсмической станцией Джорджтаун, округ Колумбия, США.)

Другие вторичные проявления землетрясений

ОПОЛЗАНИЯ ГРУНТА

Оползания грунта (*landslides*) относятся к крупным вторичным проявлениям землетрясений; часто они напоминают или затушевывают такие первичные проявления, как разломы. В отчете о землетрясении 1906 г. Лоусон подразделил оползания грунта, связанные с этим землетрясением, на четыре группы: оползни, течения грунта, обвалы и ступенчатые перекосы.



Фиг. 10-1. Схематический план и разрез оползня.

зу, образуя там язык оползня, что частично связано с вращением оползающих масс относительно горизонтальной оси. На разрезе видно, что линия оползневого разрыва круче всего вверху и образует там почти вертикальный уступ; ниже эта линия выполаживается, а под подошвой

Оползни (earth slump) в данном смысле слова — результат обычных, но ускоренных землетрясением процессов, происходящих на крутых склонах, которые покрыты рыхлыми осадками. Позднее в этой группе выделили несколько подгрупп; одна из них — сползания почвы (*soil creep*) — представляет общее, направленное вниз по склону движение почвы и выветрелых пород относительно подстилающих коренных пород. Типичный оползень (фиг. 10-1) в отличие от сползания почвы четко ограничен разрывами. По описанию Лоусона, оползень можно узнать по уступу в верхней части, имеющему в плане форму полумесяца, обращенного рогами вниз по склону (Lawson, 1908). Оползающий материал может накопиться в значительном количестве вниз

языка может даже приподняться. Некоторые авторы называют оползни такого рода течениями грунта (в случае если смещения грунта происходят медленно), сохраняя термин оползень для сходных форм, при которых оползание происходит быстрее. Течения же грунта в понимании Лоусона они называют грязевыми потоками. При многих землетрясениях возникли очень большие оползни, и некоторые из них сопровождались катастрофами. 1 апреля 1955 г. (дата по местному времени) в результате землетрясения на Филиппинах часть деревни сползла в озеро Ланао, причем погибло 174 человека. Таков крайней мере официальный отчет; к сожалению, он недостаточно подробен, хотя уделяет немало страниц общим местам и выпискам из других источников. Язык огромного оползня, возникшего при землетрясении 1929 г. у Уайтклиффс на побережье Новой Зеландии, образовал насыпь на морском дне, протянувшуюся примерно на одну милю вдоль побережья, средней шириной около 500 футов и высотой до 100 футов над уровнем моря (глава 29 и фиг. 29-5).

Течения грунта (earth flows), как их определяет Лоусон, могут быть причислены к явлениям, связанным с грунтовыми водами. Во время землетрясения или после него из мест, откуда обычно текут только родники, внезапно прорываются потоки воды. Двигаясь вниз по склону, поток несет песок и ил и может разрушить здания или ограды, стоящие на его пути.

Обвалы (earth avalanches), напротив, представляют движение относительно сухого материала. Большинство обвалов, возникших при землетрясении 1906 г., представляло собой обрушение пород и почвенного покрова с прибрежных обрывов и утесов и присоединение их к шлейфам обломочных пород. Однако крупные обвалы происходили и на крутых склонах во внутренних каньонах, причем в некоторых каньонах протяженность участка, засыпанного обломками, достигала полмили. Лоусон подчеркивает, что, хотя такие обвалы увлекают с собой некоторое количество почвенного слоя и растений, основная их часть состоит из рыхлых пород. Подобные обвалы часто происходят и без землетрясений.

Ступенчатые перекосы грунта (earth lurches) представляют специфическое проявление землетрясений. Менее значительные или зачаточные проявления этого типа могут привести к образованию трещин и расщелин, параллельных потокам или глубоким оврагам. Некоторые из этих форм иногда ошибочно принимают за первичные проявления и приводят как доказательство образования разломов. При образовании перекосов колебания от землетрясения, направленные перпендикулярно к обрыву или утесу, или, что встречается чаще, к речной отмели или искусственной насыпи, приводят к тому, что материал подается в ту сторону, где он ничем не сдерживается. Вначале возникает ряд более или менее параллельных трещин, разбивающих грунт на отдельные блоки. При более сильных или длительных сотрясениях внешние, прилегающие к валу или обрыву блоки оседают, обычно сохраняя связь между собою и накрываясь в сторону вала. Затем такие же смещения могут распространиться и на другие блоки, так что возникает нечто вроде перекосившегося лестничного пролета (фиг. 5-8). Подобные ступенеобразные формы можно наблюдать и у уступа большого оползня. Образование перекоса часто сопровождается извержением грунтовых вод из трещин, иногда с фонтанированием и появлением песчаных кратеров. Подобная трещиноватость, как сообщается, возникает при землетрясении и на ровном месте, когда грунт насыщен водой; возможно, это явление как-то связано с рассказами о видимых волнах (см. стр. 128).

РАЗРЫВЫ КАБЕЛЯ

За последнее время разрывы подводных кабелей, происходящие после сильных землетрясений (а иногда и независимо от них), стали объяснять как результат явлений, связанных с течениями грунта. Милн заинтересовался разрывами кабеля, так как это имело экономическое значение, частично из-за возможной связи разрывов с подводными разломами (Milne, 1897). Повторные обрывы кабелей в точках, лежащих вдоль определенных линий, Милн объяснил глыбовыми подвижками на разломах. Хизен и Юинг предложили иное объяснение (Heezen, Ewing, 1952). Для озер и водохранилищ описаны случаи быстрых течений, которые переносили твердые частицы, почти переходя при этом в грязевые потоки. Предполагая, что такие подводные течения могут существовать и в океане, Хизен и Юинг объяснили ими разрывы кабелей применительно прежде всего к землетрясению 1929 г. в зоне Большой Ньюфаундлендской Банки. Они пишут:

«...сравнительно сильное землетрясение на континентальном склоне вызвало подводные оползни и просадки, а вода превратила их в мутные течения, насыщенные взвешенными частицами. Отдельные течения слились в гигантский мутный поток, который пронесся по морскому дну, разрывая на расстоянии более 350 морских миль все встречающиеся подводные кабели».

Через этот район проходят все главные кабели, пересекающие Северную Атлантику; их здесь больше, чем в любом другом районе мира. Шесть кабелей были разорваны почти одновременно во время землетрясения. Далее:

«...в течение 13 часов и 17 минут после землетрясения в районе, находящемся более чем в 300 милях к югу от эпицентра, происходила упорядоченная серия разрывов, когда каждый следующий кабель рвался на все большей глубине... Моменты разрывов кабеля были точно зафиксированы автоматической аппаратурой, записывающей телеграфные сообщения, а положение разрыва определялось по измерениям сопротивления кабеля, проводившимся у обоих концов на берегу».

Пять кабелей было разорвано после землетрясения; каждый из них в двух или трех местах. Скорость, которую должно было иметь течение, чтобы пройти соответствующее расстояние, колеблется от 18 до 80 миль в час (от 12 до 50 морских узлов). Другие авторы эту высокую кажущуюся скорость считали доказательством того, что разрывы кабеля обусловлены образованием разломов. Однако Хизен (Heezen, 1956) и Юинг позднее сообщили, что аналогичные разрывы кабеля отмечались спустя не менее нескольких часов после Алжирского землетрясения 9 сентября 1954 г.; эпицентр этого землетрясения находился на суше.

РАЗНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

ЧАСЫ

То, что при землетрясении останавливаются маятниковые часы, известно уже давно. При отсутствии сейсмографов по этому явлению можно даже фиксировать момент толчка; надо быть только уверенным, что сообщение действительно относится к маятниковым часам. Остановка электрических часов означает, что просто прекращена подача энергии, иногда из-за повреждений, но обычно преднамеренно, чтобы избежать пожара. Маятниковые часы останавливаются главным образом, когда смещение направлено перпендикулярно их лицевой поверхности, так что возникает трение между маятником и регулятором хода.

АВТОМОБИЛИ

По мере того как с развитием цивилизации появляется новая техника, привлекают внимание все новые проявления землетрясений. Так, во все возрастающем масштабе регулярно отмечаются явления, связанные с автомобилями. Стоящий автомобиль с выключенным мотором представляет превосходный простейший сейсмоскоп: его тяжелая масса может свободно колебаться вверх и вниз на рессорах. Автор, подобно многим другим, имел возможность наблюдать это явление в округе Керн, когда эта область все еще подвергалась сотрясениям от афтершоков катастрофического землетрясения 1952 г. Толчок, сила которого едва ли достаточна, чтобы его заметил наблюдатель, стоящий на земле, может вызвать явно заметные колебания автомобиля Форда, сопровождаемые скрипом рессор и дребезжанием деталей автомобиля. Рассказывают, что во время главного толчка так сломались рессоры у машины, стоявшей на холме Бэр-Маунтин. Человек, сидящий в машине, замечает очень слабые землетрясения, которые могут быть неощутимы для других людей, стоящих поблизости. В противоположность этому наблюдатель, едущий в автомобиле, вряд ли заметит землетрясение, пока сотрясения не окажутся настолько сильными, что изменят окружающую местность. Затем нарушается управление и кажется, что из шин внезапно начал выходить воздух и они слегка обмякли; при более высокой интенсивности наблюдателям казалось, будто все четыре шины сразу прокололись.

ЛЕДНИКИ

Воздействие на ледники изучалось главным образом при Аляскинском землетрясении 1899 г. (глава 31).

ДЕРЕВЬЯ И КУСТАРНИКИ

Есть два вида воздействия на деревья и кустарники. Короткопериодная часть колебаний вызывает шелест листвы и ветвей, как при внезапном порыве ветра. Более длиннопериодные колебания вызывают качания больших ветвей и кроны. Обламываются пальмовые стволы; землетрясение 1906 г. образовало мертвую зону в лесу красных деревьев в северной Калифорнии, где земля была усеяна обломками ветвей. С легкими колебаниями деревьев, вероятно, связаны и сообщения о птицах, начинающих летать за мгновение до того, как толчок стал ощущим.

РЫБЫ И ДОМАШНИЕ ЖИВОТНЫЕ

При моретрясениях часто погибает очень много рыб. Ударная волна распространяясь в воде, оказывает то же губительное действие, что и взрыв динамитного патрона в пруду. В сейсмологии накопилось много сообщений о лошадях и других домашних животных, проявлявших беспокойство за несколько часов до сильного землетрясения. Подобным сведениям нельзя придавать научное значение. Если мы встречаем здесь несовпадение или неточность, то это, вероятно, объясняется слабыми форшоками, не замеченными людьми, но обеспокоившими чувствительных животных. Во время землетрясения животные ведут себя так же, как почти при любом внезапном и неожиданном событии. Лошади фыркают и носятся; рогатый скот разбегается в панике; собаки лают и скулят; кошки шипят. В печати сообщалось, что после землетрясения Лонг-Бич многие кошки не возвращались домой в течение нескольких дней, пока не утихали афтершоки.

ПОВЕДЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА

Люди замечают сотрясение, когда ускорение приближается к 1 галу (1 см/сек^2). Некоторых тошнит, когда еще никто не ощутил сотрясения. Спящие пробуждаются либо из-за странных звуков, либо из-за настоящих сотрясений. Часто поступают нелепые сообщения о том, что людей «срывало с постели» при сравнительно слабых землетрясениях. Если это, действительно, и казалось так, то, вероятно, потому, что человек, потревоженный землетрясением, дернулся так нервно, что свалился на пол; окончательно проснувшись, он, конечно, убедился, что его сбросило землетрясение. Лучше всего может почувствовать слабое землетрясение человек, лежащий в постели, так как пружины кровати ведут себя подобно сейсмокопу.

Страх и паника проявляются при сильных сотрясениях столь регулярно, что они служат общеустановленным признаком, входящим во все шкалы интенсивности. Отдельные люди и население в целом ведут себя различно, в зависимости от того, испытывали они раньше землетрясение или нет; но лишь очень хладнокровный человек может остаться вполне спокойным, когда над ним разрушаются здания и когда почва под его ногами колеблется так, что исчезает всякое чувство безопасности. Всеобщим побуждением является здесь бегство, даже у тех, кто уже находится вне дома. Но этого не следует делать, если явная опасность еще не миновала. Многие люди, покинув сравнительно безопасное место, погибали от обломков, сыплющихся с разрушающихся зданий. Известно, что в 1933 г. начальник полиции в Хантингтон-Бич, попытавшись во время землетрясения пройти по кабинету, потерял равновесие, упал и сломал себе ногу. При землетрясении наблюдаются все обычные проявления страха и потрясения; множество людей обычно превращаются в беспомощных младенцев («earthquakes-baby»).

ЗВУК

Вполне естественно, что самые загадочные проявления землетрясений относятся к числу преходящих. Восприятие слышимых звуков теперь довольно хорошо изучено, хотя некоторые сейсмологи не вполне удовлетворены здесь отдельными моментами. Во время землетрясения возникают разнообразные шумы, особенно внутри здания, вследствие дребезжания и сотрясения незакрепленных предметов и в связи с деформацией здания. Такие шумы могут заглушить звук самого землетрясения, который более отчетливо слышен снаружи; это обычно низкий звук, близкий к нижнему пределу слышимости и чаще всего сравниваемый с громом, канонадой или низким удаленным гулом от транспорта. Гул этот возникает непосредственно при переходе упругих волн из земли в воздух; с этим связана большая потеря энергии, однако человеческое ухо весьма чувствительно, так что и небольшая амплитуда колебаний воздуха воспринимается как громкий звук. По многочисленным сообщениям, звук слышится явно раньше того, как становятся ощутимы первые сотрясения, поэтому возникает вопрос, как объяснить это явление. Несомненно, что в большинстве таких случаев звук вызывает фаза P продольных волн, в то время как сотрясение ощущается лишь с момента подхода поперечных волн, обычно обладающих большей амплитудой. Д-ру Пьеру Сен-Аман, работающему в Аляскинском университете (станция Колледж, близ Фербенкса), довелось в этом неоднократно удостовериться, когда в 1947 г. прошла длинная серия ощутимых и слышимых толчков. Несколько раз он находился при этом в подвале с сейсмографами и мог проверить, что звук возникал одновременно с первым регистрируемым смещением, а сотрясение

часто не ощущалось до того, как вступала фаза-S. Сейсмограммы близких землетрясений часто показывают, что после первого вступления через секунду или более подходит волна с гораздо большей амплитудой, которая все еще относится к группе продольных волн; первая волна может быть услышана, а ощутима будет лишь вторая. При некоторых землетрясениях с магнитудой 6 и выше отдача энергии в воздух достаточно велика, чтобы ее регистрировали чувствительные барографы в Пасадене даже на расстоянии нескольких сот миль. Первый такой случай был выявлен д-ром Бениоффом в 1939 г. (Benioff, 1939); с тех пор сделано много аналогичных записей, особенно после 1950 г. При катастрофических землетрясениях энергия звука может быть еще выше; так Кингдом-Уорд, находясь близ эпицентра катастрофического Тибетского землетрясения 1950 г., после толчка услышал низкий взрывной гул, доносящийся, очевидно, с большой высоты (Kingdom-Ward, 1951; см. литературу к главе 5). Эти звуки были слышны во многих местах Индии и Бирмы на расстояниях, превышающих 750 миль. Индийские ученые рассмотрели и отвергли возможность того, что эти взрывы могли быть вызваны обвалами. Томсон описывает подобные звуки при землетрясении в Новой Зеландии в 1929 г. (Thomson, 1929).

ВИДИМЫЕ ВОЛНЫ

Гораздо более спорный вопрос представляют сообщения о наблюдении волн, движущихся по земле во время землетрясения. Это увлекательная тема для тех, кого интересуют нерешенные загадки. Наилучшие и наиболее обстоятельные отчеты об этом сами по себе столь же достоверны и не более необычны, чем сообщения о других, твердо установленных проявлениях землетрясений; подобные данные убедили многих компетентных исследователей в реальности указанного явления. С другой стороны, собрав большое количество данных, можно убедиться, что часто описание подобных явлений незаметно переходит на другие явления, существование которых просто нельзя предположить. Некоторые наблюдения почти доказывают, что налицо иллюзия, которая может иметь физический, физиологический и психологический характер. Если добавить к этому возбуждение, неумение наблюдать, бессознательные преувеличения и сознательную ложь, то вносится такая путаница, что некоторые авторы отбрасывают все наблюдения, обычно предлагая лишь одно простое объяснение для всего комплекса явлений.

Что касается фактов, то сообщаемые сведения явно не относятся к сейсмическим волнам, регистрируемым приборами: скорость волн измеряется милями в секунду и за ними невозможно проследить глазами. Волны, которые можно было бы видеть фактически, относились бы к иному физическому типу с гораздо меньшей скоростью распространения. Они могут, однако, быть и модификацией стоячих волн; действительно, в результате интерференции может возникнуть система узлов и пучностей, которая будет перемещаться по поверхности земли по мере изменения импульса, порождающего волны. Преподаватель одной школы второй ступени рассказал автору о том, что он видел на улицах Лонг-Бича в 1933 г.; это как раз и могло быть системой узлов и пучностей такого типа. На поверхности земли не было признаков сильных колебаний, но о существовании пучностей можно было судить по вздымавшимся столбам пыли, тогда как места, казавшиеся спокойными, соответствовали узлам. Его рассказ был тем более убедителен, что он не был физиком и не мог пользоваться техническими выражениями, употребленными здесь.

ЦИТИРОВАННЫЕ СООБЩЕНИЯ

Сообщения о видимых волнах чаще всего относятся к плейстосейстовой области катастрофических землетрясений, и в особенности к участкам с рыхлым или аллювиальным грунтом. Следовательно, более ясные и приемлемые сообщения относятся к Индии. Многие из них Олдем включил в отчет о землетрясении 1897 г. Цитируем одно из сообщений:

«Земля яростно качнулась и мы оба свалились... Толчок, как казалось, распространялся с юго-запада, и, глядя в этом направлении, мы видели на земле ряд волн, приближавшихся по поверхности земли точно так же, как валы на море; когда они проходили мимо нас, было нелегко устоять, но ни одна из этих волн не была так сильна, как первая, которая нас повалила... Когда волнение прошло, почва стала растрескиваться у наших ног...»

Сразу вслед за этим начали бить фонтаны, которые автор сообщения безуспешно пытался сфотографировать. Все это происходило в аллювиальной местности к югу от холмистого района, где землетрясение достигло наибольшей интенсивности. Описанная картина явно не совпадает с тем, что сообщил очевидец из Шиллонга (глава 5), который видел, как земля дрожит повсюду подобно желеобразной массе; другой очевидец из Шиллонга приводит сравнение с поверхностью моря во время шторма.

Много аналогичных сообщений, относящихся к землетрясению 1886 г. в Чарлстоне (штат Южная Каролина), собрал Даттон (Dutton, 1887—1888). Главный толчок произошел ночью.

«...Колебания быстро нарастали и на земле появилось волнение, подобное волнам на море. Улица была хорошо освещена — на протяжении 200 футов находилось три газовых фонаря — и я мог... отчетливо... разглядеть волны на земле... Первая волна шла с юго-запада... Затем, казалось, волны пошли как с юго-запада, так и с северо-запада, пересекая улицу по диагонали и пересекаясь друг с другом, поднимая меня вверх и опуская вниз. Я мог видеть все совершенно ясно и наблюдать внимательно, и я полагаю, что высота волн достигала не меньше двух футов».

Другой наблюдатель сообщает, что специально высматривал эти волны во время афтершоков, происходивших ночью, но ничего не заметил до следующего полудня:

«После того как прошло первое вертикальное сотрясение... я отчетливо увидел четыре или пять отдельных волн, пересекавших Тредд-Стрит с северо-востока на юго-запад... ширина их была примерно такая, как и у проезжей части улицы между пешеходными дорожками; что касается их высоты, то я не берусь ее оценивать, но казалось, что каждая из них не ниже по крайней мере одного фута и безусловно достаточно высока, чтобы ее можно было отчетливо видеть».

Если подобные волны и существуют в действительности, все же высота их завышена. Надежные наблюдения в таких случаях чрезвычайно редки. Безусловно, что в Чарлстофе не произошло таких разрушений, каких можно было бы ожидать при высоте волн в 2 фута; в еще большей степени это замечание относится к гораздо более слабому афтершоку, происшедшему в следующий полдень.

Об аналогичной переоценке свидетельствует и нижеследующее описание; оно почти несомненно доказывает, что видимые волны частично представляют иллюзию:

«...Во время землетрясения в Сан-Джасинто... 21 апреля 1918 г. д-р Андерсон, один из сотрудников физической лаборатории в Обсерватории

Маунт-Вильсон, находился в лаборатории Пасадены. Когда сотрясения усилились, он решил выйти из здания — одноэтажного строения с цементно-бетонным полом... Когда он подходил к двери, ему показалось, что на полу появились волны с вертикальной амплитудой (размаха) не менее 4—6 дюймов и длиной волны 6—10 футов... Как только сотрясение прекратилось, он вернулся в помещение и осмотрел пол, на котором не оказалось никаких новых трещин, даже мельчайших. (Он искал их с помощью небольшой лупы.) Больше того, многие довольно неустойчивые предметы на столах и на полках остались на своем месте и, по-видимому, находись все время в покое».

Д-р Дженс сообщил, что во время землетрясения Лонг-Бич в 1933 г. ему почудились большие волны, появившиеся вдоль верхнего края пустого бассейна для плавания, хотя на дне бассейна не было ничего заметно, и жалюзи на дальней стене пострадали лишь слегка.

ВОЗМОЖНЫЕ ИЛЛЮЗИИ

Безусловно, иллюзии имеют место. Некоторые из них могут иметь психологическую причину. Наиболее распространенный их тип, однако, вряд ли имеет отношение к наблюдениям д-ра Андерсона, который внушает доверие всем, кто его знает. Но хорошо известно, что многие разумные и здоровые люди, столкнувшись с неожиданным и пугающим событием, по-видимому, испытывают и замечают вещи, которые имеют весьма малое отношение к действительности, причем позднее сообщают о них с полной добросовестностью и убежденностью¹. Некоторые авторы ссылаются на иллюзию относительного движения, знакомую тем, кто на вокзале, наблюдая поезд, не может определить, какой из них движется; но этого вряд ли достаточно для объяснения. Возможной физиологической причиной возникновения иллюзий является сотрясение жидкости в полукружных канальцах уха, от которых зависит наше чувство равновесия.

ВОЗМОЖНЫЕ РЕАЛЬНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Высказывались предположения о двух видах оптических эффектов. Более известен так называемый «дорожный мираж», который можно наблюдать на автострадах в теплую погоду, когда свет отражается от верхнего слоя нагретого воздуха, создавая иллюзию воды. Положение отражающего слоя легко может быть нарушено, например при ветре; при землетрясении поверхность этого слоя может стать волнистой.

М-р Перре и д-р Бениофф независимо друг от друга высказали предположение, что упругие волны, вступая в атмосферный воздух, как и при возникновении слышимого звука, могут вызвать локальные изменения показателя преломления воздуха, достаточные, чтобы лучи света, идущие к наблюдателю, несколько отклонились. При быстрых изменениях в пути лучей может создаться видимость движения грунта.

Некоторые другие наблюдения можно объяснить легче. Иногда сообщают о волнах, распространяющихся через поле зерновых; в этих случаях каждый колос ведет себя как перевернутый маятник, и наблюдатель фактически имеет дело со множеством сейсмокопов. Подобным же образом можно объяснить волны, пробегающие по металлическим крышам или вдоль оград.

¹ Сравните с замечаниями Терада в связи с землетрясением 1930 г. на полуострове Идзу (глава 30).

ОБРАЗОВАНИЕ ПЕРЕКОСОВ ГРУНТА?

Часто сообщают о растрескиваниях грунта на гребне волн, и иногда даже с извержениями песка и воды. Эта картина очень похожа на то, что должно происходить при образовании перекосов грунта, когда отдельные глыбы колеблются то в одну, то в другую сторону, порождая трещины; подобные колебания легко могут создать впечатление распространяющейся волны. С образованием перекосов могут быть также связаны так называемые «застывшие волны»: стены, насыпи и тому подобное, сохраняющие после землетрясения форму волн и привлекающие всеобщий интерес.

ВЫВОДЫ

Если этому вопросу суждено когда-либо проясниться, то потребуются новые (и более тщательно описанные) наблюдения. Исходя из имеющихся данных, автор приходит к следующим выводам:

1) Почти несомненно существует реальное явление — распространяющиеся или стоячие волны, видимые на рыхлом грунте в плейстоценовой области катастрофических землетрясений. Это явление, возможно, связано с образованием перекосов грунта, с которым его можно спутать.

2) На наблюдения влияют разного рода иллюзии, особенно когда сообщения о видимых волнах относятся к районам со сравнительно низкой интенсивностью. Если видимые волны и возникают при таких условиях, они, вероятно, представляют быстро перемещающуюся систему стоячих волн; оценки их амплитуды почти всегда завышены.

СВЕЧЕНИЕ

Свечение неба при землетрясении — отдельными вспышками или постоянное — представляет еще более неясное проявление или иллюзию. Его обычно сравнивают с летними зарницами. Мале отмечает такие сообщения при землетрясении 1857 г., и лишь в редких случаях об этом не сообщается при любом сильном землетрясении, происшедшем в населенной местности. В девятнадцатом столетии излюбленное объяснение такого свечения было связано с местными грозами. С тех пор как повсюду начали применять электроэнергию, стало наблюдаться искрение вдоль линий передачи. При землетрясении Керн-Каунти 1952 г. обильное искрение отмечалось в Лос-Анжелесе и других районах Калифорнии, где происходили сильные сотрясения; несомненно, что многие сообщения о свете обусловлены этой причиной.

Терада (Terada, 1931), систематически исследуя сообщения о свете при землетрясении Идзу в 1930 г., пришел к выводу, что, вероятно, это реальное явление, не связанное с грозами и промышленным электричеством (см. главу 30); однако направление и природа этого свечения не вполне понятны. Некоторые авторы полагают, что при относительных смещениях блоков коры энергия, возможно, расходуется частично на электростатические явления.

ПОГОДА

«Погода землетрясений», как ее обычно описывают, представляет просто распространенную басню. Утверждение, что землетрясения происходят, когда погода бывает жаркой и душной, относится к сочинениям классиков древности. Древние греки объясняли землетрясение «заточением» ветров под

землю; тогда на поверхности погода должна бы быть безветренной. В Калифорнии повторяемость слабых землетрясений часто заметно возрастает к концу года, приблизительно к началу дождливого сезона; в это время происходят перемещения больших масс воздуха и нагрузка на поверхность земли изменяется.

Дальнейшее рассмотрение некоторых вторичных проявлений можно найти в последующих главах.

ЛИТЕРАТУРА

Небольшие смещения и оползни

- Lawson A. C., Landslides, in: The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission, 1, Part, 2, 384—401, Carnegie Institution of Washington, Washington D. C., 1908.
- Gilluly J., Waters A. C., Woodford A. O., Principles of Geology, Chapter 11, Downslope Movements of Soil and Rock, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1951.
- Sharpe C. F. S., Landslides and Related Phenomena, Columbia University Press., New York, 1938.
- Kintanar R. L., Quema J. C., Alcaraz A. P., The Lanao Earthquake, Philippines, April 1, 1955, Weather Bureau, Manila, 1955; mimeographed.

Разрывы кабеля

- Milne, J., Suboceanic changes, *Geographical Journ.* (1897), 10, 129—146, 259—289.
- Heezen B. C., Ewing M., Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake, *Am. Journal, Science* (1952), 250, 849—873.
- Heezen B. C., Ewing M., Orleansville earthquake and turbidity currents, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1955), 39, 2505—2514.
- Heezen B. C., The origin of submarine canyons, *Scientific American* (Aug., 1956), 195, № 2, 36—41.

Волны в воздухе

- Thomson A., Earthquake sounds heard at great distances, *Nature* (1929), 124, 686—688.
- Thomson A., Abnormal audibility of sound of Murchison earthquake and Tarawera eruption, *N. Z. Journ.* (1930), 12 B, 16—18.
- Benioff H., Gutenberg B., Waves and currents recorded by electromagnetic barographs, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* (1939), 20, 421—426.
- Mukherjee S. M., Landslides and sounds due to earthquakes in relation to the upper atmosphere, Part 1, *Indian Journ. Meteorology Geophysics* (1951), 3, 240—257.

Видимые волны

- Dutton C. E., The Charleston earthquake of August 31, 1886, *U. S. Geol. Survey*, 9th Annual Report, 1887—1888, 203—528, pls. VII—XXXI. (Видимые волны описаны на стр. 265—267.)
- Wood H. O., in *Bull. Nat. Research Council* (1933), № 90, *Physics of the Earth*, VI, *Seismology*, Chapter 6, 61; also *BSSA* (1933), 23, 171. (О наблюдениях д-ра Андерсона.)

Свечение при землетрясении

- Terada T., On luminous phenomena accompanying earthquakes, *Bull. ERI* (1931), 9, 225—255.

Интенсивность и изосейсты

ШКАЛЫ ИНТЕНСИВНОСТИ

Уже во времена Мале стало в общем известно, что географическое распределение макросейсмических проявлений можно отразить, проводя изосейсты или линии равной кажущейся интенсивности сотрясений.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ШКАЛЫ

Раньше каждое землетрясение исследовали изолированно и вполне основательно. Даже в настоящее время считается, что это хороший практический метод, особенно для сильного землетрясения; когда предстоит сопоставить много наблюдений, то с научной точки зрения лучше построить изосейсты применительно к местным особенностям грунта и сооружений. После этого местные изосейсты можно сопоставить с изосейстами какой-либо более общепринятой шкалы.

Местные условия иногда вынуждают исследователя применять специальную шкалу. Так, исследователи, работавшие в поле после землетрясения 1939 г. в Турции, обнаружили, что обычные шкалы интенсивности не годятся для характеристики повреждений глинобитных зданий, распространенных в этой области, и им пришлось отказаться от оценки процента повреждений в различных районах.

ШКАЛА РОССИ — ФОРЕЛЯ

Шкалы интенсивности, предназначенные для общего употребления, вырабатывались постепенно, по мере того как при сопоставлении отдельных исследований вырисовывалась общая картина. Росси в Италии и Форель в Швейцарии, работавшие более или менее независимо, объединили в 1883 г. свои усилия, выработав шкалу Росси — Фореля (de Rossi, 1883; Fogel, 1884). Она получила широкое распространение. Когда в сейсмологической и инженерной литературе приводится интенсивность землетрясения без ссылки на шкалу, то обычно имеется в виду именно эта шкала; обычно ее обозначают индексом R. F. и римской цифрой соответствующей интенсивности. Шкала воспроизведена в приложении III.

По мере общего прогресса техники шкала R. F. становилась все более устарелой. Данные, относящиеся к непомерно большому интервалу интенсивности, беспорядочно нагромождались у наибольшего балла — X. Больше того, оказалось, что описание воздействия сотрясений на сооружения и природу уж слишком специфично для Европы.

ШКАЛА МЕРКАЛЛИ

Эти недостатки были в значительной мере устранены улучшенной шкалой, предложенной Меркалли в 1902 г. (Mercalli, 1902). Сначала в ней было десять баллов интенсивности, затем двенадцать в связи с предложением Канкани, который попытался выразить эти баллы через ускорение (Capcani, 1904). В 1923 г. Зиберг (Sieberg, 1923) опубликовал тщательно разработанную шкалу Меркалли, учитывающую разнообразные проявления землетрясений и явно опирающуюся на схему Канкани. Эту шкалу использовали в свою очередь Вуд и Ньюман (Wood, Neumann, 1931) для разработки так называемой модифицированной шкалы Меркалли (обычно обозначаемой М. М.)¹.

ПЕРЕСМОТР МОДИФИЦИРОВАННОЙ ШКАЛЫ МЕРКАЛЛИ

Вначале было опубликовано две формы шкалы М. М.: длинная характеристика, основанная на работе Зиберга, с добавлениями и изменениями, подсказанными позднейшим опытом, и другая, сокращенная, предназначенная для быстрой ориентировки. Сокращенная шкала была подготовлена в основном одним из авторов, и в нескольких пунктах она противоречила основной шкале. Несмотря на риск пустить в обращение третью форму, в данной главе приводится в расширенном виде сокращенная шкала, куда включена значительная часть характеристик основной шкалы. Некоторые характеристики по определенным причинам исключены; добавлены отдельные замечания, сопровождаемые инициалами автора (К.Ф.Р.), чтобы отличать их от собственно шкалы. Некоторые вопросы технического характера можно найти также в приложении III.

Чтобы избежать от многочисленных буквальных повторений исходной шкалы, далее принят следующий порядок. Каждое проявление упоминается впервые при той интенсивности, при которой оно характерно и отмечается часто. При интенсивности на балл меньше это же проявление может быть выражено слабее или реже; при интенсивности на балл больше — сильнее или чаще. Несколько проявлений, которые нарастают, упомянуты при двух смежных баллах.

Кладка А, В, С, D. Чтобы избежать неопределенного понимания слов, качество кладки (кирпичной или иной) характеризуется следующими индексами (которые не имеют ничего общего с сооружениями класса А, В или С):

Кладка А. Хорошая работа, хороший известковый раствор и проект; укреплена, в особенности против горизонтальной нагрузки; применяются связующие элементы из стали, бетона и т. д.; по проекту должна противостоять горизонтальной нагрузке.

Кладка В. Хорошая работа и известковый раствор; укреплена, но проектом особо не предусмотрена устойчивость к горизонтальной нагрузке.

Кладка С. Обычная работа и известковый раствор; не ослаблена, например, отсутствием связей на углах, но кладка не укреплена и устойчивость к горизонтальной нагрузке не предусмотрена проектом.

Кладка D. Непрочный материал вроде адоби; слабый известковый раствор; работа низкого качества; неустойчива к горизонтальной нагрузке.

Модифицированная шкала Меркалли 1931 г. (Сокращена и переработана)²

I. Не ощущается. Соответствует проявлениям в краевой зоне и длинопериодным волнам при сильных землетрясениях (подробности см. в тексте).

¹ Модификация, соответствующая условиям в СССР, разработана С. В. Медведевым (Медведев, 1953).

² Автор несет полную ответственность за этот вариант, который, как он полагает, довольно близко согласуется с целями исходного текста. Он просит в случае, когда не-

- II. Ощущается теми, кто отдыхает, находится на верхних этажах или в положении, благоприятном для наблюдения.
- III. Ощущается в доме. Качаются подвешенные предметы. Сотрясения, как при движении легкого транспорта. Можно оценить длительность. Иногда не догадываются, что это землетрясение.
- IV. Качаются подвешенные предметы. Сотрясения, как при движении тяжелого грузового транспорта, или ощущение, как от ударов тяжелого мяча, сотрясающего стену. Стоящие автомашины покачиваются. Дребезжат окна, тарелки, двери. Позванивает стеклянная посуда. Стучит глиняная посуда. Близ верхней границы IV балла потрескивают деревянные стены и каркасы.
- V. Ощущается вне дома; можно оценить направление. Пробуждаются спящие. Жидкость в сосудах колеблется, иногда расплескивается. Небольшие незакрепленные предметы перемещаются или сдвигаются. Двери качаются, закрываются, открываются. Раскачиваются картины, шевелятся шторы. Маятниковые часы останавливаются, начинают идти, изменяют ход.
- VI. Ощущается всеми. Многие пугаются и выбегают из дома. Походка становится неустойчивой. Разбиваются окна, тарелки, стеклянная посуда. Книги и безделушки слетают с полок. Падают картины. Двигается и падает мебель. Слабая штукатурка и кладка D трескаются. Звонят небольшие колокола (в церкви, школе). Качаются деревья и кустарники (это заметно, либо слышен шелест. — К. Ф. Р.).
- VII. Трудно стоять. Ощущают водители машин. Дрожат подвешенные предметы. Повреждается кладка D (считая и трещины). Непрочные печные трубы обламываются на уровне крыши. Обваливаются штукатурка, пустотелые кирпичи, черепица, карнизы (а также неукрепленные парапеты и архитектурный орнамент. — К. Ф. Р.). Кое-какие трещины в кладке С. Волны на прудах; вода мутнеет от ила. Небольшие оползания грунта и провалы в песчаных и галечниковых насыпях. Звонят большие колокола. Повреждаются бетонные ирригационные каналы.
- VIII. Нарушается рулевое управление автомашин. Повреждается кладка С. Частичное обрушение. Слегка повреждается кладка В; не повреждается кладка А. Обваливаются наружная штукатурка и некоторые каменные стены. Поворачиваются и падают дымоходы, фабричные трубы, памятники, башни, водонапорные башни. Набивные дома сдвигаются с фундамента, если они не были прочно укреплены на нем. Обваливаются незакрепленные панельные стены. Ломаются подгнившие сваи, обламываются ветви на деревьях. Изменяется температура или течение в ручьях и родниках. Трещины во влажном грунте и на крутых склонах.
- IX. Общая паника. Кладка D разрушается; кладка С очень сильно повреждается и иногда полностью обрушивается; кладка В серьезно повреждается. (Всюду поврежден фундамент. — К. Ф. Р.) Каркасные сооружения, если они не прикреплены к фундаменту, оказываются сдвинутыми. Скрежещет остов зданий. Seriously повреждаются резервуары. Рвутся подземные трубопроводы. Заметные трещины в грунте. На аллювиальном грунте выбросы песка и ила, фонтанирование, песчаные кратеры.
- X. Большая часть сооружений — из кладки и каркасных — разрушается до основания. Разрушаются некоторые хорошо выстроенные деревянные здания и мосты. Seriously повреждаются плотины, дамбы, насыпи. Крупные оползания грунта. Вода выплескивается на отмели каналов, рек, озер и т. п. Горизонтальные подвижки песчаных и илистых масс на берегах и низменных участках. Слегка гнутся рельсы.
- XI. Сильно гнутся рельсы. Подземные трубопроводы совершенно выходят из строя.
- XII. Почти всеобщее разрушение. Смещаются крупные массы скальных пород. Общие нарушения рельефа (уровни пунктов и направлений линий визирования). Предметы подбрасываются вверх.

Длиннопериодные проявления. Наиболее существенным, на что следует обратить общее внимание при применении такой шкалы, является совмещение в ней длиннопериодных и короткопериодных проявлений. Последних — подавляющее большинство, и между ними и ускорениями можно установить ориентировочную зависимость. А длиннопериодные проявления соответствуют большим смещениям, которые часто происходят при сравнительно умеренных ускорениях. При возрастании магнитуды доля

обходимо сослаться на него, говорить о «Модифицированной шкале Меркалли, вариант 1956 г.», не упоминая его имени. Выражение «шкала Рихтера» распространено применительно к шкале магнитуд. Было бы желательно предотвратить возможную путаницу между магнитудой и интенсивностью.

длиннопериодных проявлений по отношению к короткопериодным все время возрастает при всех эпицентральных расстояниях. Так как в данной шкале длиннопериодные проявления в основном указаны там, где они отмечаются при землетрясениях умеренной магнитуды, то иногда при оценке сильных толчков возникала серьезная путаница.

Крупные смещения грунта, особенно оползни, представляют типичные длиннопериодные проявления; их легче возбуждают большие, медленные колебания, чем быстрые сотрясения. Поэтому крупные оползания относят к интенсивности X баллов. Меньшие смещения грунта — многие из них типа обвалов, — как уже указывалось, характерны для интенсивности VII. Однако катастрофические землетрясения иногда вызывают большие оползни далеко от очага, где остальные проявления соответствуют интенсивности VI. Образование трещин и расщелин, особенно при перекосах грунта, носит сходный характер, так что определять интенсивность по таким данным надо до некоторой степени с учетом магнитуды. Сказанное относится и к воздействию на сооружения, когда оно обусловлено резонансом на длинных периодах, как бывает при колебаниях и разрушениях высоких зданий или башен и при опрокидывании водонапорных башен.

Особая группа длиннопериодных проявлений отнесена к интенсивности I. В полной шкале в эту группу входят: головокружение или тошнота; беспокойство или тревога птиц и животных; легкие колебания деревьев, сооружений, жидкостей, водных массивов; медленные колебания дверей. К этому можно добавить покачивание люстр. Все такие явления можно наблюдать и не ощущая сотрясения. Многие из них представляют маятниковые колебания; при этом люстры и большие ветви деревьев могут играть роль длиннопериодных сейсмоскопов. Аналогичны колебания масс воды — сейши (глава 9). Возрастание числа подобных наблюдений при высоких магнитудах частично обусловлено возрастанием роли длиннопериодных колебаний. Имеется и другой существенный фактор: интенсивность, определяемая, исходя из любого разумного критерия, при увеличении расстояния, падает вначале быстро, а затем все более и более медленно. При относительно малой магнитуде радиус зоны ощутимости мал, и пояс, внутри которого интенсивность близка к этому предельному значению, узок. При большой магнитуде интенсивность убывает при предельных значениях радиуса медленно, и критическая зона, где выражены указанные краевые проявления, представляет широкую полосу, окружающую зону интенсивности II.

Прочие замечания к шкале М. М. Интенсивность II часто характеризуют словами «ощущается немногими», так как обычно лишь немногие из большого коллектива ощущают сотрясения такой силы. Возрастание чувствительности на верхних этажах, которое еще несколько лет назад считалось сомнительным, было достоверно установлено измерениями приборов для сильных колебаний Береговой и геодезической службы США, производимыми одновременно у фундамента и на верхних этажах высоких зданий в Калифорнии. Практически в каждом случае прибор на верхнем этаже регистрировал заметно большие колебания.

Интенсивность III представляет «промежуточную» интенсивность, и собственно для нее нет характерных проявлений; к ней относят проявления, которые слишком сильны для двух баллов и слабы для четырех. С другой стороны, для интенсивности IV характерен ряд специфических проявлений; если землетрясение хорошо изучено, то обычно в нем можно выделить сотрясения, соответствующие верхней и нижней границе балла.

Интенсивность IX — также «промежуточный» балл. Но здесь характерным является общее повреждение обычных фундаментов. Извержение

песка и воды, особенно в виде фонтанов (глава 9), начинающееся в небольшом масштабе при VIII баллах, при IX баллах становится явным при наличии необходимых условий под поверхностью. Крупномасштабные и эффективные явления этого рода относятся к интенсивности X.

Шкала М. М. 1931 г. описывает в качестве характерных для X, XI и XII баллов некоторые проявления, которые относятся скорее к первичным, чем ко вторичным и, следовательно, представляют сомнительный критерий силы сотрясений. В непосредственной близости от распространяющегося разлома проявления, по-видимому, зависят главным образом от характера грунта. Обычные сооружения, расположенные близ линии разлома в 1906 г., не испытывали сотрясений чрезмерной силы. В результате образования разломов один сарай был сдвинут с фундамента на 15 футов, однако он не был разрушен, и в том же пункте уцелел кирпичный дымоход. С другой стороны, красные деревья близ линии разлома сильно пострадали (причем были срезаны ветви деревьев), что свидетельствует о большой амплитуде длиннопериодных колебаний. В долине Импириал ветхое сооружение из адоби, находившееся в 1940 г. близ линии разлома, пострадало не больше, чем такие же здания, находившиеся на расстоянии нескольких миль. Иная картина следует из наблюдений Олдема в 1897 г., когда линии разломов проходили через прочные изверженные породы. Тогда налицо были все признаки того, что сотрясения достигали крайней силы непосредственно у разлома. Поэтому в шкале М. М. характеристика XII баллов уточняется как «подвижки по разрывам в прочных породах».

ИНТЕНСИВНОСТЬ И УСКОРЕНИЕ

Автор принял участие в попытках связать баллы шкалы М. М. с ускорением грунта, наподобие того, как это делал Канкани. При этом анализе использовались многие превосходные сейсмограммы, записанные приборами Береговой и геодезической службы США в Калифорнии и других местах. Соответствующее эмпирическое соотношение имеет вид:

$$\lg a = I/3 - 1/2 \quad (1)$$

где a — ускорение в $см/сек^2$, а I — интенсивность в баллах шкалы М. М. Уравнение (1) аналогично тому, что получил Канкани, хотя и несколько отличается от него численно. Здесь, конечно, баллы интенсивности должны рассматриваться как численные значения, что на самом деле не так. Положив $I = 1\frac{1}{2}$, что соответствует порогу ощутимости (интенсивность, промежуточная между I и II), мы получим $\lg a = 0$, или $a = 1 см/сек^2$. Различного рода данные показывают, что таково действительное пороговое значение, при котором люди обычно начинают ощущать сотрясения. Если допустить, что $I = 7\frac{1}{2}$, то $\lg a = 2$ и $a = 100 см/сек^2$, то есть приблизительно 0,1 g . Таково ускорение, которое, как принимают инженеры, наносит ущерб обычным сооружениям, сейсмостойкость которых не предусмотрена проектом. Ускорение, равное g , получается при $I = 10\frac{1}{2}$ — значении слишком низком.

М-р Ньюман, используя те же данные, проделал кропотливую работу, чтобы связать интенсивность с ускорением и, в конечном счете, осуществить идею Канкани, дав новое определение интенсивности как физической величины, имеющей количественное выражение (Neumann, 1954). Главные трудности при этом: 1) крайнее разнообразие данных, связанное с различиями грунта; 2) влияние роста магнитуды на изменение соотношения между длинными и короткопериодными колебаниями, а следовательно, и на соотношение между соответствующими проявлениями; 3) грубость неинструментальных данных, используемых при определении интенсивности; часто это порождает за-

конные сомнения в том, что такие данные вообще имеют значение для оценки фактических движений земли.

Профессор Г. У. Хаузнер (Housner, 1952) получил довольно приемлемые результаты, анализируя проинтегрированный спектр колебаний грунта — способ, предложенный Бениоффом уже давно.

ИЗМЕРИТЕЛЬ ИНТЕНСИВНОСТИ

Уже неоднократно предлагали разработать такой дешевый прибор для измерения интенсивности, который мог бы получить широкое применение, подобно домашнему термометру. Но это далеко не так просто, как говорится. Одно время было принято устанавливать столбики с разной высотой и площадью основания и соответственно с разным опрокидывающим моментом; однако оказалось, что их поведение при настоящих землетрясениях не такое простое. Часто столбик, который считался самым устойчивым, падал, в то время как остальные продолжали стоять; это можно объяснить покачиванием, непрерывностью движений и повторными импульсами. Указанные трудности можно частично преодолеть с помощью реле или триггерной системы¹, но такая конструкция приближается по сложности к сейсмографу. Более эффективным было бы широкое распространение сейсмографов со слабым увеличением — не среди всего населения, а среди ответственных лиц и организаций, которые поддерживали бы приборы в рабочем состоянии (либо непрерывно, либо используя автоматическое включение). Указанной цели могла бы служить аппаратура, применяемая Береговой и геодезической службой США, но станций с такой аппаратурой еще недостаточно, чтобы воспользоваться ими для проведения изосейст. В Советском Союзе С. В. Медведев разработал и применил специальный сейсмограф, функционирующий как измеритель интенсивности (Медведев, 1956).

ПРОВЕДЕНИЕ ИЗОСЕЙСТ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ

Определяя интенсивность на основании имеющихся отчетов, важно не придерживаться одного критерия. Дребезжание окон характерно для интенсивности IV; но о нем часто сообщают, когда, судя по остальным данным, интенсивность не превышает III или даже II. Для интенсивности VI характерно, что она вызывает тревогу; но некоторые наблюдатели могут сохранить спокойствие или утверждать, что они не волновались, хотя, судя по смещению тяжелых предметов и другим данным, интенсивность составляет VI или даже VII.

Сопоставление наблюдений. Никогда не следует, определив интенсивность по каждому отдельному наблюдению или отчету, приступать затем непосредственно к картированию. Проявления на каждом данном участке грунта или повреждения данного сооружения могут сильно возрастать или уменьшаться в зависимости от некоторых конкретных или местных условий. Грунт может растрескаться и сильно осесть над старым колодцем, давно уже заброшенным; или, например, поломка единственной балки, изъеденной термитами, может вызвать больше повреждений постройки, которая в остальных отношениях вполне надежна. Полевой работник не может за ограниченное время обнаружить все особые причины подобных индивидуальных от-

¹ Автоматически срабатывающей по достижении некоторого порога. — Прим. перев.

клонений; он собирает и сравнивает разнообразные сведения об интенсивности в данной местности и отбрасывает те из них, которые резко отличаются. Он будет иметь более прочную основу, если сумеет объяснить причину таких расхождений, но ему не всегда удастся сделать это. Разумеется, когда его сведения основаны на опросах или письменных сообщениях, он должен помнить, что большинство людей не искушено в научных наблюдениях и что к их отчетам, складывавшимся в столь возбуждающей обстановке, как землетрясение, следует отнестись критически. Но, поскольку исключительные местные проявления все же происходят, он не должен быть слишком поспешным в своем скепсисе.

Интенсивность, принятую для данного места, часто называют «средней». Некоторые работники, неверно ориентированные этим словом, идут еще дальше и осредняют установленные ими отдельные оценки интенсивностей, как если бы это были числа, полученные при измерении. С точки зрения статистики желательнее найти моду, а не медиану и не среднее¹. Интенсивность, на которой следует остановиться, должна соответствовать наибольшему числу наблюдений после того, как учтены особые обстоятельства и явно несообразные оценки. Сколь дробно в территориальном отношении можно производить оценку, зависит от объема имеющихся подробных данных. Так, при землетрясениях в южной Германии в 1911 и 1913 гг. исследователи предприняли настоящий подворный обход определенных участков города, так что интенсивность можно было определить с точностью до отдельного квартала. После землетрясения 1906 г. Вуд осмотрел каждый застроенный квартал в городе Сан-Франциско. Интенсивность обычно определяють для города в целом либо — в большом городе — для крупного района.

Дифференциация. Часто существуют явные дифференциальные различия, которые не следует игнорировать или осреднять. После землетрясения Керн-Каунти в 1952 г. в городе Арвин можно было выделить восточную часть, включающую и старый деловой центр, и западную часть, выстроенную при позднейшем расширении города. Анализируя характер повреждений, можно легко прийти к выводу, что интенсивность на востоке составляла IX, а на западе — VII. Правда, здания в этих районах относятся к типам кладки, соответственно от С до D и от А до В. К кладке А относится и большое укрепленное кирпичное здание универсального рынка, которое практически не пострадало. Учитывая все это, автор все же полагает, что фактическая интенсивность была выше в восточной части Арвина, поскольку возможно, что грунт там отличается по степени уплотнения или по уровню водоносного горизонта.

Близ эпицентра. Имеются данные (которые следует рассматривать скорее как рабочую гипотезу, чем как установленный факт), что в окрестностях эпицентра отношение вертикальной компоненты колебаний к горизонтальным больше, чем в любом другом месте². По причинам, о которых уже говорилось (глава 9), это должно способствовать ослаблению обычных проявлений интенсивности вблизи эпицентра и, следовательно, приводит к недооценке фактических сотрясений.

ВЛИЯНИЕ ГРУНТА И ПУТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Главная задача при проведении изосейст — это учесть или отразить влияние грунта. Геолог и инженер используют интенсивности и изосейсты в различных целях; различны здесь и их интересы. Инженер интересуется

¹ Мода — значение, повторяющееся чаще всего; медиана — такое значение, когда половина чисел больше него и половина — меньше. — *Прим. ред.*

² Примером может служить землетрясение Имайти 1949 г. (глава 30).

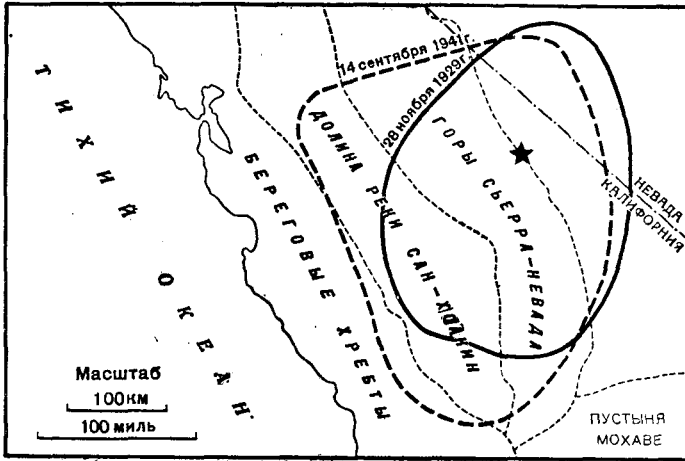
в первую очередь тем, что в действительности произошло. Если Арвин отнесен к IX балльной зоне, то он считает, что в этой местности происходят сильные сотрясения, и оценивает различные типы сооружений в зависимости от того, как они себя ведут в таких условиях. Если влияние грунта на изменение интенсивности в соседних точках тщательно и подробно закартировано, то карта изосейст превращается в указатель опасных мест, где надо впредь избегать строительства, либо принимать специальные меры предосторожности. Общий же анализ связей между интенсивностью и различными грунтами дает возможность оценить безопасность строительства в местах, где еще не происходило серьезного землетрясения.

Геолог смотрит на карту изосейст как на отражение событий, происходящих с породами фундамента, особенно в связи с природой и протяженностью разломов. Влияние осадочного и аллювиального покрова на распределение интенсивности представляет, с его точки зрения, просто нарушающий и искажающий эффект. Проводя изосейсты, геолог, соответственно, стремится отбросить или скомпенсировать увеличение интенсивности, обусловленное локальными участками неустойчивого грунта, и сохраняет только влияние грунта, соответствующее более крупным районам, таким, как котловина Лос-Анжелес или долина Сан-Хоакин. Некоторые работники, оптимистически уверовав, что все кажущиеся незакономерности обусловлены подобными локальными эффектами, проводят свои изосейсты в виде правильных окружностей. Поступать так, конечно, означает заходить слишком далеко даже по отношению к слабым землетрясениям. Там, где поправки на влияние грунта велики, необходимо составлять две карты — одну, показывающую фактически наблюдаемые интенсивности, и другую, соответствующую интенсивности на фундаменте или на среднем грунте.

Пути распространения. Изосейсты, проведенные по объективным данным, бывают редко круглыми и часто эллипсообразно вытянуты в направлении главных структурных линий. Так, изосейсты землетрясения в Сан-Франциско (фиг. 28-4) вытянуты параллельно структурам Береговых хребтов; конечно, отчасти это обусловлено и большой линейной протяженностью разлома. Однако аналогичная вытянутость выражена и при землетрясении 1952 г. (фиг. 28-24), хотя активный разлом простирался тогда в другом направлении. Часто высказывалась мысль, что волны распространяются с меньшей потерей энергии вдоль тектонических структур, чем в поперечном направлении. Нелегко понять, почему бы это могло быть именно так, разве что за счет меньших потерь в более прочных породах. Часто вдоль структурных линий протяженность непрерывной зоны прочных пород больше, чем в поперечном направлении; когда волны переходят из таких пород в аллювиальные или неуплотненные осадки, происходит значительное поглощение, сопровождающееся повышением локальной интенсивности. Ньюман замечает, что «когда колебания землетрясения, пройдя гранитные породы фундамента, заставляют колебаться наиболее податливые поверхностные отложения, то при этом ускорение возрастает в 22 раза». В аллювиальных долинах участки, расположенные близ пород фундамента, представляют чрезвычайную опасность, так как локальная интенсивность будет там особенно высока. (См. главу 5, где говорится о проявлениях в Монгхире во время Индийского землетрясения 1934 г.)

Отмеченное возрастание интенсивности при переходе волн скальных пород в аллювиальные сопровождается сравнительно быстрым падением интенсивности по мере распространения волн в последних. В Калифорнии землетрясения, возникающие восточнее гор Сьерра-Невада, часто отличаются большей интенсивностью в аллювиальных породах близ западного подножья

гор, чем в пунктах, находящихся на таком же расстоянии к востоку от эпицентра (фиг. 11-1); однако при движении на запад, через долину Сан-Хоакин, интенсивность быстро снижается. Также быстро снижается интенсивность к югу от долины Импириал, поскольку землетрясение возникло к северу от нее (фиг. 28-13А). Подобные явления схожи с теми, которые описаны в более ранней литературе под названием «тени землетрясений».



Фиг. 11-1. Землетрясения на восточном склоне гор Сьерра-Невада, 28 ноября 1929 г. и 14 сентября 1941 г. Изосейсты соответствуют границам зон осязимости. (Береговая и геодезическая служба США.)

По инструментальным данным эпицентры обоих толчков почти совпадают (отмечено звездочкой).

Грунт и длительный риск. Примеры Индии и Калифорнии показывают, что при интерпретации изосейст данного землетрясения нужно исследовать влияние пути распространения волн, а также грунта в точке их вступления. Когда оцениваешь длительный риск в сейсмичной местности, где бывают сотрясения от разных очагов, то, как общее правило, следует ожидать большей интенсивности на неуплотненном грунте. Отчасти это объясняется влиянием выходов фундамента; но рыхлый грунт особенно подвержен разрушающим сотрясениям, даже когда до пород фундамента далеко. Это связано частично с оползнями и местным сжатием осадков, частично — с процессами перекоса грунта и, вероятно, колебаниями, вроде тех, которые, как полагают, вызывают видимые волны; частично — с нарушением уровня грунтовых вод. При сопоставлениях вряд ли нужно учитывать экранирующий эффект поглощения в неуплотненной среде. Библейское сравнение между человеком, выстроившим свой дом на скале, и человеком, строившим его на песке — «и великое падение случилось», — все еще уместно.

ЦИФРОВЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Сейчас малоупотребительна старая практика обозначения цифрами изосейст, интенсивности которых, как предполагалось, соответствовали точкам, через которые проходила изосейста. Цифрой обычно обозначается интенсивность зоны между изосейстами, которые проводятся для разграничения этих зон.

ЭПИЦЕНТРЫ

Практика, следуя которой при отсутствии сейсмографов проводят изосейсты и затем называют «эпицентром» центр образовавшейся фигуры, должна быть прекращена. В подавляющем большинстве случаев эпицентр, определенный инструментально, смещен к одной из границ плейстосейстовой области.

ОПРОСЫ И СООБЩЕНИЯ ПЕЧАТИ

Наилучший способ определить значение интенсивности — это как можно скорее после землетрясения обследовать проявления на местах. Если интенсивность мала, надо опросить по нескольку человек в каждой местности, следя за тем, чтобы не задавать вопросы, которые наводят на определенный ответ. Полезны и газетные отчеты, если привыкнуть к фразеологии журналистов и к обыкновению многих репортеров включать подробности, которые «должны» были иметь место, независимо от того, соответствуют они фактам или нет. «Здесь тряслись здания» — означает только, что люди чувствовали землетрясение, а не то, что можно было видеть, как колеблется какое-либо сооружение. «Толчок распространялся с запада на восток» — означает чью-либо оценку направления; она стоит немногого, если только наблюдатель не находился на улице, так как на представление, складывающееся внутри дома, слишком сильно влияет ориентировка зданий. «Сотрясения продолжались тридцать секунд...» — если это верно, то означает либо шесть баллов, либо землетрясение с большей магнитудой и удаленным эпицентром; однако завышенная оценка весьма вероятна. Или возможно, что приведенная длительность приписана целому району, в то время как сообщение относилось лишь к одному месту; или о полной продолжительности записи сейсмографа, находящегося, возможно, вдали от плейстосейстовой области, говорится так, как если бы это была продолжительность сотрясений, ощущаемых людьми. Последнее лжеутверждение столь распространено, что лаборатория в Пасадене уже давно отказалась отвечать на частые запросы репортеров по телефону: «Как долго это длилось?» — так как получалось, что заведомо сомнительная информация почти наверняка использовалась неверно. «Два толчка» в газетных отчетах обычно относятся к волнам *P* и *S* либо последовательно ощущавшихся людьми, либо — по сообщению сейсмической станции. О величине магнитуды часто сообщают как об интенсивности, и наоборот. «Самый сильный толчок с тех пор, как ...» обычно относится к определенной местности, но об этом часто сообщают, как если бы это было общее утверждение о магнитуде. Среди сейсмологов стало ходячей остротой, что за последние пятьдесят лет почти о каждом землетрясении, достигшем в Юрике (Калифорния) заметной интенсивности, сообщалось, как о сильнейшем после 1906 г. Нет необходимости указывать, что такого постоянного нарастания интенсивности, какое следует из буквального смысла фразы, в действительности не было.

Ввиду отсутствия лучшей информации сейсмологу иногда приходится устанавливать интенсивность и даже проводить изосейсты, основываясь на неопределенных указаниях, что сотрясение было «легким», «резким», «ужасным». Отдельные люди вкладывают в такие выражения весьма различный смысл¹.

¹ В каталоге калифорнийских землетрясений, составленном Таунли, имеется следующая запись, относящаяся к 30 августа 1912 г.: «Агент нашей станции в Сиско (округ Плейсер) сообщил: «попал в дьявольское землетрясение». Несколько затруднительно перевести это высказывание на язык шкалы Росси — Фореля, но можно полагать, что даже агент станции в горах вряд ли употребил бы столь картинное выражение, если бы интенсивность составляла меньше V».

ВОПРОСНИКИ

Гораздо полезнее данные тщательно продуманных анкет (или вопросников. — *Ред.*). Например, Береговая и геодезическая служба США распространяет почтовые открытки, содержащие вопросы, базирующиеся на шкале М. М. (см. приложение III). Их рассылали почти после каждого сильного землетрясения; кроме того, много добровольцев сами регулярно посылают сообщения. Эти ценные наблюдения публикуются наряду с картами изосейст сперва подробно, на мимеографе, затем более сжато и в виде резюме в серии «Землетрясения США»¹.

ПОДРОБНЕЕ О РОЛИ ГРУНТА

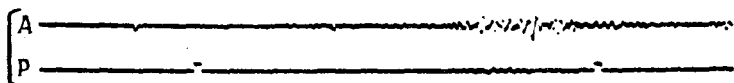
Одна из установок Береговой и геодезической службы для записи сильных колебаний расположена на главной базе Калифорнийского технологического института в городе Пасадена, примерно в 3 милях от Сейсмологической лаборатории. База расположена на аллювии мощностью около тысячи футов, лаборатория — на гранитах. Работы, проводимые в связи с применением шкалы магнитуд, показали, что при близких толчках колебания установки на базе были в несколько раз больше, чем в лаборатории. В этих

13 февраля 1955 г.

00.23 по Гринвичу

$\Delta = 310$ км

$M = 4$

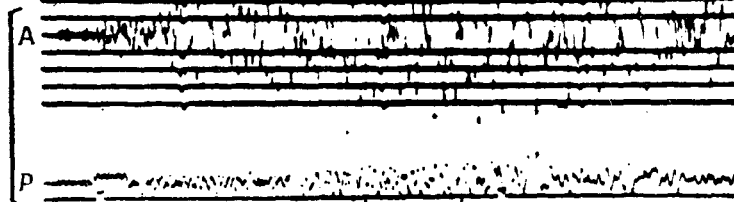


2 марта 1955 г.

15.59 по Гринвичу

$\Delta = 340$ км

$M = 5$

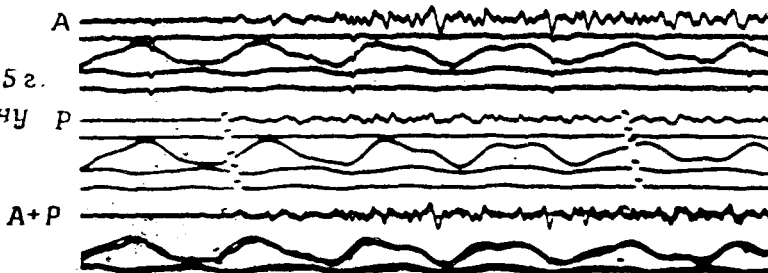


27 февраля 1955 г.

20.43 по Гринвичу

$\Delta = 82^\circ$

$M = 8$



Фиг. 11-2. Сейсмограммы, записанные одновременно стандартным крутильным сейсмометром в Пасадене на аллювии (А) и таким же прибором в Сейсмологической лаборатории Пасадена на гранитных породах (Р). Марки времени нанесены через одну минуту. 13 февраля и 2 марта записаны Калифорнийские толчки; 27 февраля — удаленный толчок (в юго-западной части Тихого океана). Запись А + Р — суперпозиция записей А и Р.

¹ *United States Earthquakes*; U. S. Coast and Geodetic Survey, U. S. Dept. of Commerce, annual series, 1928, Government Printing office, Washington D. C.

двух пунктах в течение нескольких недель вели запись два идентичных крутильных сейсмографа; оказалось, что амплитуды короткопериодных колебаний, записанные на базе, в среднем в 4 раза больше, чем в лаборатории (как для близких, так и для удаленных толчков). Записи длиннопериодных волн от удаленных толчков (длина волны велика по сравнению с расстоянием между двумя приборами) имели одинаковые амплитуды и колебания, почти совпадавшие при наложении (фиг. 11-2).

Д-р Гутенберг сравнивал на этих и других записях волну за волной и составил график зависимости амплитуд от периода (Gutenberg, 1957). Опубликованные им результаты—лишь первые плоды обширной программы детального сравнения колебаний грунта в различного рода местностях. Работы проводились сперва в окрестностях Пасадены, а затем в других частях Калифорнии.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ПОД ЗЕМЛЕЙ

В литературе встречаются указания на то, что в рудниках или пещерах землетрясения проявляются слабее, чем на поверхности. Много подобных сообщений относится к Японскому землетрясению 1923 г. Вдумчивое описание аналогичных явлений в Аризоне сделал Стаунтон для землетрясения в Соноре 1887 г. (Staunton, 1917). 22 августа 1952 г. сильный афтершок (серии толчков Керн-Каунти), разрушительный в Бейкерсфилде, ощущался на всей территории Гигантского Леса в Национальном парке секвойи. Возникло беспокойство за судьбу группы, осматривавшей в это время пещеру Кристал; однако никто из этой группы даже не заметил землетрясения.

Горные выработки обычно проходят в устойчивых породах, в то время как на поверхности сооружения возводят и на аллювии или непрочном основании. Таким образом, некоторые из этих данных можно объяснить обычным влиянием грунта. Однако территория Гигантского Леса расположена в основном на гранитах, а пещера Кристал сложена известняками.

Отмеченные явления связаны с сотрясениями, а не с разломами. Известно, что по крайней мере в двух случаях смещения на разломах были больше в туннелях, чем на поверхности над ними¹.

Кардер работал с сейсмографами, установленными на поверхности и в руднике Хоумстейк (штат Южная Дакота), на уровне 5000 футов (Carder, 1950). Соответствующие записи заметно не различались, за исключением того, что на последней исчезли второстепенные местные и поверхностные импульсы. Канаи и Танака вели в руднике Хитачи одновременную запись на поверхности и глубинах 150, 300 и 450 м и затем детально сравнивали сейсмограммы; различия были незначительны (Kanai, Tanaka, 1951). Макросейсмические данные об уменьшении интенсивности под землей все еще объяснены неполностью.

ЛИТЕРАТУРА

Шкалы интенсивности

- De Rossi M. S., Programma dell'osservatorio ed archivio centrale geodinamico, *Boll. del vulcanismo italiano* (1883), 10, 3—124. (Шкала Росси — Фореля на стр. 67—68.)
 Forel F. A., Les tremblements de terre étudiés par la commission sismologique suisse pendant l'année 1881; 2me rapport, *Arch. sciences phys. et nat.* (1884), 11, 147—182. (Шкала Росси — Фореля на стр. 148—149.)

¹ Япония, 1930 г. (глава 30); Калифорния, 1952 г. (глава 28).

- Mercalli G., *Boll. soc. sismologica italiana*, (1902), 8, 184—191. (Шкала, улучшенная Меркалли, все еще 10-балльная.)
- Сансани А., Sur l'emploi d'une double échelle seismique des intensités, empirique et absolue, *G. Beitr., Ergänzungsband 2* (1904), 281—283. (Шкала в единицах ускорений; видоизмененная шкала Меркалли с 12 баллами.)
- Sieberg A., *Erdbebenkunde, Fischer, Jena*, 1923. (О шкале Зиберга, стр. 102—104.)
- Sieberg A., *Die Erdbeben, Part V in Handbuch der Geophysik, Borntraeger* (1930), 4, 527—686. (Шкала Зиберг, 552—554.)
- Wood H. O., Neumann F., Modified Mercalli intensity scale of 1931, *BSSA* (1931), 21, 277—283.
- De Ballore Montessus, Sur la non-existence des courbes isoseistes, *Comptes rendus* (1912), 154, 1461.
- Davison C., On scales of seismic intensity and on the construction and use of isoseismal lines, *BSSA* (1921), 11, 95—129. (История вопроса и литературы.) Supplementary paper, *ibid.* (1933), 23, 158—165.
- Voigt D. S., Byerly P., The intensity of earthquakes as rated from questionnaires, *ibid.* (1949), 39, 21—26.
- Медведев С. В., Новая сейсмическая шкала, *Труды Геофиз. Инст. АН СССР*, 1953, № 21 (148).

Измеритель интенсивности

- Медведев С. В., Сейсмометр для определения балльности землетрясений. *Труды Геофиз. Инст. АН СССР*, 1956, № 36 (163), 127—133.

Интенсивность и движения грунта

- Gutenberg B., Richter C. F., Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *BSSA* (1942), 32, 163—191¹. (В числе прочего и формула: $\lg a = 1/3 - 0,5$.) Вторая статья, там же, 1956, 46, 105—143² (особенно стр. 123).
- Benioff H., The physical evaluation of seismic destructiveness, *ibid.* (1934), 24, 398—403.
- Neumann F., Earthquake Intensity and Related Ground Motion, University of Washington Press, Seattle, 1954.
- Housner G. W., *Intensity of Ground Motion during Strong Earthquakes*, California Institute of Technology, Pasadena, 1952.
- United States Earthquakes*, annual serial. U. S. Coast and Geodetic Survey, Washington D. C. (Содержат сводные данные по записям сильных колебаний, использованные Ньюманом и Хоузнером.)

Интенсивность вблизи формирующегося разлома

- Louberback G. D., Faults and earthquakes, *BSSA* (1942), 32, 305—330.

Подробный анализ влияния грунта

- Gutenberg B., Richter C. F., Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *BSSA* (1956), 46, 105—143. (Особенно стр. 123.)
- Gutenberg B., Effects of ground on shaking in earthquakes, *Trans. Am. Geophys. Union*. (1956), 37, 757—760.

¹ См. русский перевод в сб. «Слабые землетрясения», Изд-во иностранной литературы, 1961, стр. 45.

² См. русский перевод в том же сборнике, стр. 72.

- Lais R. Die Wirkungen des Erdbebens vom 20. Juli 1913 in der Stadt Freiburg i. Br.,
Mitt. Badische Geol. Landesanstalt (1914), 7, 671—698.
- Gutenberg B., Effects of ground on earthquake motion, *BSSA* (1957), 47, 221—250.

Интенсивность под землей

- Staunton W. F., Effects of an earthquake in a mine at Tombstone, Arizona, *BSSA*
(1917), 7, 25—27.
- Carder D. S., Seismic investigations on the 5000 foot level, Homestake Mine, Lead S. D.,
Earthquake Notes (1950), 21, 13—14.
- Kanai K., Tanaka T., Observations of the earthquake-motion at the different depths
of the earth, *Bull. ERI* (1915), 29, 107—113.
- Kanai K., The result of observation of wave — velocity in the ground, *ibid.* 503—509.
-

Типы землетрясений; вулканические землетрясения

ВОЗМУЩЕНИЯ В ЗЕМЛЕ

Полная классификация изменений, происходящих на Земле, затронула бы геологию и геофизику в целом. Туда бы вошли и очень медленные изменения, совершающиеся в течение геологических периодов, и движения типа оседаний и оползней, длящиеся годами, и сезонные изменения, и суточные приливы, и так далее, вплоть до таких сравнительно быстрых и скоротечных явлений, как землетрясения. Наряду с землетрясениями сейсмографы записывают разнообразнейшие явления, и это иногда сильно мешает сейсмологам.

НЕПРЕРЫВНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ

Для сейсмолога, интересующегося прежде всего землетрясениями, непрерывные возмущения представляют главным образом помеху. В лучшем случае с ними связан тот фон «шума», который в конечном счете определяет наибольшее полезное увеличение сейсмографа. В худшем — из-за них практически невозможно записать в некоторых местностях землетрясение. В связи с транспортными и промышленными помехами желательнее размещать станции первого класса вдалеке от населенных центров. Обычная потребность в энергии осложняет дело, так как вибрация от электростанции может исказить сейсмограммы на расстоянии до нескольких миль. Помехи от электростанции вызываются также падением воды на водосбросе плотины и волнами, поднимаемыми ветром на водохранилище.

Вышеупомянутые возмущения обычно представляют короткопериодные колебания с частотой 3—10 гц. Они накладываются на записи местных землетрясений и в меньшей степени влияют на длиннопериодные приборы для записи удаленных толчков. Однако транспорт, строительство и иная деятельность могут вызвать местные оседания и наклоны грунта, из-за чего длиннопериодные приборы могут разладиться.

Возмущения земли, регистрируемые сейсмографами¹

А. Непрерывные возмущения

1. Искусственные

Транспорт

¹ Эта классификация и последующее обсуждение показывают, каковы трудности, возникающие при определении понятия «землетрясение». Точки зрения чрезвычайно различны. Некоторые авторы практически ограничивают это понятие тектоническими толчками, другие добавляют к ним вулканические; некоторые включают сюда и искусственные толчки; немногие дают столь широкое определение, что оно включает и микросейсмь.

- Промышленность
2. Естественные (микросейсмы)
 - Метеорологические штормы, ветер, мороз
 - Движения воды: прибой, течения, водопады
 - Вулканический тремор
- Б. Единичные возмущения
1. Искусственные (главным образом взрывные)
 - Промышленные взрывы: в карьерах или на дорожных работах, геофизическая разведка
 - Опытные взрывы
 - Подрывные работы
 - Бомбежка и испытания бомб
 - Канонада
 - Случайные крупные взрывы
 2. Естественные (включая землетрясения)
 - а) Второстепенные причины
 - Обрушение пещер
 - Большие оползни или просадки
 - Горные удары в рудниках
 - Метеориты
 - б) Вулканические толчки
 - Поверхностные, взрывные
 - Магматические или эруптивные
 - в) Тектонические толчки
 - Неглубокие или нормальные (глубиной не более 60 км)
 - Промежуточные (глубиной 70—300 км)
 - Глубокие (глубиной 300—720 км).

О естественных микросейсмах будет сказано в отдельной главе (глава 23). Их обилие в каком-либо месте может даже больше нарушать работу приборов, чем искусственные помехи. Так как на рыхлом грунте усиливаются как искусственные, так и естественные непрерывные возмущения, то предпочтительно сооружать сейсмические станции на вполне устойчивых породах, лучше всего на гранитах или палеозойских осадках.

ЕДИНИЧНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ

Канонада. Канонаду относят к единичным возмущениям, так как обычно можно различать отдельные выстрелы. На калифорнийских сейсмограммах часто видны возмущения, вызванные воздушными волнами от канонады. Звуковые волны, распространяющиеся вверх, в стратосферу, часто преломляются и вновь возвращаются вниз; на расстоянии 100 миль или более они могут нести значительную энергию, вызывая дребезжание стекол и создавая видимость землетрясения. Удар такой волны о скальную породу, обнаженную на поверхности, часто достаточно силен, чтобы его записал близлежащий чувствительный сейсмограф. Возможно, что играет роль и динамическая связь между воздухом и скальной породой. Часто таким образом и записывают воздушные волны от больших взрывов. Сообщалось по меньшей мере об одной такой волне от взорвавшегося метеорита, а также о волнах, возникающих, когда скорость самолета переходит звуковой барьер. Д-р Бениофф отметил несколько обратных случаев, когда при сильном землетрясении в пределах или вблизи плейстосейстовой области возникали воздушные волны, которые регистрировались чувствительными барографами на расстоянии нескольких сотен миль (глава 10).

Взрывы. Взрывы, случайные или намеренные, важны для сейсмологии. Так как место их возникновения обычно известно, это позволяет проверить способы, применяемые при определении эпицентра землетрясения. Еще больше сведений можно получить, когда точно фиксируют момент взрыва, например записав замыкание взрывного коммутатора при взрыве в карьере.

В центральной и северной Европе, где сильные землетрясения редки и имеется много сейсмических станций, взрывы играют чрезвычайно важную роль. После первой мировой войны в Оппау, в долине Рейна, скопились большие запасы азотистых соединений; они подверглись аммонизации, и намечалось их использовать в качестве удобрений. Нитрат аммония обладает свойством внезапно взрываться. 21 сентября 1921 г. район Оппау превратился в гигантский кратер; дрожали окна в Маннгейме на расстоянии 5 км, и толчок был зарегистрирован станциями на расстоянии более 300 км. Джефрис (Jeffreys, 1947) вычислил по сейсмограмме энергию, выделившуюся в виде упругих волн; он нашел, что ее величина порядка тысячной доли химической энергии, рассчитанной по известному количеству реагировавшего вещества и теплоте реакции. Было обнаружено, что при других поверхностных взрывах в энергию волн переходит еще меньшая доля общей энергии. Аналогичный взрыв нитратов произошел в гавани у Техас-Сити в 1946 г., но сейсмографы находились слишком далеко, чтобы получить полезную запись.

Для европейских сейсмологов был важен случайный взрыв в Бартонна-Тренте в 1944 г. и еще более важен намеренно произведенный в 1947 г. взрыв на острове Гельголанд, когда для уничтожения фортификационных и иных сооружений было использовано большое количество взрывчатки. Момент взрыва 1947 г. был тщательно зафиксирован, и его записали многочисленные специальные временные установки, а также постоянные станции Европы. Тщательно регистрировалось время и велись наблюдения и при меньшем взрыве в Гаслахе (южная Германия). Этот взрыв дал ценные результаты для сопоставления с землетрясениями, которые довольно часто отмечаются в этом районе и южнее. Вне Европы наиболее важным был, вероятно, случайный взрыв большого количества тола в Порт-Чикаго, близ Сан-Франциско, в 1944 г.; его записали калифорнийские станции и тщательно изучил профессор Байерли (Byerly, 1946).

Многие наилучшие данные этого рода поступали при эксплуатации карьеров. С экономической точки зрения выгоднее заложить столько взрывчатки, чтобы сразу раздробить большое количество породы; для этого заряд зарывает так, чтобы сравнительно мало энергии поступало в воздух. В южной Калифорнии крупные взрывные работы с известным моментом взрыва производились в известняковых карьерах в связи с работой цементных заводов. Но самые крупные и значительные взрывы относятся к карьере близ Корона (штат Калифорния), где добывались порфириновые дациты для кровельных работ.

Атомные бомбы. Сейсмические волны от атомных бомб регистрировались на больших расстояниях. При тщательном планировании и подготовке такие наблюдения могут способствовать развитию сейсмологии и общей геофизики¹. Произвольные ограничения по соображениям безопасности обычно исключали подобное планирование и препятствовали опубликованию соответствующих данных, когда они имелись. При испытаниях бомб в штатах Нью-Мексико и Невада калифорнийские станции получали сейсмограммы, которые согласовывались с установленными данными о скоростях и строении

¹ Их преимущества перед химическими взрывами в этом отношении крайне сомнительны. — *Прим. ред.*

коры на пути следования волн, но не могли быть использованы для более точных исследований. Из двух бомб, испытанных в Бикини в 1946 г., первая, взорванная в воздухе, по имеющимся сведениям не была зарегистрирована удаленными станциями; зато вторая — испытание Baker, — взорванная под водой 24 июля, была зарегистрирована (только фаза *P*) почти всеми короткопериодными сейсмографами Бениоффа в Калифорнии. Так как время взрыва было известно с большой точностью, то времена вступления *P*-фазы на эти станции дают возможность провести очень важный контроль времен пробега для волн землетрясений. Фактические времена пробега были примерно на 3 сек меньше, чем времена, вычисленные по стандартным таблицам для поверхностного очага. Одну секунду из этих трех, вероятно, можно объяснить большей средней скоростью волн в верхних горизонтах земли под Тихим океаном по сравнению со скоростью в континентальных областях, где находились очаги большинства землетрясений, использованных для составления таблиц. Остальные две секунды были устранены позднейшим уточнением стандартных времен и повторной интерпретацией сейсмограмм на близких расстояниях (глава 18). Эти результаты были подтверждены и расширены в ходе позднейших испытаний; но, к сожалению, их можно было опубликовать лишь в очень неполной форме¹.

Как и при других поверхностных взрывах, лишь небольшая доля энергии атомной бомбы переходит в энергию сейсмических волн в земле. *P*-волны от урановых бомб, записанные на удаленных станциях, имеют примерно ту же величину, что и волны от землетрясений с магнитудой 5,5. Однако даже полная энергия, освобождающаяся при взрыве, мала по сравнению с энергией сильных землетрясений. В недавнем официальном сообщении указывалось, что энергия крупнейших землетрясений в миллион раз больше расчетной энергии бомбы типа Хиросимы; однако при этом исходили из соотношения между магнитудой и энергией, которое с тех пор было пересмотрено (глава 22), и миллион следует уменьшить до десяти тысяч.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ ПРИЧИНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

ОБРУШЕНИЕ ПЕЩЕР

Общие сведения. В середине девятнадцатого столетия многие авторы — из них наиболее известен Волгер (Volger, 1857—1858) — объясняли большинство крупных землетрясений обрушением пещер или подземных полостей (немецкое Einsturzbeben — «обвальное землетрясение» — иногда довольно сомнительно переводится на английский «impact earthquake», буквально: «ударное землетрясение»). От этой точки зрения постепенно отказались, так как все большее количество данных показывало, что крупные землетрясения связаны с разломами и смежными явлениями, а также что они возникают на глубине 10—20 или более миль. То, что при обрушении могут возникать слабые толчки, — возможность, хотя и очевидная, но чисто умозрительная, и в ее пользу имеется мало прямых доказательств. В известняковых областях, где развиты карстовые явления, иногда может обрушиться кровля пещеры или большая глыба обвалится далеко вглубь; однако сотрясения при этом будут ощущаться лишь вблизи; и лишь наиболее чувствительные сейсмографы могут записать их на расстоянии примерно 10 миль. Аналогичные обрушения могут происходить и в вулканических областях, но

¹ См. Труды института физики Земли, № 15, 1960, и сборник «Подземные ядерные взрывы», перевод с английского, ИЛ, 1962. — *Прим. ред.*

столь же вероятно, что землетрясения, объясняемые в этих местах обрушением, фактически связаны с вулканической деятельностью более непосредственно.

Тюрингия; 1926 г. Одним из довольно хорошо доказанных случаев обвального землетрясения является слабый толчок в Тюрингии (Германия) 28 января 1926 г. Он вызвал небольшие повреждения (интенсивность VI) в городе Штадрода и ощущался на расстоянии около 40 км. Его записали четыре станции, из которых самая удаленная — Геттинген — находилась на расстоянии 146 км. Для такого слабого толчка это была довольно большая интенсивность в эпицентре, указывающая на сравнительно малую глубину очага. Позднее Хиллер и сотрудники из Штутгарта показали, что в южной Германии наряду с обычными землетрясениями с глубинами очага 30—40 км бывают и другие, обычно слабые, с глубиной очага около 5 км. Это согласуется и с данными 1926 г. — в пределах их точности. Зибберг, рассматривая геологию местности, нашел, что случай 1926 г. — довольно хороший пример обвального землетрясения, обусловленного вымыванием соляных отложений подземными водами (Sieberg, Krumbach, 1927). В своих работах Зибберг и раньше отстаивал реальность небольших обвальных землетрясений. (Штадрода находится недалеко от Иены, где Зибберг был профессором.)

ОБВАЛЫ И ОПОЛЗНИ

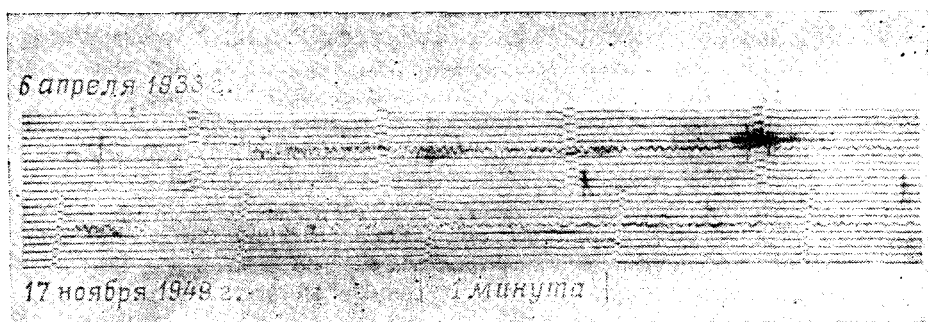
Подобные вопросы возникают в тех случаях, когда сильные землетрясения связывают с крупными оползнями или обвалами. В 1911 г. у Памирского плато в Азии произошло катастрофическое землетрясение, сопровождавшееся гигантским и опустошительным обвалом. Голицын и вслед за ним другие подсчитали, что гравитационная энергия, освободившаяся при обвале, имеет тот же порядок, что и энергия упругих волн, зарегистрированных сейсмографами (Galitzin, 1915). Более поздние работы позволяют предположить, что при этих расчетах была допущена, вероятно, стократная недооценка энергии упругих волн. Больше того, сильные землетрясения происходят в этом районе нередко. Коэффициент отдачи энергии обвала в грунт должен быть низок; этот процесс отнимает известное время и, вообще говоря, установлено, что при толчках поверхностного происхождения лишь небольшая доля энергии проникает в землю на большие глубины и регистрируется удаленными станциями.

Остров Терминел; Калифорния. Первоначальное отношение автора к подобным гипотезам несколько изменилось после примечательной серии толчков под островом Терминел (в гавани Лонг-Бич), примерно в 45 км от Пасадены. Это, вероятно, еще один хороший пример того, что наибольшее впечатление на человека производит то, что происходит вблизи его дома. Ход событий можно описать как просадки гигантского масштаба, сопровождавшие опускания. Серия третичных осадков была смещена, скорее даже разорвана вдоль плоскостей напластования на глубине около 1700 футов. По мере распространения разрыва вверх, к поверхности, он отклонялся от плоскостей напластования и становился круче, так что в целом образовался характерный профиль просадки. Эти движения объяснялись потерей монолитности пород в ходе добычи нефти. Нефть добывают из нижних горизонтов, поэтому обсадные трубы скважин проходят через зону разрыва. В 1947 г. ряд скважин был поврежден разрывными движениями, в том числе смещениями вверх на один фут, которые срезали отдельные обсадные трубы и привели к засорению некоторых скважин песком. Дата

происшествия не установлена, но оно вполне могло случиться 14 декабря; в этот день сейсмографы Пасадепы и вспомогательных станций записали землетрясение, по-видимому, особого характера; его эпицентр, который нельзя было определить точно, отнесли к окрестностям Лонг-Бич.

17 ноября 1949 г. приборы записали аналогичное, но гораздо более сильное возмущение. Как сообщалось, несколько человек в Лонг-Бич ощутили слабое землетрясение. Были уведомлены надлежащие органы и обследование обнаружило большой экономический ущерб. Почти 200 нефтяных скважин вышли из строя и многие из них окончательно; ущерб оценивался не менее чем в 9 млн. долларов. Аналогичные толчки происходили 15 августа 1951 г. и 25 января 1955 г.; на этот раз повреждений было меньше частично потому, что центр возмущения сместился.

На фиг. 12-1 приведены некоторые сейсмограммы. Их можно сравнить с сейсмограммами обычных землетрясений, возникающих примерно на таком же расстоянии от регистрирующих станций (см. также фиг. 18-6)



Фиг. 12-1. Сейсмограммы, записанные в Пасадепе крутильным сейсмометром. Нижняя запись: обвальное землетрясение на острове Терминел (гавань Лонг-Бич, Калифорния). На верхней записи показано обычное землетрясение с эпицентром в том же районе.

Эти толчки примечательны сравнительно большой долей длиннопериодных колебаний, которые предположительно соответствуют поверхностным волнам; теоретически этого следует ожидать, если глубина очага мала. Характерно также нерезкое первое вступление, что согласуется с тем, что сам процесс более постепенен, чем разрыв пород при обычных тектонических землетрясениях. Поэтому на записи трудно выделить точное время вступления, и по сейсмометрическим данным нельзя определить точного положения эпицентра.

Аналогичные сейсмограммы были записаны 6 апреля 1933 г., за несколько лет до начала добычи нефти в районе гавани. Это возмущение относилось к афтершокам землетрясения Лонг-Бич того же года, однако записи других слабых толчков той же серии имели обычный вид. Вдоль берега постоянно происходят погружения и крупные просадки в сходных осадочных породах.

Спровоцированные просадки — зона разлома Инглвуд. Известно по крайней мере два случая подземных смещений подобного рода, происходящих вслед за землетрясением обычного типа или одновременно с ним. Случаи эти имели место в 1941 и 1944 гг. на нефтеносных площадях вдоль зоны разлома Инглвуд. Соответствующие сейсмограммы не отличаются указанными выше чертами, и очаги землетрясений, по-видимому, расположены

на обычной глубине около 16 км. Разрушительные просадки должны были быть спровоцированы либо непосредственно сотрясениями землетрясения, либо перераспределением местных деформаций.

Калои и его сотрудники объясняли серию землетрясений в долине По последствиями промышленной добычи метана (Caloi, 1956).

ГОРНЫЕ УДАРЫ

Горные удары в рудниках обусловлены потерей устойчивости пород, находящихся под нагрузкой, в результате добычи ископаемого. Во многих рудниках такая потеря устойчивости развивается постепенно, по мере хода работ, но там, где породы очень прочны или где применяется крепление, напряжение может достичь большой величины, прежде чем наступает обрушение. В этих случаях обрушение бывает внезапным, подобным взрыву, и может вызвать катастрофу. Энергия, внезапно освобожденная таким образом, вызывает настоящее землетрясение, которое могут записать удаленные сейсмографы. Так как положение очага при этом известно, то горные удары позволяют провести специальные сейсмические исследования, особенно в Канаде и Южной Африке. У рудника на озере Киркленд (Онтарио) сооружена постоянная станция; к записям этой и других постоянных станций восточной Канады и Новой Англии присоединяются записи в пятнадцати других местностях, где измерения (в нескольких пунктах одновременно) производятся периодически. В Южной Африке у рудника установлен прибор, автоматически включаемый при обрушении пород и посылающий по радио сигнал, который приводит в действие полевые приборы с большой скоростью записи еще до того, как к ним подойдут вступления сейсмических волн; полученные записи передаются телеметрически к базовой станции. Таким образом, были получены ценные данные о скорости сейсмических волн и строении коры.

МЕТЕОРИТНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ, 1908 г.

Единственный документально установленный случай землетрясения, вызванного столкновением метеорита с Землей, относится к знаменитому падению в Сибири 30 июня 1908 г. (по новому стилю; в Российской империи тогда был в ходу Юлианский календарь). Для этого чрезвычайного типа явлений Е. Тамс предложил в Германии термин *Aufsturzbeben* (Tams, 1931) Именно этот термин, а не *Einsturzbeben* правильнее переводить «ударное землетрясение».

Место падения находилось примерно под 61° с. ш. и 101,3° в. д. в тундровой области (фактически — в тайге. — *Перев.*), населенной в основном кочевыми тунгусскими племенами. Русские авторы называют метеорит тунгусским, так как он упал близ реки Подкаменная Тунгуска. Мощные воздушные волны сотрясали, подобно землетрясению, сооружения на расстоянии тысячи километров; они были записаны барографами на большом удалении — даже в Англии. Отчеты о том, как ощущалось подобное землетрясение, отсутствуют. Но оно было достаточно сильным, чтобы обеспечить на приборах центральной Европы четкие записи, состоявшие в основном из поверхностных волн (как и можно было ожидать).

Область падения была впервые обследована научной экспедицией в 1927 г. Были обнаружены кратеры падения; лес был погублен на площади 15—20 км в диаметре; деревья повалены в радиусе около 20 км и местами

на расстоянии 30 км. Популярными авторами упивались ужасающими домыслами, представляя, что было бы, если бы такой метеорит упал на большой город¹.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Если взглянуть на две мелкомасштабные карты мира, где на одной показаны действующие вулканы, а на другой — эпицентры сильных землетрясений, то, по-видимому, их распределение совпадет. По количеству вулканов особенно четко выделяется Тихоокеанский кольцевой пояс (главы 25 и 26); его часто называют «огненным кругом».

Крупномасштабные карты изменяют это первое впечатление. Обычно пояса активного вулканизма и основной тектонической деятельности явно разделены зонами шириной в сто или более миль. На Алеутских островах находится цепь действующих вулканов, которая переходит на полуостров Аляску, а главные очаги землетрясений располагаются явно южнее, в океане. В Мексике очаги сильнейших землетрясений приурочены к побережью, а действующие вулканы находятся в глубине страны. В Калифорнии главная линия вулканов тянется от горы Лассен и горы Шаства на север через Каскадные горы, в то время как основная сейсмическая активность приурочена к Береговым хребтам и к провинции Бассейнов и Хребтов, которая расположена восточнее гор Сьерра-Невада. В главе 4 мы отметили, что действующие вулканы Италии находятся явно внутри дуги Апеннин, к которой приурочена тектоническая деятельность.

ТИПЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНАХ

Не удивительно, что во времена Мале сильные землетрясения обычно объясняли вулканической деятельностью, вероятно, находящейся на более поздней стадии и не сопровождающейся собственно излияниями. Это мнение все еще распространено, и новое поколение часто вводит в заблуждение, приписывая все землетрясения в вулканических областях вулканизму, что почти безусловно неверно. В действительности, эти землетрясения относятся не менее, чем к четырем группам: 1) взрывы у поверхности; 2) толчки на небольших глубинах порядка нескольких километров, вероятно, связанные с движениями магмы или иными вулканическими процессами; 3) тектонические землетрясения с обычной глубиной очага, изменяющейся в зависимости от района от 15—25 до 60 км; 4) землетрясения с промежуточной глубиной очага, обычно близкой к 100—150 км.

Взрывы. Во время извержений сейсмографы, находящиеся вблизи вулкана, обычно регистрируют многочисленные слабые, но резкие толчки, которые иногда можно связать с настоящими взрывами, видимыми или слышимыми. Они могут происходить в извергаемой лаве на уровне, значительно превышающем уровень местности, или даже в газах, уже вырвавшихся из кратера. В последнем случае запись носит тот же характер, что и сейсмическая регистрация воздушной волны от любого взрыва.

Неглубокие толчки. Вторая группа толчков представляет гораздо больший интерес; они дают одну из немногих возможностей использования сей-

¹ 12 февраля 1947 г. в Сибири упал другой огромный метеорит в районе Сихотелинь под $46^{\circ}10'$ с. ш. и $134^{\circ}39'$ в. д. Его не ощущали как землетрясение даже в точках, отстоящих только на 15—20 км от места падения. Запись толчка не была обнаружена на сейсмограммах Владивостока (ближайшая станция, на расстоянии 400 км), и ни одна другая станция не сообщила о толчке в соответствующее время.

смических данных для надежного предсказания. Число таких толчков обычно возрастает перед извержением. Если имеются данные более чем от одной станции, то может появиться даже возможность определить очаги и тем самым предсказать место приближающегося извержения. С этой целью на многих вулканических обсерваториях устанавливаются сейсмографы с малым увеличением. Так как подобные толчки возникают сравнительно близко к поверхности, то на небольшой площади их проявления могут отличаться удивительно высокой интенсивностью.

Вулканический тремор. Серии слабых толчков, относящихся к первым двум группам, вероятно, причастны к тем непрерывным вибрациям, которые называют вулканическим тремором. Другое возможное объяснение состоит в том, что непрерывные беспорядочные сотрясения, обусловленные вулканическими процессами, могут вызывать и поддерживать собственные колебания местных структур или отдельных горизонтов коры. Так же объясняются и микросейсмы, связанные с погодой (глава 23).

Тектонические толчки в вулканических районах. С толчками третьей группы (тектоническими землетрясениями) связана большая часть путаницы в литературе о вулканических землетрясениях, так как часто такие землетрясения столь явно сопутствуют извержениям, что почти не остается сомнения в причинной связи между ними. С толчками четвертой группы, имеющими промежуточную глубину очага, не связано подобных затруднений и потому разговор о них откладывается до главы 19.

ПРИМЕР — МАУНА-ЛОА, 1916 г.

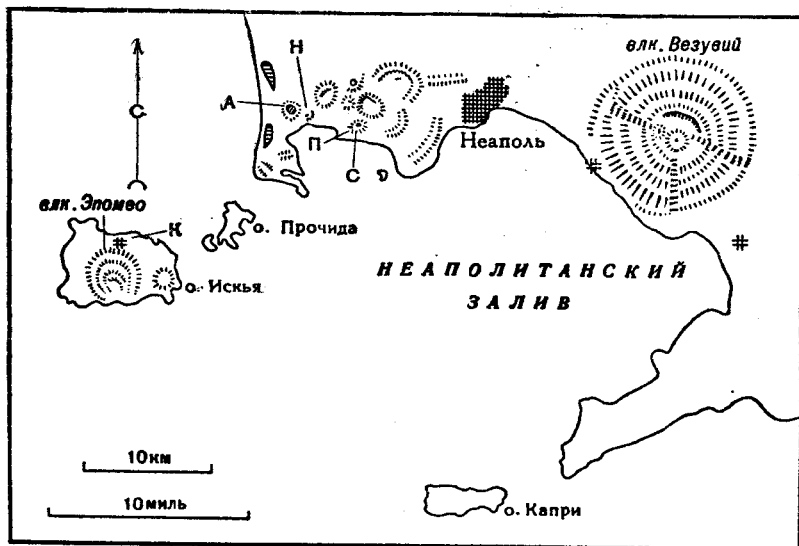
Следующее описание вулканических толчков цитируется по Вуду (Wood, 1933).

«Рано утром 18 мая 1916 г. очень большой... столб испарений был внезапно извергнут над новым отверстием (линией трещин) и поднялся высоко над южным склоном Мауна-Лоа... Слабые толчки регистрировались до начала извержения паров, во время извержения и после него—всего около 30 за 12 часов. Затем прошло около 24 часов без заметных сейсмических или вулканических явлений. После этого... землетрясения начали регистрироваться через короткие интервалы. Большинство толчков было сильнее любого из тех тридцати, что сопровождали извержения... В течение нескольких дней толчки продолжались со все большей частотой и сильнейшие из них отличались все большей интенсивностью; причем так было и после того, как лава прорвалась (что случилось через 36 часов сейсмической активности или через 60 часов после начала испарений)... примерно в тринадцати милях ниже по склону от места первого прорыва испарений... Когда лава пошла на убыль, число землетрясений уменьшилось, но они все еще были сильнее толчков первой серии. Один из последних толчков был вообще сильнее всех предыдущих».

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ОСТРОВА ИСКЬЯ

Район Неаполя. Было опубликовано много подобных описаний. В качестве примера характерной серии толчков, не сопровождавшихся извержением, можно рассмотреть знаменитые толчки острова Искья. Вулканический район Неаполитанского залива — один из хорошо известных и наиболее изученных в мире (фиг. 12-2). Многие участки этого района представляют типичные примеры для вулканолога. Наиболее известен Везувий, к востоку от Неаполя; к западу же расположена сложная территория Флегрейских

полей, куда входят: 1) озеро Аверно—«мифические ворота в потусторонний мир»; 2) гора Нуово, проявившая себя как новый вулкан в 1538 г., 3) Поццуоли — местоположение «храма Юпитера Сераписа» (фактически здание рынка; колонны этого сооружения, на которых сохранились следы ходов моллюсков, свидетельствуя о прошлом погружении, фигурируют в геологических книгах со времен Лейбеля как доказательство изменений уровня в исторические времена); 4) Сольфатара со своими извержениями пара и газов, благодаря которым по ее имени стали называть все аналогичные образования.



Фиг. 12-2. Карта Неаполитанского залива с островом Искья и другими объектами. Сокращения: А — оз. Аверно; К — Касамиччиола; Н — вулкан Нуово; П — Поццуоли; С — Сольфатара

Юго-восточнее расположен небольшой остров Прочида, а дальше остров Искья по площади больше первого, но все же имеющий лишь около 6 миль в поперечнике, вздымающий вверх вулканический кратер Эпомео. На острове Искья были известны извержения еще в классической древности, однако в течение примерно тысячи лет, видимо, все было спокойно до 1302 г., когда на восточном склоне Эпомео вскрылся новый кратер и лава стекала оттуда к морю. С тех пор здесь не было извержений.

Толчки в Касамиччиола. Касамиччиола — главный город острова Искья, расположенный на северном склоне вулкана, курорт при горячих источниках. Начиная с 1762 г. на острове Искья происходят землетрясения, наиболее интенсивные вблизи Касамиччиола, особенно в 1796, 1828, 1841, 1867 гг. В 1881 г. произошло разрушительное землетрясение и, наконец, 28 июля 1883 г. — катастрофическое, разрушившее большую часть города землетрясение, принесшее свыше 2300 жертв. Землетрясения 1881 и 1883 г. были изучены несколькими учеными, опубликовавшими свои результаты.

Наиболее примечательная особенность этих толчков, не считая того, что они приурочены почти к одному и тому же месту, состоит в их низкой интенсивности на сравнительно небольшом расстоянии от источника (если учесть их разрушительность в Касамиччиола). Чтобы быть уверенными в выводах, будем считать, что мы имеем дело только с кладкой С или D типа, описанного Мале при землетрясении 1857 г.; и все же контраст между наблю-

давшейся интенсивностью чрезвычайна. В 1881 г. на одном небольшом участке вся кладка была полностью разрушена; и в то же время кое-где на острове Искья землетрясение не было даже замечено. На острове Прочида сотрясения были слабы и ощущались лишь немногими людьми в ближайших к материке пунктах. В 1883 г. район разрушений имел в поперечнике 2 мили, дальше на острове повреждений не было. Хотя толчок и ощущался на материке, в Неаполе, на расстоянии всего 20 миль его ощущали лишь отдельные люди.

Несостоявшееся извержение (?) Указанные обстоятельства представляют серьезный довод в пользу сравнительно малой глубины гипоцентра. Как в 1881 г., так и в 1883 г. полевые работники выделили узкую полосу близ Касамиччиола, вытянутую радиально относительно кратера Эпомео — в северном направлении, несколько отклоняясь к западу. В этой полосе кажущаяся интенсивность была самой большой, и имелись данные о преимущественно вертикальном направлении колебаний.

Легко понять, почему эти повторные землетрясения были истолкованы как признаки приближающегося извержения, подобного извержению 1302 г. Обстановка была такова, будто бы масса магмы устремилась к поверхности, сокрушая породы на своем пути. Интересно отметить, что в 1883 г. на острове Искья происходили лишь второстепенные землетрясения. Отсюда можно сделать вывод, что при землетрясении 1883 г. произошло как бы высвобождение накопившихся деформаций, и извержение было предотвращено, или по меньшей мере отсрочено.

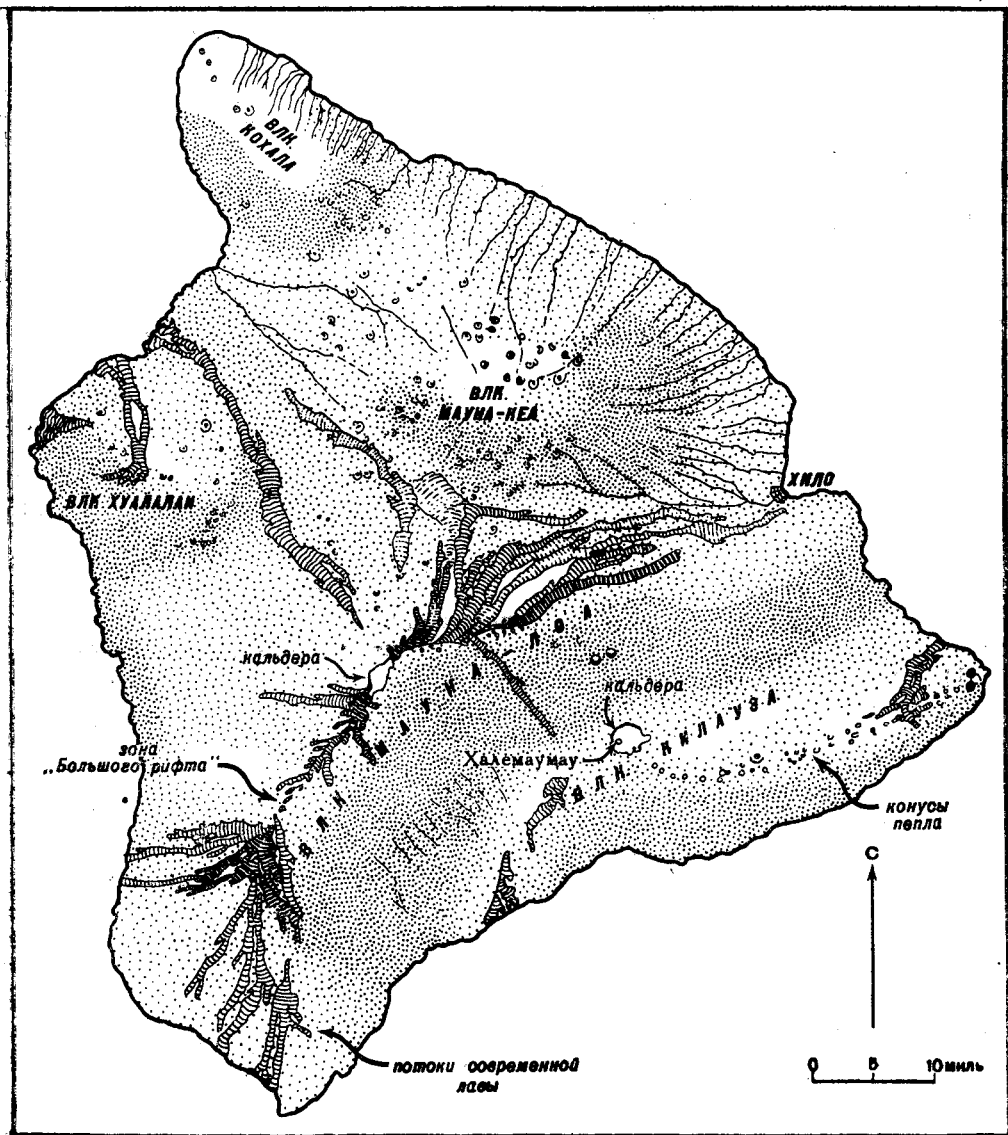
ГАВАЙИ, 1929 г.

В связи с вышеизложенным представляют интерес некоторые из хорошо изученных землетрясений на Гавайях (карта на фиг. 12-3). Близ западного побережья большого острова Гавайи находится вулкан Хуалалаи, последнее извержение которого произошло в 1802 г. Начиная с 19 сентября 1929 г. в течение месяца отмечались тысячи слабых толчков в окрестностях Хуалалаи в направлении на Мауна-Лоа. Ожидалось извержение (либо Хуалалаи, либо Мауна-Лоа), но оно не произошло. В упомянутой серии толчков было два более сильных — один 25 сентября с магнитудой $5\frac{1}{2}$ и другой 5 октября с магнитудой $6\frac{1}{2}$. Эти толчки, особенно последний, были зарегистрированы удаленными станциями. Их сейсмограммы имеют обычный вид, и нет оснований полагать, что глубина очага была особенно мала. По-видимому, это были тектонические толчки, связанные с вулканическими процессами и, вероятно, повлиявшие на них. Эти толчки до некоторой степени объясняют те явления, которые происходили в марте и апреле 1863 г.

ГАВАЙИ, 1868 г.

Утром 27 марта 1868 г. началось извержение из вершины Мауна-Лоа. В тот же день, но позднее жители острова Гавайи стали замечать частые толчки; один из них — в 1 час 28 мин пополудни 28 марта — был столь силен, что в некоторых местах обвалились каменные стены. Самый сильный толчок этой серии произошел 2 апреля в 4 час пополудни; он был наиболее разрушителен в южной части острова Гавайи, но даже и в Хило развалились каменные стены. Южнее «почти все деревянные дома в Кенава, Пуналуу, Ниноле и в окрестностях были сдвинуты с фундаментов или повалены, а соломенные хижины на забитых в грунт сваях были «разорваны в клочья». В Капапала сорвало свод над резервуаром... точно камень, запу-

щенный из пращи, а сам резервуар был уничтожен, сравнен с землей, так что от него не оставалось и следа». На острове Гавайи интенсивность толчка составляла X, и ощущался он на всех больших островах группы; в Гонолулу



Фиг. 12-3. Схематическая карта острова Гавайи (Gilluly James, Waters A. C., Woodford A. O., Principles of Geology, Freeman W. H. and Company, San Francisco, 1951).

на расстоянии около 150 миль интенсивность достигала IV или V. Землетрясение сопровождалось морской волной; в разных отчетах утверждается, что на южном берегу острова Гавайи волна покрывала верхушки кокосовых пальм высотой 50 или 60 футов. В Гонолулу колебание уровня воды составляло 5 футов.

Это сильное землетрясение явно не было поверхностным возмущением, связанным с вулканической деятельностью. Оно относилось скорее к тектоническим толчкам, подобным толчкам не вулканических районов, или толчкам, которые наблюдались на острове Гавайи в 1929 г. Морская волна представляла не типичное цунами, а, должно быть, была обусловлена глыбовыми подвижками или местными погружениями. После 1929 г. на Гавайях отмечалось несколько сильных толчков, и некоторые из них не были специально приурочены к извержениям; сильнейший из них с магнитудой $6\frac{3}{4}$ произошел 22 января 1938 г. (дата Гавайская).

СОВПАДАЮЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТОЛЧКИ

Часто сообщалось о совпадении тектонического землетрясения с вулканическим извержением, но к таким сообщениям следует относиться критически. Приводим три сравнительно хорошо установленных примера относящихся к Японии, Аляске и Мексике.

В январе 1914 г. отмечалось большое извержение вулкана Сакурадзима в бухте Киусу. После начала извержения произошло землетрясение, разрушительное в городе Кагосима, находившегося неподалеку от вулкана. Это был катастрофический толчок (с магнитудой 7), глубина очага которого оценивалась в 50 км, а положение эпицентра не могло быть точно установлено.

7 июня 1912 г. после начала большого извержения вулкана Катмай в море у близлежащего побережья Аляски произошло землетрясение с магнитудой 6,4; другое с магнитудой 7,0 произошло 10 июня.

22 февраля 1943 г. три дня спустя после извержения нового вулкана Парикутин, близ побережья, примерно в 100 милях к юго-востоку от вулкана, произошло землетрясение с магнитудой 7,5.

К этим немногим случаям следует подходить критически, так как в гораздо большем числе случаев крупное извержение не сопровождалось и не предшествовало сильному землетрясению. Однако нельзя рассматривать эти примеры как простое совпадение. Расстояние, которое разделяет вулкан и эпицентр в случае Аляски и Мексики, делает очевидным, что это не были вулканические землетрясения в любом приемлемом понимании этого термина.

В 6-й главе отмечались случаи повторных извержений в районах, по видимому, угасшего вулканизма. Таковы толчки в Кайзерштуле — вулканическом массиве Рейнской долины; еще Лайз, который подробно изучал их историю, считал их тектоническими.

20—23 августа 1954 г. отмечался рой землетрясений близ арктического острова Ян-Майен. Около 30 из этих толчков имели магнитуду между 5 и $5\frac{3}{4}$ и были записаны многими европейскими и американскими станциями. Хотя Ян-Майен и является действующим вулканом, в это время там не наблюдалось никаких извержений.

ЛИТЕРАТУРА

Канонада и т. д.

- Gutenberg B., Richter C., Pseudoseisms caused by abnormal audibility of gunfire in California, G. Beitr. (1931), 31, 155—157.
 MacCarthy G., Earth tremors produced by a large fireball, Earthquake Notes (1955), 26, 20.

Искусственные взрывы

(см. также литературу к главе 18).

- Wrinch D., Jeffreys H., On the seismic waves from the Oppau explosion of 1921 Sept. 21, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1923), 1, 1—22.
- Jeffreys H., On the Burton-on-Trent explosion of 1944. November 27, *ibid.* (1947), 5, 99—104.
- Willmore P. L., Seismic experiments on the North German explosions, 1946 to 1947, *Phil. Trans. Royal Soc. (London), Ser. A* (1949), 242, 123—151.
- Reich H., Schulze G. A., Förtsch O., Das geophysikalische Ergebnis der Sprengung von Haslach im südlichen Schwarzwald, *Geol. Rundschau* (1948), 36, 85—96.
- Rothe J. P., Peterschmitt E., Etude séismique des explosions d'Haslach, *Ann. inst. physique globe (Strasbourg)* (1950) 5, part 3, 13—38. (С обширной библиографией по искусственным взрывам.)
- Byerly P., The seismic waves from the Port Chicago explosion, *BSSA* (1946), 36, 331—348.
- Wood H. O., Richter C. F., A second study of blasting recorded in southern California, *ibid.* (1933), 23, 95—110.
- Gutenberg B., Travel times from blasts in southern California, *ibid.* (1951), 41, 5—12.
- Gutenberg B., Waves from blasts recorded in southern California, *Trans. Am. Geophys. Union* (1952), 33, 427—431.
- Byerly P., Subcontinental structure in the light of seismological evidence, in *Advances in Geophysics* (1956), 3, 105—152.

Атомные бомбы

(См. литературу к предыдущему разделу)

- Gutenberg B., Interpretation of records obtained from the New Mexico atomic bomb test, July 16, 1945, *BSSA* (1946), 36, 327—330.
- Gutenberg B., Richter C. F., Seismic waves from atomic bomb tests, *Trans. Am. Geophys. Union* (1946), 27, 776.
- Gutenberg B., Travel times of longitudinal waves for surface foci, *Proc. Nat. Acad. Sciences* (1953), 39, 849—853.
- «The effects of atomic weapons», Govt. Printing Office, Washington, D. C., 1950. (См. особенно стр. 13 и 111.)

Обвалы землетрясения

- Volger O., Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz, Gotha, 1857—1858. (Устарелый классик сейсмологии.)
- Sieberg A., Krumbach G., Das Einsturzbeben in Thüringen vom 28. Januar 1926, *Reichsanstalt für Erdbebenforschung, Jena* (1927), № 6.
- Grant U. S. Subsidence of the Wilmington oil field, California, Calif. Dept. Nat. Resources, *Div. Mines, Bull.* 170 (1954), chapter X, 19—24.
- «Seismological notes», *BSSA* (1950), 40, 69—70; (1955), 45, 161—162. (О толчках на острове Терминел.)
- Benioff H., Gutenberg B., Richter C. F., Progress report, Seismological Laboratory, California Institute of Technology, 1949, *Trans. Am. Geophys. Union.* (1950), 31, 463—467. (Об острове Терминел на стр. 467.)

- Bravinder K. M., The Los Angeles Basin earthquake of October 21, 1941, and its effect on certain producing wells in Dominguez field, Los Angeles County, California, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1942), **26**, 338—339.
- Martner S. T., The Dominguez Hills, California, earthquake of June 18, 1944, *BSSA* (1948), **38**, 105—119.
- Caloi P., et al. Terremoti della Val Padana del 15—16 maggio 1951, *Ann. geofisica (Rome)* (1956), **9**, 63—105.

Памирское землетрясение и обвалы

- Galitzin B., Sur le tremblement de terre du 18 février, 1911, *Comptes rendus* (1915), **160**, 810—813.
- Klotz O., Earthquake of February 18, 1911, *BSSA* (1915), **5**, 206—213.
- Jeffreys H., The Pamir earthquake of 1911 February 18 in relation to the depths of earthquake foci, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1923), **1**, 22—31.
- Jeffreys H., On the materials and density of the earth's crust, *ibid.* (1937), **4**, 50—61 (См. особенно стр. 61.)

Горные удары

- Hodgson J. H., Analysis of travel times from rockbursts at Kirkland Lake, Ontario, *BSSA* (1947), **37**, 5—17.
- Hodgson J. H., A seismic survey in the Canadian shield, Part 1: Refraction studies based on rockbursts at Kirkland Lake, Ont., *Publ. Dominion Observatory* (1952), **16**, № 5, 109—163. Ottawa, 1952.
- Gane P. G., Hales A. L., Oliver H. A., A seismic investigation of the Witwatersrand earth tremors, *BSSA* (1946), **36**, 49—80.
- Logie H. J. The velocity of seismic waves on the Witwatersrand, *ibid.* (1951), **41**, 109—121.
- Willmore P. L., Hales A. L., Gane P. G., A seismic investigation of crustal structure in the western Transvaal, *ibid.* (1952), **42**, 53—80.
- Gane P. G., Seligman P., Stephen J. H., Focal depths of the Witwatersrand tremors, *ibid.* (1952), **42**, 239—250.

Сибирские метеориты

- Tams E., Das grosse sibirische Meteor vom 30. Juni 1908 und die bei seinem Niedergang hervorgerufenen Erde- und Luftwellen, *Zeitscher. Geophysik* (1931), **7**, 34—37.
- Whipple F. W., The great Siberian meteor and the waves, seismic and aerial which it produced, *Quart. Journ. Royal Meteorol. Soc.* (1930), **54**, 287—304.
- Crowther J. G., More about the great Siberian meteorite, *Scientific American*, May, 1931, 314—317.
- Brown H., Kullerud G., Nichiporuk W., *A Bibliography of Meteorites*, Chicago University Press, 1953. (Приводятся ссылки на многие работы Л. А. Кулика по данному вопросу, в том числе и на нижеследующие.)
- Кулик Л. А., К истории болида 30 июня 1908 г., *Докл. АН СССР* (сер. А), 1927, 393—398. То же, по-английски: Kulik L. A., On the history of the bolide of 1908 June 30, *Popular Astronomy* (1935), **43**, 499—504.
- Кулик Л. А., К падению метеорита 1908 г. в районе Подкаменной Тунгуски. *Докл. АН СССР* (сер. А), 1927, 399—402. То же по-английски: Kulik L. A., On the fall of the Podkamennaya Tunguska meteorite in 1908, *Popular Astronomy* (1935), **43**, 596—599.
- Kulik L. A., Auffindung des Tunguskischen Riesenmeteors vom 30 Juni 1908, *Petermanns geographische Mitt.* (1928), **74**, 338—341.

- Кулик Л. А., Предварительные результаты метеоритной экспедиции 1921—1931 гг. *Труды Ломоносовского института АН СССР*, 1933, 73—81. То же, по-английски: Kulik L. A. Preliminary results of the meteorite expeditions 1921—1931, *Popular Astronomy* (1936), 44, 215—220.
- Kulik L. A., La météorite de Sibérie, *La Nature* (1939), 67, 129—131.
- Кулик Л. А. Метеоритная экспедиция в район Подкаменной Тунгуски в 1939 г. *Докл. АН СССР* (1940), 28, 596—600.
- Фесенков В. Г., Сихоте-Алиньский метеорит, *Астрономический журнал*, 1947, 24, 302—317.

Вулканические землетрясения

- Williams H., Problems and progress in volcanology, *Quart. Journ., Geol. Soc. London* (1954), 109, 311—332. (Превосходная сводка текущих исследований.)
- Wood H. O., Volcanic earthquakes, *Nat. Research Council, Bull. 90, Seismology*, Washington, D. C. (1933), Chapter 3, 9—31. (Цитата взята со стр. 26—27; вновь обсуждаются землетрясения 1868 г.; см. следующую ссылку.)
- Wood H. O., On the earthquakes of 1868 in Hawaii, *BSSA* (1914), 4, 169—203.
- Johnston-Lavis H. J., Monograph of the Earthquakes of Ischia, with some Calculations by S. Haughton, London and Naples, 1886.
- Mercalli G., L'Isola d'Ischia ed il terremoto del 28 luglio 1883, Milan, 1884.
- Davison C., The Ischian Earthquakes, Chapter III, 55—74; in: *A Study of Recent Earthquakes*, Walter Scott, London, 1905.
- Lais R., Die Ersbeben des Kaiserstuhls, *G. Beitr.* (1913), 12, 45—88.
- Leyell C., The volcanic district of Naples, *Principles of Geology*, 12th ed. (1875). Chapters 24—25, 1, 559—655.
-

Первичные проявления тектонических землетрясений; разломы

Помимо региональных изгибаний, наклонов и общего изменения уровня, большая часть первичных тектонических проявлений, которые предстоит рассмотреть, — это явления на линиях разломов. Предварительно будет сказано несколько слов о зонах разломов.

ЗОНЫ РАЗЛОМОВ И РИФТЫ

Признаки разлома, связанного с определенным землетрясением, полевой работник будет, конечно, искать прежде всего там, где стратиграфические или геоморфологические данные указывают на существование активного разлома.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Стратиграфические признаки на больших разломах бывают весьма впечатляющими. Наблюдательный путник, пересекая разлом Сан-Андреас, обычно замечает, что он внезапно оказывается в совершенно иной местности, с иным геологическим строением. Стратиграфия участков по обе стороны разлома на значительном протяжении не имеет почти ничего общего. Тем не менее этот большой разлом иногда разрывает массивы явно сходных пород.

На геологических картах, особенно на региональных мелкомасштабных, линии разломов иногда стараются проводить вдоль контактов, а не в пределах однородной формации, что искажает истинную картину: широкая прямолинейная зона разлома с отдельными расходящимися разрывами может принять вид единичного извилистого разлома¹. В особенности это относится к картированию больших горизонтальных сдвигов, когда главные поверхностные разрывы часто не образуют единой линии, а представляют ряд *эшелонированных* (кулисообразно смещенных) отрезков, располагающихся так же, как описанные ниже трещины растяжения, возникающие при сдвиговых подвижках (см. фиг. 13-6).

Для многих активных разломов характерна сложная поверхностная картина и сложные стратиграфические соотношения. Сейсмологу легко

¹ Примером является конфигурация разлома Сан-Джасинто в южной Калифорнии, как она показана на геологической карте США, изданной Геологической службой США в 1932 г.

понять, почему это так. Его данные показывают, что при катастрофических землетрясениях разломы возникают на глубинах 10 миль и более. Развивающиеся на подобной глубине процессы молодого образования разломов могут геологически не проявляться непосредственно на поверхности (вероятные примеры приведены в главе 14). Если образовавшийся разлом распространяется и достигает поверхности, то единый разрыв, разделяющий выходы разных отложений, возникает при этом скорее как исключение, чем как правило.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Геоморфологические данные часто имеют важнейшее значение. Квалифицированный специалист в этой области может установить наличие активных разрывных движений, по главным формам рельефа, когда сам разлом погребен под аллювием или под конусами выноса. Рядовой работник больше опирается на явные и обычно довольно незначительные признаки, которые свидетельствуют о геологически недавних и еще не размытых смещениях.

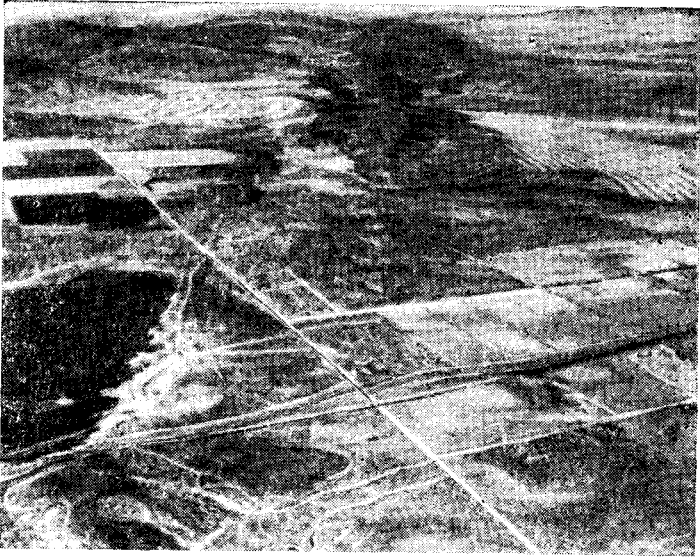
Ложные линии. Естественно предполагать, что любая длинная линейная форма рельефа связана с разломом. Однако разлом бывает и не активным, а прямолинейная форма может быть обусловлена избирательной эрозией на крыльях структуры. Прямолинейность может указывать скорее на контакт, чем на разлом. Особенно в пустынных областях эрозионные уступы иногда удивительно прямолинейны, а поверхность конуса выноса может пересекать основной уровень местности почти по прямой линии.

Грабены и рифты. Там, где происходили многочисленные вертикальные глыбовые подвижки, местность может оказаться разбитой на ряд поднятых глыб, или *горстов*, и ряд опущенных *грабенов*, как это имеет место в провинции Бассейнов и Хребтов в штатах Невада, Юта и прилегающих районах. Длинные узкие грабены часто называют *рифтами*, типичным примером которых может служить рифтовая зона экваториальной Африки, куда входят и великие озера Ньяса и Танганьика. Долина Оуэнс-Велли в Калифорнии представляет грабен, причем соседние глыбовые горы были подняты по разломам, ограничивающим грабен с обеих сторон более чем на 10 000 футов над уровнем долины. Это хорошая иллюстрация к правилу Монтессю-де-Баллора: там, где рельеф контрастен, ожидай активных разломов и высокой сейсмичности. (Во второй части книги будет кратко описано катастрофическое землетрясение в долине Оуэнс-Велли в 1872 г.)

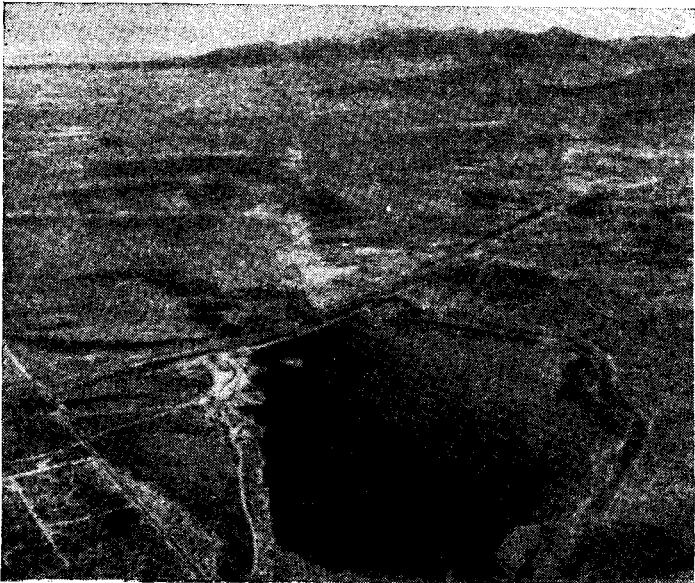
Сдвиговые рифты. Лосон ввел выражение «Рифт Сан-Андреас»¹ для морфоструктуры, характеризующей одноименный разлом (фиг. 13-1, 13-2, 13-3). Это вызвало возражения, поскольку здесь в термин «рифт» вкладывается значение, существенно отличное от того, что связано с понятием африканских рифтов; однако ничего лучшего предложено не было и в данной книге мы будем различать два типа «рифтов». Второй тип, по-видимому, связывают прежде всего с разломами, где главная составляющая движения является горизонтальной, или сдвиговой. Далее следует типичное описание этой структуры (цитируется по Мак-Махону; McMahon, 1897).

«... Мы обнаружили четко выраженную линию депрессий или вмятин в грунте, которую можно было проследить у края равнины... Следуя вдоль

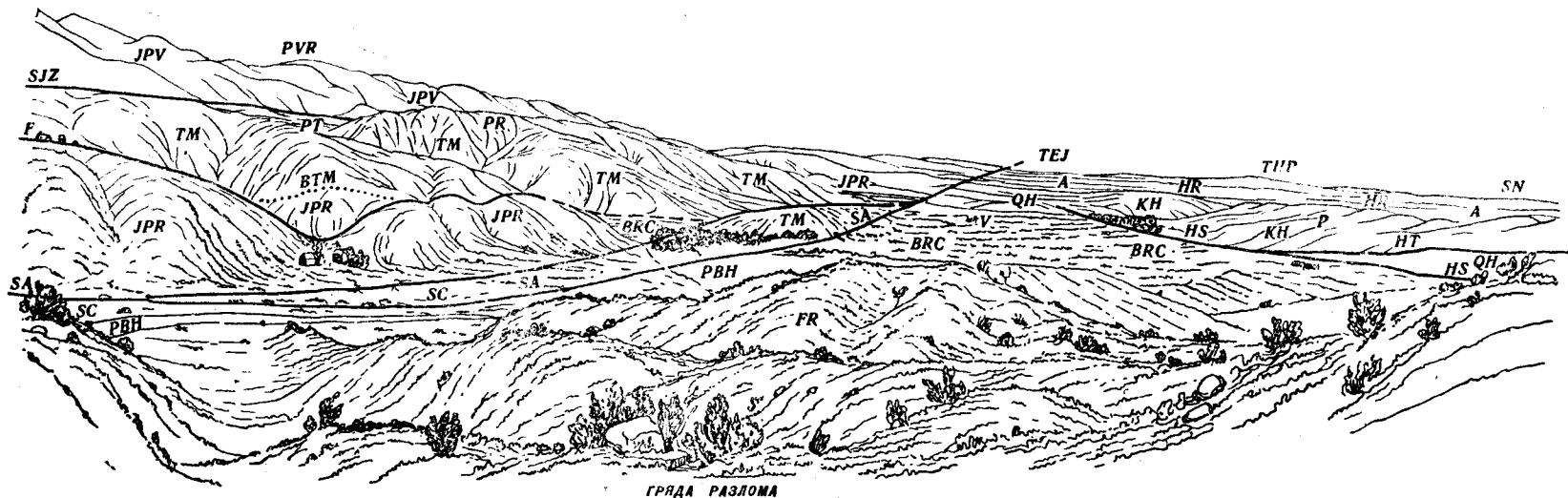
¹ «Рифт» здесь — проявление разлома в виде депрессии в поверхностном рельефе. Далее автор часто употребляет термин «Рифт» (с большой буквы) для обозначения крупной депрессии, связанной с разломом Сан-Андреас.— *Прим. ред.*



Фиг. 13-1. Вид на запад-северо-запад вдоль зоны разлома Сан-Андреас близ Палмдейла (Калифорния). На переднем плане водохранилище Палмдейл; наиболее активная линия разлома проходит справа от него. Старая линия — на 0,5 мили правее — ограничивает блок плиоценовых отложений, подстилающих низкие холмы (на переднем плане в центре). Следует обратить внимание на изгиб потоков, пересекающих вдалеке зону разлома. В горах Техачапи (справа, у горизонта) находится разлом Гарлок. (Фото компании Аэросъемки Ферчайлд.)



Фиг. 13-2. Вид на восток-юго-восток вдоль разлома Сан-Андреас. На переднем плане — водохранилище Палмдейл. Наиболее активная линия разлома проходит слева от него мимо небольшой западины как раз за автострадой, вдоль явной депрессии и далее в горы Сан-Габриель, которые она пересекает на уровне 7000 футов (широкая выемка у горизонта). (Фото компании Аэросъемки Ферчайлд.)



Фиг. 13-3. Зона разлома Сан-Андреас; вид на запад через ранчо Валиермо. (Зарисовка Филиппа Б Книга.)

Справа гряда Голкомб (HR) с обнаженными у подножья (P) корегными породами. За нею долина Антилоп (A), горы Техачапи (TNP) и Сьерра-Невада (SN). С севера зону разлома Сан-Андреас ограничивают надвиг Голкомб (HT) и разлом Хидден-Спрингс (HS). Леее за грядой разлома (FR) — на переднем плане — разлом Сан-Андреас (SA), который сформировал каньон Шумейкер (SC) и тянется, пересекая ручей Биг-Рок-Крик (BRC), на запад-северо-запад к перевалу Техон (TEJ). Слева, в удалении, гряда Пизинон (PR), депрессия Панчбуул (PT), зона разлома Сан-Джасинто (SJZ) и гряда Плезанг-Вью в горах Сан-Габриель (PVR). Основные типы пород, слева направо: комплекс Плезанг-Вью (JPV) в горах Сан-Габриель, формация Мартинес (TM) и ее несогласный контакт (BTM) с гранодиоритами гряды Пиннион (JPR); формация Гарольд (QH) и кварцевые монцититы Голкомб (KH). В депрессии зоны разлома Сан-Андреас находятся почтовое отделение Валиермо (V) и автострада Пирблоссом (PBH). Т — триас, J — юра, K — кайнозой, Q — четвертичное время.

этой линии, или, если так можно выразиться, этой «трещины землетрясения» мы установили, что она явно выражена на протяжении около 18 миль до того самого места, где в 1892 г. трещина, возникшая при землетрясении, повредила железную дорогу. Отсюда линия продолжалась, постепенно поднимаясь по диагонали на склон хребта Хваджа-Амран, и пересекла затем главный гребень хребта близ самого высокого пика. Спустившись в долину Спинтиж, она вновь начала диагонально подниматься на склоны хребта, продолжаящего Хваджа-Амран. Пересекши и этот хребет, линия спустилась к реке Пишин-Лора, пересекла ее и протянулась вдоль всего подножья хребта Сарлаз до Нушки... Общая длина... была не менее чем 120 миль. Это четко выраженная, широкая, глубоко вдавленная полоса, местами выраженная с отчетливостью железнодорожной выемки. На всем ее протяжении то тут, то там попадаются выходы ключей. Благодаря наличию воды, а также тому, что трещина прорезает через горы ближнюю дорогу, эта депрессия широко используется как транспортная линия. Мы убедились, что о существовании депрессии знают все старейшины в племенах, живущих поблизости. Они рассказывали, что за время их жизни трижды, после сильных землетрясений, на этой линии появлялись глубокие трещины и что, по рассказам их предков, подобные события происходили и в прошлом. После одного из таких случаев ключи вдоль депрессии стали, по их словам, гораздо обильнее».

Все сказанное здесь, если исключить географические названия, вполне могло бы относиться и к Рифту Сан-Андреас в южной Калифорнии. Даже выражение «трещина землетрясения» часто употребляется в данном смысле. Структура, описанная выше, находится в Белуджистане (ныне—часть Пакистана), близ афганской границы; землетрясение 1892 г. сопровождалось сдвигом, оборвавшим и сместившим железную дорогу там, где она пересекала зону описанного разлома (см. фиг. 31-10).

Сдвиговые рифты изучены лучше всего в Калифорнии, где они хорошо выражены вдоль разлома Сан-Андреас и его главных ответвлений (или подчиненных разломов Хейуард, Гарлок, Сан-Джасинто), а также вдоль разлома Эльсинор, тянущегося параллельно разлому Сан-Джасинто примерно в 30 милях западнее. Связь подобных структур с активными сдвигами установлена в Белуджистане, Турции, на Филиппинах и на Суматре (где джунгли и вулканические осадки скрывают характер структуры). Подобный рифт, связанный с активным разломом, известен на юго-западе Китая, к которому приурочивают несколько сильных землетрясений; однако прямых доказательств сдвиговой подвижки здесь нет. На Южном острове Новой Зеландии такой же «рифт» намечает линию главного Альпийского разлома, вдоль которого наблюдаются многочисленные признаки послеледниковых сдвиговых смещений; однако в течение короткого периода, для которого данные вполне достоверны, здесь не отмечалось особой сейсмичности. На том же острове в узкой зоне речных долин Уаиау и Хоп (глава 29) проходит разлом, точно повторяющий в миниатюре Рифт Сан-Андреас; в 1888 г. здесь происходили сдвиговые смещения.

Большой разлом в Аляскинском хребте следует изгибу хребта, обращенному выпуклостью на север. Сейнсбери и Туэнхофель (Sainsbury, Twenhofel, 1954) и независимо от них Сен-Аман (он дал разлому название Денали) определили, что это сдвиг (St. Amand, 1954). Это — структура типа Рифта Сан-Андреас; с характерной для нее независимостью от общего рельефа местности и ножницеобразным (шарнирным) типом вертикальной составляющей смещений (со сменой знака движений).

Если прав Кеннеди, то и разлом Грейт-Глен в Шотландии представляет древнюю сдвиговую структуру (Kennedy, 1946). Его связывают с рифтоподобным рельефом (в том числе с озером Лох-Несс) и с некоторыми из сильнейших землетрясений на Британских островах.

РЕЛЬЕФ ЗОНЫ РАЗЛОМА

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Уступы и микроуступы (scarplets). Формы меньшего масштаба, чем вышеупомянутые, указывают на сравнительно молодой возраст геологических движений на разломе; в некоторых случаях они могут быть единственными геоморфологическими признаками происходящих движений. Вертикальные (или направленные по падению разрыва) смещения, разумеется, приводят к образованию уступов, относительная свежесть которых устанавливается по поверхности скольжения (если только свежий облик не обусловлен тем, что структура, сохранявшаяся в глубине, была обнажена лишь недавно). Небольшие уступы часто обнаруживают по нарушению ими стока или режима грунтовых вод. При благоприятном освещении их легче различить с воздуха, чем находясь на земле¹.

В Новой Зеландии много подобных форм было обнаружено при аэрофотосъемке; некоторые из них — в залесенных районах, где определить их на земле было трудно. Амплитуда и протяженность микроуступа часто настолько мала, что он мог образоваться в результате одного землетрясения. В Новой Зеландии подобные микроуступы часто не имеют явной связи с более крупными формами рельефа. Однако в Калифорнии и некоторых других районах мелкие уступы чаще всего располагаются у основания крупных и параллельны им. В таких районах целый горный склон может иметь ступенчатый рельеф, обусловленный последовательными поднятиями и эрозией в промежуточные периоды. Часто встречаются уступы, пересекающие аллювиальные конусы выноса; их стенки обычно обращены в сторону от гор. Такие формы, как правило, считают серьезным доказательством образования разломов. Близ Кьюкамонг (южная Калифорния) такие уступы, тянущиеся параллельно фронту гор южнее пиков Сан-Антонио и Кьюкамонг, достигают в междуречьях высоты 250 футов. Полагают, что это соответствует суммарной амплитуде повторных движений, в то время как более низкие уступы, расположенные ближе к рекам, отражают лишь позднейшие смещения. Истолкование подобных форм как разломов требует осторожности. Профессор Джемс Ноубл (Noble, 1954) описал в пустыне Мохаве близ Розамонд уступы в аллювии высотой до 25 футов, которые сходили на нет по мере приближения к обнаженным коренным породам, где уже не было признаков современных разрывных движений. Аналогичные прямолинейные уступы, не продолжающиеся на соседние коренные породы, пересекают конусы выноса на западном борту долины Оуэнс-Велли; некоторые из них связывают с землетрясением 1872 г.

¹ Там, где южнокалифорнийский разлом, в настоящее время получивший, по Аллену (Allen, 1957), название Баннинг (раньше его ошибочно считали непосредственным продолжением Рифта Сан-Андреас), пересекает восточнее перевала Сан-Горгоньо реку Уайтуотер, он ясно виден с любой возвышенной точки благодаря обильным ивовым и другим зарослям, выросшим на поднятом крыле, и по оголенности опущенного крыла разлома.

Они могли быть обусловлены разрывными движениями под длиной, которые распространялись не вертикально вверх, а на запад и вверх, более или менее следуя падению отложений конусов.

Обратные микроуступы (*reversed scarples*). Иногда встречаются микроуступы, обращенные фронтом к более крупному и древнему уступу, образуя как бы небольшой грабен между ними. В большинстве случаев это, вероятно, не означает смены знака движений: достоверные данные свидетельствуют, что движения на большинстве разломов сохраняют свой знак в течение геологически длительных промежутков. Подобный небольшой грабен может возникнуть в результате погружения раздробленных пород в зоне разлома относительно более монолитных пород на обоих крыльях. Это может происходить при сдвигах, так как в пределах зоны разлома тогда развиваются скалывающие движения на поднятых и на опущенных блоках. При сдвиговых дислокациях возможно также такое совмещение на противолежащих крыльях разлома различных пород, когда при последующей избирательной эрозии образуется уступ, обращенный стенкой к склону, — обратный уступ (*back-facing*). Та же форма может образоваться и при подвижках по падению, когда легко эродируемые породы, поднятые по разлому, оказываются обнаженными по соседству с более устойчивыми породами. Обратные уступы могут образоваться при сдвиговых дислокациях также и за счет шарнирного характера движений, о чем в этой главе говорится далее.

В Новой Зеландии современные движения отличаются от движений сравнительно недавнего геологического прошлого, о чем свидетельствуют многочисленные факты. Коттон однажды установил, что некоторые уступы, обращенные к склону и отделяющие их от склона депрессии, указывают на реальное изменение знака движений. В настоящее время он полагает, что большая часть этих форм могла быть обусловлена большими сдвиговыми дислокациями. Поперечный профиль упомянутых депрессий заострен, что отличает их от «оперяющих долин» (*side-hill valleys*), распространенных на Рифте Сан-Андреас¹.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Оперяющие борозды (*side-hill furrows*). Оперяющие борозды относятся к наиболее заметным постоянным мелким формам, характерным для сдвиговых зон. Большей частью они обусловлены процессами «расслоения на плоские чешуи» (*slicing*) в зоне разлома. Дислокации скалывания, сопровождаясь сжатиями, воздействуют на всю площадь зоны разлома и приводят к образованию большого числа длинных узких блоков, уровень которых друг относительно друга изменяется: некоторые из них поднимаются, образуя длинные узкие гряды или миниатюрные горсты, а другие опускаются, образуя аналогичные грабены. В последних обычно скопится вода, на месте которой в засушливые сезоны остаются соляные площадки. Размер грабенов различный — от западины до небольшого озера; многие из них были подпружены и служили водохранилищами. Два таких водохранилища в районе Рифта Сан-Андреас — Кристал-Спринг и Сан-Андреас (по имени которого назван разлом и его морфоструктуры) — служили в 1906 г. глав-

¹ Систематическое несоответствие градиента медленных вертикальных смещений и направления вертикальной подвижки в очаге обнаружены также при изучении механизма землетрясений Туркмении (Тр. Геофизического ин-та АН СССР № 40, 1957 г.); глубина очагов составляла десятки километров, так что объяснения, связанные с эрозией и литологической неоднородностью, для них отпадают. О поверхностных проявлениях этого несоответствия при сильных землетрясениях см. также статью Кобаяси в сборнике «Живая тектоника», ИЛ, 1957. — *Прим. Ред.*

ными резервуарами воды для Сан-Франциско. Почти полное разрушение главной магистрали, соединявшей (вдоль линии Рифта) водохранилища с городом, прервало водоснабжение, а городские резервуары и водопровод вышли из строя, поврежденные сотрясениями, так что для борьбы с большим пожаром, возникшим после землетрясения, не оказалось воды.

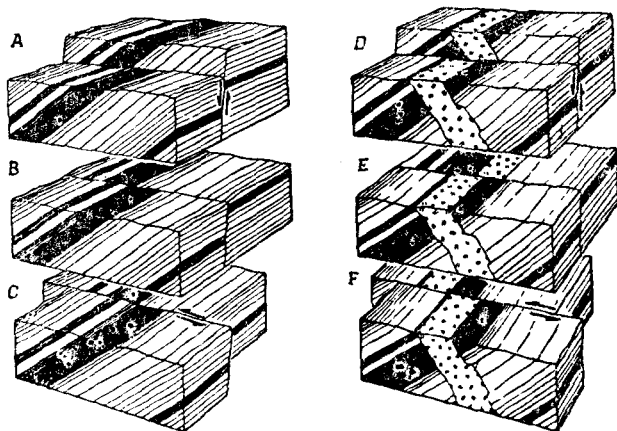
Шарнирный эффект (*scissoring*). Относительные горизонтальные смещения вдоль разлома Сан-Андреас сохраняют в основном одинаковый знак (правосторонние, по определению, приводимому ниже), а относительные вертикальные смещения изменяют его: поднятым оказывается сперва одно крыло, а потом другое. Это относится как к макро-, так и к микроформам; конечно, изменение знака смещений у микроформ встречается чаще, по-разному проявляясь на отдельных небольших «чешуях» и на блоках в пределах Рифта. Подобное изменение знака вдоль разлома называется *шарнирным* эффектом, точки же, где знак изменяется на обратный и амплитуды сброса равны нулю, называются *осями шарнира*. Шарнирный эффект обычно характерен для сдвиговых дислокаций, но еще не доказывает их. Однако там, где его наблюдают, безусловно, стоит поискать другие признаки горизонтальных подвижек. Сдвиговые смещения могут создать кажущееся изменение знака амплитуды в результате относительного перемещения блоков, которые ранее находились на различных уровнях (на противоположных крыльях). Аналогичный эффект уже отмечался для уступов, обращенных в противоположном направлении относительно падения склона. Тот же эффект может быть обусловлен неравномерностью вертикальных смещений или их кажущейся неравномерностью, вызванной избирательной эрозией. Поэтому недостаточно исходить только из рельефа поверхности; следует учитывать падение слоев и рассматривать структуру в целом как трехмерную.

Стратиграфия сдвиговых дислокаций. Наилучшие геологические доказательства продолжающихся сдвиговых смещений—это, конечно, стратиграфические (если их можно получить), например, когда маркирующий горизонт, контакт или характерная структура, некогда, по-видимому, непрерывные, при пересечении зоны разлома оказываются смещенными на противоположных крыльях. И здесь нельзя пренебрегать третьим измерением. Так, если слой падает параллельно простиранию разлома, то чисто вертикальные смещения приведут к кажущемуся относительному горизонтальному смещению обнаженного маркирующего горизонта, то есть на поверхности создастся видимость сдвига (фиг. 13-4).

Стратиграфические доказательства менее убедительны и встречаются реже, когда относительные смещения возрастают. Часто стратиграфически удавалось установить, что с одним землетрясением были связаны смещения порядка нескольких футов. Вдоль Рифта Сан-Андреас имеется много мест, где по подобным данным установлены суммарные сдвиговые подвижки примерно до одной мили; близ перевала Техон третичные вулканические осадки, по-видимому, были разобщены и сдвинуты на несколько миль.

Смещения потоков. Часто на сдвиговые подвижки явно указывают смещения рек и меньших водотоков. Сотни подобных явлений наблюдаются вдоль Рифта Сан-Андреас (см. фронтиспис). На некоторых участках смещена вся речная сеть, так что один поток за другим подходит к зоне разлома, затем круто поворачивает вправо, а примерно через милю столь же круто поворачивает влево и отклоняется от Рифта, прорезая ущелье. Единичное явление подобного рода можно было бы объяснить тем, что река использовала зону разлома в качестве русла, возможно, под влиянием местных наклонов. Доказательством сдвиговой подвижки может служить частая повторяемость подобных явлений. Кажущиеся исключения связаны, вероятно, с тем, что

поток, ранее смещавшийся, находит для выхода новое «русло», которое очутилось близ него благодаря продолжающимся подвижкам. Поток может даже в поисках выхода течь на коротком расстоянии «в обратном» направлении, создавая видимость противоположно направленного смещения.



Фиг. 13-4. Блок-диаграмма, показывающая, что сбросовым (А, В) и сдвиговым (С) подвижкам может соответствовать одинаковая картина на поверхности и что при исключительно благоприятных условиях эти подвижки все же можно различить (диаграммы D, E, F, где дайка, выходящая на поверхность, пересекает остальные слои). (Gil-luly James, Waters A. C., Woodford A. O., Principles of Geology, Freeman W. H. and Company, San Francisco, 1951.)

В цитированном выше описании сдвигового рифта в Белуджистане не сообщается о формах, характерных собственно для сдвига, хотя в 1892 г. сдвиг сместил железную дорогу. Это говорит о том, что обычный наблюдатель и даже геолог могут не обратить внимания на подобное явление.

РОДНИКИ

Выходы воды в виде родников в зоне дробления пород представляют обычное явление для многих разломов, активных и неактивных. Воды горячих источников составляют особую проблему (см. конец этой главы).

ОСОБЕННОСТИ ЛИНИЙ РАЗЛОМОВ

О постоянных формах, связанных с зонами разлома, здесь будет говориться довольно кратко. Работнику, исследующему землетрясение в поле, необходимо проверить эти данные и сопоставить со всем, что он обнаружил; ему не следует, однако, впасть в заблуждение, которому поддавались да же опытные люди, он не должен считать, что если имеются явные геологические данные о современных движениях на разломе, то именно с этим разломом и только с ним одним будут связаны сильные толчки в его окрестностях. С разломом Сан-Андреас неоднократно связывали второстепенные землетрясения, эпицентры которых, как показывали инструментальные записи, находились в другом месте. Даже очаг катастрофического землетрясения 1872 г. в долине Оуэнс-Велли связан не с огромным обрывом гор Сьерра-Невада, ограничивающим грабен с запада, а с краем сравнительно небольшого внутреннего блока Алабама-Хиллс. Б. А. Петрушевский и другие авторы недавно подче ркивали серьезное несоответствие между крупными молодыми текто-

ническими структурами и сейсмичностью в Тянь-Шане и других районах Советского Союза (Петрушевский, 1955).

К явлениям на линиях разломов относятся и образование мелких форм, таких, как микроуступы и горизонтальные смещения, аналогичные более крупным устойчивым формам. Сюда относятся и другие проявления, такие, как трещины, расщелины, «кратовины» (*mole-track*), менее устойчивые по своему характеру и исчезающие за немногие годы под действием обычных агентов денудации. Когда подобные проявления незначительны или неясны, единственным признаком, отличающим их от вторичных или чисто случайных явлений, может быть их ориентировка вдоль узкой и более или менее линейной зоны, в особенности если очертания этой зоны не зависят от рельефа.

УСТУПЫ

Небольшие уступы близ основания склона должны быть тщательно обследованы, чтобы отличить их от местных оползаний. Если уступ имеет форму полумесяца с рогами, обращенными вниз по склону, то это почти несомненный признак оползня. Серия оползней может быть развита и вдоль контакта между различными породами, в особенности если одна из них сравнительно неустойчива. Уступы, огибающие гряды и следующие их контурам, вероятно, обусловлены скольжением. Свежие уступы могут возникнуть и в результате дифференциального оседания грунта, вызванного сотрясениями; это может наблюдаться и на разломе, который во всех остальных отношениях ничем не связан с исследуемым землетрясением. Ложные уступы могут возникать и иным образом. Уступы, очень свежие на вид, могут на самом деле быть древними, особенно в засушливых районах. Но и там (если только обследование не проводится сразу после землетрясения) следует ожидать некоторого воздействия эрозии, которая может изменить внешний вид уступов и, возможно, сформировать новые.

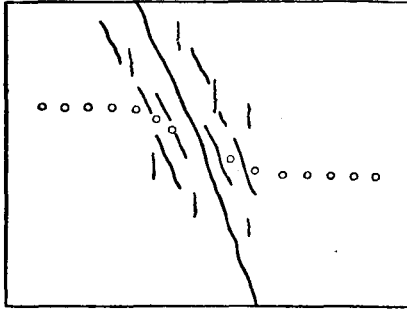
СДВИГОВЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Благодаря образованию микроуступов распознать сбросовые подвижки сравнительно легко. В поле, где нет сооружений человека, сдвиговую подвижку обнаружить трудно и ее чрезвычайно трудно измерить, если только перед нами не один из тех редких и в стратиграфии случаев, когда смещен заметный маркирующий горизонт. Горизонтальное смещение сухого русла можно ориентировочно оценить, когда разрыв резок и смещение мало. Смещение русла текущих рек, очевидно, не столь заметно, чтобы провести подробные наблюдения. Могут оказаться смещенными звериные тропы, но практически все надежные данные о горизонтальных смещениях при землетрясениях связаны с освоенными районами и относятся к железным дорогам, автострадам, проезжим дорогам, тропинкам, оврагам, канавам или каналам

ТОРМОЖЕНИЕ СМЕЩЕНИЙ (DRAG)

Явления при упругой отдаче (глава 14) не следует смешивать с явлениями торможения, которые в поле часто проявляются более заметно и фактически действуют в противоположную сторону. Так, при землетрясении 1940 г. в долине Импириал (глава 28) картина сдвиговых явлений на мощном аллювиальном грунте почти неизменно искажалась торможением: сдвиговое смещение часто было рассредоточено в пределах полосы шириной в сотню

футов или более. Вне этой полосы торможения линии оград, пересекающие разлом, остались прямолинейными, насколько это можно установить при обычном наблюдении, причем относительное смещение линий по обеим сто-



Фиг. 13-5. Торможение при сдвиговых подвижках.

Кружки показывают положение столбов ограды, ранее проходившей по прямой линии.

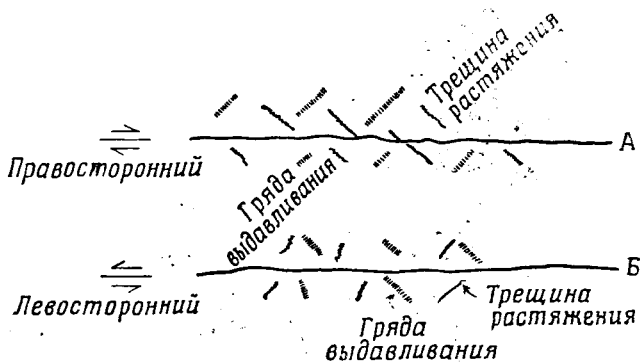
ронам разлома было равно полной величине сдвигового смещения. В пределах полосы торможения сдвиговые смещения столбов ограды убывали по мере приближения к центру полосы, так что линии оград были искривлены (фиг. 13-5). В районе землетрясения 1906 г., где породы плотнее, торможение смещений было в общем менее заметно. На нескольких photographиях, приведенных в докладе Комиссии, видно, что ограды резко смещены у линии разлома без какого-либо искривления.

ТРЕЩИНЫ И РАСЩЕЛИНЫ

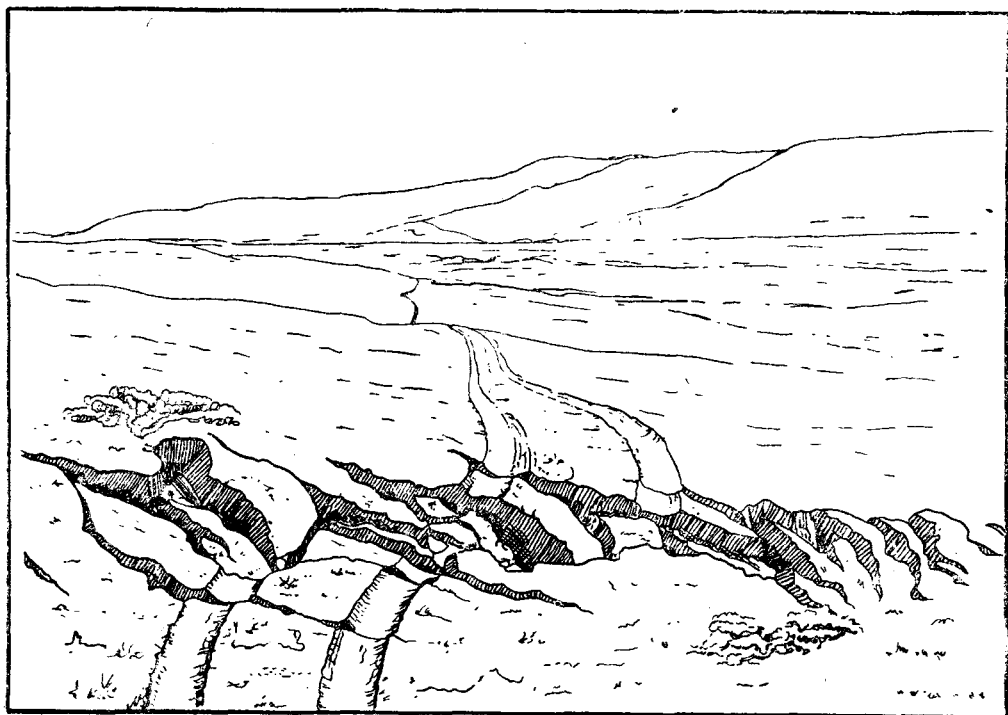
Трещины и расщелины являются одним из наиболее характерных, но также и наиболее обманчивых признаков, по которым можно проследить линию разлома. В твердых породах любая значительная линия трещиноватости, вероятно, представляет первичное проявление, даже когда нет ясных данных об относительных смещениях крыльев разрыва, как это было с разрывом Бордвар, описанным Олдемом (глава 5). При землетрясениях, однако, большая часть трещин возникает в рыхлом грунте, и для их оценки требуется проникательное суждение и некоторый опыт. Большие и впечатляющие системы трещин и расщелин могут возникнуть в результате сотрясений, оседания и ступенчатых перекосов грунта, как это было в Бихаре в 1934 г. Длинные прямолинейные зоны трещиноватости всегда привлекают внимание; однако когда они параллельны водотоку, скале или контакту между различными породами, то причину их возникновения следует искать скорее в распространении волн и вызванном ими ступенчатом перекосе грунта, чем в смещениях нижележащих коренных пород.

Диагональные трещины растяжения, связанные с главным разломом, могут указывать на сдвиг. Часто они связаны с валами сдавливания (pressure ridge). Два типа противоположно направленных сдвиговых подвижек показаны на фиг. 13-6 (ср. с фиг. 13-7). Видимые линии дислокации могут представлять простую последовательность кулисообразно расположенных трещин, подобных изображенным на этой фигуре по обе стороны линии разлома. Даже большой разлом с ярко выраженными уступами может перейти в ряд отрезков, аналогично смещенных друг относительно друга, так что наблюдатель, следуя вдоль уступа, видит, как тот сходит на нет и замещает-

ся другим, расположенным справа или слева от первого уступа; направление смещений обычно такое же, как и в серии трещин растяжения. Отдельные части разлома Невадского землетрясения 1954 г. относились к этому типу



Фиг. 13-6. Схема, иллюстрирующая правосторонние и левосторонние сдвиговые подвижки и связанные с ними трещины растяжения и гряды выдавливания.



Фиг. 13-7. Анатолийское землетрясение 1953 г. Рисунок, показывающий дорогу, сдвинутую, и зияющие трещины растяжения. (Кетин и Роэсли.)

(Larson, 1957; прочая литература). В более крупном масштабе кулисообразные формы выражены и в зонах разломов, обуславливая частично ту сложность, которая, как уже отмечалось, нарушает слишком упрощенную картину мелкомасштабных карт.

«КРОТОВИНЫ»

Название этому эффектному явлению, которое, по-видимому, возникает главным образом при пересечении большим сдвигом области мощных наносов, дано Кото. Он использовал обиходное выражение японских крестьян, называвших так после 1891 г. полосы взрытой земли, пересекавшие их поля и похожие на ходы гигантского крота или на отвалы земли от лемеха большого плуга. Во время землетрясения 1940 г. в долине Импириал близ границы между Мексикой и Калифорнией таким путем образовались нагромождения земляных глыб высотой до 4 футов¹. Это проявление, видимо, обусловлено такими же поперечными сжатиями, какими созданы валы выдавливания.

НАДЛЕЖАЩАЯ ОТЧЕТНОСТЬ

Простираение и амплитуда смещений. Невозможно переоценить значение правильного описания геометрических форм смещений, наблюдаемых в поле на разломах. Подобные сведения имеют величайшую ценность при определении действующих сил, которые обычно и сообщаются, поскольку нельзя составить ни одну хорошую карту, не указав простираения разлома. Как правило, уступ указывает на примерную величину вертикального смещения. Если имеются данные о падении, их обычно приводят. На неровной местности разломы, не отличающиеся крутым падением, образуют искривленную линию, что выявляется при картировании. Хотя это и может показаться удивительным, но иногда наблюдатели забывают указать, какое крыло было опущено. В других случаях неопределенно указывается, что амплитуда смещений местами меняла знак. Значение этого факта, как указания на шарнирный эффект и вероятный сдвиг, а также необходимость обозначения осей шарниров могут быть вообще упущены. Шарнирный эффект на свежей линии разлома часто отражает изменение знака смещений, явно выраженное в более крупных элементах рельефа. При землетрясении 1940 г. в долине Импириал одна ось шарнира находилась на пересечении с рекой Аламо, и было естественно предположить, что небольшая постоянная депрессия, определяющая течение реки, связана с шарнирными подвижками, происходившими здесь ранее. Однако следует учитывать и другие причины изменения знака движений (истинного или кажущегося).

Направление сдвиговых смещений. Сообщения о сдвигах, как правило, неполноценны. Простираение линии сдвига обычно приводится, но знак относительных смещений двух крыльев часто не указан точно, а иногда и совсем не указан. Наиболее распространенная форма изложения громоздка и непонятна. Например, в точках, где разлом Сан-Андреас простирается на северо-запад, юго-западное крыло смещено на северо-запад относительно северо-восточного. Все это можно кратко описать, указав, что сдвиг правосторонний («декстральный») или левосторонний («синистральный»). Эти термины относятся, соответственно, к верхней (А) и нижней (Б) схемам фиг. 13-6. Наименование соответствует тому относительному смещению, которое видит наблюдатель, стоя на одном крыле лицом к другому. Разделение сдвигов на право- и левосторонние не зависит от простираения. Некоторые авторы пользуются выражениями «по часовой стрелке» (А) и «против часовой стрелки» (Б).

¹ Подобные проявления отмечались гораздо реже при Калифорнийском землетрясении 1906 г. (см. главу 28, где цитируются подробные описания данных о сдвиговых смещениях в травянистых районах).

ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Смещения на разломах можно подтвердить и более подробно исследовать с помощью геодезических данных — повторной нивелировки для вертикальных смещений и повторной триангуляции для горизонтальных. Для этого требуются предшествующие толчку измерения, основанные на хорошей опорной сети, выходящей за пределы дислоцированной территории.

СЛОЖНЫЕ ТРАССЫ

Полевой работник должен помнить, что образование разломов не обязательно приурочено к одной трассе. Для исследования желательны авиационная разведка или еще лучше — фотосъемка. Сложность трасс разломов была обнаружена при многих сильных землетрясениях. Обычно нельзя сказать, когда возникли второстепенные линии разломов — при главном землетрясении или при афтершоках. Калифорнийское землетрясение 1906 г., приводимое в качестве типичного примера с единственной трассой разлома, вероятно, связано по меньшей мере с одной вспомогательной трассой (глава 28). Один из наиболее доказательных примеров сложности разломов — это землетрясение Санго (Япония, 1927 г.), когда разломы возникли на двух краях кристаллической глыбы. Превосходный и тщательно исследованный пример представляет Невадское землетрясение 1954 г.

НАДВИГИ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Сказанное выше о трассах разлома относится к случаям, когда плоскость падения разлома близка к вертикальной и, соответственно, его трасса представляет прямую, не зависящую от рельефа линию. Кроме сообщения Цуя по японскому землетрясению 1945 г. (глава 30), у нас нет хороших отчетов о сильном землетрясении, связанном с пологим надвигом, который выходил бы на поверхность. Из землетрясений, при которых разлом вышел на поверхность, имея падение, сильно отличающееся от вертикального, лучше всего изучено землетрясение Керн-Каунти (Калифорния) 1952 г. Удивительно похожи на него и некоторые проявления землетрясения 1931 г. в Новой Зеландии (район залива Хокс).

В 1933 г. и позднее отмечались непрерывные надвиги, не сопровождавшиеся заметными землетрясениями, в нефтеносном районе Буэна-Виста-Хеллс, входящем в плейстосейстовую область землетрясения Керн-Каунти 21 июля 1952 г. Движения были обнаружены по неоднократным смещениям обсадных труб, но по мере разрастания дислокации трубы были изогнуты и выжаты из земли, образовав дуги над разломом. Имеются данные разведки, что движения несколько замедлились перед землетрясением 1952 г., а после него продолжались с прежней скоростью. 21 июля 1952 г. там не отмечалось заметных проявлений на поверхности. В 1956 г. движения все еще интенсивно продолжались¹.

Многие сильные землетрясения вызывали региональные дислокации, часто со смещениями на многих коротких разломах. Примерами могут служить Индийское землетрясение 1897 г. (глава 5) и Японское 1923 г. Каждое из этих землетрясений могло быть вызвано надвиговыми движениями, не дошедшими до поверхности. В Японии разрыв, возможно, вышел на поверхность под водами залива Сагами (и смещения могли быть в основном сдвиговыми). Задача исследования и идентификация первичных проявлений при таких

¹ Автор обязан за эти сведения м-ру Д. У. Уилту из корпорации «Гонолулу Ойл».

землетрясениях осложнена большим числом этих проявлений, обширностью территории, на которой они выражены, и кажущимся отсутствием связи между ними. Если к тому же, как и в 1897 г., добавляются трудности неосвоенной территории, то в ограниченный срок и с ограниченными средствами полного исследования провести невозможно. Когда в таких случаях имеешь дело с отдельными второстепенными разломами, то возникают все те же уже обсуждавшиеся вопросы, в том числе и установление типа подвижки (сброс или сдвиг).

Изменения уровня в глубине страны нелегко установить или исследовать, если только ранее не было проведено точной нивелировки, выходящей далеко за границы рассматриваемого района. Установить можно лишь сам факт смещений, как это было в 1897 г. Изменения у побережья по своей природе более определенны, но их следует тщательно анализировать, чтобы учесть изменения, вызванные приливами и течениями.

ПРОЧИЕ ПЕРВИЧНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Первичные проявления на поверхностных водах, происходящие в связи со смещениями или изгибаниями блоков земной коры, хорошо известны и наглядны. Хороший пример приводится в главе 5 — чередование водопадов и запруд вдоль разлома Чедранг, где блуждание запруд обусловлено нарушениями системы стока.

Аналогичными нарушениями подземного стока можно объяснить некоторые изменения в колодцах, потоках и родниках, о которых сообщают почти при каждом сильном землетрясении. Огромные наводнения рек Индии, вызванные землетрясением 1950 г. в Тибете, привели к крупной катастрофе. Сразу же после землетрясения Керн-Каунти в 1952 г. родники у кафе Клер-Крик, на автостраде над ручьем Калиенте, исчезли, и вода должна была куда-то деться; одновременно ниже, в железнодорожной выемке, появились новые родники, доставив хлопоты ремонтным рабочим. 4 дня спустя во время сильных афтершоков вода вновь вернулась в родники у Клер-Крик и одновременно перестала течь в железнодорожной выемке. В ручьях Калиенте и Техачапи резко усилилось течение, и они продолжали течь и летом, хотя обычно в это время года пересыхают.

На многих побережьях сообщали об устойчивых изменениях кажущегося уровня моря после сильных землетрясений, в особенности на побережьях Чили и Японии. Некоторые изменения соответствуют настоящим вертикальным смещениям по разломам, проходящим вдоль берегов, но большая их часть, очевидно, обусловлена региональными сводовыми изгибаниями большого масштаба, как в 1897 г. Иногда и сейсмические волны на море (глава 9) объясняют непосредственным воздействием смещающихся под океаном блоков коры. Тогда и эти волны следовало бы считать первичным проявлением; более вероятно, однако, что их механизм имеет вторичную природу.

ВУЛКАНИЗМ?

Тектонические землетрясения и некоторые их проявления иногда объясняют вулканическими причинами. На ранней стадии развития сейсмологии это было обычным. Мы отмечали, что Мале связывал землетрясение 1857 г. с находящимся поблизости угасшим вулканом Вультуре, хотя аналогичные землетрясения происходили вдоль всей цепи Апеннин. Позднее появилась

тенденция к противоположной ошибке: трещины и уступы в вулканических районах стали приписывать образованию разломов. Примером может служить «трещина землетрясения», как ее обычно называют, на севере долины Оуэнс-Велли (Калифорния) неподалеку от Маммота. Эта система трещин находится в районе плейстоценового вулканизма; она тянется непосредственно в сторону кратера Иньо. Хотя ее и связывают иногда с землетрясением в долине Оуэнс-Велли 1872 г., имеется сообщение, что она существовала и раньше.

Очень трудно объяснять выходы горячих источников вдоль линий разломов особенно сразу после землетрясения. Родники приурочены ко многим активным разломам и сдвиговым рифтам. Около десятка выходов горячих источников рассеяно вдоль разлома Сан-Джасинто в южной Калифорнии; у большинства из них возникли курорты. Нет сомнения, что вода достигает поверхности, проходя через зону дробления разлома; однако высокую температуру источников трудно объяснить, если не прибегнуть к предположению об остаточном тепле, связанном с вулканизмом (в остальном — угасшим), либо с иным глубинным источником. Все же при движениях масс в глубине должно освобождаться большое количество тепла, так что причина высокой температуры воды может быть в конце концов и тектонической.

ЛИТЕРАТУРА

Образование разломов и геоморфология

- Sharp R. P., Physiographic features of faulting in southern California, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull.* (1954), 170, Chapter V, «Geomorphology», 21—28.
- Lahee F. H., *Field Geology*. McGraw-Hill, New York, 5th ed., 1952.
- Cotton C. A., Tectonic scarps and fault valleys, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1950), 61, 717—757.
- Cotton C. A., Tectonic relief; with illustrations from New Zealand, *Geographical Journ.* (1953), 119, 213—222.
- Cotton C. A., Revival of major faulting in New Zealand, *Geol. Mag.* (1947), 84, 79—88. (Примеры с возможной сменой знака движений.)
- Cotton C. A., *Landscape as Developed by the Processes of Normal Erosion*, Cambridge University Press, 1941; 2 ed., 1948. (Важны в особенности главы XX, XXI, XXII. См. также другие работы Коттона по геоморфологии и литературу к главе 27.)
- Lawson A. C., The San Andreas Rift as a Geomorphic Feature, in: *The California Earthquake of 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission*, Carnegie Institution of Washington (1908), 1, 25—52. (Подробности приведены и в других разделах этой книги.)

Рифты и грабены

Литература здесь обширна. Читатель должен обратиться к общим руководствам, где указаны частые и более детальные исследования. Общеприняты ссылки на следующую литературу по рифтам Африки:

- Gregory J. W., *The Rift Valleys and Geology of East Africa*, London (1921), 1—479.
- Krenkel E., *Die Bruchzonen Ostafrikas*, Berlin, 1922.
- Willis B., *East African Plateaus and Rift Valleys*, Carnegie Institution of Washington, Washington, D. C. (1936).

**Структуры провинции Бассейнов и Хребтов
и долины Оуэнс-Велли**

- Davis W. M., The mountain ranges of the Great Basin, *Bull. Museum Comparative Zoology* (1903), **42**, 129—177; reprinted in: Davis W. M., *Geographical Essays* (повторное издание, Dover, 1954).
- Nolan T. B., The Basin and Range province in Utah, Nevada and California, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper*, № 196-D, 141—196, Washington, Gov. Printing Office, 1943.
- Longwell C., Tectonic theory viewed from the Basin Ranges, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1950), **61**, 413—434.
- Knopf A., A geological reconnaissance of the Inyo Ranges and the eastern slope of the southern Sierra Nevada, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 110 (1918).

ИЗВЕСТНЫЕ ИЛИ ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ СДВИГОВЫЕ РИФТЫ

(см. также литературу в части II)

Рифт Сан-Андреас

(См. упомянутую выше ссылку на Лосона и)

- Noble L. F., The San Andreas Rift and some other active faults in the desert region of southern California, *Carnegie Institution of Washington Yearbook* (1926), **25**, 415—428; reprinted, *BSSA* (1927), **17**, 25—39.
- Noble L. F., The San Andreas Rift in the desert region of southern California, *Carnegie Institution of Washington Yearbook* (1932), **31**, 355—363.
- Noble L. F., Excursion to the San Andreas fault and Cajon Pass, *Guidebook* № 15, 16th International Geological Congress (1933), 10—21.
- Noble L. F., Geology of the Pearland quadrangle, *U. S. Geol. Survey*, map series (1953).
- Noble L. F., Geology of the Valyermo quadrangle, *ibid.* (1954).
- Noble L. F., The San Andreas fault zone from Soledad Pass to Cajon Pass, California, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull.* 170 (1954), Chapter IV, «Structural features», 37—48.
- Wallace R. E., Structure of a portion of the San Andreas Rift in southern California, *Bull. Geol. Soc. of Amer.* (1949), **60**, 781—806.
- Allen C. R., Geology of the north side of San Gorgonio Pass, Riverside County, map sheet 20 with text, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. of Mines, Bull.* 170 (1954).
- Allen C. R., San Andreas fault zone in San Gorgonio Pass, southern California, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1957), **68**, 315—350.

Разлом Сан-Габриель

- Crowell J. C. Strike-slip displacement of the San Gabriel fault, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull.* 170 (1954), Chapter IV, «Structural features», 49—52. (Описание вероятного активного разлома, связанного с системой Сан-Андреас. Приведены геологические данные в пользу больших правосторонних смещений.)
- Crowell J. C., Probable large lateral displacement on San Gabriel fault, Southern California, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1952), **36**, 2026—2035.

Разлом Хейуард

- Buwalda J. P., Nature of the late movements on the Haywards rift, central California, *BSSA* (1929), **19**, 187—199.

Разлом Гарлок

Hill M. L., Dibblee T. W., Jr., San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1953), **64**, 443—458.

Новая Зеландия. Альпийский разлом

Wellman H. W., Willett R. W., The geology of the west coast from Abut Head to Milford Sound, Part I, *Trans. Royal Soc. N. Z.* (1942), **71**, 282—306.

Wellman H. W., The Alpine fault in detail; river terrace displacement at Maruia River, *N. Z. Journ.*, Section B (1952), **33**, 409—414.

Munden F. W., Notes on the Alpine fault, Haupiri Valley, North Westland, *ibid.* 404—408.

Bowen F. E., Late Pleistocene and Recent vertical movement at the Alpine fault, *ibid.* (1954), **35**, 390—397.

Cotton C. A., The Alpine fault of the South Island of New Zealand from the air, *Trans. Royal Soc. N. Z.* (1947), **76**, 369—372.

Разлом Хоп

Cotton C. A., The Hammer plain and the Hope fault, *N. Z. Journ.*, Section B (1947), **29**, 10—17.

Белуджистан

McMahon A. H., The southern borderlands of Afganistan, *Geographical Journ.* (1897), **9**, 393—415.

Турция

Pamir H. N., Les séismes en Asie Mineure entre 1939 et 1944. La Cicatrice nord-anatolienne, *Proc. 18th International Geological Congress, Great Britain 1948*, London 1950, Part XIII, 214—218.

Ketin I., Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Desenniums, *Geol. Rundschau* (1948), **36**, 77—83.

Суматра

Westerveld J., Quaternary volcanism on Sumatra, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1952), **63**, 561—594.

Филиппины

Willis B., Philippine earthquakes and structure, *BSSA* (1944), **34**, 69—81. (О прямых указаниях на правосторонние сдвиговые смещения см. стр. 76—77.)

King P. B., McKee E. M., Terrain diagrams of the Philippine Islands, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1949), **60**, 1829—1836. (Превосходные карты; новых данных нет.)

Юго-западный Китай

Heim A., Earthquake region of Taofu, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1934), **45**, 1035—1050.

Lee S. P., Tectonic relation of seismic activity near Kangting, East Sikang, *Journ. Chinese Geophys. Soc.* (1948), **1**, 43—50. (Ср. также Gutenberg, Richter, *Seismicity of the Earth*, 2 ed., 1954, 73).

Аляска

- Sainsbury C. L., Twenhofel W. S., Fault patterns in southeastern Alaska (краткое содержание), *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1954), **65**, 1300.
- St. Amand P., The tectonics of Alaska as deduced from seismic data (краткое содержание), *ibid.*, 1350.
- St. Amand P., Geological and geophysical synthesis of the tectonics of portions of British Columbia, the Yukon Territory, and Alaska, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1957), **68**, 1343—1370.

Шотландия

- Kennedy W. Q., The Great Glen fault, *Quart. Journ. Geol. Soc. London* (1946), **102**, 41—76 and plate.

Впадина Барлетт

- Taber S., Jamaica earthquakes and the Bartlett trough, *BSSA* (1920), **10**, 55—89.
- Taber S., The seismic belt in the Greater Antilles, *ibid.* (1922), **12**, 199—219.

Венецуэла

- Rod E., Strike-slip faults of northern Venezuela, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1956), **40**, 457—476.

ПРОЧАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Larson E. R., Minor features of the Fairview Fault, *BSSA* (1957), **47**, 377—386.
- Noble J. A., Geology of the Rosamond Hills, Kern County, map sheet № 14, with text, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull.* 170 (1954).
- Koch T. W., Analysis and effects of current movement on an active fault in Buena Vista Hills oil field, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1933), **17**, 694—712. (См. также в книге: Gilluly, Waters, Woodford; Principles of Geology, W. H. Freeman, San Francisco, 1951, 176—177.)
- Wilt J. W., Measured movement along surface trace of active thrust fault in Buena Vista Hills, Kern County, California, *BSSA*. (В печати.)
- Venioff H., Gutenberg B., The Mammoth 'earthquake fault' and related features in Mono County, California, *BSSA* (1939), **29**, 333—340.
- Петрушевский Б. А., О связи сейсмических явлений на Урало-Сибирской платформе и в Тянь-Шане с геологической обстановкой этих территорий, *Бюлл. Московск. Общества Испыт. Природы, отд. геолог.*, 1955, **30**, № 6, 31—53.
- Петрушевский Б. А., Значение геологических явлений при сейсмическом районировании, *Труды геофиз. инст. АН СССР*, 1955, № 28 (155), 1—59.
- См. также литературу к главе 33.

Тектонические землетрясения; общие данные

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И РАЗЛОМЫ

Студенты склонны считать достоверным, что неизменная связь между землетрясениями и разломами установлена так же неопровержимо, как и закон тяготения. Но этот вопрос нельзя понимать столь примитивно. Как показывает табл. 14-1, известно всего около сорока землетрясений, для которых получены явные указания на образование разломов; из них половина не вполне изучена или неточно описана. Основываясь только на этих данных, было бы чудовищной экстраполяцией утверждать, что сотни сильных землетрясений и миллионы слабых, записями которых мы обогащаемся каждые несколько лет, обусловлены разломами; и все же это вполне оправданно. В этой главе будут приведены дополнительные данные — геологические и сейсмологические. В своей совокупности они весьма доказательны, но для большей убедительности читателю следует просмотреть дополнительно главу о глубокофокусных землетрясениях (глава 19).

ИСТОРИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

Начиная с середины девятнадцатого столетия стала последовательно развиваться мысль, что вулканическими факторами можно объяснить лишь небольшую долю сейсмичности и что в областях геологически молодого горообразования, особенно вблизи активных разломов, происходят невулканические землетрясения. Монтессю-де-Баллор указал, что резкие перепады рельефа — на суше, на побережье или под океаном — являются почти несомненным признаком высокой сейсмичности (de Montessus de Ballore, 1924). Однако в течение многих лет единственными землетрясениями, связь которых с видимыми разломами была общепризнанной, оставались землетрясения в Кач (Индия) 1819 г. и в Новой Зеландии 1855 г. Эти два примера получили известность в особенности благодаря Ляйеллю, который описал их в позднейших изданиях «Основ геологии».

Первоначальное представление о связи между землетрясениями и разломами было не таким, какое современный читатель считает несомненным. Оно скорее напоминало то, что говорилось в главе 12 о сравнительно слабых и неглубоких дислокациях определенного типа, когда смещения, повредившие нефтяные скважины, возникли, как предполагалось, в связи с обычным землетрясением, очаг которого находился на большей глубине. Позднее Олдем объяснил механизмом этого типа великое землетрясение

1897 г. Предполагалось, что собственно землетрясение — это неистовое глубинное возмущение (Олдем называл его «батисейсм»), которое могло быть отдаленно связано с вулканизмом; а излучаемые этим возмущением упругие волны вызывают все обычные макросейсмические проявления и, кроме того, усиливают движения по разломам.

Вероятно, сильнейшее личное влияние в поддержку данной точки зрения оказал Зюсс, выдающийся труд которого *Das Antlitz der Erde* («Лик Земли») представляет одну из основных вех в развитии геологии. Зюсс связал все геологические процессы, прямо или косвенно, с действием силы тяжести в коре Земли, сжимающейся и, вероятно, остывающей. Это убеждение заставляло его противиться любым доводам в пользу сил, вызывающих вопреки силе тяжести поднятия, если только не удавалось компенсировать эти поднятия опусканиями в другом месте. Это же побуждало его писать длинные полемические пассажи, в которых он отрицал поднятия на побережье Южной Америки после землетрясений 1822 и 1835 гг. и ожесточенно критиковал качество наблюдений и даже объективность свидетелей (глава 31). Рассматривая землетрясение 1819 г. в Кач, Зюсс утверждал, что данные свидетельствуют об опускании, но не о поднятии. Хотя, тщательно изучая слабые толчки в северной Австрии, он много сделал для выявления связи между землетрясениями и разломами, его навязчивая идея о роли силы тяжести помешала ему прийти к современным представлениям.

УПРУГАЯ ОТДАЧА

Вплоть до конца девятнадцатого столетия серьезно обсуждались и другие точки зрения. Милн, рассматривая Японское землетрясение 1891 г., пришел к выводу, что смещения на разломе были, возможно, истинным источником упругих волн и, следовательно, макросейсмических сотрясений. Впоследствии он уже не отстаивал с полной определенностью этого положения. Однако Кото откровенно поддерживал прежние высказывания Милна (глава 30). После Калифорнийского землетрясения 1906 г. эта точка зрения постепенно получила общее признание, а затем и точную теоретическую формулировку в нескольких работах Рида, в том числе и в заключительном томе докладов Калифорнийской комиссии по землетрясениям (Reid, 1910). Следуя Риду, и мы будем называть эту концепцию теорией *упругой отдачи* (elastic rebound) как причины землетрясения: энергия, излучаемая в виде упругих волн, освобождается в процессе образования разлома; образование разломов вызывает землетрясения; землетрясение не вызывает образования разлома.

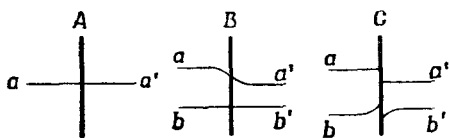
ОБРАЗОВАНИЕ РАЗРЫВА

Источником энергий тектонических землетрясений является потенциальная энергия, накапливающаяся в породах земной коры во время длительного периода нарастания деформаций. Когда накапливающиеся упругие напряжения превзойдут предел прочности пород, происходит разрыв; дислоцированные блоки срываются, стремясь восстановить равновесие, и это вызывает землетрясение. Энергия при этом берется из широкой зоны по обе стороны фактического разрыва. Разумеется, второстепенные и локальные сотрясения могут быть связаны с дроблением, происходящим на неровной поверхности разлома по мере разрастания разрыва, и первоначальный процесс обычно имеет продолжение в виде серии афтершоков (глава 6). Тем не

менее главные проявления, как макро-, так и микросейсмические, можно лучше всего объяснить, исходя из представления об одном главном событии. Разрывы возникают главным образом вдоль уже известных ослабленных зон; большие активные разломы представляют раны на теле земли, которые открываются вновь и вновь.

СХЕМА РИДА

Многие детали теории Риды основаны на работе, проведенной Береговой и геодезической службой США после землетрясения 1906 г. Произведя повторную триангуляцию и полагая, что опорные знаки, находящиеся на расстоянии более 30 миль от разлома Сан-Андреас, не сместились во время землетрясения, установили, что смещения максимальны на разломе и уменьшаются по мере увеличения расстояния от него, так что линия, бывшая ранее прямой, искривляется. Обычно это иллюстрируют с помощью



Фиг. 14-1. Схема, иллюстрирующая теорию упругой отдачи Риды.

А — условия до деформации; В — деформированное состояние; С — высвобождение деформаций в результате образования разлома и упругой отдачи.

трех последовательных схем (фиг. 14-1, А, В, С). Схема А соответствует условиям, которые, как предполагается, наступают после полного снятия накопившихся напряжений в результате сильного землетрясения; в области, непосредственно прилегающей к разлому, деформации отсутствуют. Прямая линия aa' , соответствующая ограде или дороге, или линии геодезических знаков, проводится перпендикулярно к линии разлома. На схеме В

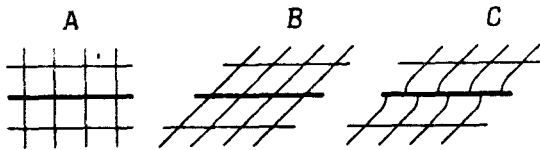
напряжения и деформации накопились; область у разлома деформирована, но разрыва еще нет; линия aa' искривилась. В это время проводится новая прямая линия bb' (ограда или иная линия), перпендикулярная разлому. Пусть теперь произошло катастрофическое землетрясение и благодаря разрыву вдоль разлома деформации окажутся высвобожденными. В результате обе части линии aa' вновь окажутся прямолинейными, но будут смещены, а части линии bb' будут и смещены и искривлены. Искривления этого типа соответствуют результатам повторной триангуляции, проведенной после 1906 г. Из полученных данных следует, что высвобождение большей части региональных деформаций в результате землетрясения произошло еще до того, как были установлены геодезические знаки. Указанный тип искривлений не следует смешивать с эффектом торможения в зоне разлома, имеющим совершенно иной характер (главы 13 и 28).

ДРУГОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ

Искривление на схеме В позволяет считать, что природа как бы заранее осведомлена о том, где должен произойти разрыв. Это кажется странным, если обратить внимание на существование в том же районе и других разломов. Так разлом Хейуард, тоже сдвигового характера, ответвляется от разлома Сан-Андреас и тянется почти параллельно ему по восточному берегу залива Сан-Франциско. Три другие схемы (фиг. 14-2, А, В, С) представляют попытку объяснить основные факты иным образом.

И здесь фиг. 14-2, А соответствует недеформированному состоянию; для ясности площадь разбита на прямоугольные блоки, ориентированные параллельно разлому. В стадии В весь район деформирован сдвиговым усилием, постоянным по всей площади (без локальной концентрации), так

что прямые линии остаются прямыми. В стадии С вдоль центральной линии произошел разрыв, но блоки коры не приняли снова полностью прямоугольной формы. Полное восстановление наблюдается лишь вблизи разлома. Пластичность или хотя бы отсутствие идеальной упругости на достаточном расстоянии (в нашем случае — на краю фигуры) сводят изменения к нулю. Линии, ранее прямые, становятся в согласии с наблюдениями кривыми. Деформации частично остаются, аккумулируя в себе



Фиг. 14-2. Упругая отдача, обусловленная региональными деформациями.
 А — условия до деформации; В — деформированное состояние; С — снятие деформаций в окрестностях разлома.

потенциальную энергию для последующих землетрясений, в особенности для афтершоков (глава 6). При такой схеме объяснений необходимо постулировать лишь то, что разрыв происходит вдоль линии наименьшего в данный момент сопротивления.

Схемы построены в соответствии со сдвиговыми смещениями при землетрясении 1906 г. Если же считать, что схемы соответствуют вертикальному смещению, то тогда они должны показывать влияние упругой отдачи на подвижки по падению, соответствующая наблюдениям смещений при землетрясении в Кач 1819 г. (глава 31).

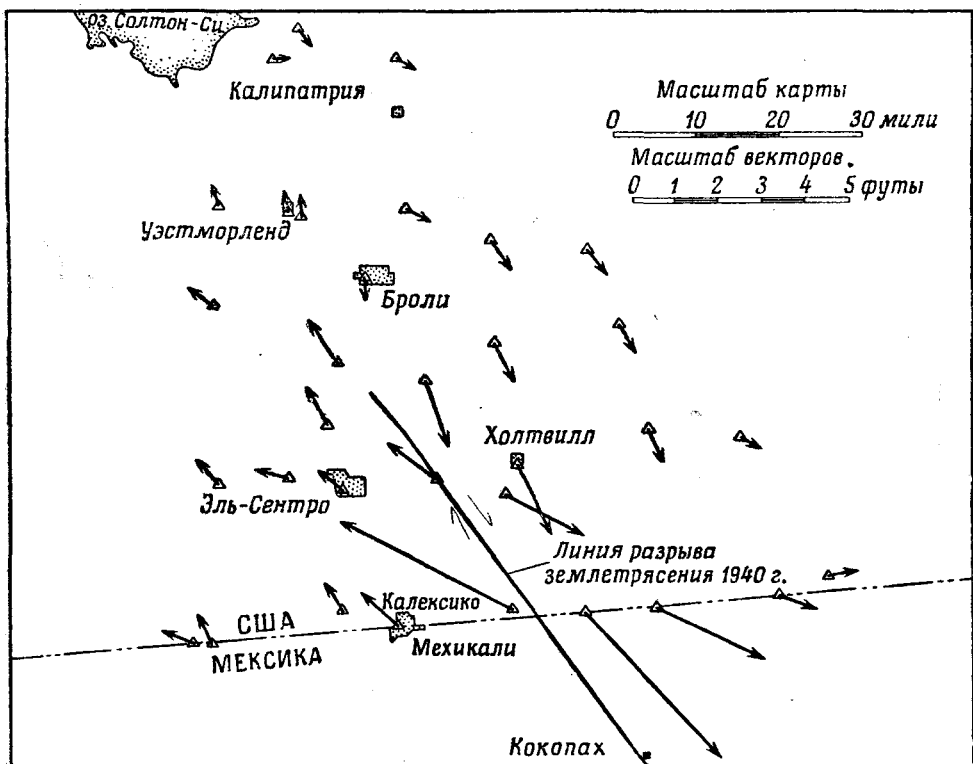
Теория упругой отдачи изложена здесь в очень простой форме. Каждый, кто изучал этот вопрос, начиная с Рида, сознавал, что в любом частном случае условия могут оказаться гораздо сложнее. Землетрясение 1906 г. представляет, вероятно, особенно несложный пример.

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Из приведенных схем следует, что перед сильным землетрясением на поверхности должны нарастать деформации. Это можно было бы обнаружить, проводя частые повторные триангуляции. Предполагалось, что имеющиеся геодезические данные действительно указывали на подобные смещения, происходившие до 1906 г. Поэтому в Калифорнии проводилось много триангуляций, но в целом смещения отмечались лишь после землетрясения, а не до него. Ложная тревога поднялась в 1925 г., когда после предварительной редукиции геодезических данных обнаружили, что пик Гавиота к западу от Санта-Барбара сместился примерно на 25 футов. Это повело к зловещим предсказаниям о неизбежности сильного землетрясения, но заподозренные смещения рассеялись, когда были подведены окончательные итоги триангуляционных работ.

Так случалось не один раз. Люди, ведущие геодезическую съемку в поле, приходили к убеждению; что обнаружены небольшие систематические смещения; однако после редукиции наблюдений в Вашингтоне выяснялось, что эти смещения находятся в пределах погрешности. Возникло подозрение, что полученные результаты могли быть обусловлены методом редукиции наблюдений, при котором наблюдаемая невязка разбрасывается равномерно, благодаря чему влиянием сравнительно больших смещений в одной или двух точках можно пренебречь, если предположить, что они накопились за счет малых вариаций. С другой стороны, если принять результаты, как они есть, то получается, что любые ранние медленные смещения проявляются только на глубине и что наблюдаемые смещения происходят только при действитель-

ном разрыве, когда он распространится до поверхности. Но такое объяснение нельзя считать удовлетворительным. Если перейти теперь к деталям, то возникает множество трудностей. Это затруднительное положение было устранено анализом Уиттена, проведенным в 1948 г. в Вашингтонском бюро Береговой и геодезической службы США (Whitten, 1948, 1956). Он начал исследование с предположения, что в Калифорнии происходит постепенный рост деформаций, и поставил два важных вопроса, ответ на которые должны были дать вычисления. Во-первых, согласуются ли имеющиеся триангуляционные данные с подобным непрерывным движением? Оказалось, что это, безусловно, так. Во-вторых, если эти движения постоянны, то каково наилучшее значение для их скорости? Было установлено, что при этих условиях «внешняя береговая зона движется на северо-запад со скоростью около 5 см в год, и начиная с 1880 г., когда была проведена первая точная съемка, полное смещение составляет около 3 м». Смещения при землетрясениях 1906 г. и 1940 г. были порядка 15 футов или 4,5 м. Значит, для их накопления требуется 90 лет. Поэтому можно предположить, что в деформированной зоне, на любом ее участке, будет происходить примерно одно сильное землетрясение в столетие. Отсюда следует, что ожидаемая частота таких землетрясений для всей Калифорнии зависит от размеров отдельной зоны, на которую, как полагают, распространяется высвобождение деформаций. Так как землетрясения с заметными подвижками на разломах происходили в Калифорнии в 1857, 1868, 1872, 1906, 1940 и 1952 годах, в Неваде — в 1915, 1931 и

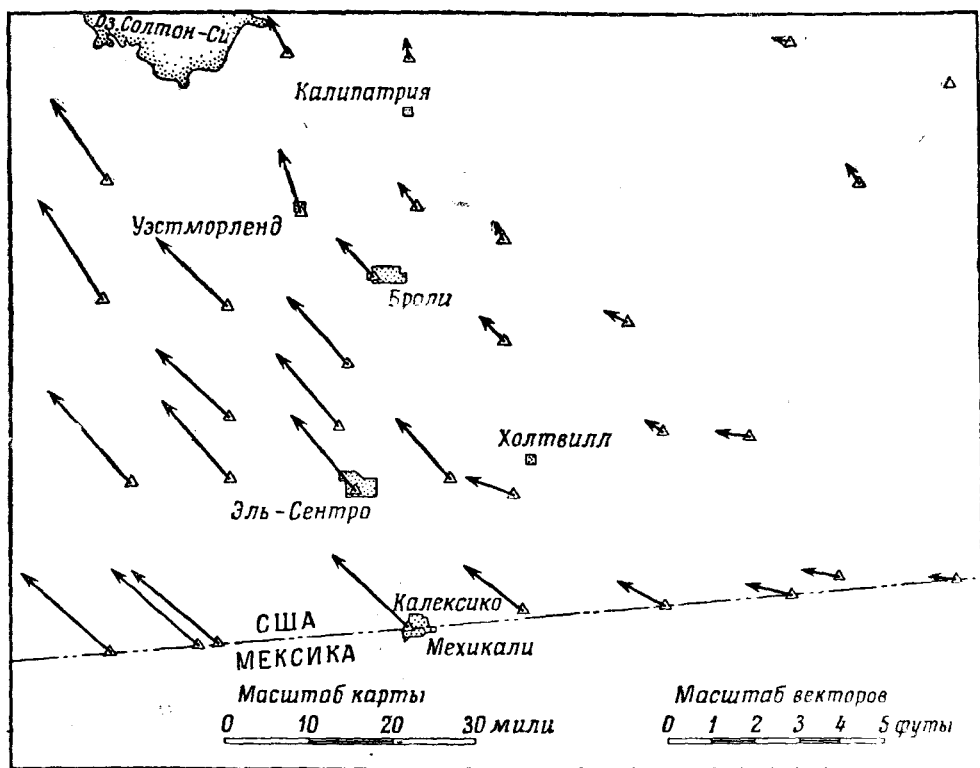


Фиг. 14-3. Результаты повторной триангуляции (1939—1941 гг.), проведенной Береговой и геодезической службой США в долине Импириал. (Схема К. Р. Аллена по Уиттену.)

1954 годах и в соседней Мексике в 1956 г., то либо размеры зоны, о которой идет речь, невелики, либо предложенная простая теория должна быть изменена.

Уиттен сообщил также о позднейших съемках (Whitten, 1957). В 1951 г. были проведены повторные триангуляции на двух дугах, пересекающих Сан-Андреас и другие разломы. Одна, проложенная в 1930 г., проходит через Холлистер; другая, проложенная в 1932 г., проходит через Чоламе¹. Оказалось, что на обеих дугах вектор систематического смещения согласуется с общим правосторонним сдвигом территории, благодаря которому углы параллелограммов изменяются на две дуговые секунды за 20 лет. Поскольку при приближении к разлому Сан-Андреас смещения оставались непрерывными, очевидно, что за данный интервал заметных подвижек там не было.

Новая триангуляция, проведенная в долине Импириал (фиг. 14-3, 14-3А) в 1954 г., повторила съемку 1941 г. (которая последовала за землетрясением



Фиг. 14-3А. Результаты повторной триангуляции (1941—1954 гг.), проведенной Береговой и геодезической службой США. (Схема К. Р. Аллена по Уиттену.)

1940 г., см. главу 28). За 14 лет точки на западе сместились почти на 4 фута относительно точек на востоке; по сравнению со съемками 1935—1939 гг. сдвиг составлял почти 6 футов. Искажение углов происходило с той же скоростью, что и в северных районах, то есть около 1 сек за 10 лет. Отмечались разрывные смещения близ Броли; их интерпретируют как подвижки по

¹ Чоламе находится на северо-востоке округа Сан-Луис-Обиспо в зоне разлома Сан-Андреас близ эпицентра толчка 10 марта 1922 г. (около 35°43' с. ш.).

разлому, происходящие здесь, вероятно, в связи с землетрясениями 1950 г. (глава 6).

Летом 1954 г. на восток от Фаллона (штат Невада) была проведена триангуляционная дуга первого класса; 18 декабря там произошло катастрофическое землетрясение с образованием больших и интенсивных разломов (глава 28). Летом 1955 г. на дуге провели повторную съемку: главный разлом тянется примерно с севера на юг; точки западнее разлома смещаются к северу, точки восточнее его — к югу. Максимальные смещения на обоих крыльях составляют около 4 футов, и таким образом общий относительный правосторонний сдвиг составляет около 8 футов. При удалении от разлома смещения уменьшаются, как и требует принцип упругой отдачи; точки, находящиеся на расстоянии 15—20 миль от разлома, практически неподвижны. Повторное нивелирование выявило вертикальные смещения до 7 футов.

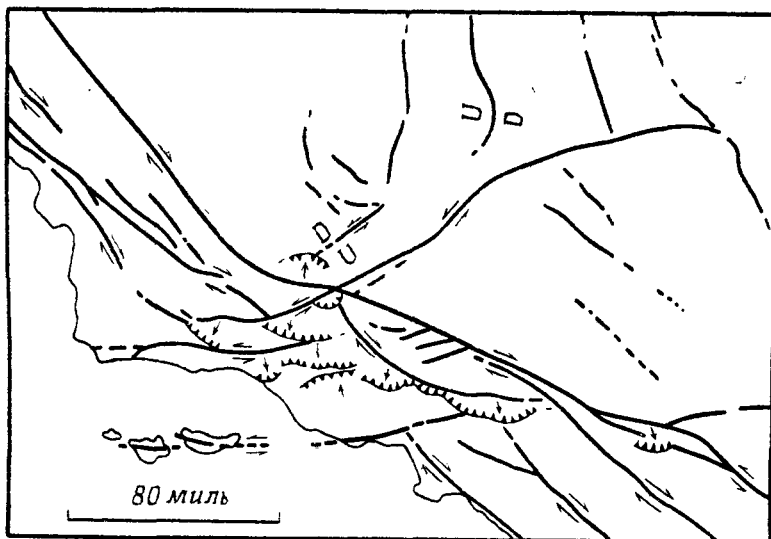
Отчет Уиттена о повторной съемке после землетрясения Керн-Каунти 1952 г. рассматривается в главе 28. В главе 30 приведены краткие сведения о результатах повторных съемок после Японских землетрясений 1923, 1927, 1930 и 1948 гг.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Итак, наблюдения, проведенные после землетрясения 1906 г., были подкреплены данными, полученными в Калифорнии, Неваде, Японии и других местах. Теорию упругой отдачи легко принять, когда землетрясения сопровождаются видимыми разломами. Однако применение этой теории к тектоническим землетрясениям вообще связано с большой работой.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Непрерывность смещений. Обычно смещения на разломе, сопровождающие землетрясение, имеют ту же направленность, которая требуется для



Фиг. 14-4. Направление подвижек на главных разломах южной Калифорнии (по М. Л. Хиллу, с уточнениями).

U — поднятия; D — опускания.

создания крупных тектонических структур. Эти смещения обычно имеют тенденцию как бы усиливать контрастность рельефа: например, сбросовые уступы смещены таким же образом, как соседние блоки гор (исключения отмечены в главе 13). Наблюдаемые сдвиговые смещения на разломе Сан-Андреас и на других калифорнийских разломах имеют ту же направленность (правосторонние), что и смещения потоков и крупных структур.

Региональная взаимосвязь. Региональные смещения не все относятся к одному типу, но обычно между ними обнаруживаются геомеханические связи. Так, в Калифорнии (фиг. 14-4) разлом Сан-Андреас и ряд других представляют правосторонние сдвиги и тянутся на северо-запад; разлом Гарлок — левосторонний сдвиг и тянется на северо-восток; в широтных Поперечных хребтах выражены признаки надвиговых движений, направленных с севера на юг. Все эти смещения должны быть результатом общего сжатия, направленного с севера на юг. Но это не означает, что все структуры были первоначально созданы таким сжатием. В сложной тектонике Японии выражена аналогичная взаимосвязь со сжатием, направленным с востока на запад.

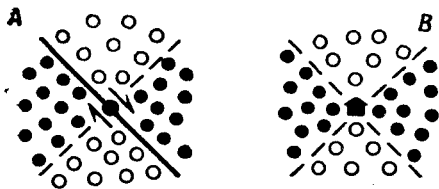
МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Непрерывность. К этому свойству относится особенно устойчивая группа микросейсмических данных. Много лет тому назад Герци и Сомвилл (Gherzi, 1923, 1925, 1929; Somville, 1925) отметили, что первые вступления Р-волн на их станциях (соответственно в Китае и Бельгии) отличаются устойчивостью относительно района эпицентра. Это означает, что данная удаленная станция обычно регистрирует одинаковые первые движения при землетрясении, происходящем в определенном районе, — либо сжатия, либо разрежения. Позднее аналогичные региональные зависимости были установлены и для станций в Риме, Беркли, Пасадене и других местах. Везанен установил в Хельсинки региональные зависимости для формы волн всей начальной части сейсмограмм этой станции (Vesanen, 1946). Такая устойчивость показывает, что тектонические процессы в данном районе действительно сохраняют свою направленность. Но имеются спорадические исключения: иногда небольшой участок, по-видимому, ведет себя иначе, чем окружающая его местность. Подобные явления можно сравнить с локальным завихрением в общем течении или потоке. Многие геологические данные подтверждают существование таких аномалий в большом масштабе как в пространстве, так и во времени. Одним из примеров является небольшая, но очень активная тектоническая дуга Новой Британии, ориентированная поперек общей направленности структур Тихоокеанского пояса; другой пример — большой запутанный узел структур на Молуккских островах и вокруг моря Банда.

Взаимосвязь слабых толчков; Калифорния. Распространение изложенной теории на слабые толчки приводит к дальнейшим выводам. Независимые данные показывают, что, во всяком случае, афтершоки представляют часть того же самого процесса, который вызывает и сильные землетрясения (глава 6)¹. Анализ первых записываемых движений может быть проведен и для слабых толчков. Для южной Калифорнии это очень успешно сделал Гутенберг (Gutenberg, 1941). Для такого анализа благоприятен район юго-восточнее Пасадены, поскольку его пересекают несколько из уже упоминавшихся разломов, протягивающихся с северо-запада на юго-восток и, насколько позволяют судить геологические данные, имеющих пра-

¹ Бот обнаружил неожиданную сложность механизма у серии афтершоков землетрясения Керн-Каунти 1952 г. (глава 28).

восторонние сдвиговые смещения. Примененная методика исследования ясна из схем фиг. 14-5. Схема А соответствует правостороннему сдвигу на



Фиг. 14-5. Азимутальное распределение сжатий (зачерненные кружки) и разрежений (незачерненные кружки) при правосторонних сдвиговых смещениях.

А — наблюдатель находится в точках, окружающих эпицентр; В — наблюдатель находится на станции в центре, а эпицентры располагаются вокруг.

отмеченном жирной линией разломе с эпицентром толчка в центре схемы. Первое движение, регистрируемое в данном пункте, будет сжатием или разрежением (направлено вверх или вниз для вертикальной компоненты) в зависимости от того, движется ли ближайший блок коры в сторону станции или от нее. Пункты, где станции должны регистрировать сжатие, обозначены зачерненным кружком, а пункты разрежения — светлым. Как видно из схемы, области сжатия и разрежения расположены в чередующихся квадрантах.

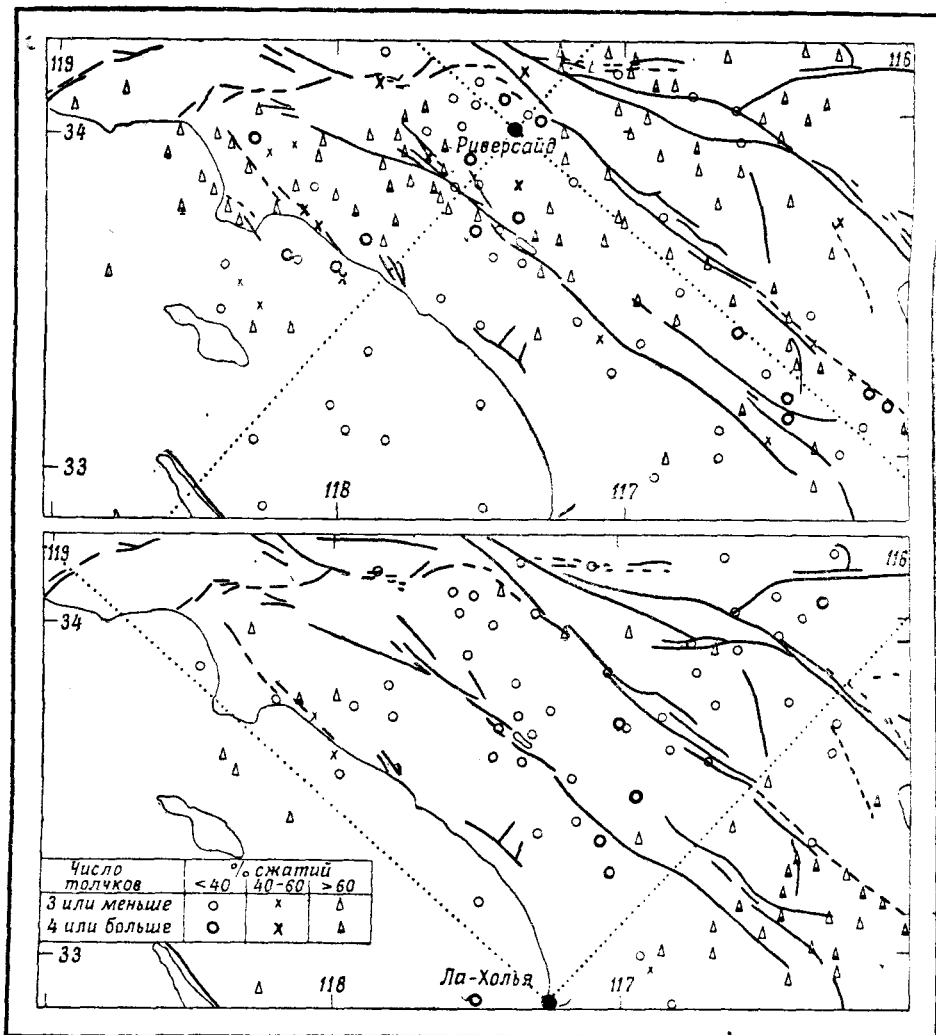
Фиг. 14-5 В соответствует одной регистрирующей станции, находящейся в центре схемы. Предполагается, что в ряде разломов, эпицентры которых обозначены кружками, происходят сдвиговые подвижки того же типа, что и на схеме А. Кружки зачернены, когда станция в центре должна записать сжатие, и не зачернены, когда она запишет разрежение. Здесь получается такое же распределение точек по квадрантам, как и на схеме А, хотя графики и имеют противоположный характер.

Фиг. 14-6 представляет график второго типа (В) из статьи Гутенберга (Gutenberg, 1941); на нем показаны сжатия (треугольники) и разрежения (кружки), записанные станциями Риверсайд и Ла-Холья от различных эпицентров. В ходе исследования было определено всего свыше 4200 первых движений. Приведенная картина их географического расположения относительно записывающей станции именно такова, какой ей и следовало быть. Изучались также толчки с эпицентрами севернее Поперечных хребтов. В то время как тип движений, регистрируемых в любом небольшом районе, отличался устойчивостью, общая картина была сложнее, чем в южной зоне, что и ожидалось, судя по геологии района. В целом оказалось, что тип движений согласуется с выводами, полученными на основании геологических данных.

Простые двухмерные распределения, подобные изображенным здесь, справедливы лишь для горизонтальных подвижек по вертикальным поверхностям разломов. Когда падение не вертикально и смещения происходят по падению, картина становится сложнее. Однако и в таких случаях была обнаружена аналогичная устойчивость. Кроме Калифорнии, наиболее обширные исследования такого рода проводились в Японии, где имеется много станций, и данная методика была применена как к глубоким, так и к мелким очагам (главы 19 и 30). Эйби получил аналогичные результаты в Новой Зеландии (Eiby, 1955). По-видимому, нигде не было получено данных, которые бы противоречили нашему убеждению, что механизм слабых невулканических землетрясений сходен с механизмом крупных и что они обусловлены теми же геологическими процессами.

Другая возможная методика — определение распределения сжатий и разрежений на записях одного толчка — в настоящее время представляет область активных исследований (глава 32)¹.

¹ Возможности первой из изложенных методик, особенно в части сопоставления с тектоникой, крайне ограничены: самым различным ориентациям плоскостей



Фиг. 14-6. Эпицентры толчков, первое движение от которых соответствовало сжатию (треугольник) и разрежению (кружок) по данным станций Риверсайд (вверху) и Ла-Холья (Гутенберг).

ПЕРВОПРИЧИНЫ

До сих пор мы оставляли открытым вопрос о первопричине землетрясения. Нам было необходимо только допустить, что существуют постоянные силы, вызывающие непрерывное нарастание деформации, и что после разрыва, высвобождающего деформации, последние сразу начинают накапливаться вновь. Ничего не утверждалось относительно природы этих сил. Строго говоря, это уже задача не сейсмологии, а общей геологии и геофи-

зрыва и направлениям подвижки в очаге соответствуют всего два возможных знака первого вступления. С другой стороны, этот знак может меняться при слабой, всегда имеющей место вариации параметров очага. Наиболее распространена и перспективна вторая методика. — Прим. ред.

зики. Силы, вызывающие разломы и землетрясения, — это те же силы, которые формируют горы; а природа и причина горообразования являются центральной проблемой исторической геологии.

Прошли времена, когда все беззаботно объясняли охлаждением и сжатием Земли. Подразумеваемые нами непрерывные движения больших масс друг относительно друга хорошо увязываются с позднейшими теориями континентального дрейфа особенно в том, что касается движений континентов относительно Тихого океана. Появилась еще новая мода на течения пластичного вещества (вероятно, тепловые конвекционные течения) в оболочке Земли. Такие течения, отличающиеся постоянством подобно известным течениям, циркулирующим в океанах, вызывали бы непрерывные и взаимосвязанные напряжения в данной зоне. Об этой и других современных умозрительных теориях читателю следует справляться в превосходной сводке Ирдли (Eardley, 1957).

Сейсмология дает геологу нечто вроде моментального снимка — сравнительно подробную картину процессов, происходящих в настоящее время. Несмотря на геологический принцип актуализма, эти современные процессы могут и не полностью характеризовать то, что происходило в прошлом; но тем не менее это важные данные, которые необходимо учитывать в любой общей теории. На языке математики это граничные условия, которые должны быть выполнены.

НАБЛЮДЕНИЯ НАД РАЗЛОМАМИ

Табл. 14-1 содержит сводку данных о землетрясениях, связанных с разломами, включая и некоторые спорные случаи. Она составлена частично по книгам Монтеcssю-де-Баллора (Montessus de Ballore, 1924) и Дейвисона (Davison, 1938), из которых первая более надежна. Подробности отдельных событий можно найти в порайонном описании во второй части этой книги. Библиография в хронологическом порядке со ссылками на первоисточник дана в приложении XVI.

Таблица 14-1

Землетрясения, которые связывают с конкретными разломами¹

1. Калифорния и Невада

1857 г. Южный разлом Сан-Андреас	сд А Б
1868 г. Разлом Хейуард	сд А Б
1872 г. Долина Оуэнс-Велли	сб сд А Б
1875 г. Долина Мохок (округ Плумас)	сб В Б
1906 г. Центральный разлом Сан-Андреас	сд А
1915 г. Долина Плезант-Велли (Невада)	сб А
1932 г. Горы Сидар (Невада)	сд В
1934 г. Горы Экселсвор (Невада)	сб В
1940 г. Разлом Импириал (Калифорния — Мексика)	сд А
1947 г. Маникс (пустыня Мохаве)	сд В
1950 г. Горы Форт-Сейдж	сб В А
1952 г. (21 июля). Разлом Уайт-Волф (округ Керн); Калифорния	сб А
1954 г. (6 июля). Горы Рейнбоу, восточнее Фаллона (Невада);	сб В
(23 августа) тот же район; расширение дислокаций;	сб В

(16 декабря) хребет Стиллутер и горы Клан Алпайн (Невада);
восточнее предыдущего района

сб сд Д А

II. Новая Зеландия

1848 г. Южный остров (разлом Аватере?)	Б В
1855 г. Северный остров	сб А
1888 г. Южный остров (разлом Хоп, район Амури)	сд А
1929 г. Южный остров (землетрясение Буллера)	сб сд А
1931 г. Северный остров (землетрясение Напье)	сб Р А
1932 г. Северный остров (Уаироа)	сб (сд)
1942 г. Северный остров	сб В

III. Япония и смежные районы

Несколько древних толчков, описанных в хрониках, в том числе с
изменениями уровня на южном берегу острова Хонсю

1891 г. Мино-Овари	сб Б сд сб А
1894 г. Саката ²	сб Б
1896 г. Рикю-Уго ²	сб Д А
1906 г. Тайвань	сд сб Д А
1923 г. Канто	(сд) Р А
1925 г. Северный Тадзима ²	сд? сб? В
1927 г. Полуостров Йоса (Танго)	сд сб Д А
1930 г. Идзу	сд Р А
1935 г. Тайвань	сд сб Д А
1943 г. Тоттори ²	сд А
1945 г. Микава	сб А
1946 г. Нанкан	Р А
1948 г. Фукуи ²	Р В (сд)

IV. Америка

(за исключением района I)

1811—1812 гг. Долина Миссисипи (Нью-Мадрид)	Р Б
1877 г. Сонора (Мексика)	сб А (Д) Б
1899 г. Аляска (Залив Якутат)	сб А Б
1934 г. Юта (США)	В
1944 г. Аргентина	сб А В
1946 г. Перу	сб А
1956 г. Мексиканская Калифорния	сд сб А

V. Другие районы

1819 г. Кач (Индия)	сб А
1892 г. Белуджистан	сд А Б
1892 г. Суматра	сд А Б*
1894 г. Греция	сб сд В
1897 г. Ассам (Индия)	сб Р А
1928 г. Восточная Африка	сб Б В
1928 г. Болгария	сб В
1939 г. Турция	сд А

Продолжение таблицы 14-Г

1942 г. Турция	сд сб А
1943 г. Турция	сб (сд?) Б
1944 г. Турция	сд сб А
1953 г. Турция	сд А

Условные обозначения:

сб — сбросовая подвижка; сд — сдвиговая подвижка; Д — два главных разлома; Р — региональные дислокации со сложным процессом образования разломов; А — ясный и вполне достоверный случай; Б — не вполне изучено; В — сомнительно; или граничный случай, когда сообщается о малых смещениях; или иные сложности.

Обозначения Б и В не обязательно отражают качество полевых наблюдений. Не включены один или два случая, где сообщение о разломе, по-видимому, обусловлено плохим качеством наблюдений.

Не включены землетрясения, для которых характер и протяженность разлома установлены только по сейсмометрическим данным (например, землетрясение Лонг-Бич, Калифорния, 1933 г.)

Сдвиговые подвижки почти всегда сопровождаются сбросовыми с характерным шарнирным эффектом вдоль линии разлома.

¹ Основная литература: Montessus de Ballore, La Geologie Sismologique, 1924; Charles Davison, Great Earthquakes, 1936.

² Местности, расположенные близ северного побережья острова Хонсю (Японское море).

ОГРАНИЧЕНИЯ

Географическое распределение землетрясений, перечисленных в таблице, ограничено по самой своей сути зависимостью от геологических условий и изученности территории. Наблюдаемое образование разломов в основном ограничено районами глыбовой тектоники, а для большинства дуговых структур наши сведения сравнительно разрознены (глава 26). Частично по этой причине типы разломов, наблюдаемые в поле, менее разнообразны, чем те, которые можно извлечь из данных, сохранившихся в геологической истории. Так, стратиграфия дает классические примеры пологих надвигов крупного масштаба, образование которых при наблюдавшихся землетрясениях крайне сомнительно.

Влияние глубины гипоцентра. Естественно, что разрыв не обязательно доходит до поверхности даже при сильном землетрясении, возникшем на глубине. Помимо особого класса глубокофокусных землетрясений, о которых говорится в главе 19, толчки возникают и на глубине несколько большей, чем обычная — от 40 до 60 км. В некоторых районах, например на Марианских островах и в Чили, как правило, происходят именно такие толчки и распространение разлома до поверхности маловероятно. Очевидно, там преобладают надвиги. При таких движениях, особенно в случае пологих надвигов, на поверхности вряд ли могут возникнуть заметные линии разрыва, если только надвинутая плита не будет разбита разрывом, который дойдет до поверхности (как в первоначальной интерпретации Олдема землетрясения 1897 г.). Однако надвиг может вызвать заметные региональные изгибания, особенно если он изменяет уровень побережья.

Большие и самые разнообразные разломы могут возникать под мощным слоем наносов, проявляясь на поверхности только косвенно и в очень сложной форме как в долине Миссисипи в 1811—1812 гг. и в Бихаре в 1934 г.

Зона разлома Ингльвуд. Даже когда наносы отсутствуют, большие разломы могут возникать в породах фундамента, не прорываясь сквозь осадочный покров. Как обычно объясняют, зона разлома Ингльвуд в южной Калифорнии — очаг землетрясения Лонг-Бич 1933 г. — характеризуется крупным разрывом в породах фундамента. Смещения на разломе оцениваются в основном как сдвиговые, хотя на глубине фундамента разность уровней крыльев доходит до 4000 футов. С приближением к поверхности эти смещения быстро затухают. До поверхности разрыв вообще не доходит; зато перекрывающие фундамент третичные породы оказываются смятыми. С этими складками связана серия нефтеносных антиклиналей, приуроченных к тектонической зоне. Внутри складок имеется много мелких разрывов, часто расположенных кулисообразно и геомеханически связанных с основной сдвиговой дислокацией. В целом структуру характеризуют как гигантскую «кратовину», механизм образования которой аналогичен формам, возникающим в аллювии под действием сдвиговых смещений (глава 13).

Доступность. Чтобы разлом можно было наблюдать, он должен проходить в общем по суше. Возможность наблюдения во многих наиболее сейсмичных районах мира исключена, особенно вокруг Тихого океана. По самой природе вещей большая часть известных примеров относится к населенным и легко доступным районам. Дорогостоящие экспедиции в удаленные районы не часто предпринимаются ради сейсмологических целей¹. Свежий уступ может привлечь внимание и в ненаселенной местности, но сдвиговые смещения особенно трудно выявить, если нет смещенных сооружений вроде дорог и оград.

Даты и некоторые данные. По распределению дат в табл. 14-1 можно судить о роли цивилизации. Они отражают быстрый рост научных наблюдений после 1800 г. и показывают, что сейсмология действительно молодая наука, как это отмечалось во вступительной главе. Объем и надежность информации изменяются в широких пределах: с одной стороны, такие землетрясения, как Калифорнийское 1906 г. и землетрясения 1923 г. и 1927 г. в Японии, которые были подробно описаны многими лицами, с другой — землетрясения на Суматре в 1892 г. и в Новой Зеландии в 1848 г., которые не были должным образом исследованы и сведения о которых отрывочны. Условный знак В («сомнительно») не обязательно относится к качеству исследований. Даже при тщательной работе в поле во многих случаях остаются некоторые неопределенности. Большинство из них относится к пограничным проявлениям: разлом, который мог быть большим на глубине, едва доходил до поверхности, или смещения были столь малы, что их едва можно обнаружить².

СБРОСЫ И СДВИГИ

В таблице указан характер главных наблюдаемых смещений — сбросовый или сдвиговый. Если выражены оба типа, то сначала указывается тот, который кажется преобладающим. В большей части исследованных землетрясений сбросовые смещения сопровождаются сдвиговыми. Часто о наличии сдвиговых смещений судят по косвенным признакам, таким, как

¹ В СССР постоянно работает ряд сейсмологических экспедиций: на Памире, Тянь-Шане, в Сибири, на Дальнем Востоке и в других районах. — *Прим. ред.*

² Примеры: Тадзима, Япония, 1925 г. (глава 30); Маникс, Калифорния, 1947 г. (глава 28).

кулисообразное расположение линий разрыва и трещины растяжения, так как прямые доказательства отсутствуют. Когда при наблюдении в поле установлены большие сдвиговые подвижки, то это самое недвусмысленное доказательство истинно тектонического характера смещений — более убедительное, чем уступы и другие признаки сбросовых подвижек, которые могут иметь и разнообразное вторичное происхождение (глава 13).

Сравнительно большая частота сдвиговых подвижек, наблюдаемая на разломах, дает нам представление лишь о неглубоких землетрясениях в районах глыбовой тектоники. Однако анализ регистрируемых сжатий и разрежений, по-видимому, позволяет в настоящее время обобщить этот результат и даже применить его к глубокофокусным землетрясениям, как недавно подчеркивал Шайдиггер (Scheidegger и литература к главе 32)¹.

СЛОЖНЫЕ РАЗЛОМЫ

Тектонические проявления редко бывают простыми. Даже если наблюдается только одна главная линия разлома, при сильных землетрясениях почти всегда можно допустить существование более сложных проявлений. Часто обнаруживают два главных разлома, и характер смещений на них, вообще говоря, различен — знак движений может быть противоположен, либо один разлом может быть в основном сдвигом, а другой — сбросом. Несколько примеров такого рода есть в Японии и на острове Тайвань. При еще большей сложности картина постепенно начинает соответствовать региональным дислокациям, вероятно связанным с надвиговыми движениями, как указано в главе 13.

КОСВЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

По мере накопления данных становилось все более необходимо различать (как в главе 7): 1) первичное образование разлома, 2) вторичные проявления, как, например, уступы, вызванные сотрясениями, и 3) косвенные проявления, связанные по своему механизму с образованием в породах фундамента разлома, который, однако, непосредственно до поверхности не доходит. Хорошо установленных проявлений группы (3) мало. По описаниям механизма землетрясений 1944 г. в Аргентине и 1945 г. в Японии — это пологие взбросы, сопровождавшие относительные смещения (вероятно, вертикальные) крупных блоков. Такие надвиги следует рассматривать скорее как проявления, чем как причину землетрясения. Поверхностные проявления при землетрясении 1932 г. в Неваде, истолкованные как результат сдвиговых смещений в породах фундамента, были почти столь же сложны, как и в зоне разлома Инглвуд. Опускание блока в зоне разлома Гарлок в 1952 г., вероятно, представляет косвенное проявление иного рода (глава 7). Оно могло произойти значительно позже главного толчка и тогда по своему механизму не отличалось бы от большой просадки. Такое объяснение предложено и для одного из разломов Невадского землетрясения (декабрь, 1954 г.), который, вероятно, связан с сильным афтершоком, происшедшим четыре минуты спустя после главного толчка (глава 28).

¹ Точнее, установлено некоторое преобладание не чистых сдвигов, а таких подвижек, у которых горизонтальная компонента больше вертикальной. — *Прим. ред.*

РАЗРАСТАНИЕ РАЗЛОМА В ОДНУ СТОРОНУ

Существует привычное представление, что при сильном землетрясении разрыв возникает близ середины активной части разлома и разрастается в обе стороны к его концам. По-видимому, это представление сложилось отчасти из-за того, что понятие эпицентр претерпело изменение смысла, о чем говорилось в главе 2. В доинструментальную пору сейсмологии эпицентр обычно помещали в центре фигуры, образованной изосейстами. Установленный таким образом эпицентр позднее стали отождествлять с эпицентром, определяемым по инструментальным данным, который, как полагали, соответствует точке, где начался разрыв. Однако почти всегда оказывалось, что когда имеются и макро- и микросейсмические данные, то эпицентр, определенный инструментально, располагается эксцентрично относительно изосейст. Как отмечалось в главе 4, Мале получил именно такое эксцентричное положение эпицентра, применяя сравнительно грубые методы физического истолкования макросейсмических данных.

В тех случаях, когда можно инструментально определить эпицентры форшоков и афтершоков, форшоки обычно должны быть приурочены к окрестности эпицентра главного толчка, тогда как эпицентры афтершоков тянутся вдоль всей активной части разлома. Это хорошо согласуется с представлением о разрыве, возникшем у конца разлома и разраставшемся в одну сторону¹.

Отсюда не следует делать вывод, что одностороннее разрастание универсально. Там, где налицо очень сложная картина и несколько трасс разломов, как при Невадском землетрясении 1954 г., подобное простое описание не может быть уместным; однако оно имеет определенный смысл в таких случаях, как в Тандоне при Ассамо-Тибетском землетрясении 1950 г. (глава 5), когда эпицентры афтершоков были распределены на обширной площади, а эпицентр главного толчка располагался близ ее края.

По мере развития инструментальной сейсмологии во все большем числе случаев можно было следить за образованием разлома по эпицентрам сопутствующих толчков, даже когда сам разлом не доходил до поверхности. Так было при землетрясении Лонг-Бич 1933 г., которому соответствовала следующая картина: эпицентр форшока находился вблизи эпицентра главного толчка, афтершоки рассеяны вдоль всей активной части разлома и сконцентрированы близ обоих ее концов. Аналогичные результаты получены для более слабого землетрясения Паркфилд 1934 г. и сильного толчка 1948 г. в Дезерт-Хот-Спрингс (глава 28).

Стоит упомянуть, что Калифорнийское землетрясение 1906 г., во многом столь исключительное, по-видимому, аномально и в данном отношении. Судя по сейсмограммам (плохим, хотя большей частью и отвечающим современному стандарту), нелегко поместить точку начального разрыва на много севернее Сан-Франциско — во всяком случае она не попадает на северный край разлома. В то же время, не прибегая к натяжкам, нельзя поместить эпицентр и близ южного конца наблюдаемого разлома. Следует также указать на спорные данные в отношении разрастания разлома в двух направлениях при землетрясении в долине Импириал 1940 г.

¹ Доказательной является последовательность афтершоков. Смещение же эпицентра относительно центра изосейст может объясняться асимметрией излучения волн в очаге. —Прим. ред.

С другой стороны, примечательная серия землетрясений в Турции, начавшаяся в 1939 г., указывает на разрастание разрыва с востока на запад, причем последовательные толчки приурочены к разломам одной и той же системы сдвигов.

ЯРКИЕ ПРИМЕРЫ

В этой и предыдущих главах упоминался ряд землетрясений, при которых образование разломов имело исключительные черты, или наблюдались иные необычные явления. Почти каждое хорошо изученное землетрясение имеет черты, заслуживающие особого упоминания; их краткий список (за исключением землетрясений, уникальные особенности которых представляют лишь исторический интерес) выглядит примерно так:

1755 г. Лиссабон: сейши

1897 г. Ассам: региональные дислокации

1899 г. Аляска: большие смещения; явления на ледниках

1906 г. Калифорния: большая протяженность разлома

1931 г. Новая Зеландия: данные в пользу надвигов

1932 г. Невада: сложная картина на поверхности

1934 г. Бихар (Индия): зона просядов

1935 г. Тайвань: было видно, как сбросовый уступ формируется после землетрясения

1939—1944 г. Турция: разлом, разрастающийся при каждом следующем толчке

1944 г. Аргентина и

1945 г. Япония: надвиги, сопровождающие движения больших блоков

1947 г. Маникс (Калифорния): кажущаяся линия разлома почти перпендикулярна линии эпицентров

1952 г. Округ Керн (Калифорния): надвиги

1954 г. Невада: повторные землетрясения и сложное образование разломов.

Подробности о большинстве из этих землетрясений можно найти во второй части или в предыдущих главах (главы 5, 9 и другие). О нескольких нужно вкратце сказать здесь.

С землетрясением Маникс 1947 г. связана линия, проходящая вдоль старого разлома — левосторонний сдвиг со смещениями всего в несколько дюймов. Расположение эпицентров указывает на погребенный разлом, на котором, по-видимому, должны происходить правосторонние сдвиговые смещения, поскольку его простираение почти перпендикулярно разлому, выходящему на поверхность. Вероятно, что смещения, наблюдаемые на старом разломе Маникс, геомеханически согласованы и относятся к упомянутому выше типу косвенных тектонических проявлений. Подобное объяснение возможно для некоторых афтершоков из серии Керн-Каунти 1952 г.

Землетрясение 1935 г. на Тайване, отчет о котором вначале вызвал изумление, будет еще рассмотрено в соответствующем месте второй части книги (глава 30). Здесь нужно только отметить, что нет ничего неправдоподобного в образовании уступа в аллювии уже после того, как ощущались сотрясения, поскольку разрыв должен был распространяться вверх сквозь рыхлую среду с меньшей скоростью, чем сейсмические волны. Аналогичные наблюдения делались, очевидно, и при землетрясении Танго 1927 г.

ЛЕГЕНДАРНОЕ ПРОШЛОЕ

Наблюдения над землетрясениями прошлого были столь неточны в научном отношении, что сообщения о разломах до 1800 г. мы считали легендарными. Табл. 14-1 была бы гораздо полнее, если бы включить туда землетрясения, сопровождавшиеся локальными или региональными погружениями и поднятиями, в особенности на побережьях. Подобные события про-

слеживаются через всю письменную историю до отдаленного прошлого; некоторые авторы склонны отнести к ним даже библейский потоп. Монтессю-де-Баллор касается вопроса о погружении Гелика во время землетрясения в 373 г. до н. э. Гелик, один из главных городов Греции, находился на южном берегу Коринфского залива; катастрофа произошла почти в эпоху расцвета греческой цивилизации. Это могли быть погружения по разлому, а не оползание, но мы не располагаем необходимыми подробностями.

Имамура составил список 26 японских землетрясений, сопровождавшихся погружениями и поднятиями. Даты их уходят в глубину столетий. Наиболее примечательное из них произошло в 1703 г. в том же районе, что и великое землетрясение 1923 г. и, по-видимому, отличалось еще большими смещениями; летописи и высокие береговые линии с ракушками указывают на поднятия, местами достигавшие 5 м. Еще более высокую береговую линию Имамура связывает с землетрясением 818 г. н. э. Подобные данные следует тщательно проверять, чтобы отличать эти высокие береговые линии от тех, которые многие исследователи прослеживают в различных частях мира, связывая их с общими голоценовыми изменениями уровня моря. Один такой уровень находится примерно на 10 футов выше современного, а часто наблюдаемая береговая линия уровня в 25 футов относится, как полагают, к плейстоцену.

ОТЧЕТЫ О РАЗЛОМАХ

При сборе этих материалов одна из трудностей состояла порой в большой диспропорции между сейсмологическими данными и геологическими спекуляциями в публикуемых статьях. В учебнике, подобном этому, почти неизбежно используются данные о землетрясениях для иллюстрации или подкрепления излюбленных идей (да будет читатель осторожен!), но это неуместно в научных статьях, посвященных конкретному событию. Геологический фон необходим, геологическая интерпретация желательна, но это не должно приводить к тому, чтобы вся статья оказалась посвященной геологии, а фактические сведения о землетрясении были чрезмерно сжаты или неполны. Ссылки на работы других авторов недостаточны, если, как это иногда случается, подробный сейсмологический анализ опубликован только в трудах местного общества, а геологические натяжки появляются в периодике, имеющей международное распространение¹. Сейсмолог должен быть неплохим лингвистом, так как ему приходится черпать литературу из многих источников; а иногда ограниченное распространение статей с деталями открывает ему всю горечь «Вавилонского столпотворения».

Дефекты иллюстраций особенно серьезны в кратком описании или реферате. Кто бы ожидал, что опытный геолог не проставит на своей карте координаты и названия важных мест или затемнит очертания разломов условными значками формаций и слишком жирными контурами, — но иногда так делают!

Приверженцы геологических спекуляций часто забывают, что даже в очень сейсмичном районе слабые землетрясения могут иметь лишь местное значение. Инструментальная сейсмология показывает, что их эпицентры час-

¹ Здесь вина может лежать не на исследователе, а на редакторе. В общих журналах иногда относятся неблагоприятно к местным подробностям.

то имеют лишь отдаленное отношение к главным разломам и тектоническим структурам. С другой стороны, большое землетрясение обязательно имеет и большое геологическое значение, но правильно истолковать его может только крупный геолог.

ЛИТЕРАТУРА

Механизм землетрясений

- Reid H. F., The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, 2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D. C., 1910. (См. особенно стр. 16—28).
- Reid H. F., The Mechanics of Earthquakes. The Elastic Rebound Theory. Regional Strain, *Bull. Nat. Research Council* (1933), № 90, 87—103.
- Oldham R. D., The Cutch (Kacch) earthquake of 16th of June, 1819, with a revision of the great earthquake of 12th June, 1897, *Mem. Geol. Survey India* (1928), 46, 71—147. (Содержит гипотезу о «батисейсме».)
- Louderback G. D., Faults and earthquakes, *BSSA* (1942), 32, 305—330. (См. также статьи Бениоффа, упомянутые в главах 6, 22, 26.)

Результаты повторных съемок

- Whitten C. A., Horizontal earth movement, vicinity of San Francisco, California, *Trans. Am. Geophys. Union* (1948), 29, 318—323.
- Whitten C. A., Crustal movement in California and Nevada, *ibid.* (1956), 37, 393—398.
- Whitten C. A., Geodetic measurements, *BSSA* (1957), 47, 321—325.
- О соответствующих данных по Японии см. приложение XVI, годы 1923, 1927, 1930, 1948; а также: Tsuboi C., Deformations of the earth's crust as disclosed by geodetic measurements, *Ergeb. kosmischen Physik* (1939), 4, 106—168.

Анализ первого движения на сейсмограммах

(общие статьи)

- Byerly P., Nature of faulting as deduced from seismograms, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* (1955), № 62, 75—86.
- Scheidegger A. E., The physics of orogenesis in the light of new seismological evidence, *Trans. Royal Soc. Canada* (Sec. IV), 49, 65—93.
- Эти общие статьи относятся к одним из последних. В главе 32 указаны и другие статьи, а также литература о сопоставлении записей начальных движений на многих станциях при одном землетрясении.

Картирование и анализ первых движений на данной станции

- Cherzi E., Notes de seismologie, *Observatoire de Zi-ka-wei* (1923), № 4, (1925), № 6, (1929), № 10.
- Somville O., Sur la nature de l'onde initiale des téleséismes enregistrés à Uccle de 1910 à 1924, *Publ. Bureau Central Seismologique International, Ser. A* (1925), 2, 65—76.
- di Filippo D., Marcelli L., Sul movimento iniziale delle onde sismiche registrate a Roma durante il periodo 1938—1943, *Ann. Geofisica* (1949), 2, 589—606.

- Byerly P., Evernden J. F., First motion in earthquakes recorded at Berkeley, *BSSA* (1950), **40**, 291—298.
- Báth M., Initial motion of the first longitudinal earthquake wave recorded at Pasadena and Huancayo, *ibid* (1952), **42**, 175—195.
- Mühlhäuser S., Die Richtung der ersten Bodenbewegung (Kompression oder Dilatation) in Stuttgart für die Hauptbebengebiete der Erde, als Grundlage für grostektonische Betrachtungen, *Zeitschr. Geophysik*, Sonderband, 1953, 76—91.
- Vesanen E., Über die typenanalytische Auswertung der Seismogramme, *Ann. Acad. Scientiarum Fenniae*, Ser. A, III, № 5 (1942).
- Vesanen E., On seismogram types and focal depth of earthquakes in the North Japan and Manchuria region, *ibid.* (1946), № 11.
- Vesanen E., On Alaska earthquakes, *ibid.* (1947), № 14.
- Jones J. W., Seismogram types and initial motion at Seattle, *Publ. bureau central seismologique international*, Ser. A (1952), **18**, 221—236.
- Gutenberg B., Mechanism of faulting in Southern California indicated by seismograms, *BSSA* (1941), **31**, 263—302.
- Eiby G. A., The direction of fault movement in New Zealand, *N. Z. Journ.* Ser. B (1955), **36**, 552—556.

Землетрясения, связанные с известными разломами

- De Montessus de Ballore F., *La Géologie sismologique*, Librairie Armand Colin, Paris, 1924.
- Davison C., *Great Earthquakes*, Murby, London, 1936.
- Литература по отдельным землетрясениям, указанным в табл. 14 и в других местах, приводится в хронологической библиографии (приложение XVI).

ПРОЧАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Woodford A. O., Shoelhamer J. E., Vedder J. G., Yerkes R. F., *Geology of the Los Angeles Basin, Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull. 170*, Chapter 2, 65—81. (Содержит описание зоны разлома Инглвуд и смежных структур.)
- Imamura A., *Theoretical and Applied Seismology*, Maruzen, Tokyo, 1937. (Проявления землетрясений 818, 1703 и 1923 гг. сравниваются здесь на стр. 178—184.)
- Fairbridge R. W., Multiple Stands of the Sea in Post—Glacial Time, *Proc. 7th Pacific Science Congress* (1952), **3**, 345—347.
- Eardley A. J., The cause of mountain building — an enigma, *American Scientist* (1957), **45**, 189—217. (Обзор, доведенный до наших дней.)
- Báth M., Richter C. F., Mechanisms of the aftershocks of the Kern County, California, earthquake of 1952, *BSSA* (печатается).
- Об образовании разломов во время землетрясения 1957 г. см. литературу стр. 574 (в сноске) и стр. 582.

Теория и практика сейсмографа

ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ

В предыдущих главах мы рассматривали землетрясения главным образом с макросейсмической точки зрения. В различных местах мы использовали микросейсмические данные, чтобы пояснить конкретный вопрос, и указывали на специфические микросейсмические явления при некоторых землетрясениях. Теперь мы должны ввести больше микросейсмического материала, начав с описания приборов. Основные определения здесь таковы:

Сеймоскоп — приспособление, которое указывает на возникновение землетрясения, но не дает записи.

Сейсмограф — прибор, постоянно осуществляющий непрерывную запись движений земли — сейсмограмму.

Сейсмометр — сейсмограф, физические константы которого достаточно известны, чтобы его калибровать и таким образом сделать возможным вычисление истинных движений грунта по сейсмограмме. (См. также примечание к разделу «Электромагнитные сейсмографы» в этой главе.)¹

Сеймоскопы изобретались неоднократно. Древнейший, по письменным сообщениям, был создан в Китае в 132 г. н. э. Чжан Хеном². Это совсем простое устройство, характеризующее направление толчка. Оформлено оно в виде расположенных по кругу пастей драконов, в которых лежат шарики. При землетрясении тот шарик, на который направлен толчок, падает в пасть изваяния караулящей жабы. Нынешние любители часто устанавливают таких «сторожей землетрясения» у фундаментов или на мансардах. Тот же принцип получил промышленное применение в автоматических регуляторах, предназначенных выключать газ, электричество или воду в случае сильного землетрясения.

Очевидным улучшением явился прибор, который делает заметку на барабане регистрира, вращающемся с постоянной скоростью, и тем самым позволяет регистрировать время землетрясения. Это был первый шаг к настоящему сейсмографу. Такие приборы работали в середине девятнадцатого столетия, в частности в Италии. Их тогда часто называли сейсмографами.

¹ Терминология автора отличается от отечественной; в частности, два последних термина употребляются у нас в несколько ином смысле. В переводе сохранена терминология автора за одним исключением: «сhгlograph» (подразумеваются регистр и контролирующая его ход часы) переводится «регистр». — *Прим. ред.*

² Чжан Хен (Chang Heng) известен скорее как литератор, чем как ученый; очевидно, это был разносторонний гений, как Леонардо да Винчи или Омар Хайям. В учебниках его фамилию обычно пишут Чоко (Choko) или Тиоко (Tiooko), следуя японскому написанию принятому в работах Джона Милна.

Прибор, соответствующий современному определению, был разработан не ранее 1880 г. сначала в Японии, затем в Италии и других странах Европы.

С созданием сейсмометра связаны некоторые необычные трудности механического порядка. В физической лаборатории стало привычным точно измерять движения тел. Такие измерения производят относительно некоторого фиксированного основания, обычно опоры, прочно закрепленной в грунте. Но землетрясение за очень короткое время воздействует на большую территорию, и тогда мы лишаемся фиксированного основания. И если бы мы пожелали измерять движения землетрясения относительно всей массы Земли, то сделать это было бы не так просто.

Первым, заслуживающим внимания предложением явилась «устойчивая масса» — тяжелое тело, свободно движущееся относительно грунта. В идеальном случае грунт должен двигаться относительно устойчивой массы, которая ввиду своей инертности не будет двигаться совсем; тогда регистрирующий аппарат и отразит это относительное движение. Но идеал этот неосуществим. Поэтому практически применяют массу, удерживаемую пружиной или иной упругой силой, которая стремится вернуть эту массу в ее нормальное положение относительно грунта, но которая недостаточно сильна, чтобы оказать на нее серьезное воздействие. Подобным прибором является маятник в широком смысле слова. Почти во всех ныне применяемых сейсмографах чувствительным элементом является некоторая разновидность маятника. Было использовано много типов маятников, и в дальнейшем их поведение удалось разнообразить, видоизменяя схему, по которой записывающая система реагирует на движение маятника.

Типичная сейсмическая установка состоит из трех взаимосвязанных элементов: *маятника, регистрирующего и записывающего устройства*, которое записывает линию, соответствующую движению маятника, на барабане регистрирующего.

РЕГИСТРИР И МАРКИРОВКА ВРЕМЕНИ

Сейсмологи используют такие же регистриры, какие применяются в других областях физических наук. Обычно это цилиндр (барабан), вращающийся с тщательно контролируемой постоянной скоростью и продвигающийся с каждым оборотом вперед по винтовой нарезке направляющей оси. Записывающее устройство проводит спираль на листе, закрепленном вокруг боковой поверхности барабана. На снятом и развернутом листе оказывается ряд линий — прямых и параллельных, когда прибор находится в покое, и отклоняющихся при землетрясении. Один или два раза в минуту на запись наносится марка времени. Скорость вращения барабана в обычных установках от 7 до 60 мм/мин. Раньше лист делали из закопченной бумаги, на которой запись прочерчивало острое перо — «игла» газетных заголовков. Ныне большая часть сейсмографов ведет запись на фотоленте с помощью небольшого, резко сфокусированного светового зайчика. Поэтому запись должна производиться в темном помещении либо в светонепроницаемом футляре, а обработка ленты — при красном свете, пока она не будет проявлена и закреплена. Сейсмограммы записываются также с помощью обычного пера и чернил или разогретым пером на химически обработанной бумаге, как при записи кардиограмм.

Привязка времени зарегистрированного землетрясения производится по маркам времени, наносимым на сейсмограмму. Истинное время определяется сравнением маркирующих часов с тщательно выверяемыми контрольными часами или непосредственно с сигналами времени по радио, передава-

емыми Обсерваторией флота или иным надежным источником. Точная регистрация времени требует, таким образом, хорошего состояния трех часов: часового устройства, вращающего барабан, маркирующих часов и контрольных часов; последними благодаря радио может служить Обсерватория флота.

УВЕЛИЧЕНИЕ И РЕГИСТРАЦИЯ

Так как фактические смещения грунта малы (за исключением сильного местного землетрясения), то, чтобы получить разборчивую запись, используется механическое или оптическое увеличение с последующим электромагнитным или электронноламповым усилением или без него. Увеличение обычно колеблется в пределах от 100 до 100 000; оно меньше предельного у приборов для записи сильных колебаний и несколько больше у наиболее чувствительных систем, находящихся в благоприятных местностях.

При чисто механическом увеличении используется система рычагов. Маятник должен быть тяжелым, чтобы, приобретая ускорение под действием слабых колебаний земли, он мог преодолеть трение в системе рычагов или в точке записи. При фотозаписи можно использовать меньшую массу. В этом случае к маятнику или к некоторой вращаемой им детали прикрепляется зеркальце. Свет от неподвижной лампы отражается от зеркальца и с помощью системы линз фокусируется в точке записи на барабане регистрира. После проявления проявляются негативом записи, имеющим вид темной линии на светлом фоне.

Во многих сейсмических установках движения маятника возбуждают электродвижущую силу в цепи, включенной в гальванометр. Для фотозаписи в этом случае используется зеркальце на гальванометре. Применялась фотоэлектрическая и различная электронная аппаратура; в Пасадене такая аппаратура использовалась главным образом для того, чтобы обеспечить достаточное количество энергии для движения пера, записывающего чернилами. Непосредственная цель этого — иметь один прибор, дающий запись, которую можно наблюдать во время самой регистрации землетрясения. Фотозапись имеет недостаток: сейсмограмма недоступна, пока ее не сняли с барабана и не проявили. Это мешает безотлагательным действиям при местном землетрясении, так как задерживается обмен информацией с другими станциями, прессой и заинтересованными официальными и частными лицами. Такие контакты имеют большую ценность при планировании полевых маршрутов. Преимущество прибора с видимой записью состоит и в том, что любые неполадки с мотором, часами или маятником можно быстро обнаружить и устранить в течение рабочего дня, тогда как при фотозаписи приходится ждать ежедневной смены лент. Д-р Бениофф (Benioff, 1955) недавно приспособил маятник (используя изменение емкости) для управления током в цепи дискриминатора. Поскольку эту цепь питает ток местной сети, энергии достаточно для регистрации пером.

Более дешевый способ получить вспомогательный прибор с видимой записью — это использовать один из старых механических приборов, пишущих на закопченной бумаге. Однако системы рычагов почти столь же деликатны и сложны в механическом отношении, как более современные системы в отношении электроники. Кроме того, в этом случае приходится сталкиваться с неприятной возней с закопченной бумагой.

Во всех простых сейсмографах отклонение записи светового луча или пера на сейсмограмме связано простым соотношением со смещением маятника. Отклонение записи на сейсмограмме вверх может указывать на движения

грунта вверх, на север или восток по отношению к маятнику, тогда как отклонение вниз будет указывать на движения грунта вниз, на юг или на запад. На некоторых станциях приборы отрегулированы противоположным образом, а у незначительного меньшинства горизонтальных приборов колебания происходят в иных направлениях, чем север—юг или восток—запад.

Когда колебания от землетрясения сильные и продолжатся долго, соседние дорожки (записи) на сейсмограмме перепутываются. Это обстоятельство печально и его нельзя предотвратить без расточительной траты бумаги. Естественным выходом представляется запись на магнитной ленте; этот метод находится еще в стадии разработки и пока оказался успешным лишь для специальных целей¹.

При записи местных землетрясений часто пренебрегают двумя серьезными опасностями, связанными с утратой важных данных. При сильных землетрясениях часто останавливаются маятниковые часы, либо серьезно искажается их ход. Поэтому желательно в высокосейсмичных районах вести запись, хотя бы частично, с помощью пружинных часов, хронометра с балансиrom или даже электрических часов. Последние, однако, могут пострадать от второй серьезной опасности — аварии местной электросети, особенно во время или сразу после сильного землетрясения. Такая авария может вывести из строя освещение для фотозаписи и мотор регистрира, если используется мотор, питаемый от сети. В Пасадене и на вспомогательных станциях энергию для мотора и освещения дают аккумуляторы, которые непрерывно заряжаются от сети, так что все приборы функционируют и при временных перебоях в энергоснабжении. Другая возможность — получать энергию все время из сети и иметь на случай аварии автоматический переключатель на батарее.

ЭЛЕМЕНТАРНАЯ ТЕОРИЯ СЕЙСМОМЕТРА

ТЕОРИЯ НЕЗАТУХАЮЩЕГО СЕЙСМОМЕТРА

Чтобы записать движения грунта полностью, необходимо иметь по меньшей мере три прибора для измерения смещений в вертикальном и двух горизонтальных направлениях². Чтобы записать одну такую компоненту, мы установим маятник так, чтобы он мог двигаться только в направлении север—юг относительно своего основания. Предположим, что:

x — положение центра тяжести маятника относительно фиксированного начала координат;

X — положение определенной точки на основании прибора относительно того же начала координат; в положении равновесия $x = X$;

¹ Экономия бумаги отступает перед главным преимуществом магнитной записи — возможностью детального анализа колебаний на аналоговых и цифровых вычислительных устройствах. Особенно перспективна возможность *цифровой* магнитной записи в виде серии цифр, соответствующих величине измеряемых колебаний через фиксированные интервалы времени. — *Прим. ред.*

² Вообще полное движение должно включать дополнительно вращения относительно трех взаимно перпендикулярных осей; для их измерения нужно еще три прибора. Теория показывает, а наблюдения подтверждают, что этими тремя вращениями можно пренебречь. [Академик Г. А. Гамбурцев ввел многокомпонентную запись, при которой приборы ориентированы наклонно, в разных азимутах, но под одним углом и по вертикали. Это позволяет особенно надежно идентифицировать приборы, однако часто требует дополнительной работы для выделения вертикальной компоненты. — *Прим. ред.*]

K — постоянная пружины; упругая сила, возвращающая маятник, равна — $K(x-X)$;

m — масса маятника;

$u = x - X$ — смещение маятника относительно основания; его мерой является отклонение записи на сейсмограмме.

Уравнение движения имеет вид

$$m\ddot{x} = -K(x - X). \quad (1)$$

Если мы введем u вместо x и обозначим $K/m = \omega^2$, то получим:

$$\ddot{u} + \omega^2 u = -\dot{X}. \quad (2)$$

Это уравнение связывает отклонение записи на сейсмограмме, которое характеризует u с фактическим смещением грунта X . Если грунт находится в покое, $X = 0$ и решение (2) представляет простое гармоническое колебание. Таким образом, если $X = 0$, то:

$$u = B \sin(\omega t + b). \quad (3)$$

Здесь B и b — постоянные, соответствующие амплитуде и фазе. Положив $\omega = 2\pi/\tau$, мы получаем, что период одного полного колебания равен τ .

Допустим теперь, что грунт движется, и начнем с предположения, что это простое гармоническое колебание, имеющее собственный период колебаний T . Положим $p = 2\pi/T$ и запишем X в виде:

$$X = A \sin pt. \quad (4)$$

Возможно (но не необходимо), что маятник будет совершать вынужденные колебания с периодом T , с совпадением фаз или без него. Чтобы выяснить это, подставим в уравнение (2) выражение для X из (4), а также положим:

$$u = B \sin pt. \quad (5)$$

Дифференцируя и сокращая общие члены, мы получим, что необходимым условием для выполнения (5) является:

$$\frac{B}{A} = \frac{p^2}{p^2 - \omega^2}. \quad (6)$$

Полное решение уравнения (2) при $X = A \sin pt$ имеет вид:

$$u = B \sin pt + C \sin(\omega t + c), \quad (7)$$

где B определяется из (6), а C и c — произвольные постоянные, характеризующие амплитуду и фазу свободных колебаний, накладывающихся на вынужденные. Эти нежелательные свободные колебания соответствуют тому, что мы вскоре назовем переходным эффектом; они искажают необходимые вынужденные колебания и могут возникнуть по любому поводу; теоретически они вообще не затухают, хотя практически в конце концов должны угаснуть из-за трения.

Вторая нежелательная черта поведения прибора состоит в том, что, как видно из (6), B теоретически становится бесконечным, когда $p = \omega$. Это хорошо известная «резонансная катастрофа». Практически здесь тоже есть предел благодаря трению; однако фактически дело может обстоять достаточно плохо, чтобы оправдать известного сейсмолога, который, приступив к анализу сейсмограммы, выписанной с удаленной станции, заметил: «Да, по этой ленте можно определить период маятника и ничего больше!».

Величина B/A называется динамическим увеличением. Уравнение (6) можно записать в виде:

$$\frac{B}{A} = \frac{\tau^2}{\tau^2 - T^2}. \quad (8)$$

Если T гораздо меньше τ , то приближенно $B/A = 1$; таким образом, если период маятника гораздо больше периода колебаний грунта, то прибор измеряет смещения. Если T гораздо больше τ , то приближенно получаем $B/A = -\tau^2/T^2$. Но так как мера ускорения грунта равна $4\pi^2 A/T^2$, то B пропорционально ускорению и прибор превращается в акселерометр. Чтобы удовлетворительно использовать любое из этих свойств, необходимо уменьшить влияние резонанса и переходных свободных колебаний. Для этого в прибор вводят *затухание*, под которым мы понимаем любую силу, которая тормозит движения маятника и возрастает вместе с его скоростью. Трение, которое, конечно, существует в механической системе, обеспечивает некоторое затухание, но обычно необходимо добавить еще специальное приспособление вроде воздушного тормоза или поршня, погруженного в масло. Эти способы не вполне удовлетворяют идеальному требованию, по которому тормозящая сила должна быть прямо пропорциональна скорости маятника. Обычно предполагается, что это выполнено в первом приближении, благодаря чему упрощается математическая обработка. Нетрудно осуществить и электромагнитное затухание с помощью вихревых токов, индуцируемых в медном цилиндре; это удобно практически и довольно близко соответствует математическим требованиям.

ТЕОРИЯ ЗАТУХАЮЩЕГО СЕЙСМОМЕТРА

Введем затухание в уравнение (1), добавляя туда новый член; оно примет тогда вид

$$m\ddot{x} = -K(x - X) - Q(\dot{x} - \dot{X}). \quad (9)$$

Положим $u = x - X$, $K = m\omega^2$, $Q = 2hm\omega$, где h — новая постоянная прибора; получаем

$$\ddot{u} + 2h\omega\dot{u} + \omega^2 u = -\ddot{X}. \quad (10)$$

Если мы теперь положим $X = 0$ с целью исследовать свободные колебания маятника, то увидим, что они уже не будут простыми гармоническими колебаниями. Полное решение уравнения (10) при $X = 0$ имеет вид

$$u = Be^{-h\omega t} \sin(j\omega t + b), \quad (11)$$

где символ j таков, что

$$h^2 + j^2 = 1, \quad (12)$$

в то время как B и b — произвольные постоянные. Решение можно проверить, подставляя уравнение (11) в (10) и дифференцируя.

Если $h < 1$, то j — действительное число и (11) соответствует затухающему гармоническому колебанию. Если $h > 1$, то j становится мнимым; тогда (11) все еще формально остается решением; но более пригодным выражением, которое также можно проверить подстановкой, является

$$u = ae^{(-h+j)\omega t} + be^{(-h-j)\omega t}, \quad (11a)$$

где a и b — произвольные постоянные, а

$$j^2 = h^2 - 1. \quad (12)$$

Это случай, когда колебаний нет. Если отклонить маятник в одну сторону, остановить и отпустить, то он вернется в положение равновесия, но дальше не пойдет; тогда говорят, что прибор перезагашен.

Предельный случай $h=1$ называется критическим затуханием. Здесь как (12), так и (12а) дают $j=0$; полное решение уравнения (10) при $X=0$ и $h=1$ приобретает особую форму

$$u = B e^{-\omega t} (1 + bt). \quad (116)$$

Практически прибор редко делают перезагашенным, и затухание остается ниже критического значения, так что уравнение (11) применимо непосредственно.

Если мы теперь положим $X = A \sin pt$, то бесполезно отыскивать u и в простой форме $u = B \sin pt$, как мы поступали, когда $h=0$. Мы должны ввести фазовый сдвиг между колебаниями грунта и маятника так, что

$$u = B \sin(pt + b) = B (\sin pt \cos b + \cos pt \sin b). \quad (13)$$

Если мы подставим уравнение (13) в (10) при $X = A \sin pt$ и произведем дифференцирование, то увидим, что все члены уравнения имеют множителем либо $\sin pt$ либо $\cos pt$. Если уравнение справедливо для всех значений t , то, следовательно, сумма коэффициентов при $\sin pt$ в левой части уравнения должна равняться Ap^2 , а сумма коэффициентов при $\cos pt$ должна равняться нулю. Таким образом, мы получаем два новых уравнения; сократив общие множители, имеем

$$(\omega^2 - p^2) \cos b - 2h\omega p \sin b = Ap^2/B, \quad (14)$$

$$(\omega^2 - p^2) \sin b + 2h\omega p \cos b = 0. \quad (15)$$

Самый простой путь найти значение A/B — это возвести уравнения (14) и (15) порознь в квадрат и сложить, учитывая, что $\sin^2 b + \cos^2 b = 1$. В результате получим громоздкое на вид уравнение.

$$\left(\frac{A}{B}\right)^2 = \left(1 - \frac{\omega^2}{p^2}\right)^2 + \frac{4h^2\omega^2}{p^2} \quad (16)$$

или

$$\left(\frac{A}{B}\right)^2 = \left(1 - \frac{T^2}{\tau^2}\right)^2 + \frac{4h^2T^2}{\tau^2}. \quad (17)$$

Для определения угла фазового сдвига b делим уравнение (15) на $\cos b$

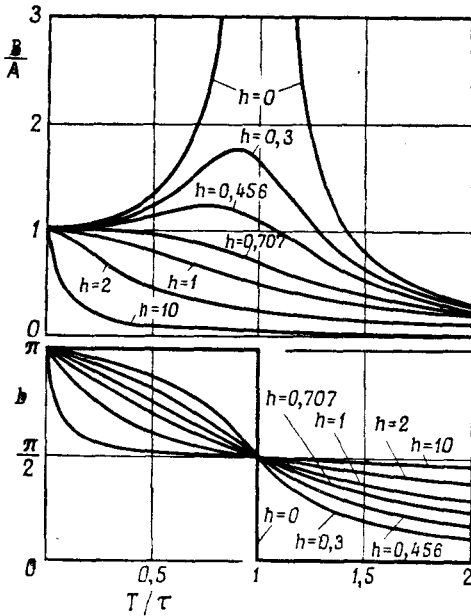
$$\operatorname{tg} b = \frac{2h\omega p}{p^2 - \omega^2} = \frac{2h\tau T}{\tau^2 - T^2}. \quad (18)$$

Полное же решение (10) при $X = A \sin pt$ имеет вид

$$u = B \sin(pt + b) + C e^{-h\omega t} \sin(j\omega t + c), \quad (19)$$

где B и b вычисляются по уравнению (16) и (18), C и c — произвольные постоянные, а j определяется из уравнения (12).

Теперь мы видим, что затухание устраняет большую часть нареканий на поведение нашего маятника. Нежелательные колебания при коэффициенте C уже не продолжают неопределенное время; они убывают экспоненциально (быстро, если h близко к 1 и ω не мало), так что это действительно переходный эффект. «Резонансная катастрофа» также исчезает, потому что если подставить в уравнение (17) $T = \tau$, то получается, что $B/A = 1/2 h$, так что если h не мало, то B/A не окажется сильно увеличенным.



Фиг. 15-1. Динамическое увеличение B/A и фазовый сдвиг b как функции отношения периодов T/τ при заданных значениях постоянной затухания h .

B/A называют динамическим увеличением. Его изменения в зависимости от T/τ показаны на фиг. 15-1; кривые проведены для нескольких фиксированных значений затухания от $h=0$, когда незатухающий маятник имеет при резонансе бесконечный пик, до $h=1$ — критического значения затухания¹.

Так как затухание до некоторой степени уменьшает движения маятника и регистрируемые амплитуды, то прибор оказывается менее чувствительным. Примерно до 1900 г. многие сейсмографы сознательно конструировали с возможно меньшим затуханием. Сейсмограммы при этом были сильно искажены и имели значение лишь как указание на самый факт толчка и, возможно, на время вступления первых больших волн. Повсеместное применение затухания повело к значительному прогрессу в интерпретации и тем самым дало нам больше заслуживающих доверия сведений о движениях Земли.

ПАРАМЕТРЫ ПРИБОРА

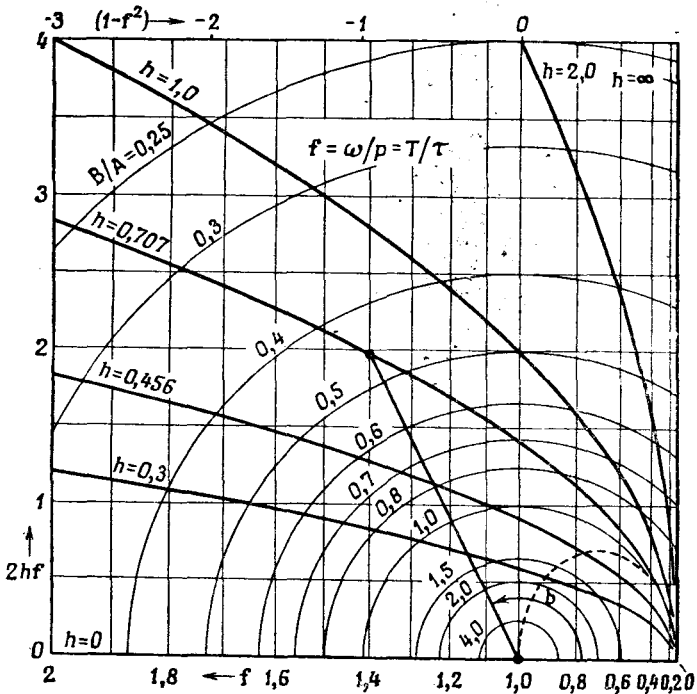
Свойства простого сейсмометра обычно характеризуют тремя численными параметрами.

1) Период собственных колебаний, который мы обозначали через τ ; обычно его обозначают T_0 или просто T . Взглянув на уравнение (11), мы видим, что, когда имеется затухание, интервал между двумя качаниями при свободных колебаниях равен не τ , а τ/j . Практически, определяя период свободных колебаний, либо устраняют приспособление для затухания,

¹ Те же результаты можно представить следующим образом. Обозначим $f = \omega/p = T/\tau$ и введем прямоугольные координаты $x = 1 - f^2$, $y = 2hf$ (фиг. 15-2). Тогда из уравнений (16), (17) и (18) следует, что $A/B = (x^2 + y^2)^{1/2}$ и $\text{tg } b = y/x$. Поэтому поллярные координаты любой точки на графике сразу дают нам соответствующее ей динамическое увеличение (обратную величину) и фазовый угол. Как видно на фигуре, кривые с постоянным значением h представляют параболы. Проследивая одну из них вдоль графика, можно увидеть, как изменяются увеличение и фазовый угол при изменении f . Так как $x = y = 0$ при $f = 1$ и $h = 0$, то бесконечное увеличение появляется при резонансе и нулевом затухании.

Профессор Чудзи Цубои (Chuji Tsuboi) опубликовал аналогичную палетку («Графическое представление амплитуд вынужденных колебаний», Zishin, 1942, 14, стр. 76; на японском языке). В его системе прямоугольных координат приняты наши значения x и y , поделенные на сумму их квадратов; в результате по сравнению с нашей фигурой (фиг. 15-2) получается обратная (математически) величина. Фазовый угол остается без изменений, но радиус-вектор становится равным B/A , а не A/B . Кривые с постоянными значениям h представляют овалы четвертой степени, кривые с постоянным f — круги.

Графики, основанные на аналогичных принципах применяются в электротехнике.



Фиг. 15-2. Палетка, определяющая увеличение простого сейсмометра. Обратное значение динамического увеличения (A/B) и фазовый сдвиг (b) являются полярными координатами. Вдоль оси абсцисс нанесены значения $f = T/\tau = \omega/p$. Линии, на которых h постоянно, представляют параболы. Область, где при данном h увеличение максимальное, представляет эллипс [ограничено штриховой линией.—Прим. ред.].

либо наблюдают затухающие колебания и вводят в период поправку на затухание.

2) Постоянная затухания; ею может служить и h , но экспериментально определяют и обычно указывают коэффициент затухания ε . Это отношение амплитуды двух последовательных и противоположно направленных колебаний при движении, определяемом уравнением (11); ε и h связаны соотношением

$$\varepsilon = e^{-\pi h/j} \tag{20}$$

3) Статическое увеличение, обозначаемое через V . Его вносит записывающее устройство. Если отклонить маятник на величину u и оставить его в таком положении, то перо или луч света отклоняется на сейсмограмме на величину Vu . Увеличение всей системы равно произведению B/A на V ; это означает, что если в грунте происходят простые гармонические колебания с амплитудой A и периодом T , то колебания маятника характеризуются периодом T и амплитудой B , а отклонения на сейсмограмме — периодом T и амплитудой VB .

НАЛОЖЕНИЕ РЕШЕНИЙ — ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

До сих пор предполагалось, что смещения земли представляют простые гармонические колебания. Настоящее землетрясение не имеет с этим ничего общего; мы должны распространить теорию на движения более общего характера.

Предположим, что мы решили уравнение (10) для трех различных форм X (не обязательно простых гармонических колебаний): $X = X_1$, $X = X_2$, $X = X_3$. Назовем соответствующие решения: $u = u_1$, $u = u_2$, $u = u_3$. Тогда из правила для дифференцирования суммы следует, что $u = u_1 + u_2 + u_3$ будет решением для $X = X_1 + X_2 + X_3$. Это верно и для суммы любого числа членов; перед нами простейший случай общего принципа суперпозиции¹.

Далее, мы можем применить одно из ценнейших математических орудий в арсенале теоретического физика — теорему Фурье, которая утверждает, что любое произвольное, в физически разумном смысле, движение (то есть такое, где нет каких-либо причудливых типов математических разрывов) можно представить в виде суммы простых гармонических колебаний. Существуют определенные правила нахождения амплитуд, фаз и периодов этих гармонических колебаний. Процесс применения этих правил называется гармоническим анализом. Объединяя его с принципом суперпозиции, мы, имеем возможность теоретически, решить уравнение (10) в общем виде: а именно, если движение земли X задано в виде любой произвольной функции времени, то мы можем найти соответствующую зависимость от времени для колебаний маятника u .

В сейсмографе автоматически осуществляется гармонический анализ движения X . Каждая гармоническая компонента движения с периодом T претерпевает в сейсмографе увеличение и фазовый сдвиг, зависящий от T , в соответствии с уравнениями (17) и (18). Движение u представляет синтез всех этих увеличенных и смещенных по фазе гармонических колебаний.

Сейсмолог решает обратную задачу. Разделив амплитуды, записанные на сейсмограмме, на постоянную V , он находит движения маятника u . Затем он производит гармонический анализ функции u , определяет в обратном порядке динамическое увеличение и фазовый сдвиг для каждой элементарной гармонике u , синтезируя полученные гармоники, находит X . Эту сложную процедуру обычно выполняют полностью только для инженерных целей, когда исследуют записи сильных местных землетрясений. Часто при этом используют автоматику, например электронные вычислительные машины.

Сейсмологу обычно нужно провести вычисления только для определенной части сейсмограммы, которую можно рассматривать изолированно, — например для первых нескольких колебаний в начале записи или серии правильных волн с периодами около 20 сек. Для многих целей важнее определять точное время, чем точную амплитуду. Отдельные группы волн часто имеют очень резкое вступление; они влияют на большую короткопериодную компоненту в разложении Фурье, и время вступления этих резких импульсов лучше всего регистрируют приборы с большим динамическим увеличением на коротких периодах. Однако это часто не наилучшие условия для точного определения амплитуд.

Измерения движений земли не достигли уровня точности, предполагаемого в других областях физических исследований. Для высокой точности требуется: 1) чтобы T , h , V были точно определены и продолжали оставаться известными величинами; 2) чтобы затухание было почти пропорционально u ; в общем, чтобы поведение системы очень точно согласовывалось с уравнением (10). Это трудно осуществить технически. Регулировка сейсмометра, в отличие от большинства лабораторных работ — вопрос не единичных проверок, а круглосуточная работа из года в год.

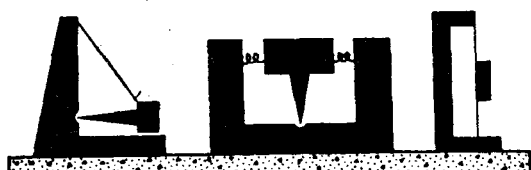
¹ Математически это оказывается возможным, так как в уравнение (10) не входят ни степени, ни произведения производных.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ПРОСТЫХ СЕЙСМОГРАФОВ

Приблизительно до 1920 г. проектирование сейсмографов определялось стремлением удлинить период маятника, чтобы динамическое увеличение оказалось почти постоянным и прибор стал точным измерителем смещений.

Период обыкновенного гравитационного маятника равен $2\pi(L/g)^{1/2}$, где L — приведенная длина маятника. «Секундный маятник» в старинных часах с периодом 2 сек имел длину около одного метра. Следовательно, чтобы получить период 10 сек, нужна колоссальная длина в 25 м. В 1880 г. эта трудность была разрешена группой английских ученых в Японии — Греем, Юингом и Милном, которые использовали только небольшую часть ускорения g , определявшую движения горизонтального подвешенного маятника (фиг. 15-3).

Тяжелая масса маятника находится на конце горизонтального кронштейна и подвешена в точке, которая расположена не прямо над ее точкой вращения, так что масса маятника может свободно колебаться относительно слегка наклонной оси. При колебании масса маятника и кронштейн отклоняются от своего первоначального положения и, следовательно, возникает



Горизонтальный Астатический Крутильный

Фиг. 15-3. Принципиальная схема сейсмографов с горизонтальным подвешенным маятником (Милн), астатическим маятником (Вихерт) и небольшим крутильным маятником (Андерсон — Вуд, Никифоров).

небольшая гравитационная восстанавливающая сила. При правильном проектировании и технической квалификации легко добиться периода в 12 сек. Таков период маятника Милна — Шоус с фоторегистрацией надежного прибора, до сих пор работающего более чем на двадцати станциях, разбросанных по всему свету. Подвесной маятник был в течение ряда лет примером типичного сейсмографа, фигурирующим во многих иллюстрациях к словарям и в общих справочниках.

Астатический маятник (фиг. 15-3) был разработан в основном Вихертом (Wiechert, 1903) около 1900 г. В нем тяжелая масса балансирует на остром лезвии, а в качестве восстанавливающей силы используется пружина. Почти все эти приборы писали на закопченной бумаге и, чтобы преодолеть трение, их массу делали очень тяжелой, так что для своего времени это были гиганты. Один прибор с массой в 17 т до сих пор работает в Такубая (близ Мехико, Мексика); его система пружин обеспечивает запись обеих горизонтальных компонент движения при одной инерциальной массе. Логического завершения достигли здесь Кверрен и Пиккар в Швейцарии; в их приборе тяжелая масса «плавала», подвешенная на пружинах, и таким образом могла записывать также и вертикальные движения; их шедевр, так называемый «универсальный сейсмограф», построенный в 1922 г. в Цюрихе, весил 21 т. Собственный период вертикальных колебаний этого монстра равнялся 1 сек, а статическое увеличение — 1500; для горизонтальных компонент период равнялся 3 сек и статическое увеличение — 1400.

Подобные гигантские приборы были фактически менее эффективны, чем сравнительно миниатюрный крутильный сейсмограф, разработанный Андерсоном и Вудом в 1922 г. (Anderson, Wood, 1925). В этом приборе применялась фотозапись; в конструкции, имеющей (включая и футляр) всего один

фут в высоту, удалось добиться статического увеличения 2800 и собственного периода маятника 0,8 сек. Висящую металлическую нить натягивает медный цилиндр (с массой менее грамма!), прикрепленный к ней боковой поверхностью. Цилиндр может поворачиваться относительно нити, чему противостоит ее сопротивление закручиванию. Затухание, несколько меньше критического, осуществляется вихревыми токами, индуцируемыми в медном цилиндре, который движется в поле постоянного магнита. К цилиндру прикреплено небольшое зеркальце для регистрации. Этот прибор успешно использовался при исследовании местных землетрясений, для чего он и был предназначен. Аналогичный крутильный прибор был независимо разработан и применен для тех же целей Никифоровым в Советском Союзе.

СЕЙСМОГРАФЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ

Изложенная теория была разработана для прибора, измеряющего горизонтальную компоненту движения. Нетрудно применить ее к вертикальным движениям. Если тяжелая масса подвешена на спиральной пружине, которая растягивается до тех пор, пока ее упругое напряжение не уравновесит силу тяжести, то элементарный физический расчет показывает, что масса будет двигаться так, как если бы на нее действовала упругая, вертикальная, симметричная сила, стремящаяся восстановить равновесие. Эта сила и масса определяют период маятника, а тем самым и простую теорию его движения. Однако практически осуществить это трудно. Если желателен длинный период, то пружина должна быть слабой. Но даже при коротком периоде на положение равновесия заметно влияет температура, так что прибор должен иметь температурную компенсацию, либо находиться в камере с постоянной температурой. Чтобы уменьшить это влияние, используются специальные сплавы вроде элинвара. Другая трудность состоит в усталости пружины; пружина, особенно слабая, медленно растягивается под действием груза и положение устойчивого равновесия устанавливается лишь через длительный срок (если устанавливается вообще). Вертикальные приборы на многих станциях — это «несносные дети», постоянно нарушающие равновесие. Чем большее требуется увеличение, тем острее стоит этот вопрос. Почти во всех удачных сейсмографах с большим увеличением используется электромагнитная регистрация с фотозаписью от гальванометра. К исключениям следует отнести особый прибор с увеличением 2000, разработанный Штраубелем и Эппенштейном (Eppenstein, 1908) в Йене около 1906 г. Он далеко опередил свое время; и его записи были должным образом оценены лишь многие годы спустя.

СЕЙСМОГРАФЫ, ДЕЙСТВОВАВШИЕ К 1920 г.

В 1920 г. большинство сейсмографов, находившихся в постоянном употреблении, все еще вело записи на закопченной бумаге. Многие конструкторы, добываясь надежной регистрации и большого увеличения, направляли свою изобретательность на уменьшение трения в точке записи и в системе увеличения. Итальянская группа, вероятно, была первой в этой области, и примерно до 1900 г. их приборы считались наиболее удовлетво-

рительными. Во всем мире на многих станциях были установлены приборы Вицентини. Хорошо известны были и итальянские приборы Стиаттеси, Агаменноне, Альфани и Канкани.

В Германии Вихерт, Маинка и Бош разработали сейсмографы, получившие широкое распространение. В Японии несколько типов сейсмографов сконструировал Омори; за пределами Японии применялся главным образом прибор Бош—Омори.

Распределение различных приборов определялось частично коммерческими соображениями и ценой. Так, хотя приборы типа Вихерта к 1920 г. были установлены примерно на 80 станциях (больше, чем приборы любого иного типа), большинство из них были невелики (масса маятника около 80 кг, статическое увеличение 80—100).

Милн успешно распространил свои сейсмографы во многих удаленных станциях мира; к 1920 г. ими было оборудовано около 45 станций. Уже тогда они сравнительно устарели, имея низкое затухание и малое увеличение на коротких периодах. Между 1920 и 1930 гг. больше половины их было заменено новыми приборами Милна—Шоу. Милн умер в 1913 г., а в 1915 г. Шоу разработал модификацию прибора Милна с надлежащим затуханием и фоторегистрацией. Ввиду широкого географического распространения и надежности в работе приборы Милна—Шоу внесли большой вклад в сейсмологию. По проектным данным масса их маятника составляла 1 фунт (454 г), коэффициент затухания — 20 : 1, период — 12 сек и статическое увеличение обычно — 150 или 250.

В 1920 г. только несколько хорошо оборудованных станций имело электромагнитные приборы.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ СЕЙСМОГРАФЫ¹

Технически не трудно заставить движущийся маятник генерировать слабый изменяющийся электрический ток. Если этот ток проходит через гальванометр, то можно осуществить его фотозапись с помощью зеркала гальванометра. Первый эффективный сейсмограф, основанный на этом принципе, был разработан Голицыным² около 1906 г. Полная теория прибора должна учитывать обратную связь гальванометра с маятником. Это влияние можно свести к минимуму, делая массу маятника гораздо больше массы подвижных элементов гальванометра.

Можно использовать разнообразные устройства для перевода механической энергии маятника в электрическую; устройства такого или обратного назначения ныне обычно называют преобразователями. Генерируемая элект-

¹ Отметим здесь один недостаток в терминологии. Система электромагнитного сейсмографа состоит из трех обычных элементов: маятника, записывающего устройства и регистрира. Однако записывающее устройство, естественно, распадается на гальванометр и генератор электрического тока (преобразователь), связанный с маятником. Сочетание маятника и преобразователя представляет единое целое по проекту, конструкции и в эксплуатации; однако для этого целого нет общепринятого названия. Изготовители называют это сейсмометром, что, однако, противоречит установившемуся словоупотреблению, принятому здесь. Соответствующий прибор, используемый в сейсморазведке, называют геофоном (или в просторечии «кувшином»—«jug»); но это слово не подходит для сейсмологического прибора, предназначенного обнаруживать землетрясения.

² Б. Б. Голицын был русским князем. Сам он писал свою фамилию в латинской транскрипции, как Galitzin. Однако русскому написанию лучше соответствует транскрипция Golitzin (иногда в печати встречается и Golicyn).

родвижущая сила в общем пропорциональна скорости маятника, которая определяет скорость пересечения силовых линий поля.

Движение системы без обратной связи описывают два уравнения:

$$\ddot{u} + 2h\omega\dot{u} + \omega^2 u = -\ddot{X}, \quad (21)$$

$$\ddot{x} + 2h'\omega'\dot{x} + \omega'^2 x = k\dot{u}. \quad (22)$$

Уравнение (21), соответствующее движению маятника, идентично (10) и по форме и по обозначениям. Уравнение (22) — это, по существу, уравнение движения гальванометра; однако постоянную прибора k можно взять такой, чтобы туда входило и оптическое увеличение системы, и тогда x будет означать отклонения светового луча на сейсмограмме. h' и ω' — постоянные гальванометра, аналогичные постоянным маятника h и ω . Обычно и маятник и гальванометр имеют критическое затухание, так что $h = h' = 1$. Постоянной, соответствующей статическому увеличению, вся система не имеет, так как если маятник отклонить и задержать на месте, то стрелка гальванометра вернется к нулю.

Для получения тока Голицын использовал принцип гальванометра (обратным образом): маятник двигал катушку в постоянном магнитном поле. Чтобы еще больше упростить теорию и расчеты, Голицын сделал одинаковыми собственные периоды у своего маятника и гальванометра ($\omega = \omega'$). Эти периоды — τ и τ' — обычно были близки к 12 сек.

Голицын установил цепь станций, протянувшуюся из Пулкова через Азию до Владивостока. Эти станции работают и теперь, поддерживаемые Советским правительством, наряду со многими другими станциями, оборудованными более современными приборами.

Приборы этого типа нетрудно приспособить для регистрации вертикальной компоненты движения, что и сделал Голицын в 1911 г. Вертикальный прибор отличается от горизонтальных лишь конструктивными деталями, и он почти столь же устойчив и может иметь такие же периоды и частотные характеристики.

Новый тип прибора для записи вертикальной компоненты был создан в Пасадене в 1930 г. д-ром Бениоффом (Benioff, 1932) после того, как потерпели неудачу неоднократные попытки сконструировать устойчивый механический вертикальный прибор, характеристики и увеличение которого были бы близки к параметрам крутильного сейсмографа. Преобразователь Бениоффа отличается чрезвычайно высоким коэффициентом перехода движений маятника в электрический ток. Принцип его такой же, как и в микрофоне: колебания изменяют величину воздушного зазора между арматурой и полюсными наконечниками магнита, индуцируя тем самым электродвижущую силу в катушках, навитых на наконечники. Другими словами, колебания изменяют магнитное сопротивление цепи, в связи с чем прибор в отличие от других типов, разработанных Бениоффом (в некоторых из них используется подвижная катушка), назван сейсмометром с переменным магнитным сопротивлением. Его легко приспособить к измерению горизонтальной компоненты, и многие станции ведут этими приборами успешную повседневную запись всех трех компонент. Первые успешные приборы Бениоффа были короткопериодными (используемые и теперь для повседневной работы в Пасадене и на вспомогательных станциях, они имеют $\tau = 1$ сек, $\tau' = 0,2$ сек). Первоначальным их назначением было обеспечить сильное увеличение при местных землетрясениях. Однако неожиданно обнаружилось, что они хорошо регистрируют и удаленные толчки. С их помощью были записаны такие типы сейсмических волн, существование которых предполагалось теоретиче-

ски, но которые еще не были выделены, например фазы $P'P'$ и $PKKP$ (см. главу 17).

Сейсмограф Бениоффа легко приспособить для записи длиннопериодных волн; для этого короткопериодный маятник связывают с длиннопериодным баллистическим гальванометром ($\tau = 1$ сек, $\tau' = 100$ сек). Такая система более устойчива, чем при больших значениях τ , и дает все еще большее увеличение при больших периодах колебания грунта T . В настоящее время продолжается разработка приборов и анализ сейсмограмм при чрезвычайно больших T , измеряемых минутами.

В 1928 г. Френк Веннер (Wenner, 1929), работавший тогда в Бюро стандартов США, сконструировал электромагнитный сейсмометр, в котором обратной связью гальванометра и маятника пренебрегать нельзя; другое отличие характеристики состояло в увеличении h . Приборы Веннера работали на нескольких станциях, руководимых или связанными с Береговой и геодезической службой США. Веннер разработал полную теорию характеристик такой системы. Вместо уравнений (21) и (22) у него получилось одно дифференциальное уравнение четвертого порядка; решение его не особенно трудно и легко сводится к формам, удобным для практики. В 1935 г. эта теория была обобщена Кулоном и Грене (Coulomb, Grenet, 1935) в статье, которая позволила четко систематизировать характеристики для всех возможных комбинаций маятника и гальванометра. На этой основе Грене рассчитал и сконструировал сейсмографы с различными характеристиками. Некоторые из них, в частности приборы с большим увеличением на коротких периодах, недавно стали постоянно применяться на крупных станциях в Европе, Алжире и Новой Каледонии. Сейсмометры, рассчитанные Уиллмором (Willmore, 1950) с периодом маятника 1 сек и короткопериодными гальванометрами, применяются сейчас в Вест-Индии и других местах.

Необычайно устойчивые длиннопериодные приборы были разработаны Прессом и Юингом (Press, Ewing, Lehner, 1958) в Колумбийском университете начиная с 1952 г.; трехкомпонентная установка этого типа надежно работает сейчас в Пасадене; ее $T_0 = 30$ сек, $T_1 = 90$ сек.

ВЫСОКОЕ УВЕЛИЧЕНИЕ И УРОВЕНЬ ПОМЕХ

Чтобы добиться высокого увеличения, была проявлена большая изобретательность, особенно в пору регистрации на закопченной бумаге. При современной электромагнитной регистрации легко достижимо увеличение 100 000. Можно было бы, не сталкиваясь с серьезными техническими трудностями, получить и гораздо большие значения, если бы в этом была какая-либо польза. Практически пределы ставит не техника измерений, а помехи в общем смысле слова — фон слабых и обычно незакономерных возмущений, который регистрируется наряду с движениями грунта, вызванными землетрясением. Большая часть помех — это тоже движения грунта, известные под общим названием микросейсм (глава 23), но вызываемые как естественными, так и искусственными причинами. Усиливая увеличение, мы усиливаем и регистрируемый фон, который в конце концов оказывается столь большим, что это отражается на обработке и интерпретации сейсмограмм.

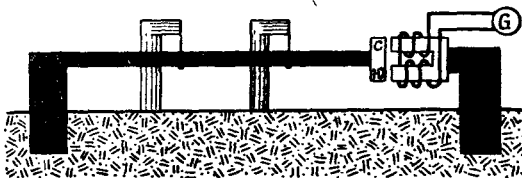
Условия регистрации можно улучшить, располагая станцию вдалеке от постоянных источников шума. Главными искусственными источниками шума являются транспорт и производство. Основной постоянный естественный источник — это прибой, особенно на крутых берегах; а также сильные волны на озерах и прудах, водопады и бурные потоки. Из-за ветра могут воз-

никать сотрясения башен, больших дверей, различных сооружений и, вероятно, деревьев. Поскольку сильные ветры часто вызывают большие возмущения, для станций предпочтительнее укрытая местность. Известно, что даже сравнительно небольшое перемещение сейсмографа от неудачного места приводит к большому уменьшению помех.

Уровень помех явно коррелируется с влиянием грунта на макросейсмическую интенсивность. Наибольшие помехи бывают на рыхлом и уплотненном грунте. Третичные осадки часто немногим лучше; надежным основанием для станции являются граниты, прочные метаморфические породы и очень прочные палеозойские осадки.

ДЕФОРМОМЕТР

В 1932 г. д-р Бениофф (Benioff, 1935) разработал новый тип сейсмометра с большим увеличением¹. По сути дела, это знаменитый деформометр (фиг. 15-4). Два столба установлены на расстоянии 60 футов друг от друга; к одному столбу прикреплен горизонтальный стержень, почти достигающий до второго. Там расположен преобразователь с переменным магнитным сопротивлением, реагирующий на изменения зазора между вторым столбом и свободным концом стержня; изменения регистрируются гальванометром. Для сейсмических волн, периоды которых редко меньше 0,1 сек, стержень ведет себя почти как идеально жесткое тело. Говоря точнее, по отношению к колебаниям,



Фиг. 15-4. Принципиальная схема измерителя деформаций Бениоффа.

идущим вдоль его длины, стержень можно рассматривать как маятник, подобный трубке органа, открытой у одного конца; период основной гармоники должен составлять при этом около 1/70 сек. Это настолько меньше периода большинства сейсмических волн, что резонансом можно пренебречь. Сперва в систему вводилось затухание, но затем его исключили.

Описанный способ получения записи отличается от того, что дает маятниковый сейсмограф. Измерения отражают линейные деформации, приводящие к увеличению или уменьшению расстояния между столбами. Продольные волны, подходящие под любым углом, отклоняют луч света на сейсмограмме вверх или вниз в зависимости от того, соответствуют ли изменения объема грунта сжатиям или растяжениям. Конечно, прибор максимально чувствителен к тем продольным волнам, которые распространяются параллельно стержню; в то же время чувствительность к поперечным (сдвиговым) волнам максимальна, когда волновой фронт образует со стержнем угол в 45°. Волны любого типа, подходящие почти вертикально, например отраженные от ядра Земли, совсем не влияют на деформометр.

Система деформометра, соединенного с длиннопериодным гальванометром, чрезвычайно устойчива — даже больше, чем длиннопериодный сейсмометр с переменным магнитным сопротивлением. Ее характеристика почти в точности совпадает с характеристикой маятника, имеющего период, как у

¹ Тот же принцип был использован Милном в 1888 г. и Оддоном в 1900 г., но увеличение было при этом мало, а прибор Оддона не обеспечивал даже записи.

гальванометра, так что это превосходный измеритель смещений при коротких периодах. Такой прибор весьма полезен и для обычной регистрации длиннопериодных волн от удаленных толчков; его применяют и для изучения волн с очень длинным периодом, измеряемым минутами или даже часами. Была использована характеристика направленности этих приборов: изменения велись несколькими приборами, иногда в сочетании с маятниковыми; детально изучались движения грунта и направленность волновых фронтов. Нигде не применялись стержни из кварцевого стекла вместо металлических. Одна из установок, расположенная в гранитных породах в горах Сан-Габриель, ведет непрерывную запись местных деформаций, чтобы установить возможную связь между общим распределением деформаций в данном районе перед и после сильного землетрясения. Имеется слабая надежда, что такие данные могут в конце концов привести к некоторого рода предсказаниям или по крайней мере предчувствиям общего хода сейсмических событий в данном районе. Попутно может быть получена непрерывная запись приливов в твердом теле земли; такие приливы отличались многими экспериментаторами, но до последнего времени эти наблюдения не были систематическими.

РЕГИСТРАЦИЯ СИЛЬНЫХ КОЛЕБАНИЙ

Первоначальным назначением сейсмографа было не отыскание координат эпицентра и не исследование внутреннего строения земли, а подробное изучение самих сотрясений. Для этого потребовался хорошо калиброванный сейсмограф. Инженеры особенно интересовались теми движениями, которые повреждали сооружения. Такие движения были успешно записаны только «приборами для сильных колебаний» со статическим увеличением примерно от 1 до 20. Так как полезные записи можно делать лишь время от времени, то обычно регистрация не была непрерывной: приборы включались каким-либо вспомогательным сейсмоскопом, когда возникали сильные местные сотрясения. Установки размещались предпочтительно в районах, где в прошлом происходили сильные землетрясения, и в целях сопоставления именно там, где имелись современные сооружения. Обширную программу этого рода проводила Береговая и геодезическая служба США; в их перечне 1956 г. указано 49 местных установок в Калифорнии и 22 — в других районах. Работы начались в 1932—1933 гг., как раз вовремя, чтобы получить ценные записи разрушительного землетрясения в Лонг-Бич; и сейчас уже накоплен большой архив важных сейсмограмм. Помимо непосредственного инженерного значения для проектирования сейсмостойких зданий, эти записи важны для определения энергии, освобождающейся при землетрясении, и выяснения связей между интенсивностью и ускорением. Увеличение силы колебаний на неуплотненном грунте хорошо подтверждено сравнением сейсмограмм, записанных в различных местностях. При сопоставлении записей, сделанных на верхних этажах и у фундаментов, был установлен большой размах колебаний на верхних этажах высоких зданий. Работы привели к некоторым практическим выводам.

1) Ввиду релейного включения записи начало сотрясений не регистрировалось. Обычно это не имело большого инженерного значения, если только не возникало сомнений с идентификацией (см. пункт 2). На группе станций Пасадены многие приборы со слабым увеличением вели непрерывную запись на сравнительно дешевой пленке, которую можно было выбросить, если землетрясения не происходило.

2) Ввиду практических трудностей точное время обычно не регистрировалось. Из-за этого иногда возникали сомнения в том, какая часть колебаний

землетрясения записана, и, если в течение немногих часов происходило несколько сильных землетрясений, порой возникали неясности с идентификацией толчка.

3) Если реле слишком чувствительно, оно может произвести включение случайно или при серии толчков, которые слишком слабы, чтобы запись оказалась полезной. В результате бумага или лента для записи могут оказаться израсходованными как раз к тому времени, когда произойдет сильный толчок.

4) Неразумно записывать две или больше сейсмограмм на одной ленте. При сильных движениях записи перекрываются и в них почти невозможно разобраться.

5) При сильном землетрясении из-за наклонов, смещений или разладки механизма прибора его нульпункт может сместиться. Если этого не обнаружить и не исправить, то вычисление движений грунта может привести к большим ошибкам. При хорошем проектировании предусматривают средства для обнаружения и исправления таких блужданий нульпункта.

6) Компоненты могут быть не разделены полностью. Прибор, который при слабых движениях реагирует только на меридиональную компоненту, может частично реагировать и на широтные или вертикальные движения, когда ускорения приближаются или превышают $0,1 g$.

7) При анализе следует разделять воздействия колебаний построек и колебаний грунта. До некоторой степени это можно сделать, сопоставляя записи на верхнем этаже и у фундамента, но при этом все же не устраняются колебания, наведенные в грунте в результате сотрясений здания.

8) Для любого надежного обобщения нужно большое число записей. Различия между отдельными сейсмограммами велики, но это не удивляет сейсмолога, который привык работать с записями тысяч землетрясений и знаком с тем, как они разнообразны и как часто обнаруживают необычные явления.

РАМКИ ДАННОЙ ГЛАВЫ

Литература по сейсмометрам обширна, и по меньшей мере по трем различным направлениям она выходит за рамки элементарного изложения:

1) Конструктивные детали, иногда чрезвычайно хитроумные. Методы, применявшиеся, чтобы повысить увеличение без оптических и электромагнитных устройств, в настоящее время несколько устарели технически. Однако исследователь, которого интересует проектирование приборов, найдет там много идей, применимых иным образом. Вероятно, наилучшая сводка информации этого рода содержится в *Handbuch der Geophysik* (т. 4).

2) Методика, применяемая при проверке, калибровании и регулировке сейсмометров. Иногда она весьма различна для одинаковых приборов, изготовленных разными предприятиями.

3) Полноценная теория электромагнитных приборов. К сожалению, она не включена в эту книгу. В книге Сохона (Sohon, 1932) дано хорошее описание прибора Голицына, изложение Байерли (Byerly, 1942) лучше и основательнее. Каждый, кто собирается вести исследовательскую работу с приборами или новыми конструкциями, должен, во всяком случае, изучить статью Кулона и Грене; последняя статья Грене (Grenet, 1952) является ценным дополнением. Превосходен раздел, написанный Кулоном в *Handbuch der Physik*.

При выводе и анализе уравнения (10) было опущено много технических подробностей, как, например, проверка полноты и общности найденных решений. Все это есть в любом обычном учебнике по математике, где уравнение, эквивалентное (10), определяется как случай общего обыкновенного линейного дифференциального уравнения второго порядка с постоянными коэффициентами. Уравнение (10), как мы писали, часто называют уравнением сейсмографа; в инженерных текстах оно обычно появляется под названием индикаторного уравнения или уравнения вынужденных колебаний.

ЛИТЕРАТУРА

Общая и теоретическая

- Berlage H. P., Jr., Seismometer, Auswertung der Diagramme, Handbuch der Geophysik, Borntraeger, Berlin (1930), IV, № 2, 299—526.
- Benioff H., Earthquake Seismographs and Associated Instruments, Advances in Geophysics, Academic Press, New York (1955), 2, 219—275.
- Beverly P., Seismology, New York (1942), Chapter VIII, 104—151.
- Coulomb J., Séismométrie, in: Handbuch der Physik, Springer, Berlin (1956), 47, *Geophysik* 1, 24—74.
- Sohn F. W., Introduction to Theoretical Seismology, Part II, Seismometry, Wiley, New York (1932).

Электромагнитные приборы (теория)

- См. упомянутые выше книги Байерли и Кулона, а также:
- Wenner F., *Journ. Research Natl. Bur. Standards* (1929), 2, 963—969.
- Benioff H., A new vertical seismograph, *BSSA* (1932), 22, 155—169.
- Rybner J. G., *Beitr.* (1937), 51, 375—401; (1939), 55, 303—313.
- Coulomb J., Grenet G., Nouveaux principes de construction des seismographes electromagnetiques, *Ann. physique* (1935), 3, Ser. 11, 321—369.
- Grenet G., Les caracteristiques de seismographes electromagnetiques, *Ann. geophys.* (1952), 8, 328—332.

Прочие приборы

- См. упомянутые выше статьи Веннера и Бенноффа, а также:
- Imamura A., Tyōkō and his seismoscope, *Japanese Journ. Astronomy Geophysics* (1939), 16, 37—41.
- Eppenstein O., Das Vertikalseismometer der seismischen Station zu Jena, *G. Beitr.* (1908), 9, 593—604.
- Anderson J. A., Wood H. O., Description and theory of the torsion seismometer, *BSSA* (1925), 15, 1—72.
- Benioff H., A linear strain seismograph, *ibid.* (1935), 25, 283—309.
- Willmore P. L., The theory and design of two types of portable seismograph, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1950), 6, 129—137.
- Press F., Ewing M., Lehner F. E., A long-period seismograph system, *Trans. Am. Geophys. Union* (1958), 39 (печатается).

Установка станций

Carder D. S., *The Seismograph and the Seismograph Station*, U. S. Dept. of Commerce, Washington, D. S., 1956. (Говорится о расположении станций и подборе аппаратуры; описываются приборы, используемые в США и Канаде; есть раздел о любительской сейсмологии.)

Запись сильных колебаний

Earthquake investigations in California, 1934—1935, *U. S. Coast Geodetic Survey, Spec. Publ. № 201*, Govt. Printing Office, Washington, D. C., 1936.

Ulrich F. P., The California strong-motion program of the U. S. Coast and Geodetic Survey, *BSSA* (1935), **25**, 81—95.

См. также выпуски серии *United States Earthquakes* начиная с 1933 г. и отчеты о результатах работ Береговой и геодезической службы США, публикуемые в *BSSA*.

Классические работы

Хотя некоторые положения этих работ устарели, они сильны своим подходом и изучение их было бы полезным.

Wiechert E., *Theorie der automatischen Seismographen*, K. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, *Abhandlungen, math.-phys. Klasse, Neue Folge II, 1*, Göttingen (1903), 128.

Голицын Б. Б., *Лекции по сейсмометрии*, С. — Петербург, 1912. Имеется немецкий перевод: Неккер О., ed. *Vorlesungen über Seismometrie*, Teubner, Leipzig, 1914.

Упругость и упругие волны

НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ

Напряжение в точке, находящейся в глубине тела, определяется системой сил, действующих вокруг нее. Изменение формы тела в окрестностях данной точки называется *деформацией*. Понятие о деформациях и напряжениях является основным для теории сейсмических волн, а также для понимания механизма землетрясений, имея в виду как макро-, так и микросейсмические данные. Больше того, в них нуждается и тектонист при любом обсуждении дислокаций в породах. В этой главе в первую очередь подчеркиваются основные физические и математические идеи. Студент, желающий подробно изучить этот вопрос, найдет материал в других учебниках и справочниках. Многие из них следуют общему подходу и обозначениям монографии Лява (Love, 1927, 1944) по упругости — одни в упрощенном виде, выбрасывая подробности и второстепенные вопросы, другие в расширенном, восполняя недосказанное.

РАЗДЕЛЫ МЕХАНИКИ

Начальное обучение иногда порождает в студенте уверенность, что, выучив три закона Ньютона, он усвоил и все то, что существенно в механике, а все остальное лишь детали. Это все равно, что человеку, выучившему алфавит, вообразить, что он умеет читать.

Механика ступень за ступенью переходит от простых систем к все более сложным. На каждом уровне появляется новая группа идей. Их вводят столь естественно и постепенно, сколь это возможно, но студент должен сознавать, что это обобщение, а не принимать эти идеи за аксиому.

Путь к обобщению вовсе не predetermined в механике заранее и единственным образом — его следует постигать¹. Обычный порядок изложения в механике это: 1) частица, 2) система частиц, 3) жесткие тела, 4) деформируемые тела, в том числе жидкости и упругие твердые тела. В первых двух разделах мы пользуемся обычными силами, характеризуемыми трехкомпонентными векторами. Имея дело с жесткими телами, как во многих инже-

¹ В 1928 г. Шредингер в Пасадене читал лекции по квантовой волновой механике, предмету, тогда новому. Изложив теорию в ее простейшем виде, он перешел к обобщениям, чтобы включить частную теорию относительности и электромагнитные силы. Не желая быть догматичным, он заметил: «Это обобщение — не единственно возможное». Но тут его что-то задело и, поглядев на аудиторию с некоторым недоумением, он продолжал: «Ну, конечно, иначе это не было бы обобщением!».

нерных вопросах, мы вводим силы, действующие вдоль определенных линий и имеющие определенные точки приложения; мы должны оперировать здесь не просто силами, а также их моментами и парами сил.

МЕХАНИКА В ГЕОЛОГИИ

Вопросы структурной геологии часто решаются совместно механикой жестких и механикой деформируемых тел. Однако многие студенты попадают впросак, без разбора смешивая эти два метода. Имея дело с деформируемыми телами, лучше пользоваться терминами напряжение и деформация, чем сила и смещение.

Читая старую геологическую литературу, следует помнить, что основатели геологии, люди, большей частью самой высокой квалификации, имели более ясное понимание физики, чем некоторые из их последователей. В дни, когда современные термины «напряжение» и «деформация» не были еще общепринятыми, они писали «силы», но правильно имели в виду напряжения. Со следующим поколением геология вступила в фазу наблюдения и собирания фактов. Когда геолог идет в поле, чтобы составлять карты выходов коренных пород на поверхность, он не должен много думать о силах и напряжениях. Но когда он начинает рассуждать о том, что лежит в глубине, его физическое мышление должно быть здоровым, и если он берется, затрагивая серьезные вопросы тектоники и стратиграфии, объяснять процессы, происходящие на глубине, ему необходимы превосходное физическое понимание и интуиция. Печально, что многие геологи, которые занимали справедливо высокое положение в своей области, показали своими статьями, что их познания в основах физики не имели должного уровня. «Сила» в том смысле, в каком она использовалась в книгах основателей геологии, часто воспринималась в духе определений азбучной физики. Д-р Хабберт в числе прочих за последнее время изрядно поработал, чтобы снова внедрить здоровые физические принципы в геологию и этим помочь истолкованию тех проблем, которые в результате обилия накопившихся наблюдений снова выдвинулись теперь на авансцену науки.

Авторы учебников и другие лица иногда стараются излагать вопросы, связанные с напряжениями и деформациями, рассматривая специальные случаи, где можно обойтись элементарными средствами. Такие упрощения часто излишне сложны для чтения. Физика напряжений и деформаций не труднее физики сил и смещений, если только ее преднамеренно не запутывают. Идеи здесь сложнее в том смысле, что они содержат больше рабочих элементов, как автомобиль сложнее пары роликов. И, конечно, для тех, кто хочет разобратся в автомобиле, будет мало пользы, если он сосредоточится исключительно на выяснении, чем автомобиль похож на ролики.

Эта глава всего лишь схематический набросок основ. Громоздкие доказательства и формулы здесь либо только намечены, либо вынесены в приложение IV.

АНАЛИЗ НАПРЯЖЕНИЙ

Напряжения, как их обычно определяют, имеют размерность силы, приходящейся на единицу площади. Вначале мы рассмотрим только идеально упругие тела, которые могут быть деформированы под действием силы, но полностью восстанавливают свое первоначальное состояние после того, как деформирующие силы устранены. Предположим, что такое тело сдавлено,

закручено и так далее, а затем зажато в своем деформированном виде. Оно приспособится к состоянию равновесия под действием имеющихся сил — внешних и внутренних. Теперь мы опишем физические условия в точке внутри тела.

Простого понятия силы здесь уже недостаточно. В любой внутренней точке имеется равновесие; равнодействующая сила равна нулю даже для совершенно различных типов деформаций. Проведем прямоугольные оси x, y, z с началом координат в данной точке и рассмотрим объем, разделенный на две половины плоскостью yz (перпендикулярной к оси x). В начале координат обе половины взаимодействуют с равными и противоположно направленными силами. Эти силы действуют вдоль линии, которая может иметь любое направление в пространстве и образовывать любой угол с плоскостью yz . Три компоненты такой силы, выраженные в единицах силы, приходящейся на единицу площади этой плоскости, называются компонентами напряжений и обозначаются X_x, Y_x, Z_x (силы, направленные вовне, растягивающие тело, считаются положительными; см. фиг. 16-1).

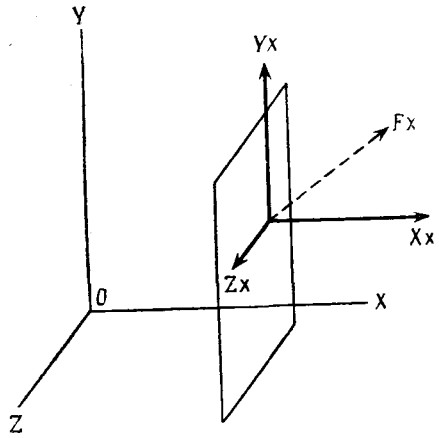
Точно так же мы можем провести разрез в плоскости xz , перпендикулярной оси y , и определить компоненты напряжений X_y, Y_y, Z_y , а проводя разрез перпендикулярно оси z , мы определяем X_z, Y_z, Z_z . Совокупность девяти компонент полностью определяет напряжение в данной точке. Мы предположили состояние равновесия. В учебниках приводится правило, что малый куб с гранями, перпендикулярными осям, выйдет из равновесия и начнет вращаться, если только не выполнено условие: $X_y = Y_x, Y_z = Z_y, Z_x = X_z$. Таким образом, фактически имеется только шесть различных компонент напряжения.

В данной точке твердого тела мы могли провести оси координат в трех других направлениях, отличных от первоначально выбранного (но, конечно, взаимно перпендикулярных). Если мы обозначим новые координаты через x', y', z' и соответственно (добавляя штрих), новые компоненты напряжений, то

$$X'_x = a^2 X_x + 2ab X_y + 2ac X_z + b^2 Y_y + 2bc Y_z + c^2 Z_z, \quad (1a)$$

$$X'_y = ad X_x + (ae + bd) X_y + (af + cd) X_z + be Y_y + (bf + ce) Y_z + cf Z_z, \quad (1b)$$

где a, b, c — косинусы углов между новой осью x' и старыми осями x, y, z , а d, e, f — соответствующие косинусы для оси y' . Аналогичные уравнения определяют преобразование других компонент напряжения, так что, если известны компоненты в одной системе координат, можно вычислить их и для любой другой системы. Это мы и имели в виду, говоря, что компоненты напряжений в любой системе координат полностью определяют напряжение в данной точке.



Фиг. 16-1. Определение компонент напряжения. Вектор F_x представляет силу, приходящуюся на единичную площадь плоскости, перпендикулярной оси X ; величины X_x, Y_x и Z_x — его компоненты.

Существует важная теорема, что в любой данной точке всегда можно выбрать оси так, чтобы $Xy = Xz = Yz = 0$. Оси, соответствующие этому выбору, называются главными осями напряжений, а три остающиеся компоненты — Xx , Yy , Zz — главными напряжениями, которые могут быть растяжениями либо сжатиями.

Может возникнуть вопрос: если напряжения всегда можно свести к трем компонентам, то к чему же создавать себе хлопоты с шестью? Отвечая: направления главных осей в общем различны в разных точках, так что для описания напряжений во всем теле нам необходимы шесть компонент. В каждой точке, кроме трех главных компонент напряжений, необходимо знать еще три числа, чтобы определить направления главных осей. Студент избавит себя от многих неприятностей, если он усвоит, что шесть компонент напряжений — это обстоятельство, которое следует принять, работать с ним и его использовать, а не усложнение, которого надо избегать.

УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ

Если силы не находятся более в равновесии, то упругое тело начинает деформироваться, и нам нужны уравнения движения для всех его точек. Движения зависят от скорости изменения напряжений в пространстве (их градиента), поскольку если бы компоненты напряжений оставались на некотором отрезке постоянными, то участок тела между концами этого отрезка находился бы под действием равных и противоположно направленных сил. Пусть небольшой объем со средней плотностью ρ смещается относительно положения своего равновесия, и компоненты вектора смещений равны u , v , w . Компоненты вектора ускорений будут вторыми производными u , v , w по времени. Сила, действующая параллельно оси x , определяется производными трех компонент напряжений Xx , Xy , Xz , которые характеризуют силы, действующие в этом направлении, так что ньютоновские уравнения движения принимают вид:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial Xx}{\partial x} + \frac{\partial Xy}{\partial y} + \frac{\partial Xz}{\partial z} \quad (2)$$

с двумя аналогичными уравнениями для сил, параллельных y и z .

В главе 15 мы начали теорию сейсмографа с уравнений движения простого маятника. Начав с того, что сила равна произведению массы на ускорение, мы должны были ввести закон, по которому действует сила, смещающая маятник. Мы приняли силу пропорциональной смещению в соответствии с законом Гука.

Теперь нам надо связать аналогичным образом напряжения со смещениями u , v , w . Точно так же, как мы не могли иметь дело просто с силами, а должны были ввести напряжения, так и теперь мы не можем обратиться непосредственно к смещениям, а должны ввести их производные в виде деформаций.

АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ

Рассмотрим две соседние частицы твердого тела с координатами x, y, z и $x + dx, y + dy, z + dz$. При деформации тела они сместятся на величины u, v, w и $u + du, v + dv, w + dw$. Если du, dv, dw равны нулю, так что обе частицы движутся совместно, то не происходит никакой деформации и, следовательно, нет и восстанавливающих напря-

жений. Значит, деформации будут зависеть от частных производных u , v , w по x , y , z ; имеется девять таких производных. Однако математический анализ показывает, что деформации, действительно изменяющие форму, зависят только от шести различных комбинаций производных. Это связано с чистой геометрией и не зависит от физических свойств твердого тела.

Шесть компонент деформации обычно определяют так:

$$e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}; \quad e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}; \quad e_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}; \quad e_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x};$$

$$e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}. \quad (3)$$

При желании можно составить девять компонент, как это мы делали с напряжениями, а затем исключить три компоненты из соображений симметрии: $e_{xy} = e_{yx}$, $e_{xz} = e_{zx}$, $e_{yz} = e_{zy}$. Если рассматривать не большой элемент объема, который в недеформированном состоянии имеет форму куба с гранями, параллельными осям координат, то e_{xx} , e_{yy} , e_{zz} будут мерой расширения куба в направлениях, параллельных осям. Мерой изменения объема куба или любого малого объема будет величина $\theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}$ (на языке векторного анализа θ представляет дивергенцию вектора смещений u , v , w). Изменение формы куба при сохранении объема представляет сдвиговую деформацию и определяется величинами e_{xy} , e_{xz} , e_{yz} .

ГЛАВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ; ЭЛЛИпсоИД ДЕФОРМАЦИЙ

Если вращать оси x , y , z , то компоненты деформаций преобразуются весьма сходным образом с компонентами напряжений. Каковы бы ни были заданные деформации, в любой данной точке всегда можно так выбрать оси координат, чтобы $e_{xy} = e_{xz} = e_{yz} = 0$. Эти оси являются главными осями деформаций в данной точке, а оставшиеся компоненты e_{xx} , e_{yy} , e_{zz} — главными деформациями.

Малая недеформированная сфера при деформации переходит в эллипсоид — эллипсоид деформации. Он дает удобное и наглядное представление о деформации и позволяет количественно выразить различные ее компоненты. Существует обратный эллипсоид деформации, который представляет недеформированный эллипсоид, переходящий в сферу в деформированном состоянии. Главные оси обратного эллипсоида деформаций (но не оси деформированного эллипсоида) совпадают с главными осями деформаций.

Существуют и другие эллипсоиды и более общие поверхности второго порядка, связанные с системой напряжений. Они могут быть полезными при анализе, и студент всегда должен уметь различать их.

ТЕНЗОРЫ

Когда некоторые учащиеся узнают, что напряжения и деформации — это тензоры, они впадают в ужас и умственное оцепенение. Это результат представления о тензорах как о чем-то, связанном только с теорией относительности, и мифа, созданного популярной литературой, о чрезвычайной сложности работ Эйнштейна. Эйнштейн не изобрел тензоры. Он даже

не предлагал такого названия; это сделал Фойгт из Гёттингена в 1887 г. Фойгт исследовал физические свойства кристаллов экспериментально и теоретически. Он должен был иметь дело с напряжениями, деформациями и многими другими физическими величинами, имеющими аналогичные математические свойства. Название тензор — от того же корня, что и *tension* (растяжение), — было предложено, чтобы подчеркнуть эту связь, в частности, с напряжениями.

Таким образом, напряжения и деформации не просто тензоры — это самые первые тензоры, родоначальники всех остальных. По принятой сейчас терминологии компоненты напряжений образуют симметричный тензор второго порядка¹; это означает, что с каждой точкой тела связано шесть таких величин, которые при переходе к новым осям координат преобразуются по определенным правилам, примеры которых мы уже приводили (уравнения 1а, 1б). Чтобы компоненты деформаций удовлетворяли тому же определению, мы должны ввести множитель $1/2$ в наши выражения для e_{xy} , e_{xz} , e_{yz} . Существование главных осей и различных связанных с ними эллипсоидов — это свойства, общие для всех тензоров данного типа.

В общей теории относительности используются специальные обозначения и правила действий, которые образуют тензорное исчисление, созданное первоначально как раздел чистой математики. Эти методы применимы и в теории упругих твердых тел, но для целей данной книги они не нужны.

СВЯЗЬ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ; ОБОБЩЕНИЕ ЗАКОНА ГУКА

Наши уравнения движения содержат компоненты напряжения; чтобы заменить их компонентами деформаций, нам необходимо связать напряжения и деформации некоторым обобщением закона Гука. Так как обе эти величины характеризуются шестью компонентами, обобщение может быть не единственным. Можно было бы, например, принять каждую компоненту напряжения пропорциональной одной из компонент деформации, но опыты показывают, что в реальных твердых телах упругость не столь проста. Тогда следует начать с допущения, которое математики всегда проверяют первым, а именно, что напряжения и деформации связаны линейными уравнениями, во всяком случае, с точностью до малых величин первого порядка. Так как каждая компонента напряжения может зависеть от всех компонент деформации, то мы должны написать:

$$X_x = A e_{xx} + B e_{yy} + C e_{zz} + D e_{xy} + E e_{xz} + F e_{yz}$$

и пять аналогичных уравнений для других компонент. Коэффициенты A, B, C, D, E, F и т. д. были бы здесь численными параметрами данного твердого тела, определяющими его упругие свойства. Шесть уравнений дали бы, таким образом, 36 упругих коэффициентов. К счастью, здесь есть очень много симметричных математических связей, которые отражают симметрию, свойственную известным в кристаллографии сингониям. Для кристаллов с наименее простой симметрией — триклинной сингонией — число независимых коэффициентов уменьшается с 36 до 21; для других сингоний

¹ Тензор первого порядка — это вектор.

оно еще меньше и для кубических кристаллов уменьшается до трех. В конце концов, если мы имеем дело не с кристаллом, а с изотропным твердым телом (таким, свойства которого на зависят от направления), то достаточно двух коэффициентов (приложение IV).

Выбор двух главных коэффициентов можно делать различным образом, определяя этим разную форму уравнений движения. Для математических целей наиболее удобен выбор Ламе. Обозначая два его упругих коэффициента через λ и μ , мы можем получить следующие соотношения между напряжениями и деформациями для изотропной твердой среды.

$$\begin{aligned} X_x &= \lambda \theta + 2\mu e_{xx}; & Y_y &= \lambda \theta + 2\mu e_{yy}; & Z_z &= \lambda \theta + 2\mu e_{zz}; \\ X_y &= \mu e_{xy}; & X_z &= \mu e_{xz}; & Y_z &= \mu e_{yz}. \end{aligned} \quad (4)$$

Отсюда видно, что главные оси напряжений совпадают с главными осями деформации, ибо если $X_y = X_z = Y_z = 0$, то и $e_{xy} = e_{xz} = e_{yz} = 0$, и наоборот.

Отметим, что если мы составим тензор деформации, умножая e_{xy} , e_{xz} , e_{yz} на $1/2$, то можно сказать, что напряжения представляют сумму двух частей, из которых одна получается умножением соответствующих компонент деформации на 2μ , а другая представляет симметричное (гидростатического типа) сжатие или растяжение величиной $\lambda\theta$.

КОЭФФИЦИЕНТЫ УПРУГОСТИ

Из двух постоянных Ламе, которые мы ввели в предыдущем разделе, μ имеет сравнительно простой физический смысл. Она является мерой сопротивления упругого тела сдвиговым деформациям и называется модулем сдвига. Его значение можно определить прямо из опыта. С другой стороны, постоянная λ не связана простым соотношением с величинами, определяемыми из опыта, и ее обычно вычисляют по значениям μ и одной из других, определяемых из опыта постоянных, зависящих от λ и μ . Простейшая из таких зависимостей имеет вид:

$$k = \lambda + \frac{2\mu}{3}, \quad (5a)$$

где k — модуль объемного сжатия или модуль несжимаемости, который можно определить опытами на сжатие.

Другие две важные постоянные — это модуль Юнга E и коэффициент Пуассона σ . При растяжении стержня его поперечные размеры сокращаются; при единичном поперечном сечении E определяет удлинение, а σ — отношение поперечного сокращения к удлинению. С λ и μ они связаны так:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (5б)$$

и

$$E = 2\mu + \frac{\lambda\mu}{\lambda + \mu} = 2\mu(1 + \sigma). \quad (5в)$$

Любых двух упругих коэффициентов, указанных в этом разделе, достаточно для определения свойств изотропного идеально упругого твердого тела.

ПРИВЕДЕННЫЕ УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ; УПРУГИЕ ВОЛНЫ

Обычно следующий шаг состоит в том, чтобы взять компоненты напряжений, выраженные через компоненты деформаций и упругие коэффициенты, и подставить их в уравнения движения. Выражая компоненты деформаций соответственно определению через производные смещений, мы получим три уравнения движений, содержащие различные частные производные второго порядка от u , v , w по x , y , z . В общем случае λ и μ не постоянны; поэтому в уравнения движения должны входить члены, содержащие производные λ и μ . Эти члены исчезают, когда упругое тело однородно, так что упругие коэффициенты повсюду постоянны; в такой форме чаще всего и приводят уравнения движения (приложение IV). Тем самым, однако, создается теоретическая ловушка: небезопасно исходить из уравнений, в которых требуется постоянство λ и μ , а затем применять результаты к неоднородным твердым телам. В литературе имеются некоторые ошибки подобного рода.

Наиболее общим математическим выражением свойств распространения волн является классическое дифференциальное уравнение в частных производных:

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} = \frac{1}{C^2} \frac{\partial^2 A}{\partial t^2}. \quad (6)$$

Это может быть одним уравнением, и тогда A будет скалярной величиной; или системой трех уравнений, в каждом из которых A будет одной из компонент вектора. C — это фазовая скорость распространения волн.

В приложении IV приведены два простых способа, с помощью которых, комбинируя производные трех уравнений движения, получают одно или систему из трех волновых уравнений. В одном уравнении A — это скалярная величина θ , а $C^2 = (\lambda + 2\mu)/\rho$. Оно соответствует волнам, которые физически идентичны звуковым волнам и обычно образуют на сейсмограммах начало записи землетрясений, в том числе и колебания, обозначаемые P . Колебания этих волн происходят вдоль направления их распространения, вдоль луча; соответствующая деформация представляет сжатие или растяжение; по математической терминологии — это волна безвихревая.

Второй тип волн, к которому приводят уравнения движения, соответствует векторной волновой функции; в этом случае получается система из трех уравнений, в каждом из которых A представляет одну из компонент вектора, образуемого производными u , v , w ; для всех этих уравнений $C^2 = \mu/\rho$. Волны этого типа, которые могут существовать только в твердых телах, считаются звуковыми или незвуковыми в зависимости от философских взглядов каждого. Они имеют поперечные колебания, перпендикулярные к направлению луча; деформация их сдвиговая или, говоря математически, не изменяющая объема. К этим волнам относится фаза S в сейсмологии.

Существование обоих типов волн установлено лабораторными опытами и инструментальными наблюдениями. Теория показывает, что в идеальном упругом, изотропном и однородном твердом теле бесконечной протяженности могут существовать только эти два типа волн. Однако теория показывает также, что, коль скоро имеются границы раздела, могут появляться и волны других типов; наблюдение и интерпретация этих волн представляют важный раздел сейсмологии.

С помощью несложной алгебры студент может легко вычислить коэффициент Пуассона по отношению скоростей продольных и поперечных волн, и наоборот. Для простоты можно допустить, что $\sigma = 1/4$; это довольно хорошо согласуется с фактами, удобно в теории и соответствует $\lambda = \mu$; для отношения двух скоростей тогда получается значение $\sqrt{3}$ или 1,732...

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОЛНЫ

Релей (Rayleigh, 1885) первым доказал возможность особого типа упругих волн, распространяющихся вдоль поверхности ограниченного твердого тела. Наиболее важным практическим применением являются волны, распространяющиеся вдоль поверхности земли.

Первая теория содержала много упрощающих допущений. Кривизна Земли не учитывалась; волны распространялись вдоль плоской поверхности. Это был бесконечный дуг синусоидальных волн, постоянной амплитуды, без начала и без конца в пространстве и во времени. Фронт волн был плоским и вертикальным, амплитуда смещений убывала экспоненциально вглубь от поверхности.

Релей установил, что теоретически такие волны могут существовать. Но он не касался вопроса о том, как могут возникнуть эти волны под влиянием подземного источника, такого, как землетрясения. Этот сложный вопрос был частично решен позднейшими исследователями.

Скорость распространения волн Релея зависит от коэффициента Пуассона; при $\sigma = 1/4$ она равна 0,9194... скорости поперечных волн (это число равно квадратному корню из величины $2 - 2/\sqrt{3}$). Поперечные колебания при этом отсутствуют; все смещения происходят только в вертикальной плоскости, в направлении распространения волн. Каждая отдельная частица описывает эллипс в обратном направлении¹.

Волны указанного общего типа действительно регистрируются; однако на записях больших, идущих издалека волн, которым соответствуют фазы поверхностных волн, часто видны колебания, перпендикулярные направлению их распространения, так что теория Релея объясняет не все факты. А. Е. Н. Ляв, классик теории упругости, исследовал дальнейшие возможности. Исходя из сейсмологических данных (глава 18), говорящих о том, что во всяком случае под континентами на глубине порядка 60 км существует горизонтальная разрывная граница, он рассмотрел распространение волн для этого случая. Разработанная им теория указывает на возможность колебаний, которые теперь называют волнами Лява (Love, 1911). Колебания эти чисто поперечные, без вертикальной или продольной компоненты; скорость их равна скорости поперечных волн в среде, находящейся ниже границы разрыва. Волны, относящиеся к этому общему типу, также регистрируются, и большую часть наблюдений можно объяснить наложением волн Релея и Лява. Это были первые распознанные виды волн, относящихся к общей группе каналовых (guided wave). Недавно стали полагать, что и другие виды важны для сейсмологии (см. следующие разделы и главу 17).

ОГРАНИЧЕНИЯ ТЕОРИИ

Идеально упругое твердое тело — весьма своеобразная искусственная модель, так что немного странно, что основанная на ее свойствах теория согласуется с наблюдениями. Отмечаются определенные отклонения от выводов теории, которые и следовало ожидать. Рассматривалось расширение

¹ Это означает, что в верхней половине эллиптической орбиты частица движется против направления распространения волн.

ное применение этой теории к различным природным явлениям. Так, можно было ожидать, что в Земле идеальная изотропность нарушается, поскольку упругие свойства в горизонтальном и вертикальном направлениях могут быть различными в результате действия силы тяжести, но не было проведено четкого сопоставления этой гипотезы с наблюдениями. По-видимому, для каждого данного типа волны ее период возрастает с увеличением расстояния, хотя это и не согласуется с обычной теорией. Если это явление не обусловлено избирательным поглощением или обычным рассеянием импульса, то, вероятно, оно должно быть связано с каким-то типом вязкости, чему посвящено немало теоретических работ¹. Даже для идеально упругих тел теория является неполной, ибо она учитывает лишь малые величины первого порядка и предполагает линейную связь между напряжениями и деформациями; но предположение о линейной связи близ очага землетрясения маловероятно. Постепенно разрабатываются теории, которые учитывают члены более высокого порядка (например, «теория конечных деформаций» Марнегена (Murnaghan, 1937) и, судя по наблюдаемым данным, кажутся перспективными.

В следующей главе мы рассмотрим распространение сейсмических волн в глубине земли, когда упругость и плотность, а значит и скорости продольных и поперечных волн изменяются вместе с глубиной. Здесь возникает конфликт с намеченной выше теорией, так как существование этих волн доказано ею только для случая однородной среды, когда уравнения движения не содержат производных от коэффициентов упругости. Более точный анализ показывает, что эта неполнота несущественна: до тех пор пока длины волн велики по сравнению с локальными неоднородностями и со значительностью изменений упругих параметров при возрастании глубины, два главных типа волн по-прежнему существуют и их поведение не сильно отличается от того, что предписано простой теорией. К счастью, большую часть нужных результатов можно получить довольно просто, опираясь на общую геометрическую сейсмологию.

Аналогичные соображения по поводу изменения скорости волн с глубиной применимы и к теории поверхностных волн — все равно, Релея или Лява. Регистрируемые поверхностные волны имеют особенно большую длину волны, так что, например, скорость их распространения отражает как бы результат естественного интегрирования изменяющихся упругих параметров, производимого до глубин, сравнимых с длиной волны. Анализ скоростей дает, следовательно, возможность выявлять крупные различия в региональном строении Земли — например, между континентами и океанами.

ВОЛНЫ В ВОЛНОВОДАХ; КАНАЛОВЫЕ ВОЛНЫ

Одно из наиболее плодотворных новых направлений в сейсмических исследованиях — это общая теория и систематическое наблюдение волн в волноводах, к которым относятся каналовые и многие типы поверхностных волн. Подробности читатель найдет в работе Юинга и Пресса (Ewing, Press, 1956) и в книге Юинга, Жардецкого и Пресса (Ewing, Jardetzky, Press, 1957), указанных в списке литературы в конце главы. Здесь можно привести лишь общие сведения.

Волноводы существуют в сплошной среде, то есть в такой среде, свойства которой изменяются только в вертикальном, но не в горизонтальном

¹ Иными словами, это явление объясняется или неидеальной упругостью, или рассеянием в мутной среде.— *Прим. ред.*

направлении. Помимо объемных волн основных типов P и S , энергия может распространяться и горизонтально, приуроченная к некоторым уровням, положение которых определяется характером функциональной связи между упругими параметрами и вертикальной координатой¹. Зона, прилегающая к такому критическому уровню, образует канал. При удалении от канала смещения в этих горизонтально распространяющихся волнах быстро убывают (обычно экспоненциально).

Наиболее важны для сейсмологии такие случаи, когда канал находится между двумя границами, из которых верхняя часто бывает свободной поверхностью (как поверхность земли), а нижняя обычно связана с резким изменением упругих свойств (как граница Мохоровичича у основания континентальной коры).

Скорость канальных волн зависит от значения упругих параметров внутри и по соседству с каналом (а не просто от их значений в данной точке, как для волн P и S). Обычно эта скорость зависит и от длины волны; в этом состоит дисперсия², когда мы должны рассматривать как фазовую, так и групповую скорости волн.

ГРУППОВАЯ СКОРОСТЬ

Повышение скорости наблюдаемых поверхностных волн с увеличением их длины составляет *дисперсию*. Она существенно влияет на интерпретацию сейсмограмм этих волн. Дисперсия волн P и S столь мала, что специальные исследования, проведенные с целью ее определения, оказались безуспешными.

При изучении волн, распространяющихся с дисперсией, необходимо различать *фазовую скорость* и *групповую скорость*. Первая — это скорость, выведенная из уравнений движения, например значение 0,9194 $(\mu/\rho)^{1/2}$ для скорости волн Релея, когда коэффициент Пуассона равен $1/4$. Вторая представляет, по существу, скорость, с которой распространяется излучаемая энергия; в зависимости от нее устанавливают чувствительность регистрирующих приборов, и на сейсмограмме ее можно определить точнее, чем фазовую скорость, когда различия между ними существенны.

В общем, если C — фазовая скорость, C' — групповая скорость, а L — длина волны, то:

$$C' = C - \frac{dC}{dL}. \quad (7)$$

C' , таким образом, может быть и больше и меньше C . Для сейсмических волн dC/dL положительно и, поэтому C' меньше C . Грубо говоря, если рассматривать ограниченный цуг волн — группу волн, — то цуг как целое распространяется со скоростью C' . В то же время отдельные гребни и понижения перемещаются в пределах группы, возникая у ее конца и исчезая у ее головной части, так что скорость распространения отдельного гребня в пространстве оказывается больше C . (Более подробно см. приложение IV.)

¹ Грубо говоря, волноводы — это зоны пониженной скорости. — *Прим. ред.*

² Теоретически идеальные волны Релея на поверхности однородной среды не должны обладать дисперсией; однако соответствующие волны, наблюдаемые в сейсмологии, дисперсией обладают, поскольку упругие свойства среды изменяются вместе с глубиной.

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ УСТРОЙСТВА И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Уравнения движения для упругих твердых тел столь сложны, что часто трудно получить точное решение даже для случая однородной среды. Это стимулирует применение современной вычислительной техники.

Математические операции, если их достаточно расчленить, могут быть сведены к комбинациям элементарных операций арифметики. Цифровые вычислительные машины, которые выполняют эти элементарные операции с большой скоростью, могут быть использованы для решения дифференциальных уравнений, а значит, и в таких задачах, как прослеживание пути упругих волн. Аналоговые вычислительные устройства могут быть применены более непосредственно.

Большинство аналоговых вычислительных устройств используют математическую аналогию между системами, где возбуждены механические и электрические колебания. Уравнение, определяющее ток I в цепи с самоиндукцией L , сопротивлением R и емкостью C под действием электродвижущей силы E имеет вид: $LI\ddot{+} RI\dot{+} I/C = E$.

За исключением обозначений, это такое же уравнение, как и наше уравнение (10) из главы 15, соответствующее свободным и вынужденным колебаниям механической системы. Выбирая надлежащим образом электрические параметры, мы можем сделать так, чтобы цепь имитировала поведение данного механического осциллятора. Это может быть использовано, например, для интегрирования сейсмограммы и определения смещений грунта как функции времени. В инженерных целях мы можем рассматривать высокое здание или другое сооружение как маятник с определенным периодом (как правило, с периодом, равным основному или наибольшему периоду; см. приложение II) и исследовать его вынужденные колебания с помощью электрической модели.

В сейсмологическом моделировании за последнее время были разработаны аналоговые вычислительные устройства, в которых главную роль играют механические элементы. Небольшой на вид технический успех — получение полезных кристаллов титаната бария — способствовал многим новым экспериментальным работам. Эти кристаллы обладают пьезоэлектрическим свойством генерировать механические колебания, находящиеся в фазе с электрическими колебаниями в подведенных к нему электродах. Ранее применявшаяся для этой цели сегнетова соль была менее эффективна. Кристаллы эти используются и как датчики, и как приемники.

Первые опыты по сейсмологическому моделированию были проведены еще в 1927 г. Терада и Цубои (Terada, Tsuboi, 1927), которые генерировали волны Релея в лаборатории. О методике, которая может получить более общее применение, сообщили в 1953 г. Нортвуд и Андерсон (Northwood, Anderson, 1953). Они изучали распространение импульса вдоль свободной плоской поверхности, а также исследовали отражения волн типа pP и PP (главы 17 и 19), соответствующие минимальному (pP) и максимальному времени.

В 1954 г. исследовательская группа в Обсерватории Ламонт (Колумбийский университет) сообщила о результатах двухмерного сейсмологического моделирования (Oliver, Press, Ewing, 1954). Был использован диск из пластмассы для изучения волн Релея, а также волн, отраженных от края диска (отмечались и продольные, и поперечные волны, соответствующие наблюдаемым в Земле). Изготавливались также диски из различных материалов, которые служили моделью слоистой среды для преломленных волн.

После 1954 г. стало появляться все большее число работ, посвященных этому вопросу. Сводка всех работ еще не опубликована. Особо можно отметить работы Тьюва и Тэйтла (Tutel, 1954), Геофизическая лаборатория Института Карнеги в Вашингтоне, и Кнопова (Knoroff, 1954), Калифорнийский университет в Лос-Анжелесе.

Недавние результаты Пресса (Press, 1957; глава 32) в Пасадене связаны с использованием сейсмограмм для определения механизма удаленных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

Общая

- Love A. E. H., A treatise on the Mathematical Theory of Elasticity, 4th ed., Cambridge University Press, 1927; reprinted, Dover Publications, New York, 1944. См. русский перевод, М.—Л., ОНТИ, 1935. (Это образцовое руководство, содержащее все, кроме экспериментальных данных. Некоторые части трудны для учащихся.)
- Mascelwane J. B., Introduction to the Theoretical Seismology, Part I, Geodynamics, Wiley, New York, 1936; reprinted, St. Louis University, 1949. (В изложении теории упругости следует Ляву, дополняя элементарными подробностями.)
- Bullen K. E. An Introduction to the Theory of Seismology, 2 ed., Cambridge University Press, 1953. (Изложение теории упругости и упругих волн очень ясное, но сжатое.)¹
- Gutenberg B., Theorie der Erdbebenwellen, Handbuch der Geophysik, Borntraeger, Berlin (1929), 4, Sec. 1, 1—150. (Очень полное изложение теории; порядок изложения и обозначения отличается от предыдущей работы; содержит много ссылок на более старую литературу.)

Работы первооткрывателей и специальный материал

- Lord Rayleigh (J. W. Strutt), On waves propagated along the plane surface of an elastic solid, *Proc. London Math. Soc.* (1885), 17, 4—11. (Первая статья о волнах Релея.)
- Love A. E. H., Some Problems of Geodynamics, Cambridge University Press, 1911. (Содержит теорию волн Лява.)
- Ewing M., Press F., Surface waves and guided waves, in: *Handbuch der Physik*, Springer, Berlin (1956), 47, *Geophysik I*, 119—139. (Превосходная современная сводка.)
- Ewing M., Jardetzky W. S., Press F., Propagation of Elastic Waves in Layered Media, McGraw-Hill, New York, 1957. (Полное и содержательное обсуждение.)
- Murnaghan F. D., Finite deformations of an elastic solid, *Am. Jour. Math.* (1937), 59, 235—260. (Первая из многих статей Мёрнагана и других на эту тему.)
- Murnaghan F. D., Finite Deformation of an Elastic Solid, Wiley, New York, 1951. (Учебник.)

Сейсмологическое моделирование

- Terada T., Tsuboi C., Experimental studies on elastic waves, Part I, *Bull. ERI* (1927), 3, 55—65; Part II (Tsuboi), *ibid.* (1928), 4, 9—20.
- Northwood T. D., Anderson D. V., Model seismology, *BSSA* (1953), 43, 239—245.
- Oliver J., Press F., Ewing M., Two-dimensional model seismology, *Geophysics* (1954), 19, 202—219.
- Press F., Oliver J., Ewing M., Seismic model study of refractions from a layer of finite thickness, *ibid.*, 388—401.
- Tutel H. E., Note on the nature of a seismogram: II, *Journ. Geophys. Research* (1954), 59, 289—294.
- Knoroff L., Seismic wave velocities in Westerly granite, *Trans. Am. Geophys. Union* (1954), 35, 969—973.

¹ См. также статью Буллена в сборнике «Физика и химия Земли», ИЛ, 1958 г. — *Прим. ред.*

Сейсмические волны на поверхности и в глубине Земли

АНАЛИЗ СЕЙСМОГРАММ

Точный анализ сейсмограмм, записанных на расстоянии до нескольких сотен километров от эпицентра, требует очень точной регистрации времени и более детального изучения, чем соответствующий анализ удаленных толчков. Следовательно, инструментальная сейсмология имеет во многих отношениях более прочную основу для работ, проводимых в мировом масштабе, чем для локальных и региональных исследований.

НАБЛЮДАЕМАЯ СЛОЖНОСТЬ ЗАПИСИ

Теория сейсмических волн развивалась наряду с интерпретацией сейсмограмм, по мере того как улучшение аппаратуры позволяло производить более точные наблюдения. Любая сейсмограмма представляет сложное возмущение, которое для удаленных толчков может иметь большую длительность. Сначала эта сложность приписывалась очагу землетрясения — естественный подход, принимая во внимание полевые данные о тектонической сложности сильных землетрясений.

Как только стали накапливаться архивы сейсмограмм, обнаружилось противоречивые факты. На любой данной станции записи землетрясений, происходящих в одном и том же удаленном районе, часто были удивительно похожи. Сейсмограммы, записанные с интервалом в месяцы и годы, почти точно совпадали — волна за волной. Это могло означать большую степень сходства в механизме обоих тектонических явлений. Но была и другая возможность, что оба возмущения в источнике были довольно просты и непродолжительны, то есть сложность записи могла возникнуть на пути между гипоцентром и станцией вследствие того, что волны разного типа распространяются по разным путям с различными скоростями.

РАННИЕ РАБОТЫ И ОБОЗНАЧЕНИЯ

Эта вторая возможность определила главное направление в новом подходе к интерпретации, утвердившемся с 1900 г. по 1940 г. Первая его стадия началась, когда на сейсмограммах, записанных приборами с хорошим затуханием и увеличением, обнаружались детали, ранее затемненные из-за резонанса или остававшиеся за порогом чувствительности. Стало видно, что в получасовом интервале перед подходом больших волн, занимавших значительную часть сейсмограммы и по-прежнему называвшихся «основным землетрясением», отмечались слабые и короткопериодные колебания,

названные тогда «предварительным сотрясением». Наблюдения вскоре показали, что, как правило, отмечается первое и второе «предварительное сотрясение».

Для описания сейсмограмм обычного типа были приняты международные обозначения, основанные на латинских названиях. Первое и второе «предварительное сотрясение» были обозначены буквами *P* и *S* от латинского *undae primae* (первые волны) и *undae secundae* (вторые волны). Большие длиннопериодные волны «основной фазы» обозначили через *L* (*undae longae* — длинные волны); максимум на сейсмограмме — через *M*. Затухающие поздние волны назвали *C* (от латинского *cauda* или итальянского *coda* — хвост); примерное окончание регистрируемых возмущений обозначили через *F* (*finis* — конец).

Вначале считалось, что волны *P* и *S* обусловлены небольшими предварительными разрывами пород накануне главного толчка, которому соответствуют волны *L* и *M*. Потребовалось несколько лет исследований, чтобы установить, что фазы *P* и *S* представляют, по крайней мере в начале вступления, продольные и поперечные волны, распространяющиеся сквозь землю, а *L*, *M*, *C* состоят преимущественно из поверхностных волн, в том числе и таких, которые примерно соответствуют волнам, предсказанным Релеем и Лявом. Все эти типы волн возникают от одного возмущения, начинающегося в гипоцентре и имеющего гораздо меньшую продолжительность, чем продолжительность колебаний на сейсмограмме при удаленных толчках.

ОТРАЖЕНИЯ И МНОГОКРАТНЫЕ ТОЛЧКИ

P- и *S*-волны вступают повторно в связи с отражениями от поверхности Земли или от ее ядра. Милн некогда писал весьма одобрительно о своем помощнике, который мог найти на сейсмограмме признаки двух или более землетрясений там, где при предварительном осмотре было, очевидно, только одно. Помощник, должно быть, принимал отраженные фазы, такие, как *PP* и *SS*, за фазы *P* и *S* другого землетрясения. То же самое происходило и с резкими отраженными волнами, характерными для глубокофокусных землетрясений (глава 19), поэтому примечание «два толчка» в бюллетенях, публикуемых станциями, стало для позднейших исследователей сигналом для определения глубины очага.

Отражения и преломления у границы земного ядра порождают новые типы регистрируемых волн, особенно на больших расстояниях. Об этом будет сказано далее.

В связи с тем что сложность сейсмограммы единичного землетрясения вызывается многими причинами, на сейсмических станциях стало обычным говорить, что «два толчка — это последнее прибежище сейсмолога». И, действительно, когда в нашем распоряжении имеется запись только одной станции, то с помощью двух толчков, имеющих разные эпицентры, можно объяснить почти любую последовательность фаз, записанных на сейсмограмме. И значит надо прилагать все усилия, чтобы убедиться, что одним толчком нельзя объяснить все фазы.

Конечно, многократные толчки случаются. Как отмечалось в главе 6, в некоторых районах, подобных Новой Британии, обычно происходят сложные землетрясения с довольно высокой магнитудой. Афтершоки часто бывают достаточно сильны, чтобы осложнить на сейсмограмме запись предшествующего главного толчка. Случаются и совпадения, когда два довольно значительных землетрясения, эпицентры которых далеко отстоят друг от друга, разделены во времени несколькими минутами. Полу-

чающаяся при этом путаница иногда разъяснялась лишь благодаря станциям, находящимся близ того или другого очага.

Успехи сейсмологии теперь достаточно велики, чтобы при наличии необходимых данных можно было отделить влияние повторных толчков в очаге землетрясения от многократности, обусловленной особенностями распространения волн. Но подобное решение еще далеко не безошибочно. Проницательному исследователю предстоит еще обнаружить непознанные особенности распространения волн и новые, не выделенные фазы. Во время подготовки этой книги часто сообщалось о подобных открытиях, особенно в области поверхностных и каналовых волн.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ В ГЛУБИНЕ ЗЕМЛИ

СТАНДАРТНЫЕ ТАБЛИЦЫ И ОТКЛОНЕНИЯ

Телесеismicкие наблюдения выявили одно примечательное обстоятельство: распределение скоростей seismicких волн отличается, как показывают времена их пробега от гипоцентра до станции, высокой степенью сферической симметрии. Для землетрясения с обычной небольшой глубиной очага время пробега первых регистрируемых *P*-волн будет одинаковым для любой станции, находящейся от эпицентра на одинаковом угловом расстоянии Δ^1 (независимо от направления), причем отклонения обычно не превышают 2 сек. Для стандартных времен пробега были составлены таблицы с точностью до секунды (приложение VIII). Отклонения, если они не обусловлены просто ошибкой на станции или неверным определением, обычно можно объяснить тремя главными причинами:

1) Глубина очага может быть больше нормальной. Если это так, то первые вступления на удаленных станциях будут систематически приходить раньше, чем это можно было предварительно вычислить по данным близких станций. Величину отклонения, возрастающую вместе с расстоянием, можно вычислить и ввести на нее поправку. Однако ее часто нельзя отличить от влияния несколько меньшего времени в очаге. Решить вопрос, если это вообще достижимо, можно лишь подробно изучив времена зарегистрированных вступлений для всех главных типов seismicких волн.

2) Земля не представляет точной сферы. Полярный диаметр примерно на $1/297$ короче диаметра экваториальной плоскости; эта разница составляет 21 км (13 миль). Влияние ее на время пробега seismicких волн мало, но находится в пределах точности наблюдения, достигая 2—3 сек для времен пробега фазы *P*. Чтобы исключить эту систематическую ошибку, расстояния выражают в истинных углах (углы между радиусами, проведенными от центра Земли к станциям и гипоцентру), вычисляемых с учетом несферичности Земли. Это заметно увеличивает общую согласованность данных, когда используются вступления от многих станций. Отмечалось, что если бы у нас не было других доказательств несферичности Земли, то ее можно было бы установить и грубо оценить количественно, исходя только из seismicких данных.

3) На некоторых станциях, по-видимому, существует систематическое среднее отклонение от стандартных времен пробега *P*-фазы. Для вступлений, имеющих тенденцию запаздывать, возможны различные объяснения. Если вступления подходят на 2—3 сек раньше, это может быть обусловлено особенно хорошим оборудованием, выделяющим и регистрирующим время первого слабого движения, в то время как менее чувствительные приборы

отмечают время вступления более поздней и сильной волны. Однако почти несомненно, что в некоторых районах, подобных центральной части долины Миссисипи, отклонения вызваны реальными геофизическими причинами.

СКОРОСТЬ И ГЛУБИНА

Тот факт, что времена пробега в общем не зависят от пути луча, а только от расстояния, показывает, что скорость распространения волн в Земле в основном зависит только от глубины. При одном главном исключении (верхняя граница земного ядра, о которой будет сказано позднее) и некоторых второстепенных, все еще находящихся в стадии выяснения, скорость все время возрастает с глубиной. Если мы теперь посмотрим на теоретические формулы скоростей упругих волн:

$$V = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} \text{ — для продольных волн (P)} \quad (1a)$$

и

$$v = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2} \text{ — для поперечных волн (S),} \quad (1б)$$

то становится ясно, что возрастание скорости с глубиной не связано с возрастанием плотности ρ , так как последняя влияет противоположным образом. Чтобы объяснить факты, мы приходим к выводу, что упругость возрастает быстрее плотности по мере продвижения в глубь Земли.

ПУТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛН В ЗЕМЛЕ

В элементарной оптике мы рассматриваем лучи света, проходящие через линзы и призмы или отражающиеся от зеркал, и не учитываем волновой природы света. Подобно этому и в сейсмологии мы можем, рассматривая только лучи, получить достаточно хорошую приближенную теорию для путей и времен пробега, соответствующих данной зависимости скорости от глубины. Наша первая задача такова: определить, какими будут эти лучи и времена в сфере, когда скорость V зависит только от расстояния r до центра сферы.

Если скорость изменяется непрерывно при изменении глубины, то лучи, как правило, будут искривлены. В любой точке такого луча мы можем определить угол падения i , который равен углу между радиусом, проведенным в эту точку, и касательной к лучу. Более того, из соображений симметрии следует, что луч, проходящий через любые две точки сферы, будет полностью лежать в плоскости, проходящей через эти две точки и центр. Остается найти соотношение, связывающее r , i и V .

Предположим, что V изменяется не непрерывно в зависимости от r , а что сфера состоит из тонких concentрических слоев с постоянной V в каждом из них. Если скорости в двух соседних слоях равны V_1 и V_2 , то луч на границе между ними преломится, а углы падения будут равны i_1 и i_2 . Используя закон преломления Снеллиуса из элементарной оптики, имеем:

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2}, \quad (2)$$

откуда видно, что величина $\sin i/V$ является одинаковой по обе стороны границы. Итак, в пределах каждого слоя скорость постоянна и, следовательно, луч прямолинеен. Но вдоль прямой линии величина $r \sin i$ остается постоянной (это можно проверить, соединяя радиусами два конца прямолинейного отрезка и используя определение синуса из тригонометрии). Значит, в

пределах каждого слоя величина $r \sin i/V$ остается постоянной. Но, как мы видели, в точке преломления при переходе из одного слоя в другой $\sin i/V$ не изменяется. Таким образом, величина $r \sin i/V$ оказывается одинаковой в обоих слоях и, вообще говоря, на всем пути луча. Допустим теперь, что слои становятся все тоньше и разности скоростей между смежными слоями соответственно все меньше; в пределе (при непрерывном изменении V как функции r) мы получим общее отношение

$$\frac{r \sin i}{V} = \text{const}, \quad (3)$$

справедливое вдоль данного луча¹.

Когда скорость V возрастает вместе с глубиной, то луч обращен выпуклостью вниз; каждый луч имеет свою самую глубокую точку. В этой точке $i = 90^\circ$ и $\sin i = 1$; если мы обозначим соответствующие значения r и V через r_m и V_m , то получим:

$$\frac{r \sin i}{V} = \frac{r_m}{V_m} \quad (4)$$

для любого данного луча.

Когда лучи выходят на поверхность и их записывают сейсмографы, мы получаем данные для вычисления скорости как функции r . У поверхности r — это известный радиус Земли; V можно определить, наблюдая взрывы и местные землетрясения; i можно вычислить с помощью таблиц, подобных тем, что даны в приложении VIII, где время пробега волн, подходящих к поверхности, выражено через эпицентральное расстояние. Обозначим кажущуюся скорость у поверхности, которую определяют эти таблицы, через V' ; тогда у поверхности $\sin i = V/V'$. Вычисление V как функции r получается в ходе сложного и довольно искусственного численного интегрирования (приложение VI). После того как распределение скоростей стало известно, можно вычислить времена пробега для всех расстояний и всех глубин очага для преломленных и отраженных волн так же, как и для прямых. Распределение скоростей для поперечных волн можно определить независимо, и оно дает основу для вычисления новых времен пробега.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

КОРА, ОБОЛОЧКА, ЯДРО

На распространение сейсмических волн влияют две главные разрывные границы Земли, находящиеся соответственно на глубине 30—60 и 2900 км. Первая, связываемая с именем Мохоровичича, особенно важна при интерпретации сейсмограмм, записанных при малых эпицентральных расстояниях (до нескольких сотен километров). Доказательства существования второй границы были получены Вихертом и Олдемом; однако только Гутенберг правильно выделил вступления и определил ее глубину.

Эти две разрывные границы разделяют Землю на внешний слой, или кору², промежуточный слой, или оболочку, и центральное ядро.

¹ Отметим, что при переходе к пределу здесь не используется уменьшение малых величин. Поэтому уравнение одинаково справедливо и для непрерывного и для разрывного изменения скорости.

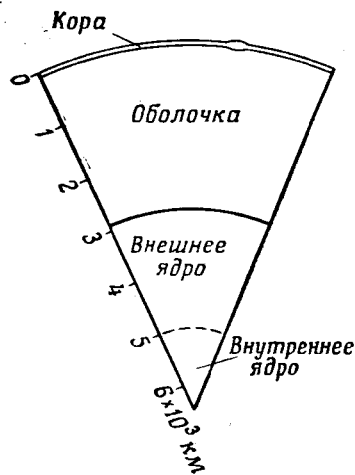
² Термин «кора» или *континентальная кора* употребляется в различных значениях. В этой книге «кора» означает просто ту часть Земли, которая находится над

В пределах коры имеются разрывные границы и неправильности; некоторые из них только местного или регионального значения. В пределах оболочки имеется несколько уровней, близ которых закономерное возрастание скорости с глубиной нарушается; эти уровни эквивалентны незначительным разрывам. В ядре выделяют внутреннюю часть; внутреннее ядро может существенно отличаться от внешнего по своим физическим свойствам.

Главные подразделения показаны в табл. 17-1 и на фиг. 17-1. О разрывной границе Мохоровичича у основания коры будет говориться в следующей главе в связи с регистрацией близких землетрясений. Уровень этой границы весьма изменчив; в некоторых континентальных районах она достигает глубины 60 км, в других — всего 30 км, а в океанических районах поднимается, доходя до уровня 10 или даже 5 км под поверхностью (точнее под дном. — *Перев.*) океана. Этими изменениями частично объясняются мелкие отклонения времен пробега сейсмических волн от ожидаемого среднего значения при регистрации удаленных толчков в некоторых местностях. Неправильность рельефа подошвы коры — это, вероятно, главное отклонение физических свойств Земли от сферической симметрии.

Глубина границы между оболочкой и ядром, по-видимому, почти постоянна и равна 2900 км. Однако есть неопубликованные исследования, где систематически сравнивают глубину ядра в различных местах. Глубина, где внешнее ядро переходит в внутреннее, близка к 5000 км, но пока не может быть определена точно.

В табл. 17-1 указаны скорости продольных волн на разных уровнях. Значения для континентальной коры представляют лишь средние величины и могут быть уточнены; подробности приводятся в главе 18. Скорости в оболочке известны сравнительно точно. Скорости поперечных волн в ядре не приведены, так как они там не отмечаются (по крайней мере во внешнем ядре).



Фиг. 17-1. Главные границы в глубине Земли.

ПРИРОДА ЯДРА

Воздействие океанических приливов на сушу всем известно. Однако твердое тело Земли отзывается также — хотя в гораздо меньшей степени, но на измеримую величину — и на деформирующие приливные силы, обусловленные притяжением Солнца и Луны. Соответствующие измерения позволили вычислить среднюю жесткость μ для Земли в целом. Этот же упругий параметр можно вычислить по небольшим смещениям оси вращения Земли, вызывающим соответствующие изменения широты. Численные результаты обоих методов согласуются. Получается, что среднее значение жесткости Земли того же порядка, что и у стали. Это значение мало: дело в том, что

границей Мохоровичича. Некоторые авторы отождествляют кору в этом смысле с «литосферой» классической геологии; такая концепция вызывает появление дальнейших гипотез.

Внутреннее строение Земли

Глубина		Радиус (от центра Земли)		Поверхность	Скорости	
(км)	(млн)	(км)	(млн)		км/сек V	v
0	0	6370	4000		5	3
30+	20+	6340-	3980-	Континентальная кора Граница	6 7?	3,5 4?
				Мохоровичича Оболочка	8,2	4,5
2900	1800	3470	2200		13,5	8
				Ядро	8	—
5000	3100	1400	900	Внутреннее ядро	10	—
					11,5	?
6370	4000	0	0	Центр		

Пояснения: V — скорость продольных волн (P — в коре и оболочке и K — в ядре)
 v — скорость поперечных волн (S).
Глубина границы Мохоровичича сильно изменяется в зависимости от района и может быть вдвое больше, чем указано в таблице.

можно вычислить среднюю жесткость массы, имеющей размеры Земли и состоящей из веществ, аналогичных породам земной коры, и тогда получается гораздо большее значение, чем наблюдаемое среднее. Вихерт пришел к выводу, что в глубине Земли должна существовать большая область, жесткость которой очень мала; ее свойства должны приближаться к свойствам жидкого, или, говоря обобщенно, текучего тела, и она может иметь форму центрального ядра. Эта гипотеза совершенно отлична от идеи о «тонкой» коре, покрывающей расплавленные недра, которая имела хождение и была популярной лет шестьдесят назад. Поверхность ядра, как это в конце концов установил Гутенберг (Gutenberg, 1913), оказалась примерно на полпути к центру Земли. Тем не менее ядро велико; оно больше планеты Марс, и его радиус несколько больше диаметра Луны.

Имеются прямые доказательства, что ядро, по крайней мере частично, находится в жидком состоянии, как и ожидал Вихерт; оно не пропускает поперечных волн. S -волны, подходящие к границе ядра из оболочки, не проникают в него, а могут, преломляясь, превращаться в продольные волны (K) в ядре. Сейсмологи иногда объявляли, что выделили на сейсмограммах, записанных на большом удалении, колебания, которые соответствуют поперечным волнам, прошедшим ядро; однако несколько таких случаев взаимно не согласуются и большую часть наблюдений можно объяснить иначе. Если поперечные волны все же проходят в ядро, то там их энергия и скорость должны быть малы в соответствии с низким значением жесткости; в то же время S -волны, проходящие в оболочке в непосредственной близости от ядра, обычно сильны и легко выделяемы. Далее, фаза ScS , представляющая поперечную волну, отразившуюся в оболочку от границы ядра, очень интенсивна на близких расстояниях.

При некоторых глубоких толчках в Японии ее наблюдали почти у эпицентра. Столь сильные отражения согласуются с низким значением жесткости ядра.

Буллен (Bullen, 1949) и другие предположили, что глубже 5000 км, где начинается внутреннее ядро, вещество может снова быть твердым и пропускать поперечные волны. Эту интересную возможность трудно проверить наблюдениями и вопрос все еще остается не решенным.

ОБЪЕМНЫЕ ВОЛНЫ ОТ УДАЛЕННЫХ ТОЛЧКОВ

ОБОЗНАЧЕНИЯ

В общем различные группы волн на сейсмограмме соответствуют различным возможным путям распространения единичного начального возмущения. Для объемных волн эти различные возможности соответствуют различным комбинациям отражений и преломлений; каждая из них обозначается особой комбинацией символов, преимущественно буквенных, которые относятся к последовательным отрезкам луча на пути от очага до станции. Тип волны обозначают символы P (продольные) и S (поперечные) в оболочке и K — продольные волны в ядре (недавно было официально принято обозначение I для продольных волн во внутреннем ядре). P' — это сокращенное обозначение фазы PKP ; P'' и P'_2 — это частные случаи P' , о которых будет сказано дальше.

Отражения от поверхности Земли обозначаются просто повторением главных символов, например PP , SS ; при отражении от внешней границы ядра добавляется промежуточная буква c — PcP , ScS .

Строчные буквы p и s употребляются для выделения специального типа отражений (как pP и sS) от земной поверхности, наблюдаемых главным образом при глубокофокусных землетрясениях и описанных в главе 19.

Применение символа K делает ненужным указывать особо на преломление у границы ядра. Он вытеснил применявшийся ранее дополнительный символ c , с помощью которого фаза SKS записывалась в виде $ScPcS$.

НАБЛЮДАЕМЫЕ ФАЗЫ

Различные типы наблюдаемых фаз удобнее всего классифицировать по числу отражений, которые имели место на всем пути волны. Отраженные волны иногда сильные, но волны, которые не испытывали отражений, как правило, самые сильные и наиболее важные из регистрируемых фаз; к ним относятся P , S , PKP (P'), PKS , SKP , SKS .

Волны, отраженные однократно, можно классифицировать соответственно точке их отражения. К фазам, отраженным явно у земной поверхности между очагом и станцией, относятся — PP , PS , SP , SS , $SKSP$. К отражениям от внешней границы ядра относятся PcP , PcS , ScP , ScS ; к отражениям от внутреннего ядра — $PKKP$, $PKKS$, $SKKP$, $SKKS$. Отражения происходят также и в точках земной поверхности, очень удаленных как от эпицентра, так и от регистрирующей станции; здесь чаще всего наблюдаются фазы $P'P'$ и $SKPP'$. Практически обычно невозможно отличать $SKPP'$ от $PKSP'$, $P'SKP$ и $P'PKS$, так как все эти фазы вступают примерно одновременно, если только гипоцентр не расположен очень глубоко. Иногда наблюдается аналогичная группа почти одновременных фаз — $PKSPKS$, $PKSSKP$, $SKPPKS$, $SKPSKP$. Наконец, иногда наблюдают $SKSSKS$.

Возможны и отражения от точки, сравнительно близкой к эпицентру. Такие фазы наблюдаются главным образом при глубокофокусных землетрясениях; их обозначение начинается с символов p или s , предшествующих обозначениям любого другого типа объемных волн (глава 19; см. фиг. 19-3).

Нередко происходят многократные отражения; амплитуда и четкость наблюдаемых колебаний уменьшаются с каждым следующим отражением. Часто наблюдаются фазы PPP и SSS . Фаза PPS (вступающая почти одновременно с PSP и SPP) иногда бывает сильной. Особый интерес представляет фаза $P'P'P'$, хотя обычно она слаба и видна лишь на сейсмограммах глубоких толчков. $PcPP'$ является заметной фазой на сейсмограммах, записанных в нескольких градусах от антицентра.

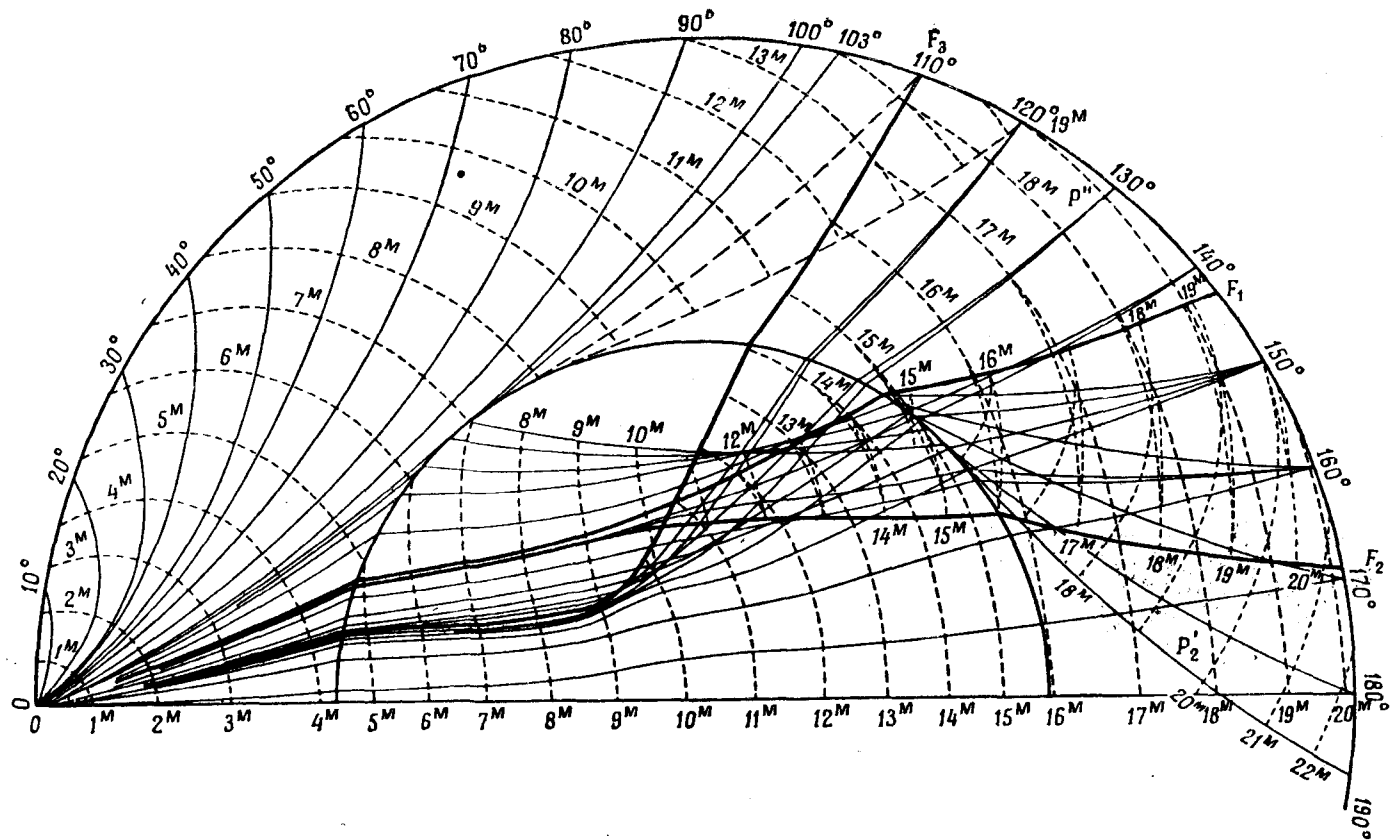
ЛУЧИ НЕОТРАЖАВШИХСЯ ВОЛН

P и S . Лучи фаз P и S , проходящие через оболочку от гипоцентра к записывающей станции, очень мало различаются, так как отношение их скоростей изменяется медленно. Поскольку обе скорости с глубиной возрастают, лучи искривлены и обращены выпуклостью вниз. По мере уменьшения угла падения у гипоцентра лучи опускаются все круче, заходят все глубже и выходят на поверхность на все большем расстоянии. Когда это расстояние таково, что центральный угол между гипоцентром и станцией равен около 103° , то P -волна (при обычных неглубоких землетрясениях) касается ядра (фиг. 17-2, 17-3). При дальнейшем увеличении расстояния амплитуда регистрируемых P -волн быстро уменьшается, но они не исчезают сразу и P -фазу (особенно длиннопериодные колебания) продолжают регистрировать до угловых расстояний не менее 130° . Это чисто волновое явление, необъяснимое в рамках геометрической оптики. Оно связано с дифракцией P -волны у границы ядра, аналогичной дифракции света в зоне тени. Для S -волны этот эффект выражен даже сильнее, но его нелегко наблюдать.

PKP . При том угле падения фазы P , когда она касается ядра, появляется первая преломленная в ядре волна и соответствующий луч определяет первое возникновение фазы PKP (P'). Она выходит на поверхность там, где центральный угол на 10° превышает 180° ; в силу симметрии эта фаза появляется во всех точках, отстоящих от антицентра на 10° или при $\Delta = 170^\circ$.

Исключим на время влияние внутреннего ядра и опишем, что произойдет при уменьшении первоначального угла падения. Центральный угол, соответствующий лучу, будет уменьшаться до 180° и еще меньших значений, а эффективный угол Δ будет сначала увеличиваться до 180° , а затем уменьшаться вновь. Время пробега фазы PKP будет при этом все время уменьшаться, так что соответствующая кривая на годографе (фиг. 17-4) будет снижаться сперва направо, а затем налево. Так будет продолжаться, пока Δ не достигнет 142° — угла минимального отклонения, аналогичного тому, который мы определяем, работая с призмами. По мере того как падающий луч будет становиться все круче, точка выхода луча снова начнет перемещаться к $\Delta = 180^\circ$, которого она, наконец, достигнет при угле падения, равном нулю, когда луч совпадет с диаметром Земли.

Так как минимальному отклонению луча (при $\Delta = 142^\circ$) соответствует значительная концентрация энергии в районе его выхода, то это расстояние известно как главный фокус P' -фазы. Благодаря симметрии на поверхности Земли фактически выражена не фокальная точка, а окружность, проходящая от антицентра на расстоянии 38° . Подобная фокальная кривая

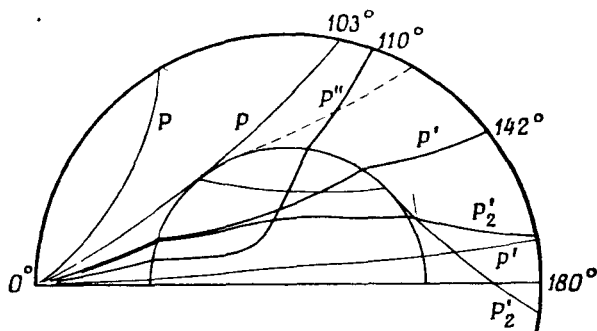


Фиг. 17-2. Продольные волны в глубине Земли. Лучи (сплошные линии) и фронты волн (штриховые линии) (Gutenberg, Richter, 1939).

[Дифрагированные лучи показаны крупной штриховкой; М — минуты времени пробега; 0° — градусы дуги большого круга; F_1 , F_2 , F_3 — фокусы волн, прошедших ядро. —Прим. ред.]

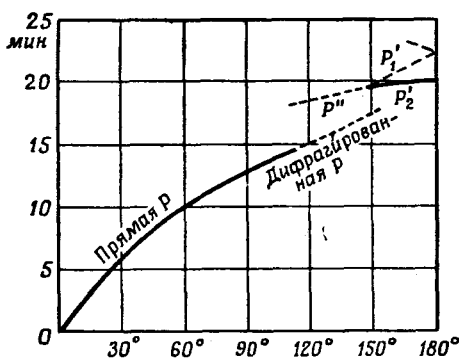
называется каустикой. Эффект фокусирования отмечается и на расстоянии 180° , опять-таки из-за симметрии.

PQR или P' является общим обозначением для всех вступлений фазы на годографе. Чтобы их различать, ту ветвь, которая соответствует начальным вступлениям и большим углам падения, обозначают через P'_1 ; другую,



Фиг. 17-3. Упрощенная схема лучей для фаз P, P', P'' .

смыкающуюся с первой при 142° , через P'_2 . На фиг. 17-4 показана и третья ветвь (обозначенная P''), продолжающаяся от главного фокуса на меньшие времена и расстояния; эта группа вступлений позволила выделить внутреннее ядро. Лучи, проходящие на глубине около 5000 км, сильно отклонялись и в результате вы-



Фиг. 17-4. Продольные волны в глубине Земли. Упрощенный годограф для фаз P, P', P'' .

ходящие на поверхности (иногда, имея большие амплитуды) при меньших значениях Δ , доходящих до 110° . Возможно, это были отражения, а может быть и нет. Недавние исследования показывают, что граница внутреннего ядра не так резка, как между ядром и оболочкой. Для волн со сравнительно длинным периодом и большой длиной волны внутреннее ядро ведет себя как отражающая граница; но волны с периодом в секунду или менее, по-видимому, заходят во внутреннее ядро и затем, резко преломляясь, вновь выходят оттуда. В обоих случаях получается годограф, который (для всех вступлений фазы P') гораздо сложнее, чем три ветви, изображенные на нашей фигуре, и состоит из ряда вытянутых петель. Указанные обозначения были предложены, чтобы различать разные части этих петель, но они имеют лишь теоретическое значение. Предполагаемые контуры кривых, положение фокальных точек и точек пересечения петель серьезно изменяются при небольших изменениях предполагаемого распределения скоростей. Практически почти невозможно решить, к какой части теоретического лабиринта следует отнести данное вступление фазы P' . Поэтому обозначение P'' используют для любых вступлений фазы P' при Δ меньше 142° .

SKP. Фаза *SKP* во многих отношениях аналогична фазе *PKP*. Главное различие состоит в том, что в то время как продольные волны, встречая ядро, резко отклоняются и теряют скорость, разница между скоростью *S*-фазы (вне ядра) и *K*-фазы (в ядре) при переходе границы сравнительно мала. Это означает, что направление луча мало изменяется при преломлении. Годографы этой фазы несколько сдвинуты на графике относительно фазы *P'*; главный фокус фазы *SKP* близок к $\Delta = 133^\circ$. На больших расстояниях имеются две главные ветви, как и для фазы *P'*, и существует также продолжение ветви на меньшие расстояния, обусловленное влиянием внутреннего ядра (соответствующее ветви *P''*). Регистрация фазы *SKP* осложняется фазой *PKS*, которая при поверхностном очаге имеет такое же время пробега; при обычных мелких землетрясениях *PKS* вступает лишь на несколько секунд позднее.

SKS. Луч фазы *SKS* не отклоняется заметно ни при вступлении в ядро, ни при выходе из него. Зарегистрированные вступления часто сильны, и при расстояниях более 84° они опережают фазу *S*, что затрудняет интерпретацию сейсмограмм.

ОТРАЖЕННЫЕ ВОЛНЫ

Лучи волн, испытавших одно или более отражений, можно построить, комбинируя отрезки лучей неотражавшихся волн. Следует напомнить, что закон преломления Снеллиуса применим в равной степени к отражениям и преломлениям. Когда тип волны не изменяется при отражении (как для фаз *PcP* или *SS*), то действует обычный закон отражения: углы падения и отражения равны. Когда тип волны и, следовательно, скорость изменяются, это уже не так. Следовательно, при отражении типа *PS* волна *S*, имея меньшую скорость, имеет и меньший угол падения и уходит вглубь круче, чем волна *P* выходит на поверхность. Это объясняет, почему некоторые комбинации символов, которые выглядят вполне естественно, не соответствуют реальным волнам. Так, например, *SKSP* соответствует наблюдаемой фазе, а *PKPS* не может существовать¹.

Отражения от поверхности. Группы волн, возникающие при повторных отражениях от поверхности, часто характеризуются большими амплитудами с длинными периодами, особенно при землетрясении большой магнитуды, записанном на значительном расстоянии. Близ $\Delta = 120^\circ$ фазы *PP* и *PS* столь сильны, что их иногда принимают за фазы *P* и *S*, которым соответствовало бы гораздо меньшее расстояние. Фазы *SS* и *SSS* часто вступают в виде длиннопериодных волн между группой волн *S* и вступлением первых поверхностных волн. Иногда одну из этих фаз принимают за поверхностную волну; эта ошибка приводит к множеству других сейсмологических и геофизических ошибок.

Отражения от ядра. Отражения от ядра *PcP*, *PcS*, *ScP*, *ScS* весьма интенсивны при значениях Δ от 30 до 40° , так что их запись имеет очень сложный вид. *ScP* иногда принимают за *S*, а иногда (в связи с преобладанием коротких периодов) за начало другого землетрясения. Уже упоминалось, что фаза *ScS* интенсивна на малых эпицентральных расстояниях; однако обычно это можно наблюдать только при глубокофокусных толчках. Когда волна *P* подходит все ближе к ядру, интервал между фазами *PcP* и *P* уменьшается; иногда это отражение принимают за сильный импульс, вступающий несколь-

¹ Так как отраженный луч *S* неизбежно встретит ядро.— *Прим. ред.*

ко секунд спустя после первого движения. Часто трудно отличить такую фазу PcP от фазы pP , характерной для глубоких очагов.

$P'P'$ и фазы этого типа. Фазы $P'P'$, $SKPP'$ и $P'P'P'$ были открыты в Пасадене в 1933 г. Это характерные, слабые, короткопериодные колебания, напоминающие P -фазу при плохо записанном удаленном толчке. Так как они обычно наблюдаются после сильных толчков, то сначала их принимали за афтершоки. Однако в ходе постоянных наблюдений и составления таблиц было замечено, что слишком много таких предполагаемых афтершоков вступает через интервалы около получаса (фазы $P'P'$ или $SKPP'$) и 45 минут ($P'P'P'$) после фазы P соответствующего сильного толчка. Стало ясно, что это более поздние фазы, а не отдельные толчки. После тщательного исследования и проверки были выделены новые фазы и установлено время их пробегания. Легче всего наблюдать их на записях глубоких толчков, так как на записях неглубоких толчков они искажены поверхностными волнами. Эти фазы наиболее интенсивны, когда отражение происходит в точке, близкой к фокальному расстоянию фазы P' (142°); следовательно, при поверхностном очаге фазу $P'P'$ следует ожидать, в особенности на расстояниях, близких к $\Delta = 360^\circ - 284^\circ = 76^\circ$, а фазу $P'P'P'$ — близ $\Delta = 426^\circ - 360^\circ = 66^\circ$. Было установлено, что многие станции наблюдали фазу $P'P'$ и обычно сообщали о ней, как о P -фазе другого толчка. В некоторых случаях эпицентры этих предполагаемых отдельных толчков включали как отдельные землетрясения в Международную сейсмическую сводку. Годограф фазы $P'P'$ воспроизводит особенности фазы P' в удвоенном масштабе; для нее время пробега при увеличении расстояния, как правило, уменьшается, а для фазы $P'P'P'$ — увеличивается.

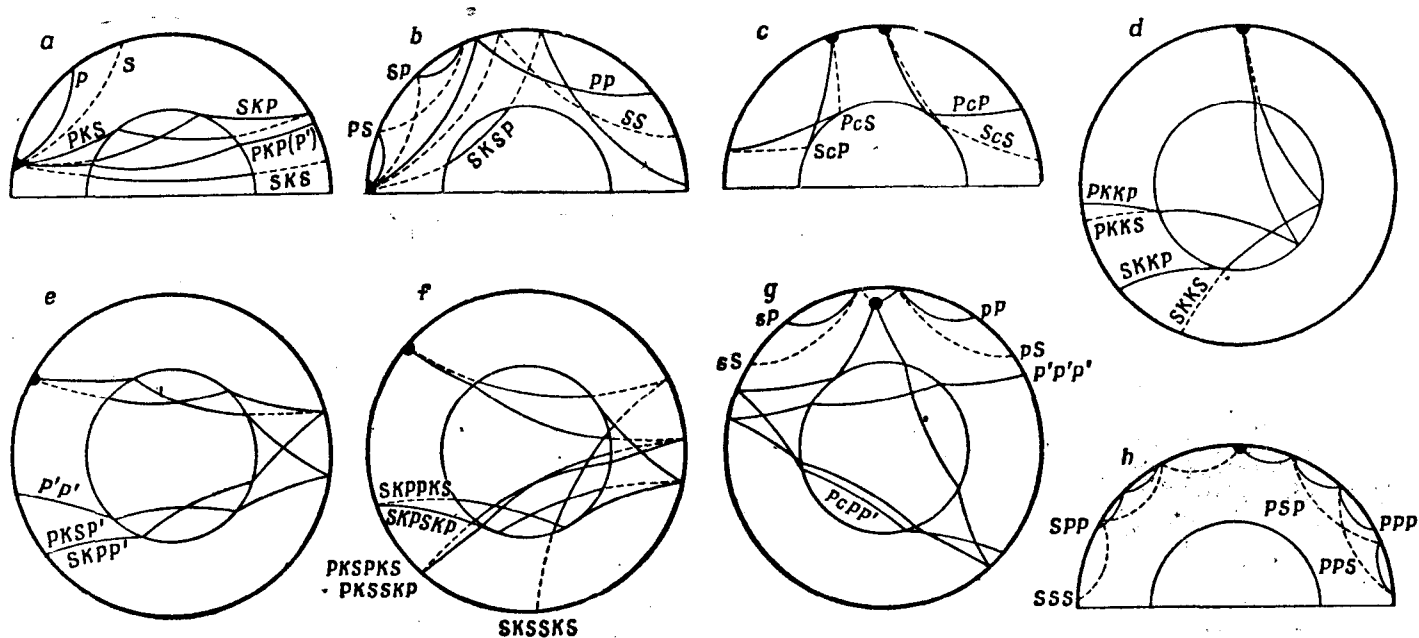
$PKKP$ и $SKKP$. Открытию фаз типа $P'P'$ способствовало главным образом большое увеличение короткопериодных колебаний, которым обладал вертикальный сейсмометр Бениоффа. Это позволило выделить приемлемые вступления фаз $PKKP$ и $SKKP$, для которых, как и для фазы $P'P'$ характерны короткие периоды. Эти вступления были обнаружены на сейсмограммах, записанных на больших расстояниях; фокус фазы $PKKP$ близок к 120° . Многие вступления, о которых сообщалось как о фазах $PKKP$, относились к сильным длиннопериодным отраженным импульсам типа фаз PS и PPS , которые вступают почти в то же самое время и часто видны на записях, сделанных сейсмометром Бениоффа, наряду с фазой $PKKP$.

$PcPP'$. Эта фаза также была открыта в Пасадене; но не столько благодаря достоинствам аппаратуры, сколько из-за удачной записи серии сильных толчков, происшедших в Индийском океане недалеко от антипода станции. Фокус фазы близок к 175° , и выделенные вступления можно было бы использовать для многих целей, если бы не трудность с оценкой влияния границы внутреннего ядра.

Фиг. 17-5 и 17-6 дают представление о путях распространения главных фаз объемных волн и соответствующих годографах.

ИНТЕНСИВНОСТИ ОТРАЖЕННЫХ И ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Когда упругая волна, продольная или поперечная, подходит к границе между двумя зонами с различными скоростями волн, то при этом (в общем случае) возникают четыре производные волны: две отраженные волны, продольная и поперечная, и две преломленные волны, также продольная и поперечная. Энергия падающей волны распределяется между четырьмя



Фиг. 17-5. Лучи телесейсмических объемных волн, соответствующих указанным буквенным символам фаз.

Сплошной линией показаны участки, где волна распространялась как продольная; штриховой линией, — где волна была поперечной.

порожденными его волнами, причем доля каждой из них зависит от других параметров и плотностей обеих зон, а также от угла падения. (Как указывалось выше, углы преломления и отражения определяются законом преломления, когда известен угол падения.) Предполагая, что твердые тела ведут себя согласно уравнениям, приводимым в главе 16, можно рассчитать теоретическое распределение энергии и сравнить его с наблюдаемыми амплитудами записи отраженных и преломленных сейсмических волн.

Нотт первый стал проводить подобные вычисления, используя потенциальные функции. Позднее Цёппритц применил метод, который позволял иметь дело с амплитудами волн (смещениями u , v , w). Эти амплитуды наиболее непосредственно связаны с записями приборов. Результаты теории выражает система четырех уравнений (приложение VII). Это простые линейные уравнения, содержащие отношения амплитуд четырех производных волн к амплитуде падающей волны, так что их решение представляет элементарную алгебраическую задачу. Однако коэффициенты при известных громоздки и содержат тригонометрические функции углов падения, отражения и преломления, а также упругие параметры и плотности. И чтобы получить отношения амплитуд для любого данного угла падения, требуется большая вычислительная работа. В этом отношении сделано очень немногое и обобщение провести трудно, так как небольшие изменения заданных параметров часто сильно изменяют результаты¹.

Мы имеем здесь превосходный пример задачи, которая «решена» в теории, но не на практике. Несколько исследователей провели обширные вычисления, относившиеся к наиболее важным случаям. Однако выбранные ими значения параметров до сих пор еще не заполняют весь интервал значений, представляющих интерес для сейсмологии. Все это игра, в которой может участвовать сколько угодно желающих; и каждый, кто готов выполнить много трудоемких и тщательно проверяемых вычислений, может в нее вступить.

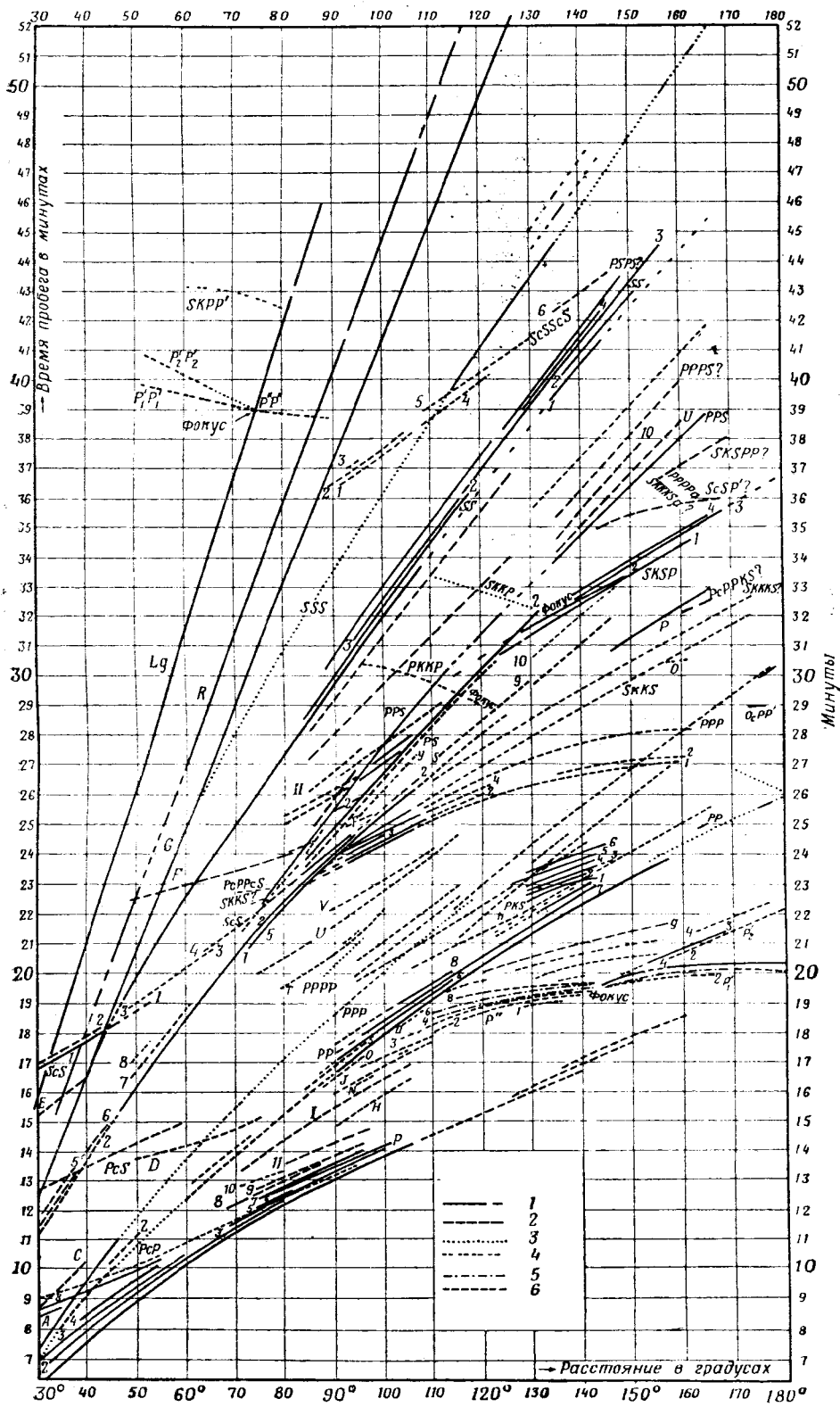
Один результат общего значения приводит к новому усложнению расчетов. Здесь, как и в оптике, когда скорость во второй среде больше, чем в первой, существует критический угол падения, после которого имеет место полное отражение. В этом случае вычисления ведутся с комплексными величинами — отдельно для действительной и мнимой частей. Объем вычислений, проводимых для каждого задаваемого угла падения, при этом примерно удваивается. Полное отражение возникает в связи с обеими волнами во второй среде, когда их скорости больше скорости падающей волны в первой среде.

Если отвлечься от касательного падения и углов, соответствующих полному отражению, то в условиях, приближающихся к условиям в твердом теле Земли, энергия, связанная с преломленной волной того же типа,

¹ В настоящее время для широкого диапазона параметров и практически любых углов падения рассчитаны таблицы коэффициентов отражения и преломления. (См. «Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн», т. I, 1957; т. II, III, 1959, под ред. проф. Г. И. Петрашень.) — *Прим. ред.*

Фиг. 17-6. Годографы сейсмических волн по наблюдениям в Пасадене; составлены в 1934 г., уточнены в 1957 г. (Gutenberg, Richter, 1934). Все годографы соответствуют фактическим наблюдениям, а не теоретическим построениям.

1 — по данным очень сильных и четких вступлений; 2 — слабые вступления; 3 — вычислено по немногим наблюдениям; 4 — сомнительные данные; 5 — четкие вступления только на записях вертикальной компоненты; 6 — записано только короткопериодными вертикальными приборами.



что и падающая (продольная или поперечная), больше энергии любой из трех других производных волн (Gutenberg, 1944; литература к приложению VII).

Вычисление амплитуд обязательно связано с определением знака, который указывает, произошло или нет изменение фазы (например, при переходе от сжатий к разрежению) во время отражения; часто это важно знать для сопоставления с наблюдениями.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ И СХОДНЫЕ С НИМИ ВОЛНЫ

На сейсмограммах сильных поверхностных удаленных толчков участок, занятый поверхностными волнами, часто очень сложен. Иногда максимальная фаза здесь простая на вид и образует длинный дуг почти постоянных гармонических колебаний с периодом около 20 сек. Несомненно, это не связано с какой-либо закономерностью в механизме образования землетрясения. Скорее это явление резонанса, понимаемого в самом широком смысле слова, вроде того музыкального тона, который возникает, когда дуешь в горлышко бутылки.

Для ориентировки, например при выпуске предварительного бюллетеня станции, все еще применяют старые обозначения L и M для начальной и максимальной фазы длиннопериодных поверхностных волн. Более тщательный анализ и выяснение деталей привели к появлению новых символов.

G -ВОЛНА

На сейсмограммах сильных удаленных толчков часто видно, что группа L начинается с волн, имеющих большую амплитуду смещения и очень длинный период (от одной до четырех минут). Обычно это горизонтальные поперечные колебания; их вертикальная и радиальная горизонтальная компоненты близки к нулю. Именно такова была предсказанная характеристика волн Лява; и Гутенберг, впервые систематически описавший эти очень длинные волны, так их и идентифицировал. Чтобы отличать их от обычных волн группы L с меньшим периодом, Байерли предложил обозначение G (в честь Гутенберга). При уменьшении магнитуды толчка G -волны убывают гораздо быстрее, чем волны группы M с периодом 20 сек. Характерным опубликованным примером могут служить толчки на Соломоновых островах 3 октября 1931 г. Записи главного землетрясения и афтершока, последовавшего три часа спустя, сопоставимы фаза за фазой, и амплитуды афтершока примерно в шесть раз меньше, в том числе и для групп L и M ; волны G , однако, являются исключением. На сейсмограммах, где записаны оба толчка, видно, что при главном толчке амплитуда G -волн велика и соответствует смещению грунта в полмиллиметра и более, а при афтершоке никаких следов G -волны не было. Это, конечно, должно объясняться особенностями механизма главного землетрясения. Полагают, что возникновению волн с большими периодами и длиной волны благоприятствовало высвобождение деформаций и относительные подвижки крупных блоков (см. фиг. 17-9А).

ДЛИННЫЕ ВОЛНЫ РЕЛЕЯ

Когда станция регистрирует волны G , то хороший вертикальный сейсмограф часто записывает аналогичные длиннопериодные поверхностные волны, вступающие через несколько минут после G . Горизонтальные при-

боры в это время показывают, что колебания новой волны происходят в направлении ее распространения, но не в поперечном направлении. Это соответствует предсказанию теории для волны Релея. Данное вступление обозначают через R (английские авторы обычно используют обозначения LQ и LR для волн Лява и Релея; приняты и другие обозначения). Иногда эту волну трудно идентифицировать, так как ее фронт может подходить в направлении, заметно отличающемся от направления на эпицентр. Это объясняют горизонтальным преломлением, когда волны пересекают важную структурную границу. Оно особенно заметно на западном побережье Северной Америки, где большие поверхностные волны от многих удаленных толчков пересекают границу между бассейном Тихого океана и континентом. В тех редких случаях, когда волны распространяются примерно вдоль такой же границы, отмечаются по два последовательных вступления G - и R -волн, что обусловлено их распространением по различным путям с различными скоростями.

Скорость самых быстрых G -волн составляет для любых путей на земле около $4,5$ км/сек; соответствующая скорость R -волн — около $4,2$ км/сек. Вслед за этими самыми быстрыми и длинными волнами подходят другие, того же типа, но с меньшей скоростью. Эта дисперсия, как указано в предыдущей главе, предсказана теорией. Скорость длинных волн представляет как бы механическое осреднение скоростей поперечных волн в интервале порядка длины волн, считая от поверхности вглубь (при скорости $4,5$ км/сек и периоде в 1 мин длина волны составляет 270 км). Поэтому при уменьшении длины волны уменьшается и ее скорость, поскольку скорость поперечных волн близ поверхности становится меньше. Таким образом, если скорость S -волн в двух районах по-разному зависит от глубины, то мы должны получить и две различные дисперсионные кривые (график зависимости скорости волн от периода). Этот результат и был получен Гутенбергом и другими. Дисперсионные кривые для волн, пересекающих Тихий океан, как правило, отличаются от кривых для континентальных путей (например, когда землетрясения восточной Азии регистрируют в Европе). Для самых длинных волн соответствующие кривые близки, из чего следует, что различие в строении континентальных и океанических областей стирается на больших глубинах.

ФАЗА Lg

Новые возможности для установления границы континента открывает волна Lg . Обозначение введено (в Колумбийском университете) Юингом и сотрудниками, которые выделили ее как каналовую волну в континентальной коре. Это сравнительно слабое короткопериодное возмущение, легко распознаваемое на фоне длинных поверхностных волн. Вдоль континентов оно распространяется на большие расстояния со сравнительно малой потерей энергии, но сразу обрывается, когда путь распространения, даже на небольшом отрезке, проходит через океан.

ФАЗА T

В 1940 г. Лайнхен (Linehan, 1940) выделил примечательную группу короткопериодных волн на сейсмограммах станции Уэстон (штат Массачусетс) при землетрясении в Карибском море и обозначил ее через T (от *undae tertiae* — третья волна). Другие работники Атлантического побережья наблюдали на своих сейсмограммах аналогичные фазы еще раньше; в Берк-

ли (Калифорния) большие T -волны были обнаружены на записях Гавайских землетрясений, в особенности от 23 января 1938 г., когда эта фаза была столь интенсивной и короткопериодной, что ее отнесли за счет местного толчка. Юинг, Пресс (Ewing, Press, 1953) и Толстой (Tolstoy, Ewing, 1950) показали, что особенности T -фазы соответствуют звуковой волне в море, которая, достигнув берега, распространяется в глубине континента со скоростью обычных сейсмических волн. Запаздывание этой фазы на удаленных станциях объясняется низкой скоростью волн в воде. Теперь о T -фазе сообщают на многих станциях — в Японии, Швеции (Кируна и Упсала) и Австралии (Ривервью, близ Сиднея); она заметна и на многих сейсмограммах в Уанкайо (Перу).

ПОВТОРНЫЕ ВСТУПЛЕНИЯ

Часто отмечают повторные вступления больших поверхностных волн типа G , R и L , обусловленные тем, что они повторно обходили вокруг Земли. Вслед за вступлением группы L -волн от удаленного толчка, происшедшего на расстоянии 90° примерно час спустя, может подойти аналогичная фаза, прошедшая 270° по длинному пути через район антиподов станции; ее обозначают W_2 . Затем подходит W_3 , прошедшая всю окружность в 360° плюс 90° от очага до станции; затем W_4 , которая огибала Землю в обратном направлении. Наблюдались повторные вступления этого типа до W_8 , а в редких случаях до W_{15} , причем чередующиеся вступления (с четными или нечетными номерами) разделялись интервалом от двух до трех часов. В начале каждой группы часто выделяют сильные длиннопериодные волны, их обозначают соответственно, G_2 , G_3 или R_2 , R_3 .

СЕМЕЙСТВО КАНАЛОВЫХ ВОЛН

Волны Лява, Lg и T представляют три примера из общей группы каналовых волн. Для короткопериодных волн Лява и Релея каналом (или волноводом) является кора (континентальная или океаническая). Юинг и Пресс предположили, что G -волна, имеющая длинный период и большую длину волны, представляет в основном каналовую волну в оболочке; соответствующую длиннопериодную R -волну они считают волной Релея в оболочке. Lg представляет каналовую волну в коре; Гутенберг связывает ее со своим «каналом в литосфере», необходимым ему для объяснения фазы \bar{P} при местных землетрясениях (глава 18). Калон (Caloi, 1954) открыл фазы (введя для них обозначения Pa и Sa), которые, как он полагает, распространяются в оболочке, в канале с малой скоростью волн; Гутенберг отождествляет этот канал со своим «каналом в астеносфере» (см. фиг. 18-4), с помощью которого он объяснил поведение сейсмических волн, выходящих на поверхность при эпицентральных расстояниях около 20° . Юинг и Пресс (Press, Ewing, 1952), открывшие эти же фазы независимо, предложили для них иное объяснение, связанное с повторными отражениями от подошвы коры.

Часто отмечается удвоение фазы Lg (соответственно — $Lg1$ и $Lg2$), представляющей преимущественно поперечные колебания, сходные с L . Бот (Bath, 1954, 1956, 1957) много работал над выделением фазы Rg — соответствующего аналога волн R (с вертикальными и продольными колебаниями). Недавно он наблюдал другую каналовую волну со скоростью около 3.8 км/сек, приуроченную только к континентам. Он обозначает ее

L_i и связывает с промежуточным горизонтом, расположенным сразу над подошвой континентальной коры.

Оливер и Юинг (Oliver, Ewing, 1957) показали, что L_g и L_{g2} представляют, вероятно, поверхностные волны, соответствующие высоким гармоникам колебаний в коре, где скорость все время увеличивается с глубиной, так что существование в коре канала с низкой скоростью не обязательно. Гутенберг и Пресс недавно выделили слабую, но устойчиво регистрируемую фазу, обозначив ее P_g , которая по отношению к фазе L_g играет такую же роль, как P_a по отношению к S_a .

В океане существует слой-волновод с низкой скоростью (канал Софар), проводящий с большой эффективностью энергию в горизонтальном направлении и используемый для передачи сигналов на большое расстояние. Волна T представляет также, по существу, каналовую волну в океане; подходя к континенту, она порождает волны P , S и поверхностные, которые в своей совокупности и регистрируются сейсмографами как нерегулярные колебания T -фазы.

Обобщая теорию, можно говорить о волноводе в масштабе нашей планеты и применить эту теорию к собственным колебаниям Земли как целого. Полагают, что такие колебания могут возникать при сильнейших землетрясениях.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМОГРАММ

ЗАДАЧА

Чтобы сформулировать основные идеи, ограничимся сначала разбором сейсмограмм удаленных толчков, возникающих на обычной небольшой глубине. Общие положения применимы также и к глубокофокусным землетрясениям и к местным толчкам; более подробно о них говорится в главах 18 и 19.

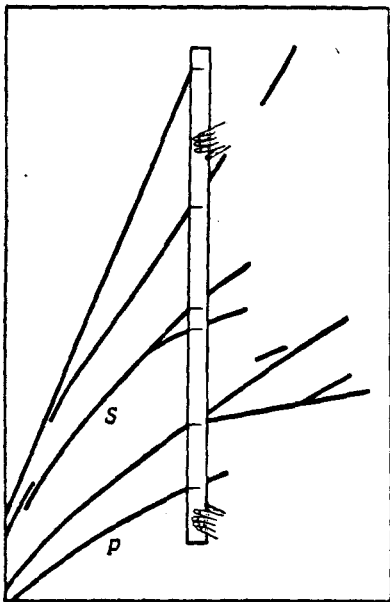
Проблемы интерпретации возникают на двух стадиях: при составлении предварительного отчета и при издании уточненных материалов. Большая часть хороших станций выпускает текущие сообщения о записанных вступлениях ежемесячно, еженедельно и даже ежедневно; они обмениваются этими сообщениями с другими станциями либо непосредственно, либо через одну из национальных или международных организаций (глава 21). Предварительный отчет часто основан на данных, которые почерпнуты только из самих сейсмограмм. Исключения бывают лишь в случае, когда печать или официальные организации быстро сообщают сведения об ощутимости землетрясения и о его проявлениях или о записях на других станциях. Агентства печати часто оказываются ценным посредником, передающим сведения о вступлениях с одной станции на другую. Подобная информация обычно неполна и подвержена разного рода ошибкам, но тем не менее она часто позволяет вовремя послать отчет, и он лучше, чем тот, который можно было бы сделать по данным одной станции.

ПЕРВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Если нет данных из других мест, то прежде всего надо просмотреть сейсмограмму и определить времена вступления всех ясно различимых групп волн (сейсмических фаз). Если запись длинная и сложная, то требуется осмотрительность, чтобы не выделить слишком много вступлений;

обычно лишь накопленный опыт позволяет судить, какие элементы колебаний имеют наибольшее значение. Наименьшее значение следует придавать всякого рода догадкам о расстоянии, на котором произошел регистрируемый толчок. Но необходимо отмечать каждую большую и очевидную фазу независимо от того, может ее объяснить сотрудник или нет. (Неопытные сотрудники часто ошибочно определяют момент, когда амплитуда идет на убыль, вместо момента, когда она начинает возрастать.) Времена обычно измеряются с точностью до секунды. Когда вступление большой группы волн слишком постепенное или искажено, отсчет берется с точностью до одной десятой минуты; в особенности это относится к времени первого вступления поверхностных волн, которое важно и на предварительной стадии. Если выделены моменты вступления фаз G и R , то дальнейшая маркировка поверхностных волн уже не срочное дело. Короткопериодные фазы, подобные $P'P'$, ScS , Lg , могут вступать после начала поверхностных волн, и, если возможно, эти фазы тоже надо маркировать.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГОДОГРАФА



Фиг. 17-7. Совмещение вступлений с годографом.

Измеренные времена с поправкой на погрешность часов следует записать по порядку, отмечая, велика или мала амплитуда волны и какая компонента измерена. Затем используют годограф для мелких очагов, подобный приведенному на фиг. 17-6, но предпочтительно более крупного масштаба. Берут длинную прямую полосу бумаги и вдоль одного ее края наносят, начиная от произвольной точки, зарегистрированные времена в том же масштабе времени, что у используемого годографа. Полосу кладут на годограф вертикально, параллельно оси времени и, сохраняя это положение, перемещают, пока отметки, нанесенные на край полосы, не совместятся с кривыми времен пробега на графике (фиг. 17-7). После этого расстояние Δ снимается непосредственно с горизонтальной шкалы годографа. Время в очаге землетрясения можно найти, вычитая времена пробега, указанные на годографе, из соответствующих времен, нанесенных на полосу.

ПРЕДОСТОРОЖНОСТИ И ВОЗМОЖНЫЕ ОШИБКИ

Эта методика в принципе проста, но здесь возможны многочисленные ошибки. Не следует предполагать, что первое движение, выделенное на сейсмограмме, совпадает с первой фазой, показанной на годографе для данного расстояния, P или P' . Часто истинное первое вступление слабое и маскируется общим возмущением или микросейсмами, или его можно просто не заметить и принять за начало записи какое-либо более сильное позднее вступление. Если на станции нет чувствительного вертикального прибора,

то первое измеренное вступление, даже при сильных удаленных толчках, может быть фазой S , SKS или SKP .

Для хорошо записанных неглубоких удаленных толчков надежным контролем является время подхода поверхностных волн. Как показывает годограф, интервал между первым вступлением и фазами G или R быстро возрастает при увеличении расстояния. Если эти фазы нанесены на измерительную полосу бумаги, то грубая ошибка становится менее вероятной. Иногда длиннопериодные фазы вроде SS или SSS ошибочно принимают за начало поверхностных волн.

На постоянной станции легко накопить набор сейсмограмм удаленных толчков, соответствующих определенному расстоянию. Изучая ленты, сейсмологи запоминают, как выглядят главные сейсмические фазы на записи данного прибора, и даже начинают догадываться по характеру записи о вероятном районе эпицентра. Ошибки более обычны на новой станции; сейсмолог, имеющий опыт работы на других станциях, может быть введен в заблуждение некоторыми незнакомыми местными особенностями или характеристиками незнакомых приборов. Часто сейсмолог работал столь же мало, как и его станция. Он должен пройти путь познания через многочисленные ошибки. Срок его обучения сократится, если он по возможности быстро научится сопоставлять свои результаты с данными других станций и международных центров.

Эти замечания можно было бы считать излишними, но годами читая бюллетени, выпускаемые станциями, каждый может убедиться, что это не так. Некоторые сотрудники год за годом повторяют одни и те же явно ложные толкования. Для других вопрос личного престижа — не признавать, что они когда-либо ошиблись¹.

Еще хуже ненаучная практика, когда сейсмограмму насилуют выборочными измерениями; она наиболее распространена там, где работу по измерению и интерпретации ведут лаборанты, за которыми нет надлежащего контроля. Придя к поспешному заключению о расстоянии и общем значении записи, такой работник берет из таблицы или из графика времени пробега, непосредственно сравнивает их с сейсмограммой и измеряет незначительные вступления близ моментов времени, которые соответствуют ожидаемым, пренебрегая большими или даже значительными фазами, время которых ему не подходит. Такая методика все еще применяется в некоторых местах, несмотря на всеобщее резкое осуждение ее². Это полная противоположность методике научного работника, который никогда не оставляет незамеченным даже самое ничтожное на записях и педантично сообщает об этом, надеясь на новое открытие.

УТОЧНЕНИЕ

Приведенные выше замечания еще более уместны, когда предварительные отчеты отдельных станций сводятся в окончательный и, как предполагается, уточненный бюллетень. Для уточнения используются отчеты международных организаций и других станций, весьма подробные, если интервал между предварительным и окончательным сообщением составляет около года. При исправлении предварительных результатов координаты

¹ 1 сентября 1923 г. директор одной станции с грубой ошибкой определил расстояние до эпицентра великого Японского землетрясения; очевидно, он принял фазу PP за P . Говорят, когда его внимание обратили на несоответствие, то он ответил: «Я человек науки. Я не буду менять своих выводов!»

² «Недостойный обычай многих станций подстраивать свои кривые к годографам». — Гутенберг. (Немецкий текст отличается непривлекательностью.)

эпицентров и времена в очаге, приводимые в опубликованных отчетах, можно сопоставлять с годографами, используя известное расстояние между эпицентром и станцией. Здесь опять-таки работнику не следует искать то, что ему хотелось бы найти, а надо добиваться правильной интерпретации того, что он уже измерил. С другой стороны, никто не застрахован от ошибок и должен быть готов к тому, что в получаемых им сведениях он может обнаружить ошибку. Чем более научно производится уточнение, тем ценнее окажется материал, который включают затем в Международную сейсмологическую сводку.

НАПРАВЛЕНИЕ

Вышеописанные методы интерпретации касались только расстояния, но не направления. Сразу после регистрации толчка сейсмолога, конечно, интересует, каков азимут землетрясения и где может быть расположен эпицентр, особенно если сейсмолог обменивается сведениями с прессой. Определение направления, даже ориентировочное, зависит от обстоятельств, находящихся вне его контроля. Сейсмологу повезло, если возмущение начинается с большого и резкого вступления P -фазы, так что направление первого движения видно на записях всех трех компонент. Луч расположен в вертикальной плоскости, проходящей через эпицентр и станцию. Если начальное возмущение представляет сжатие, то первое движение направлено вверх и вдаль от эпицентра, если разрежение — то вниз и к эпицентру. Таким образом, движения вверх, к северу и востоку, записанные установкой из трех сейсмографов, означают, что эпицентр расположен к юго-западу от станции¹.

Если начальное возмущение не ясное, то можно сопоставить направления смещений трех компонент в некоторый более поздний момент, когда все еще вступают волны фазы P (или PP , иногда даже P'). Тогда, если регистрация времени очень точна и все три прибора одинаковы, результат будет таким же, как и для начального вступления P . Направление движения нельзя определить также просто по S -волнам, поскольку вступления могут быть поляризованы в любой плоскости.

Определяя направление, можно до некоторой степени использовать волны Лява (или G) и Релея. Колебания в волнах Лява перпендикулярны направлению их распространения, так что от волны, подходящей с запада, должна быть записана только компонента север—юг. Так как колебания в волнах Релея радиальны и вертикальны, то при тех же условиях волна Релея должна отсутствовать на записи компоненты север—юг и быть представлена только на записях широтной и вертикальной компонент. Фаза G имеет явно большую скорость, чем соответствующая длиннопериодная фаза R , так что их вступления обычно разделены во времени. Тщательно изучая соотношения фаз у вертикальной и горизонтальной компонент R (они соответствуют обратному движению частицы по эллиптической орбите), можно сделать выбор между двумя возможными направлениями, отличающимися на 180° . С этим методом связано одно затруднение общего характера — возможность горизонтального преломления, из-за чего фронт волн отклоняется на большой угол, пересекая крупную границу, вроде границы между Тихим океаном и континентом.

Когда направление не ясно и на данном расстоянии существует лишь немного сейсмоактивных районов, то появляется искушение предсказать

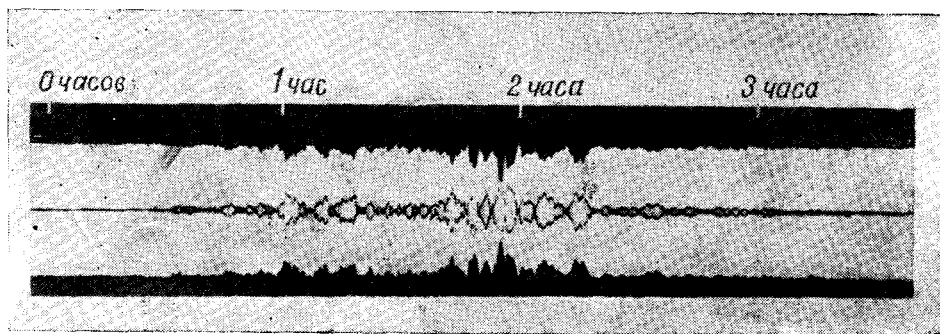
¹ Вдоль дуги большого круга, конечно. Сейсмологи работают с глобусом (или сеткой Вульфа.— *Ред.*), чтобы избежать обманчивого впечатления от обычных мировых карт.

направление или указать на имеющиеся возможности. Это рискованно, когда имеешь дело с печатью; часто возникают недоразумения, дающие повод популярным комментаторам и авторам постоянных разделов в газете сравнить противоречащие догадки нескольких станций и сделать вывод, что «все эксперты ошибаются». Надежнее подождать, пока не поступят данные других станций о расстоянии и времени в очаге, и затем, сопоставив их и воспользовавшись глобусом, определить эпицентр.

Если первое движение представляет явное сжатие или разрежение, это надо указать в предварительном бюллетене; если оценена магнитуда, надо привести использованные для этого данные.

ВНЕШНИЙ ВИД СЕЙСМОГРАММ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ РАССТОЯНИЯХ

Пригодность одного годографа для сейсмических волн от землетрясений, происходящих на всей земле, отражает постоянство внешнего вида записей этих волн, относящихся к каждому данному расстоянию (постепенность или резкость вступлений, преобладание длинных или коротких периодов; общий размах колебаний — больших или малых). Иногда сказываются особенности, характерные для некоторых районов или путей распространения. Но гораздо важнее влияние прибора: часто обнаруживается, что различный вид сейсмограмм, записанных на одинаковом расстоянии, на самом деле обусловлен различиями в характеристике сейсмографов. Ниже приводятся данные о нормальных землетрясениях, возникающих на небольшой глубине, предположительно около 25 км (о специальных вопросах, связанных с глубокими очагами, см. главу 19). Расстояния Δ приводятся в градусах дуги большого круга. (См. фиг. 17-8, 17-9 и 17-9А)

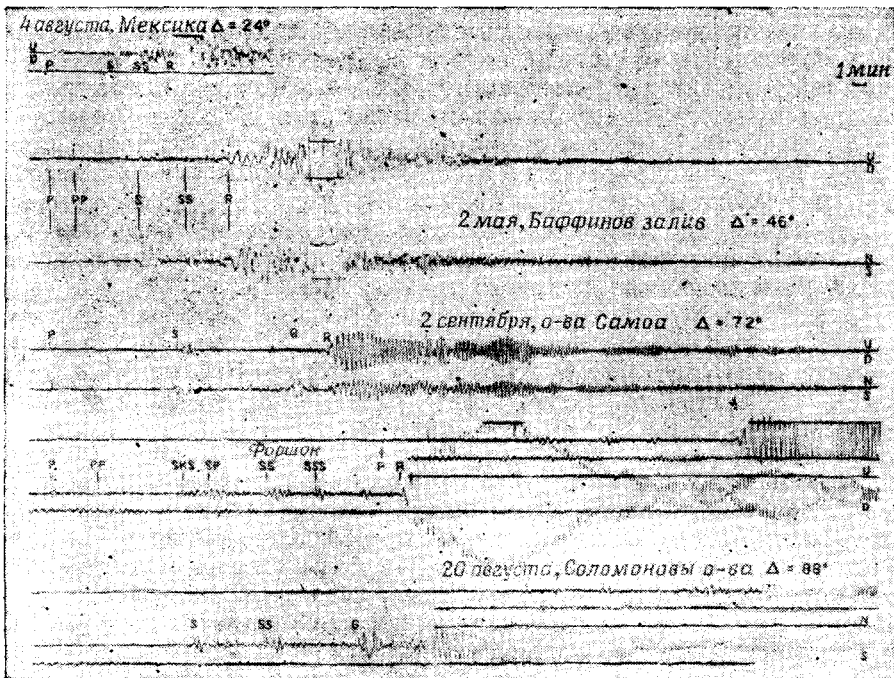


Фиг. 17-8. Типичная запись, сделанная сейсмографом Милна без затухания, горизонтальный маятник; запись 17 августа 1906 г. Вспомогательная обсерватория Пейссли; толчок в Вальпарайзо (Чили); (воспроизведено Международной сейсмологической ассоциацией).

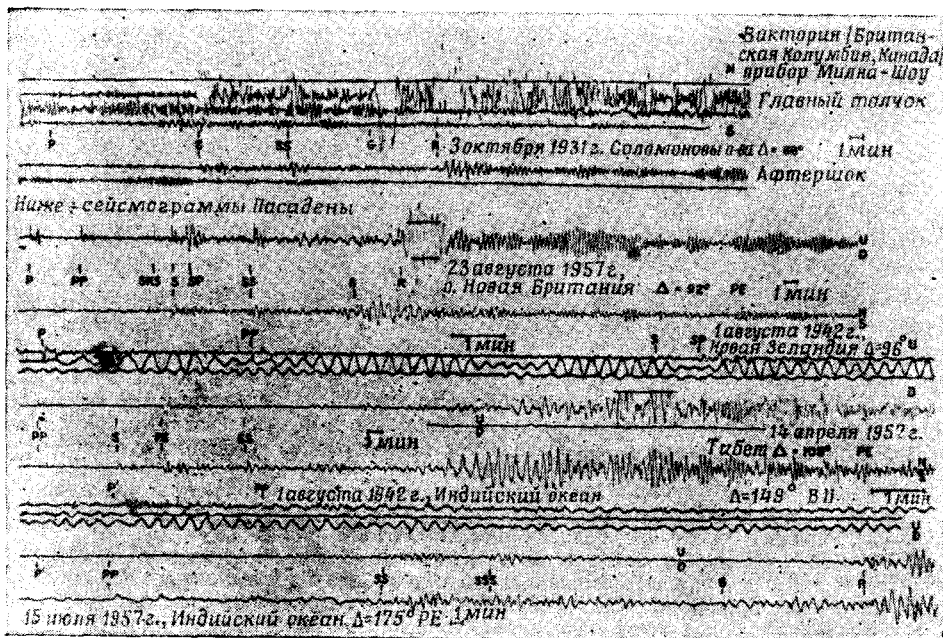
0—1°. Резкие *P*- и *S*-фазы, разделенные интервалом от 2 до 15 сек.

1—5°. Сейсмограммы сохраняют вид, характерный для местных землетрясений, но группы *P* и *S* уже сложны и от колебания к колебанию их амплитуды нарастают.

5—12°. Амплитуды и четкость фаз *P* и *S*, как правило, убывают с увеличением расстояния, особенно в конце этого интервала. Характер сейсмограмм, соответствующих различным путям лучей, часто совершенно различен. Иногда близ 9° отмечаются очень резкие короткие периоды в фазах *P* и *S*. Часто отмечаются большие длиннопериодные поверхностные волны с относительно резким вступлением (*iG*); вступления, относи-



Фиг. 17-9. Типичные сейсмограммы неглубоких удаленных землетрясений, записанные сейсмографом Пресса — Юинга ($T_0=30$, $T_1=90$) в 1957 г.
 Обозначения компонент: U (верх), D (низ) — вертикальная; N (север), S (юг) — меридиональная.



Фиг. 17-9А. Типичные сейсмограммы неглубоких удаленных толчков.
 Обозначения компонент: U (верх), D (низ) — вертикальная; N (север), S (юг) — меридиональная;
 PE — сейсмограф Пресса — Юинга ($T_0=30$, $T_1=90$); В II — сейсмограф Бенюффа ($T_0=1$, $T_1=90$).

мые к S , могут быть на самом деле фазой iG или же короткопериодной фазой Lg , которая бывает наложена на iG при континентальном пути луча.

13—26°. P и S фазы, которые почти исчезли при 12°, появляются вновь — P близ 13°, а S близ 18° — со сравнительно большими амплитудами и длинными периодами¹.

26—37°. Фазы PcP , ScP , ScS часто интенсивны; для первых двух — особенно вертикальная компонента. Фазу ScS изредка можно выделить в виде резкого сравнительно короткопериодного импульса, наложенного на длинные волны групп G и R . Фаза S отличается сравнительно большим периодом, особенно после 33°; обычно ее горизонтальная компонента больше вертикальной (это помогает отличить ее от ScP). Около 38° пересекаются два годографа; ложная оценка фазы ScP , как S , является обычной ошибкой, которая приводит к большой путанице, когда обе фазы не находятся близко друг от друга.

38—84°. Здесь первое вступление P мало, но быстро возрастает при увеличении расстояния. В этом интервале расстояний вступления фаз P и S обычно вполне определены, так что временной интервал между ними (он увеличивается от 6 мин 10 сек до 10 мин 15 сек) является надежной мерой эпицентрального расстояния. Примерно между 40° и 55° в фазе S преобладают большие периоды, так что при использовании короткопериодных сейсмографов возможны очень малые амплитуды записи.

На протяжении всего интервала, кроме нескольких последних градусов, интенсивна фаза PP , особенно если точка ее отражения находится на континенте.

Фаза $P'P'$ имеет фокус около 75°; изредка ее амплитуда столь же велика, как и у P -фазы того же толчка, но обычно она имеет явно больший преобладающий период. Через несколько минут после фазы $P'P'$ вступает фаза $SKPP'$; часто она интенсивнее, и ее могут ошибочно принять за $P'P'$. Фокус фазы $P'P'P'$ близок к 65°, но обычно она видна только на сейсмограммах глубоких землетрясений.

84—103°. Обычно легко определить, что сейсмограмма относится к этому интервалу, однако точнее определить расстояние трудно. Фаза SKS вступает здесь раньше фазы S и позже фазы P примерно на 10 мин 20 сек—10 мин 30 сек. Поэтому к любому сообщению о выделении фазы S , вступающей через указанный интервал после P , следует относиться с подозрением, хотя возможно, что она была выделена правильно. Фаза SKS самая ранняя из сложной серии вступлений, которые трудно как разделить, так и опознать и к которым относятся фазы $SKKS$, S и SP или PS . Так как фаза SKS в ядре представляет продольную волну, то она всегда поляризована в вертикальной плоскости и, значит, не имеет горизонтальной компоненты, перпендикулярной к большому кругу, проходящему через эпицентр и станцию. Это обстоятельство можно использовать, чтобы убедиться в том, что данное вступление с тангенциальной компонентой не является фазой SKS ; отметим, однако, что у фазы SP и иногда у S горизонтальная компонента бывает радиальной, как и у фазы SKS . Фаза SKS относительно слаба до 90°, но затем усиливается и остается интенсивной, безусловно, далее 103°. Фаза S интенсивна особенно близ 95°.

В этом интервале фаза PP часто сильнее, чем P , за которую ее иногда ошибочно принимают; фаза P опережает PP примерно на 4 мин. Приблизительно около 95° и далее короткопериодные вертикальные приборы начинают регистрировать фазу $PKKP$. Если эту фазу удается найти, это помогает уточнить расстояние.

105—128°. Первой интенсивной фазой обычно является PP . Раньше ее подходит фаза P'' , которая на записи вертикальной компоненты может быть интенсивным короткопериодным вступлением. Дифрагированная волна P , вступающая примерно на 4 мин раньше, чем PP , обычно представлена длиннопериодными колебаниями, иногда состоящими всего из одной или двух волн; ее регистрируют только при сильных землетрясениях. Фаза $PKKP$ имеет фокус около 120°; обычно ее находят на записях короткопериодных приборов (особенно вертикальных). Фаза SKS интенсивна и медленно ослабевает при увеличении расстояния. На записях короткопериодных приборов иногда видна слабая четкая фаза, которая так же связана с фазой SKP , как фаза P'' с P' .

Фазы PP и PS интенсивны, особенно в интервале 115°—125°. Обычная и элементарная ошибка состоит в их отождествлении с фазами P и S , вследствие чего дается неверная оценка расстоянию — около 80°. Так получается, как правило, из-за пренебрежения данными поверхностных волн, ибо при 80° поверхностные волны вступают примерно через 10 мин после фазы S и достигают максимума еще через несколько минут, а при

¹ Английские сейсмологи во главе с Джеффрисом объясняют этот эффект второстепенной границей в оболочке — «20-градусным разрывом». Их интерпретация основана почти исключительно на временах пробега. Гутенберг и другие, рассматривая относительные амплитуды, предпочли идею о канале с низкой скоростью в оболочке, который Гутенберг позднее назвал «каналом астеносферы». По-видимому, это каналовые волны, связанные с данным каналом, как и с каналом в литосфере, о котором говорится в следующей главе.

расстоянии 120° первые поверхностные волны подходят примерно через 20 мин после фазы PS и не достигают максимума меньше чем за полчаса.

$129—141^\circ$. В этом интервале, около 132° , находится фокус фазы SKP . Близ этого расстояния группы волн SKP и PKS обычно образуют самое большое вступление в начальной части сейсмограммы, и в их совместных колебаниях почти всегда сильнее горизонтальная компонента.

Фаза P'' , как и требует теория, оказывается сложной: еще до вступления главной фазы короткопериодные сейсмографы обычно в течение 5—10 сек записывают слабые колебания. Фаза PP , обычно четкая, но не интенсивная, вступает примерно через 2 мин после P'' ; еще примерно через минуту вступает SKP . После 135° между фазой SKP и довольно интенсивной SS обычно нет явных вступлений, за исключением $P'KKP$ и $SK'KP$, которые заметны только на записях короткопериодных приборов (в данном интервале более интенсивна $SK'KP$).

$142—160^\circ$. Как только достигнуто фокальное расстояние фазы P' , она внезапно появляется, имея поразительно большие амплитуды по сравнению с остальной частью сейсмограммы. Она может быть ясно записана, даже когда отсутствуют признаки последующих колебаний (даже поверхностных волн). Фазы SKP не видно: близ 142° ее перекрывает PP , которая продолжает быть интенсивной. Фазы $SKKS$, $SKSP$ и PPS , сперва четкие, сходят на нет к 160° . Близ этого расстояния трудно выделить какую-либо четкую фазу, кроме P'_1 , P'_2 , PP и длиннопериодных колебаний, начинающихся фазой SS , а затем переходящих в поверхностные волны. Если две фазы P' выделены правильно, то интервал между ними позволяет довольно точно определить расстояние.

$160—180^\circ$. В этом интервале в начале сейсмограммы сравнительно спокойно вступают несколько четких фаз, после чего начинаются поверхностные волны, продолжительность которых, все время возраставшая на меньших расстояниях, теперь приближается к часу. Сейсмограмма, таким образом, напоминает запись двух отдельных возмущений. Обычно интенсивны каждая из фаз P'_1 , P'_2 , PP и PPP ; имеется и большая волна, которую часто ошибочно принимают за S -фазу и которая могла бы быть фазой $SKKS$, если бы она не вступала так поздно. Фазу PP часто четко регистрируют при центральных углах, превышающих 180° . Фаза PcP' интенсивна на коротком интервале расстояний, близких к ее фокусу 175° .

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ОБ ОШИБКАХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Большая часть обычных ошибок при интерпретации связана с использованием старых справочников и таблиц и с попытками насильно уложить все сейсмограммы в простую схему, характеризующую символами P , S , L . Часто главная ошибка состоит в том, что за S принимают какую-либо иную фазу, вроде PS , SKS , ScP , или (при больших расстояниях) ту фазу, которая, по-видимому, вступает позднее, чем следовало бы для фазы $SKKS$. Фазу SKP также иногда принимают за S . Указанные ошибки случаются еще чаще при интерпретации глубоких удаленных толчков или неглубоких удаленных толчков с магнитудой меньше 6. В этих случаях поверхностные волны плохо или вообще не регистрируются, так что отсутствует простой критерий для общей оценки рассматриваемого интервала расстояний.

Когда глубокие толчки интерпретируют как неглубокие, это приводит к особому роду ошибкам; о некоторых из них будет сказано в главе 19. В последнее время случаются и другие ошибки: явно неглубокие толчки с сильными поверхностными волнами рассматриваются как глубокофокусные, вследствие того что при интерпретации некоторые интенсивные и резкие фазы, вступающие после первого импульса (такие, как PcP или P'_2), ошибочно принимают за фазу pP , характерную для глубоких толчков. В равной степени небезопасно считать, что толчок должен быть глубоким просто потому, что поверхностные волны сравнительно слабы или не обнаружены; это может быть обусловлено особенностями пути луча или малой магнитудой, или очень большой амплитудой волны определенного типа (вроде P') близ ее главного фокуса.

Короче говоря, правильную интерпретацию обеспечивает рассмотрение всего, что есть на сейсмограмме, а не поспешный отбор данных, осуществляемый по заведенному порядку.

ЛИТЕРАТУРА

Теория сейсмических лучей в глубине Земли

Надлежащее рассмотрение вопроса можно найти в любом из общих справочников; преподаватели могут пожелать просмотреть Гёттингенские статьи «О волнах при землетрясениях» (см. литературу к главе I). Частные особенности хорошо разобраны у Буллена:

- Bullen K. E., *Theoretical Seismology*, 2nd. ed., Cambridge University Press (1953), Chapter VII, 108—122.
 Bullen K. E., Features of the travel-time curves of seismic rays, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1945), 5, 91—98.
 Inglada V., Estudio sobre la propagación de las ondas sísmicas, Instituto geográfico y catastral, Servicio de sismología, Madrid (1945), 1—347. (Рекомендуется для тех, кто хочет изучать предмет на испанском языке.)
 О вычислении скоростей см. приложение VI; о коэффициентах отражения и преломления — приложение VII.

Строение Земли

(подробности; общая литература указана в конце главы I)

- Možorovičić A., Das Beben vom 8.X.1909, *Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums in Zagreb (Agram) für das Jahr 1909* (1910), 9, Part 4, 1—63. (Первая статья, где установлено существование разрывной границы у основания коры.)
 Poldervaart A., ed., The crust of the earth, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 62 (1955). (См. русский перевод, ИЛ, 1957.) Прочая литература по границе Моховичича и коре приводится в главе 18.
 Oldham R. D., The constitution of the earth, as revealed by earthquakes, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London (1906), 62, 456—475. (Выяснено влияние ядра на сейсмические волны, но из-за ошибок в детальной интерпретации сейсмограмм радиус ядра указан неверно.)
 Gutenberg B., Über die Konstitution des Erdinnern, erschlossen aus Erdbebenbeobachtungen, *Phys. Zeitschr.* (1913), 14, 1217—1218. (Предварительное сообщение; указан истинный радиус ядра.)
 Gutenberg B., Über Erdbebenwellen, VII-A. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers, *Göttinger Nachrichten* (1914), 1—52 (с картой).
 Gutenberg B., The structure of the earth as viewed in 1957, *Scientia* (печатается).
 Lehmann I., *Publ. bureau central seismologique international*, Ser. A. (1936), 14, 87—115. (Выдвинуто предположение о внутреннем ядре.)
 Gutenberg B., Richter C. F., P' and the earth's core, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1938), 4, 363—372.
 Jeffreys H., The times of the core waves, *ibid.* (1939), 4, 548—561, 594—615.
 Bullen K. E., Compressibility-pressure hypothesis and the earth's interior, *ibid.* (1949), 5, 355—368. (Выдвинуто предположение о том, что внутреннее ядро твердое.)
 Bullen K. E., The rigidity of the earth's inner core, *Ann. geofisica* (1953), 3, 1—10.
 Press F., Rigidity of the earth's core, *Science* (1956), 124, 1204.
 Gutenberg B., The 'boundary' of the earth's inner core, *Trans. Am. Geophys. Union* (1957), 38, 750—753. См. также литературу о волнах в ядре (ниже).

НАБЛЮДАЕМЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОБЪЕМНЫЕ ВОЛНЫ

(в первую очередь при поверхностных толчках)

Общая

- Jeffreys H., Bullen K. E., *Seismological Tables*. British Association for the Advancement of Science, London (1948).

- Jeffreys H., The times of P , S and SKS , and the velocities of P and S , *MNRAS Geophys. Suppl.* (1939), 4, 498—534.
- Neumann F., Principles underlying the interpretation of seismograms, *U. S. Coast and Geodetic Survey, Spec. Publ. № 254*, Govt. Printing Office, Washington, D. C. (1951).
- Gutenberg B., Richter C. F., On seismic waves, *G. Beitr.* (1934), 43, 56—133; (1935), 45, 280—360 (1936), 47, 73—131; (1939), 54, 94—136.
- Wadati K., et al., On the travel time of earthquake waves, *Geophys. Mag.* (1933), 7, Part I, 87—99 (with K. Sagisaka and K. Masuda); Part II, 101—111; Parts III, IV, 113—137, 139—153 (with S. Ōki); Part V (with K. Masuda), 269—290.
- Byerly P., The first preliminary waves of the Nevada earthquake of December, 20, 1932, *BSSA* (1935), 25, 62—80.

Волны в ядре

Литература, приведенная выше в «Строении Земли», а также:

- Lehmann I., *ScPcS, G. Beitr.* (1929), 23, 369—378.
- Gutenberg B., Richter C. F., On $P'P'$ and related waves, *ibid.* (1932), 41, 149—169.
- Gutenberg B., *PKKP, P'P'*, and the earth's core, *Trans. Am. Geophys. Union* (1951), 32, 373—390.
- Denson M. E., Jr., Longitudinal waves through the earth's core, *BSSA* (1952), 42, 119—134.
- Forester R. D., *SKP* and related phases, *ibid.* (1956), 46, 185—201.
- Båth M., The density ratio at the boundary of the earth's core, *Tellus* (1954), 6, 408—414.

Необъясненные фазы

- Gutenberg B., Unexplained phases in seismograms, *BSSA* (1949), 39, 79—92. (Материалы по нескольким надежным томограммам; некоторые из них могут соответствовать отражениям от второстепенных границ в оболочке.)

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОЛНЫ И КАНАЛОВЫЕ ВОЛНЫ

Общая

См. литературу к главе 1, а также:

- Gutenberg B., Channel waves in the earth's crust, *Geophysics* (1955), 20, 283—294.
- Gutenberg B., Wave velocities in the earth's crust, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 62 (1955), 19—34.

T-волны

- Linehan D., Earthquakes in the West Indian region, *Trans. Am. Geophys. Union* (1940), 229—232.
- Tolstoy I., Ewing M., The T phase of shallow—focus earthquakes, *BSSA* (1950), 40, 25—51.
- Ewing M., Press F., Worzel J. L., Further study of the T phase, *ibid.* (1952), 42, 37—51.
- Ewing M., Press F., Mechanism of T wave propagation, *Ann. géophysique* (1953), 9, 248—249.
- Byerly P., Herrick C., T phases from Hawaiian earthquakes, *BSSA* (1954), 44, 113—121.
- Coulomb J., Molard P., Propagation des ondes séismiques T dans la mer des Antilles, *Ann. géophysique* (1952), 8, 264—266.
- Wadati K., Inouye W., On the T phase of seismic waves observed in Japan, *Proc. Japan Acad.* (1953), 29, 47—54. Second paper, *Geophys. Mag.* (1954), 25, 159—165; reprinted, *Proc. 8th Pacific Science Congress*, 2A, 783—792.
- Båth M., A study of T phases recorded at the Kiruna seismograph station, *Tellus* (1954), 6, 63—72.
- Burke-Gaffney T. N., The T -phase from the New Zealand region, *Journ. and Proc. Royal Soc. New South Wales* (1954), 88, 50—54.

Фазы *Lg* и *Rg*; *Pa* и *Sa*; *Li* и *Pg* и т. д.

- Press F., Ewing M., Two slow surface waves across North America, *BSSA* (1952), 42, 219—228.
- Báth M., The elastic waves *Lg* and *Rg* along Euroasiatic paths, *Arkiv Geophysik* (1954), 2, 295—342.
- Báth M., Some consequences of the existence of low-velocity layers, *Ann. geofisica* (1956), 9, 411—450.
- Báth M., A continental channel wave guided by the intermediate layer in the crust, *Geofisica pura e applicata* (1957), 38, 19—31.
- Oliver J., Ewing M., Press F., Crustal structure of the Arctic regions from the *Lg* phase, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1955), 66, 1063—1074.
- Oliver J., Ewing M., Higher modes of continental Rayleigh waves, *BSSA* (1957), 47, 187—204; (1958), 48, 33—49.
- Caloi P., L'astenosfera come canale — guida dell' energia sismica, *Ann. geofisica* (1954), 7, 491—501.
- Press F., Gutenberg B., Channel waves *Pg* in the earth's crust, *Trans. Am. Geophys. Union* (1956), 37, 754—756.

Вариации широты

- Lambert W. D., The Variation of Latitude, Chapter 16, 245—275, in *Natl. Research Council, Bull. 78; Physics of the Earth, II, Figure of the Earth*, Washington, D. C. (1931).
- Wahl E., Über die periodischen Eigenschaften der Polbahn, *Zentr. Geophysik, Meteorologie, Geodäsie*, (1939), 4, 1—10.

Монографии

Эти несколько работ, которые не рассматривались подробно в нашей книге, представляют примеры анализа сейсмограмм, полученных со всех станций для одного данного землетрясения.

- Rudolph E., Szirtes S., Das kolumbianische Erdbeben vom 31. Januar 1906, *G. Beitr.* (1911), 11, 132—199, 208—275. (Взята как пример одного из первых исследований.)
- Hodgson E. A., The *P* and *S* curve resulting from a study of the Tango earthquake, Japan, March 7, 1927, *BSSA* (1932), 22, 38—49. (См. также стр. 270—287.)
- Byerly P., The Montana earthquake of June 28, 1925, *ibid.* (1926), 16, 209—265.
- Lehmann I., The earthquake of 22. III. 1928, *G. Beitr.* (1930), 28, 151—164.
- Macelwane J. B., The South Pacific earthquake of June 26, 1924, *ibid.* (1930), 28, 165—227.

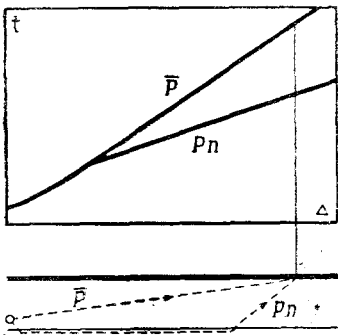
См. также литературу к главам 18 и 19 и хронологическую библиографию в приложении XVI.

Сейсмические волны на малых эпицентральных расстояниях

Pn и \bar{P}

НАБЛЮДЕНИЯ

Мохоровичич сделал свое фундаментальное открытие в 1909 г., изучая сейсмограммы землетрясения с эпицентром в Кroatии, которое произошло недалеко от его станции в Аграме (Загреб). Впоследствии подобные наблюдения проводились и в других местах, включая Калифорнию, Новую Зеландию, Японию и Центральную Азию. Было установлено, что существует некоторое критическое эпицентральное расстояние, обычно в диапазоне 100—150 км. На более близких расстояниях станции регистрируют группы волн P и S , как начальные, четко выраженные фазы, сопровождаемые более слабым движением. За критическим расстоянием волны P и S начинаются с относительно слабого длиннопериодного движения, обозначаемого Pn или Sn , которое сопровождается вскоре по крайней мере одним большим короткопериодным импульсом с четко выраженным вступлением. Мохоровичич нашел, что годограф Pn представляет непрерывное продолжение годографа первой волны P , записанной на телесеизмических расстояниях. Он идентифицировал последнюю отчетливую фазу, названную им \bar{P} , с резким первым вступлением на самых близких расстояниях. Кажущиеся скорости \bar{P} и Pn ,



Фиг. 18-1. Pn и \bar{P} . Годографы волн и интерпретация по Мохоровичичу.

определенные по их годографам, равны соответственно 5,5 и 8,2 км/сек. Последнее значение скорости выше, чем найденное в 1909 г., вследствие применения приборов с большей чувствительностью, показавших более раннее вступление сравнительно слабой первой волны Pn .

Простейшая интерпретация, принятая Мохоровичичем, схематически показана на фиг. 18-1. Предположим, что скорости выше и ниже некоторой горизонтальной поверхности постоянны и равны соответственно 5,5 и 8,2 км/сек. Заметим, что в предполагаемой схеме и при дальнейшем обсуждении не учитывается кривизна Земли и этой поверхности; поправка на кривизну привела бы к снижению расчетной скорости в нижней среде до вели-

чины несколько меньшей, чем наблюдаемая кажущаяся скорость 8,2 км/сек. \bar{P} интерпретируется как прямой луч в направлении к регистрирующей станции; Pn — волна, преломленная горизонтально ниже границы. С увеличе-

нием расстояния большее значение скорости постепенно компенсирует более длинный путь и, начиная с некоторого критического расстояния, Pn вступает раньше, чем \bar{P} . Так как угол преломления равен 90° , угол падения выше границы, определяемый из соотношения $\sin i = 5,5/8,2 = 0,67$, приблизительно равен $i = 42^\circ$. Теоретические годографы показаны на фиг. 18-1 (вверху). Для Pn это прямая линия; тогда как для \bar{P} годограф представляет гиперболу, асимптотически приближающуюся к прямой линии, проходящей через начало координат с наклоном, соответствующим скорости $5,5 \text{ км/сек}$. Формулы для расстояний и времен вступления Pn даны в приложении IX. Для Pn , полагая $\Delta = 0$, мы не получим $t = 0$: прямая линия не проходит через начало координат. Время, полученное путем экстраполяции годографа Pn к $\Delta = 0$, иногда называют «временем в эпицентре»; но это неверно, так как на самом деле в эпицентре вступает волна \bar{P} , а ее время не совпадает с экстраполированным временем Pn .

ТЕОРИЯ

Интерпретация волны Pn , как преломленной под углом 90° , связана с серьезными теоретическими трудностями¹. Если предположить, что цуг плоских волн преломляется под данным углом, то расчеты показывают, что энергия, возвращающаяся к поверхности, должна быть очень мала. Хотя Pn и не является относительно сильной волной на сейсмограмме, все же ее амплитуды слишком велики, чтобы удовлетворить простейшей теории. Противоречие частично устраняется при рассмотрении точечного источника и сферического начального волнового фронта. В этом случае теория приводит к более приемлемым амплитудам, но математически представляет большие трудности. Преломление этого типа, в котором начальный сферический волновой фронт в результате преломления становится коническим и движется к поверхности, демонстрировалось экспериментально Шмидтом и другими.

МОХО

Поверхность, разделяющая области с более низкой и более высокой скоростью, называется границей Мохоровичича. В последнее время стало общепринятым несколько вольное, но более удобное сокращенное название «Мохо». (Чтя память выдающегося исследователя, мы приносим извинения за употребление здесь этого сокращения.) Область между Мохо и поверхностью Земли в соответствии с терминологией, принятой в этой книге, будет называться земной корой.

P* И СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАЛИФОРНИИ

ГРАНИЦА КОНРАДА

Последующее изучение сейсмограмм привело к дальнейшему усложнению представлений о строении земной коры, заключающемуся главным образом в разделении коры на большее число слоев. В Европе Конрад наблю-

¹ В настоящее время эти трудности преодолены. Математическая теория головных волн — типа Pn на фиг. 18-1 — уже достаточно разработана, а для облегчения численных расчетов при разных параметрах контактирующих слоев составлены подбные таблицы. — Прим. ред.

дал между Pn и \bar{P} слабое, но отчетливое вступление, которое он назвал P^* и приписал его преломлению в промежуточном слое со скоростью 6,5 км/сек. Этот слой был назван слоем Конрада, а его верхняя граница — границей Конрада. Правильность употребления этой терминологии в других местах, как, например, в Калифорнии, весьма сомнительна, так как почти достоверно известно, что структура коры существенно различается в деталях от района к району.

Джефрис (Jeffreys, 1926) и другие интерпретировали границу Конрада как границу между слоем преимущественно гранитного состава, находящегося выше нее, и базальтовым слоем, залегающим ниже, и для соответствующих преломленных волн предложили обозначения Pg и Pb . Использование этих обозначений подкреплялось более ранними геологическими умозрительными представлениями, но, по-видимому, это было неправильно. Даже если эти два слоя действительно существуют, то сомнительно, чтобы термины «гранитный» и «базальтовый» определяли их в том смысле, который удовлетворял бы петрологов. Для гранитных пород под давлением лабораторные данные показывают в основном скорости продольных волн, равные скорее 6 км/сек, чем 5,5 км/сек¹. Скорость около 8 км/сек, свойственная волне Pn , была найдена в дунитах и других породах с большим содержанием оливина, которые, как часто полагают, образовались на большой глубине.

СЛОИ В КАЛИФОРНИИ

В Калифорнии Гутенберг нашел 4 группы волн, которые могут быть приписаны преломлению; это приводит к предположению о двух промежуточных слоях. Последний, исправленный вариант этой интерпретации, относящийся к 1944 г., представлен на фиг. 18-2. Хотя он достаточно хорошо соответствует наблюдаемым данным и эпицентры определялись с его помощью вполне удовлетворительно, эта схема теперь устарела. Она дана здесь для читателей, которые могут столкнуться с упоминанием о ней в литературе.

Толщина	v	v
$17\frac{1}{2}$ км	5,58 км/сек	3,26
$14\frac{1}{2}$ км	6,03	3,64
4 км	6,91	4,08
	8,0	4,4

Фиг. 18-2. Структура земной коры и скорости сейсмических волн в южной Калифорнии, по Гутенбергу, 1944 г. (схема устарела). Предполагалось, что гипоцентры находятся на уровне первой границы. Толщина слоев принята равной мощности слоев на побережье южной Калифорнии; толщина верхних двух слоев одинакова, мощность третьего слоя (ближе к востоку) — скорее 10 км, чем 4 км, а вблизи гор Сьерра-Невада — около 30 км; это определяет здесь залегание Мохо на глубине свыше 60 км вместо 37 км

¹ Детальные исследования земной коры советскими учеными особенно по методу глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) показывают, что в континентальной коре обычно выделяются три главных слоя: 1) осадочный — с изменчивыми скоростями, как правило, не достигающими 6 км/сек; 2) «гранитный» — со скоростью около 6 км/сек и 3) «базальтовый» — со скоростями около 6,5 и глубже 7,2 км/сек. Граница между «гранитным» и «базальтовым» слоями местами бывает нерезкой, но значительное уве-

«КОРНИ» СЬЕРРЫ-НЕВАДЫ

Сейсмологические доказательства существования «корней» Сьерры-Невады были впервые даны Байерли (Byerly, 1938). Исследования сейсмограмм землетрясений в Береговых хребтах Калифорнии показали, что при построениях эпицентры должны были бы расположиться явно слишком далеко к западу, если только вступления на станциях в долине Оуэнс-Велли (Тинемаха и Хейви) не задерживаются на целых 2—3 сек. Такая задержка может происходить, если континентальные породы коры под Сьеррой-Невадой опущены на относительно большую глубину, а над ними находятся породы со скоростью заметно ниже 8 км/сек. В результате вступление P_n должно запоздать или же оказаться срезанным, и первой должна вступать одна из более поздних волн, изученных Гутенбергом (Gutenberg, 1943).

Существование под большой горной системой мощных «корней», сложенных континентальными породами, согласуется с наблюдениями силы тяжести, которые ведут к гипотезе об изостазии. Наличие «корней» Сьерры-Невады подтверждается Оливером, использовавшим значения силы тяжести в 1500 точках (Oliver, 1956).

ОТРАЖЕННЫЕ ВОЛНЫ

Схема 1944 г., представленная на фиг. 18-2, была установлена не только в результате интерпретации преломления волн. Наблюдались сильные отражения от Мохо и, по-видимому, также от следующей вышележащей границы. В главе 4 упоминалось, что отражения от Мохо наблюдались при землетрясении Уиттиер 1929 г. (фиг. 4-6). Подобные отражения как продольных, так и поперечных волн, систематически наблюдались на станциях южной Калифорнии. Хорошие примеры записи, сделанной в 1953 г., показаны на фиг. 4-7. Подобные факты публиковались неоднократно, поэтому работники в Пасадене были удивлены, узнав, что некоторые известные сейсмологи не знают этих наблюдений или не склонны их признавать. Даже в последних опубликованных дискуссиях высказывается сомнение относительно резкости и даже реальности Мохо в Калифорнии. Такие замечания иногда подтверждаются ссылкой на неудачу Тьюва и Тэйтла, проводивших исследования со взрывом в южной Калифорнии в 1949 г. с целью найти волны, отраженные от Мохо. Это была буквально неудача и ничего больше. Убедительны не только записи землетрясений; в 1953 г. д-р Шор записал отражения (хотя менее четко выраженные) продольных волн, возбуждаемых взрывами в карьерах. На близких расстояниях от карьера основные отражения появляются на записи через 10 сек после момента взрыва; более слабое отражение, вступающее на 1 сек раньше, вероятно, соответствует границе, расположенной выше. (Ср. с данными, приведенными в главе 4.)

личение скорости в нижней части коры, как правило, не вызывает сомнения. При менее детальных работах «базальтовый» слой иногда не выделяется. Употребляемые в сейсмологии названия слоев условны. В «гранитном» слое, кроме собственно гранита, могут находиться и другие породы, в частности метаморфизованные осадки. «Базальтовый» слой пока еще (1962 г.) не достигнут буровыми скважинами, и о его составе можно лишь строить предположения. Однако допущение о преимущественно базальтовом (габбро) составе этого слоя не противоречит лабораторным исследованиям горных пород при надлежащих давлениях и температурах (См. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», сборник докладов, Гостехиздат, Л., 1962.)—*Прим. ред.*

ПОВТОРНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

НАБЛЮДЕННЫЕ ВЫСОКИЕ СКОРОСТИ

После 1944 г. от гипотезы о существовании нескольких внутренних границ в коре в основном отказались. Ревизия была вызвана накоплением экспериментальных данных о скорости первых вступлений P при искусственных взрывах, таких, как взрывы в карьерах при точном определении момента взрыва. Эта скорость определялась почти всегда 6 км/сек , а не $5,5 \text{ км/сек}$. Волны с меньшей скоростью, конечно, тоже выделялись, но на очень коротких расстояниях, когда их пути пролегли через осадочные или даже неуплотненные породы. Но при взрывах, достаточно сильных для того, чтобы волны распространились на далекие расстояния, неизменно появлялась волна с большей скоростью. Первые наблюдения такого рода были сделаны в северной Германии на обнажениях мезозоя, но они не могут иметь большого значения, так как из лабораторных данных следует, что в некоторых осадочных породах можно ожидать большего значения скорости, чем в гранитах. Однако средняя скорость первой волны, записанной в Пасадене при взрыве 1931 г. близ Викторвилла, которая распространялась главным образом через кристаллические породы гор Сан-Габриель, оказалась также близкой к 6 км/сек . Ходжсон (Hodgson, 1953) получил почти такую же скорость при промышленном взрыве в области Канадского щита.

В 1949 г. многочисленными постоянными и временными станциями был записан большой взрыв в карьере близ Короны — южная Калифорния. Для многих путей и в этом случае была получена скорость, равная 6 км/сек . Такие результаты трудно объяснить какими-то особыми местными условиями. Но эти данные не соответствуют также хорошо наблюдаемой в сейсмологии скорости $5,5 \text{ км/сек}$ для \bar{P} . Наивное предположение, что скорость уменьшается с глубиной и что именно поэтому более высокое значение скорости наблюдается для поверхностных взрывов и более низкое для землетрясений, непременно приводит к абсурду. Действительно, при таком распределении скорости лучи, идущие от гипоцентра землетрясения к поверхности, должны были бы изгибаться книзу, и тогда волны со скоростью $5,5 \text{ км/сек}$ вообще не могли бы наблюдаться.

\bar{P} — не p

Гутенберг разрешил этот вопрос, допустив, что \bar{P} — непрямая волна из гипоцентра. Скорость \bar{P} определяется главным образом из записей на относительно больших расстояниях, свыше 150 км , где следует за Pn . Для определения непосредственно скорости первых волн на расстояниях, меньших 100 км , имеется немного хороших исходных данных. Однако в 1949 г. в южной Калифорнии в районе, где часто наблюдаются слабые толчки, была организована густая сеть станций. В течение нескольких месяцев были получены записи для каждого из семи слабых землетрясений на 6—8 станциях в пределах до 120 км от эпицентра. Эти данные могли быть использованы для нахождения скорости первых вступлений при простом предположении, что скорости постоянны. Наиболее вероятное значение скорости для всей группы записей оказалось $6,34 \text{ км/сек}$. Это значение и было принято за среднюю скорость в интервале глубин от гипоцентров до земной поверхности. Соответствующая средняя глубина гипо-

центров была определена равной 16 км. Теперь прямая волна на коротких расстояниях обозначается p , а обозначение \bar{P} сохраняется для волны 5,5 км/сек.

Обработка более поздних записей, таких, как записи землетрясений Керн-Каунти 1952 г., показывает, что этот результат вполне пригоден для большинства толчков, записанных в южной Калифорнии. Для нескольких толчков глубина очага оказалась ближе к 10 км, чем к 16 км, и по этим землетрясениям, по крайней мере для ограниченных площадей, были получены указания на наличие вблизи поверхности относительно низкого значения скорости, равного приблизительно 5 км/сек. (Для коротких путей вблизи поверхности земли в почти невыветрелых гранитах района Йосемите при небольших взрывах получается значение скорости 5,5 км/сек.) Это низкое значение скорости в самом верхнем слое не имеет отношения к объяснению волн \bar{P}^1 .

\bar{P} КАК КАНАЛОВЫЕ ВОЛНЫ

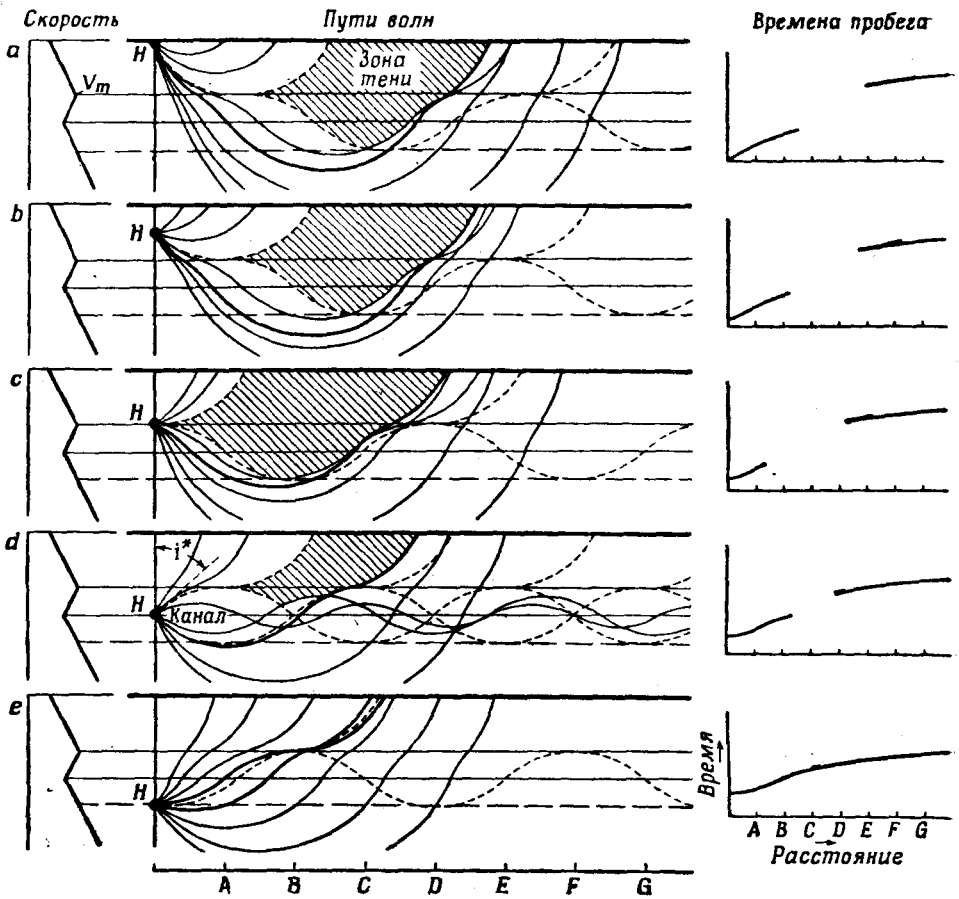
Гутенберг считал \bar{P} каналовыми волнами, распространяющимися в слое с относительно малой скоростью внутри коры (фиг. 18-3), который он назвал литосферным каналом. Такие каналовые волны могут распространяться со скоростью, меньшей, чем наименьшая скорость для объемных волн на уровне канала, подобно тому как скорость релеевских волн меньше, чем скорость соответствующих объемных волн. Энергия каналовых волн убывает с расстоянием медленнее, чем энергия объемных волн. Это находится в соответствии с большой интенсивностью записей волн \bar{P} , которые должны представлять собой утечку энергии из канала к поверхности. Канал с пониженной скоростью может быть связан с ослабленной зоной внутри коры, находящейся на определенной глубине. Это хорошо согласуется с расположением гипоцентров на данной глубине.

На основе этого можно составить некоторое представление относительно скоростей или физических условий на глубинах между каналом в литосфере и Мохо. Волна, вначале названная Pm , со скоростью около 7 км/сек, может быть в действительности преломленной в слое толщиной в несколько километров, лежащем над Мохо, верхней граница которого объясняет более раннюю из двух отраженных волн. Однако сложность записи позволяет допускать, что и эта волна также может быть каналовой.

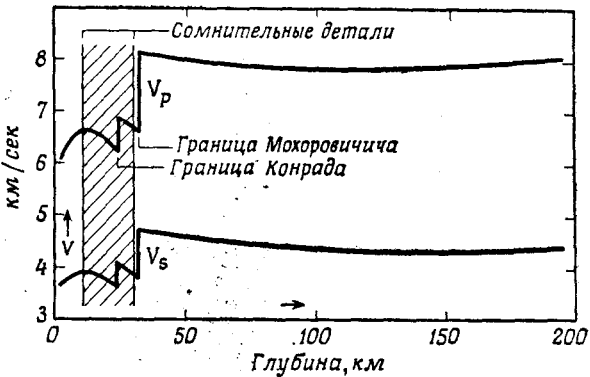
Требуется также некоторое уточнение интерпретации самой границы Мохо. Если предположить, что выше Мохо скорости более высокие, то граница неизбежно должна быть ближе к поверхности; в южной Калифорнии, например, она на глубине приблизительно 29 км, а не 37 км. Однако это не влияет на интерпретацию отраженных волн.

Ориентировочный график зависимости скорости от глубины по Гутенбергу дан на фиг. 18-4 (Gutenberg, 1955).

¹ Это мнение, а также последующее объяснение волн \bar{P} наличием особой зоны — канала пониженных скоростей внутри коры (как показано на фиг. 18-3 и 18-4) — не бесспорны. Волны \bar{P} , распространяющиеся в верхней части коры (слои: осадочный + «гранитный») и наблюдаемые на больших расстояниях от источника, имеют, несомненно, сложный, интерференционный характер. Их скорость зависит от свойств, в частности от скоростей всех слоев этой верхней части коры. Для этого нет необходимости допускать повсеместное существование специальной зоны пониженных скоростей внутри коры. — Прим. ред.



Фиг. 18-3. Влияние канала с малой скоростью на распространение волн (Гутенберг)



Фиг. 18-4. Предполагаемое распределение скорости в верхней 200-километровой толще Земли (Гутенберг, 1955).

МОХО В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

Большое количество локальных примеров существования Мохо в настоящее время позволяет сделать некоторые обобщения. В тех районах, которые можно считать нормальными континентальными районами, Мохо определяется различными методами на глубине в пределах от 30 до 40 км. Тэйтел и Тьюв (Tatel, Tuve, 1956) нашли ее приблизительно на такой же глубине под высоким плато Колорадо. Под более высокими и молодыми горами эта граница погружается примерно до 60 км, как, например, под Сьеррой-Невадой и, вероятно, под Альпами¹. Глубины 50—60 км найдены также на Кавказе и в Средней Азии (включая Тянь-Шань).

Под Аппалачами по современным данным глубина Мохо составляет только около 45 км. В большинстве же мест восточной части Северной Америки глубина этой границы, по-видимому, близка к нормальному уровню. В западном Трансваале (Южная Африка) для Мохо была найдена глубина 35 км. На Аляске, как сообщают Тэйтел и Тьюв, глубины Мохо находятся в пределах 31—34 км.

Согласно последним исследованиям Прессом (Press, 1956) фазовой скорости релейских волн, пересекающих Тихий океан и достигающих Пасадены и других Калифорнийских станций, в океане в области континентальной платформы у берегов южной Калифорнии (глава 27) граница Мохо должна лежать неглубоко. В области, непосредственно примыкающей к Пасадене, толщина коры в океане вблизи берега может составлять только половину ее нормального значения. Неглубокое положение Мохо в Новой Зеландии, около 20 км, было обнаружено Булленом по записям землетрясений и Оффисером по записям взрывов. Более полная публикация Эйби сообщает о четырех слоях, общей мощностью несколько большей 18 км. На основании записей атомных взрывов в центральной Австралии глубина Мохо была установлена равной 35 км или несколько больше.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

Вследствие изоляции некоторых хороших сейсмологических станций, находящихся в океанических областях, трудно использовать их записи для анализа локальной структуры. В последние несколько лет больших результатов добились при использовании искусственных взрывов. Большинство из них представляло малые заряды у поверхности океана; запись велась на борту удаленных кораблей. Таким путем удалось записать преломленные волны от слоев, лежащих под дном океана, и определить их скорости с большим приближением.

Во многих океанических районах, исследованных таким способом, Мохо определяется почти всегда на глубине 10—11 км ниже уровня моря. Пожалуй, наилучшие наблюдения переходной зоны от океана к континенту были сделаны вблизи восточного побережья Соединенных Штатов², где Мохо под-

¹ Современные данные, далеко не полные, свидетельствуют об определенном различии: под Альпами, вероятно, вся кора утолщается и погружается, тогда как под Сьеррой-Невадой утолщаются только части коры ниже каналов, которым обязаны волны *P* и *Lg*. Если это в самом деле так, то указанные особенности могут быть приписаны различиям в более поздней тектонической истории этих двух районов. Под Тянь-Шанем Гамбурцев нашел «гранитный» слой толщиной только 15—20 км; более глубокий слой, простирающийся до глубины 60 км, он считает базальтовым.

² В период третьего Международного геофизического года (1957—1958 гг.) более подробные наблюдения были проведены в переходной зоне от азиатского континен-

нимается с глубины 30 км до 15 км на протяжении около 200 км в горизонтальном направлении и затем более постепенно до 10 км на расстоянии 500 км от берега. Большие океанические желоба показывают, по-видимому, противоположную аномалию; под осью желоба Тонга граница Мохо опускается по меньшей мере на 20 км ниже уровня моря (около 10 км ниже дна желоба), тогда как на его восточной стороне глубина Мохо составляет 12 км. Райт сообщает, что в Тихом океане Мохо находится на глубинах около 6 км ниже уровня моря примерно в 20 местах и на глубинах около 12 км — в 6 других точках.

Срединноатлантический хребет (глава 25) — это погруженный горный хребет и как таковой имеет континентальную структуру. Еще нет достаточно достоверных данных для решения, опускается ли там Мохо до континентального уровня. Менее доступные хребты в Индийском и других океанах имеют, вероятно, тот же характер.

Итон (Eaton, 1957) сообщает, что под Гавайями Мохо находится на глубине 30 км.

СЕЙСМОГРАММЫ НА КОРОТКИХ РАССТОЯНИЯХ

ТРЕБОВАНИЯ К ПРИБОРАМ

Сравнительно мало можно получить от сейсмограмм местного землетрясения с эпицентрными расстояниями до 1000 км или 9° , если оно записано не с большой разверткой во времени, позволяющей определять времена с точностью до 0,1 сек. Это требует от приборов и персонала гораздо большей точности, чем при телесеismicических наблюдениях, когда обычно достаточна точность отсчета времен до одной секунды.

Первое вступление группы *P*, отсчет времени которого является наиболее важным, часто бывает слабым, в особенности на записи горизонтальной компоненты. В связи с этим от приборов требуется большая точность при высоком усилении, особенно на записи вертикальной компоненты, для периодов в диапазоне от 0,05 до 2 сек, которые преобладают на сейсмограммах местных землетрясений. Если такие приборы записывают более сильные местные толчки, то колебания, следующие за первым импульсом, обычно накладываются друг на друга или выходят за пределы шкалы. В полной программе наблюдений необходимы добавочные сейсмографы, работающие при более низком усилении, особенно если должны быть сделаны какие-либо определения в группе *S*-волн.

Если для главных записываемых волн в данном районе могут быть построены стандартные годографы, то для многих целей эпицентры можно определить с достаточной точностью, пользуясь обычными методами, чего часто бывает не вполне достаточно для решений важных геологических задач. Установление таких стандартных годографов, как показал горький опыт, требует большой группы станций с точной службой времени, создания непрерывно действующей сети со средним расстоянием между станциями не более 20 км друг от друга, которая дополняется затем добавочными устройствами для записи афтершоков и сильных искусственных взрывов.

та к Тихому океану. См. И. П. Косминская, С. М. Зверев, П. С. Вейцман, Ю. В. Тулина, Строение земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования, Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962 г. — *Прим. ред.*

Практически это выполнимо только в области, по крайней мере такой активной, как Калифорния, где землетрясения достаточно часты, чтобы получить результаты за ограниченное число лет. Дальнейшее обсуждение основывается главным образом на работах в Калифорнии; сравнимый опыт где-либо в другом месте может, однако, привести к другим методам и другим результатам¹.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Как и при телесеизмических наблюдениях, проблемы интерпретации возникают как в предварительной, так и в конечной стадии. Работа сети станций может выполняться в основном на головных станциях. Часто после сильного землетрясения необходимо немедленно сделать некоторые предварительные определения, не дожидаясь других данных. Это следует делать не только в интересах прессы или публики; должно быть принято быстрое решение в отношении выезда на место исследователей с легкой записывающей аппаратурой, чтобы избежать потери ценных данных.

Для предварительных целей расстояние оценивается по интервалу времени между группами P и S , обращая большое внимание на детали, насколько это возможно при данной скорости работы. Для сильных землетрясений чувствительные приборы записывают только время и направление первого движения и затем запись выходит за пределы шкалы. Отсутствующие детали, такие, как время S , могут быть получены из сейсмограмм, записанных приборами с низким усилением (сейсмографы сильных движений), или из записей афтершоков.

Направление может быть оценено по азимуту первого движения, как и при телесеизмических наблюдениях. Здесь могут быть значительные ошибки, так как в областях со сложной структурой возможна горизонтальная рефракция. Так, например, в Пасадене кажущееся направление часто определяется почти как северо-восточное для тех эпицентров, которые в действительности были восточнее или даже несколько юго-восточнее, в области, включающей Риверсайд. Это заставляет предполагать наличие относительно высоких скоростей под горами севернее прямого пути. Сасса обнаружил сильные, до 40° , отклонения сейсмических лучей в горизонтальном направлении в области вулкана Асо и объяснил их наличием больших разломов.

Даже для слабых толчков, которые не требуют особой срочности, предварительная интерпретация обычно выполняется на головной станции, не ожидая записей других станций. Понятно, что для научных целей лучше обрабатывать сейсмограммы на нескольких станциях независимо и затем только сопоставлять отсчеты, чтобы выявить ошибки распознавания волн и измерения времен.

Конечное сопоставление сделанных отсчетов обычно производится в процессе использования их для определения эпицентра, и если при этом обнаруживаются существенные расхождения, то приходится пересматривать первичные сейсмограммы.

¹ В СССР более подробные наблюдения над местными землетрясениями ведутся систематически с 1955 г. в районе городов Гарм и Душанбе. См. «Методы детального изучения сейсмичности», Труды института физики Земли АН СССР, № 9, 1960.—
Прим. ред.

СТАНДАРТНАЯ МЕТОДИКА

Когда ежегодно обрабатываются сотни и тысячи сейсмограмм, необходимо установить какой-то разумный предел количеству рассматриваемых деталей. Определение эпицентра и научно-исследовательская работа обычно затрудняются, если на карточках или в журнале записано слишком много нераспознанных вступлений.

Наиболее часто встречающаяся информация содержит времена следующих фаз:

- 1) первое вступление;
- 2) любую интенсивную и ясную фазу в области волн P ;
- 3) фазы между P и S , которые можно отнести к отраженным волнам;
- 4) первую различимую волну S и каждую отчетливую сильную фазу, следующую вскоре за нею;
- 5) все необыкновенно сильные или необычные фазы.

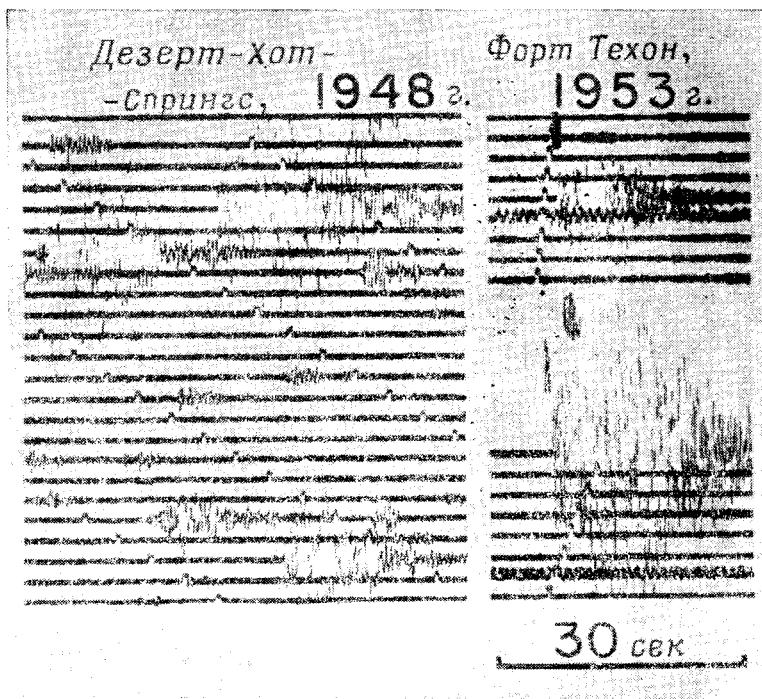
Запись должна ясно показывать, какие фазы являются сильными и какие слабыми, а также, какие из них вступают резко и какие постепенно. Амплитуды должны быть записаны так, чтобы обеспечить определение магнитуд. Обычно фазы P наиболее четко записываются на вертикальной компоненте, а фазы S — на горизонтальной, при условии, что вертикальный сейсмограф сравним в отношении частотной характеристики и усиления с другими (что далеко от действительного положения на многих станциях).

ВНЕШНИЙ ВИД СЕЙСМОГРАММ

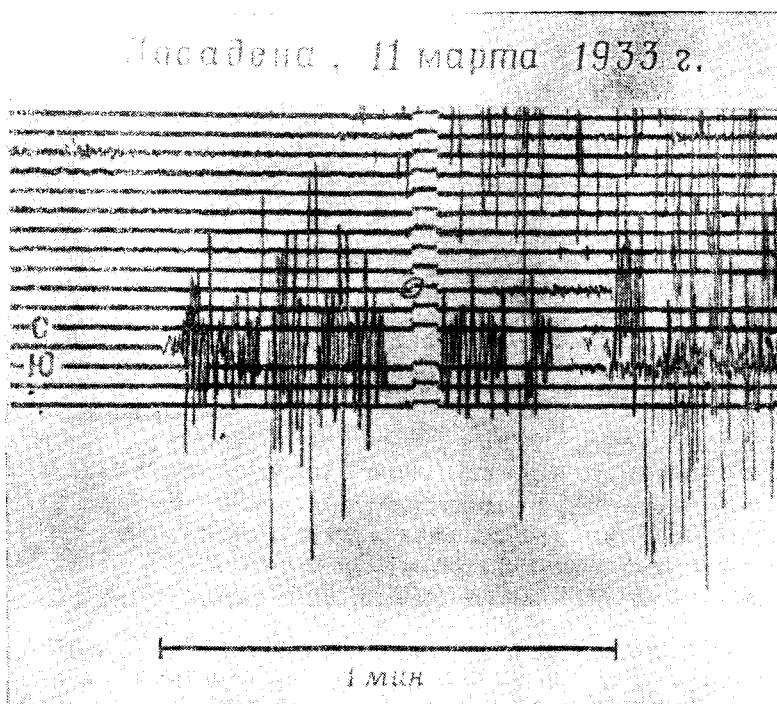
Даже для района Калифорнии невозможно дать универсального общего описания внешнего вида сейсмограмм на различных расстояниях, как это было приведено для телесейсм. Отмечается существенное влияние местных различий. Они заключаются, во-первых, в различном эффекте влияния Сьерры-Невады, во-вторых, в том, что получаемые в Пасадене сейсмограммы землетрясений, возникающих в структурах Берегового хребта, менее четки и включают гораздо большее количество слабых вступлений, чем сейсмограммы землетрясений с очагами в восточной области, охватывающей пустыню Мохаве. Обработка толчков с очагами в долине Импириал иногда затрудняется, так как здесь часто наблюдаются чередования толчков. Ниже приводятся для общего представления только некоторые примеры записей.

На расстояниях меньше 100 км вступление групп P и S часто кажется очень резким, хотя резкое вступление S на горизонтальных компонентах может быть отмечено раньше, чем на вертикальной. На очень коротких расстояниях существует так называемая «ловушка», о которой упоминается в других главах: видимое вступление S , следующее за P через 1—1,5 сек, может не быть истинной волной S (фиг. 18-5). Иногда подлинное S можно видеть несколькими секундами позже. В отдельных случаях короткий интервал $S-P$ согласуется с другими данными для этого же толчка, и тогда толчок следует считать необычно мелким. При неясной интерпретации неблагоприятно считать очаги мелкими исключительно на основании малых интервалов $S-P$.

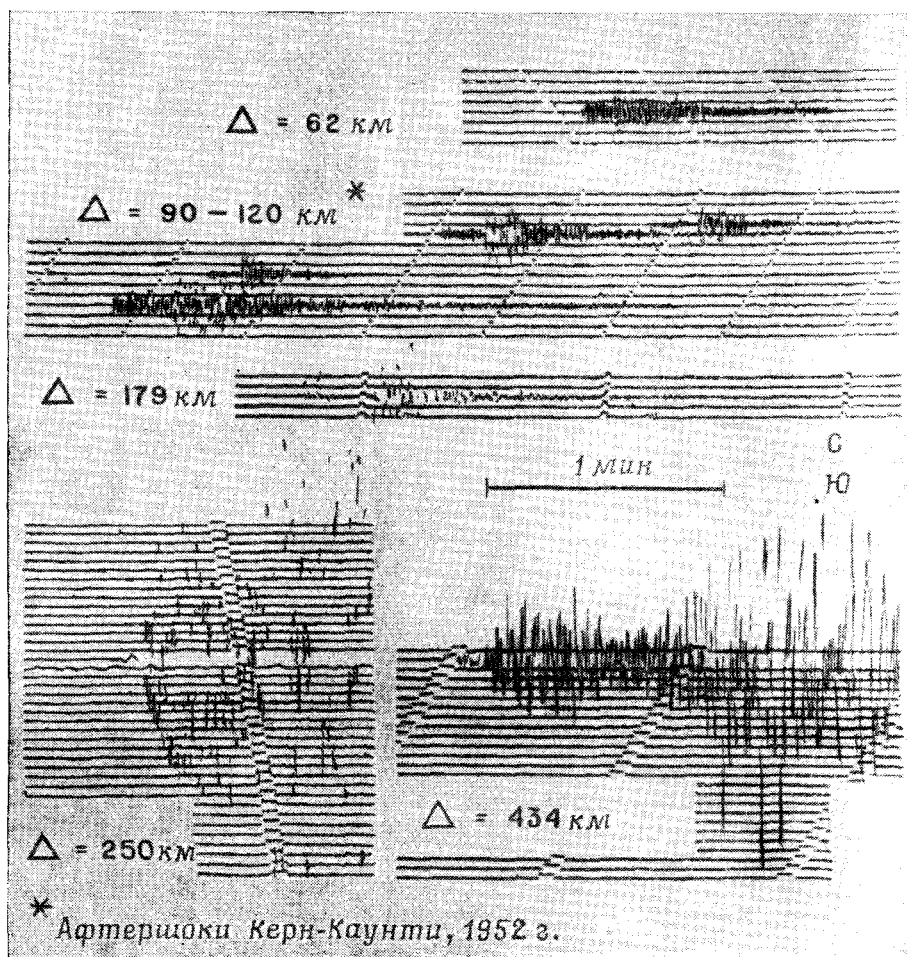
На расстоянии до 100 км наблюдатель должен отличать резкие вступления между группами P и S , особенно на записи вертикальной компоненты. Они могут быть вступлениями отраженных волн, и, если последние согласуются со стандартными годографами, они могут помочь в определении расстояния. Фаза S может сопровождаться соответствующим отражением, иногда очень резким. Некоторые сейсмограммы на коротких расстояниях обнаруживают индивидуальные особенности, обусловленные местной струк-



Фиг. 18-5. Сейсмограммы, полученные на малых эпицентральных расстояниях, иллюстрирующие вступление сильной ложной фазы S.



Фиг. 18-6. Сейсмограмма афтершока землетрясения Лонг-Бич, записанная на станции Пасадена. Крутильный сейсмограф $T_0=0,8$.



Фиг. 18-7. Типичная сейсмограмма местного землетрясения. Крутильный сейсмограф, С—Ю; $T_0 = 0,8$.

турой. Так, например, в Пасадене в 1933 г. и позднее толчки, возникавшие вблизи эпицентра главного землетрясения Лонг-Бич, могли распознаваться по четырем четким фазам, вступающим через 3, 6, 9 и 12 сек после вступления (фиг. 18-6).

На расстоянии свыше 100 км в южной Калифорнии амплитуда первого вступления уменьшается и слабое начало P сопровождается сильной волной. Это похоже на волну Pn , сопровождаемую волной \bar{P} , но анализ записанных времен показывает, что слабое первое вступление по-прежнему является прямой волной из гипоцентра, тогда как последующая сильная фаза, случайно это или нет, часто соответствует расчетному времени для Pn . На расстоянии около 140 км Pn становится первым вступлением и сопровождается одной или многими фазами группы P , которые часто не являются фазами одной и той же волны на станциях, записавших толчок на различных расстояниях. Соответствующие осложнения записи группы S также можно в известной мере проследить, однако в них труднее разобраться, так как,

во-первых, начальное осложнение S трудно выявить в чистом виде вследствие наложения более ранних колебаний и, во-вторых, различные возможные направления поляризации часто приводят к большим различиям в деталях записи трех компонент.

Волна P со скоростью 5,5 и 5,6 км/сек наблюдается лучше всего на расстояниях от 200 до 300 км; то же относится и к соответствующей волне \bar{S} .

На расстояниях нескольких сотен километров точная интерпретация сейсмограмм затрудняется; вступления волн P и S часто теряются, или же их трудно установить (фиг. 18-7).

СЕЙСМИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА

Геофизическая разведка на нефть и другие полезные ископаемые — это большая и быстро меняющаяся область. По причине фирменных секретов публикация технических новшеств часто задерживается до тех пор, пока они не начнут выходить из употребления. Однако можно в нескольких словах описать два главных метода сейсморазведки.

В обоих методах сейсмические волны возбуждаются при помощи взрывов небольших зарядов, иногда всего лишь нескольких патронов динамита, помещаемых у самой поверхности земли или на небольшой глубине, и регистрируются специальными разведочными сейсмографами или сейсмоприемниками¹, которые обладают высоким коэффициентом усиления для короткопериодных волн, а скорость регистрации настолько велика, что позволяет отсчитывать время с точностью до тысячной доли секунды.

В методе преломленных волн сейсмоприемники располагаются, если возможно, вдоль прямой линии от пункта взрыва, для того чтобы получить годограф первой зарегистрированной волны². В идеальном случае этот годограф может быть представлен серией прямолинейных отрезков с наклонями, соответствующими скоростям в отдельных слоях.

Если методом преломленных волн получены значения скорости в различных слоях, то глубина залегания этих слоев может быть найдена при помощи метода отраженных волн³. Запись сейсмических сигналов от сейсмоприемников, расположенных в широком диапазоне расстояний от пункта взрыва, производится параллельно нескольким трассам на одной и той же ленте. Отражения от глубоких границ достигают всех сейсмоприемников одновременно. Они могут быть выделены путем прослеживания (корреляции) на параллельных трассах последовательности скрытых форм колебаний, которые располагаются поперек ленты. При данных скоростях могут быть вычислены глубины отражающих границ.

Эти простые процедуры сильно усложняются влиянием наклона и нерегулярностью подземных структур.

¹ В США их часто называют *геофонами*. — Прим. ред.

² В СССР вот уже свыше 20 лет вместо этого старого примитивного метода первых вступлений применяется корреляционный метод преломленных волн — КМПВ. В КМПВ наряду с волнами, приходящими первыми, используются и те преломленные волны, которые приходят позже, на фоне уже начавшегося движения почвы. Аналогичный метод, с некоторым запозданием, был развит и в США. — Прим. ред.

³ Разведочные методы преломленных волн — метод первых вступлений и КМПВ — позволяют также самостоятельно определять глубины границ, хотя обычно и с меньшей точностью, чем метод отраженных волн. — Прим. ред.

ЛИТЕРАТУРА

Об искусственных взрывах и горных ударах см. литературу к главе 12; о волнах, отраженных от Мохо, см. главу 4.

Теория

- Jeffreys H., On compressional waves in two superposed layers, *Proc. Cambridge Phil. Soc.* (1926), 23, 472—481.
- Muskat M., Theory of refraction shooting, *Physics* (1933), 4, 14—28.
- Von Schmidt O., Über Knallwellenausbreitung in Flüssigkeiten und festen Körpern, *Zeitscher. tech. Physik* (1938), 19, 554—561.
(Содержит важный экспериментальный материал.)
- Joos G., Teltow T., Zur Deutung der Knallwellenausbreitung an der Trennschicht zweier Medien, *Phys. Zeitschr.* (1939), 40, 289—293.
- Cagniard L., Réflexion et Réfraction der Ondes séismiques progressives, Gauthier-Villars, Paris (1939). (Касается также теории поверхностных волн. Оригинальна с математической точки зрения и очень трудна для чтения.)
- Dix C. H., The method of Cagniard in seismic pulse problems, *Geophysics* (1954), 19, 722—738. (Как введение к предыдущей статье.)
- Sandner A., Das Problem der seismischen Grenzschnittwelle bei der Behandlung der Wellengleichungen, Freiburger Forschungshefte, C 26, Akademie-Verlag, Berlin (1956). (Рассматривает метод Cagniard и коррелирует его с методом Sommerfeld.)

Мохо и структура земной коры; общая

- Mohorovičić A., Das Beben vom 8.X.1909, *Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums in Zagreb (Agram) für das Jahr 1909* (1910), 9, Part 4, 1—63.
- Gutenberg B., Die mitteleuropäischen Beben vom 16. November 1911 und vom 20. Juli 1913; 1. Bearbeitung der instrumentellen Aufzeichnungen, *Veröffentlichungen des Zentralbureaus der internationalen seismologischen Assoziation*, Strassburg (1915).
- Gutenberg B., Der Aufbau der Erdkruste, *Zeitscher. Geophysik* (1927), 3, 371—377.
- Gutenberg B., Der Aufbau der Erdkruste in Europa, *Geol. Rundschau* (1928), 19, 433—439.
- Jeffreys H., On near earthquakes, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1926), 1, 385—402.
- Jeffreys H., A rediscussion of some near earthquakes, *ibid.* (1933), 3, 131—156.
- Jeffreys H., A further study of earthquakes, *ibid.* (1937), 4, 196—255.
- Jeffreys H., The times of P up to 30°, *ibid.* (1952), 6, 348—364.
- Jeffreys H., The times of P in Japanese and European earthquakes, *ibid.* (1954), 6, 557—565.
- Ewing M., Press F., Geophysical contrasts between continents and ocean basins, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 62 (1955), 1—6.
- Ewing M., Press F., Structure of the earth's crust, in *Handbuch der Physik, Geophysik I* (1956), 47, 246—257.
- Raitt R. W., Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin. Part I: Crustal thickness of the central equatorial Pacific, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1956), 65, 1623—1640.
- Gutenberg B., Crustal layers of the continents and oceans, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1951), 62, 427—440.
- Gutenberg B., Channel waves in the earth's crust, *Geophysics* (1955), 20, 283—294.
- Press F., Ewing M., Oliver J., Crustal structure and surface-wave dispersion in Africa, *BSSA* (1956), 46, 97—104.
- Byerly P., Subcontinental structure in the light of seismological evidence, in *Advances in Geophysics*, Academic Press, New York (1956), 3, 105—152.
- Gutenberg B., Wave velocities in the earth's crust, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 62 (1955), 19—34.

«Корни» гор

- Byerly P., Comment on 'The Sierra Nevada in the light of isostasy', by Andrew C. Lawson, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1938), 48, 2025—2031.
- Gutenberg B., Seismological evidence for roots of mountains, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1943), 54, 473—498, 3 pls.
- Gutenberg B., Zur Frage der Gebirgswurzeln, *Geol. Rundschau* (1957), 46, 30—38.

Oliver H. W., Isostatic compensations for the Sierra Nevada, California abstract. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1956), **67**, 1724.

Южная Калифорния; структура и скорости волн

- Gutenberg B., Earthquakes and structure in southern California, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1943), **54**, 499—526; 1 pl.
 Gutenberg B., Travel times of principal *P* and *S* waves over small distances in southern California, *BSSA* (1944), **34**, 13—32.
 Gutenberg B., Reflected and minor phases in records of near-by earthquakes in southern California, *ibid.*, 137—159.
 Gutenberg B., Travel times from blasts in southern California, *ibid.* (1951), **41**, 5—12.
 Gutenberg B., Revised travel times in southern California, *ibid.*, 143—163.
 Richter C. F., Velocities of *P* at short distances, *ibid.* (1950), **40**, 281—289.
 Press F., Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. Part I: Southern California, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1956), **67**, 1647—1658.
 Press F., Velocity of *Lg* waves in California, *Trans. Am. Geophys. Union* (1956), **37**, 615—618.

Новая Зеландия

- Hayes R. C., Seismic waves and crustal structure in the New Zealand region, *Dominion Observatory (Wellington)*, *Bull.* (1936), № 101.
 Bullen K. E., On near earthquakes in the vicinity of New Zealand, *N. Z. Journ.* (1936), **18**, 493—507.
 Bullen K. E., Note on New Zealand crustal structure, *Trans. Royal Soc. N. Z.* (1955), **82**, Part 5, 995—999.
 Officer C. B., Southwest Pacific crustal structure, *Trans. Am. Geophys. Union* (1955), **36**, 449—459.
 Eiby G. A., Dibble R. R., Crustal structure project, N. Z. Dept. of Sci. and Industrial Research, Geophysical Memoir (1957), № 5.

Африка

- Willmore P. L., Hales A. L., Gane P. G., A seismic investigation of crustal structure in the Western Transvaal, *BSSA* (1952), **42**, 53—80.
 Gane P. G., Atkins A. R., Sellschop J. P. F., Seligman P., Crustal structure in the Transvaal, *ibid.* (1956), **46**, 293—316.
 Press F., Ewing M., Oliver J., Crustal structure and surface-wave dispersion in Africa, *ibid.* 97—104.

Австралия и Гавайи

- Doyle H. A., Seismic recordings of atomic explosions in Australia, *Nature* (1957), **180**, 132—134.
 Eaton J. P., Seismometric results from recent Hawaiian earthquakes (abstract), *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1957), **68**, 1853.

Восточная часть Северной Америки и Аляска

- Hodgson J. H., A seismic survey in the Canadian Shield, *Publ. Dominion Observatory, Ottawa* (1953), **16**, 113—163, 169—181.
 Katz S., Seismic study of crustal structure in Pennsylvania and New York, *BSSA* (1955), **45**, 303—325.
 Tatal H. E., Adams L. H., Tuve M. A., Studies of the earth's crust using waves from explosions, *Proc. Amer. Phil. Soc.* (1953), **97**, 658—669.
 Tatal H. E., Tuve M. A., Seismic crustal measurements in Alaska, *Trans. Am. Geophys. Union* (1956), **37**, 360 (abstract).

Кавказ и Центральная Азия

- Розова Е., Строение земной коры в Средней Азии, Труды Сейсм. Ин-та АН СССР, 1939, № 94, стр. 1—15.

- Розова Е. О., Глубинное строение земной коры Кавказа, Труды Сейсм. Ин-та АН СССР, 1939, № 94, стр. 16—34.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии, Изв. Акад. наук СССР, сер. геофиз. (1956), стр. 1035—1043.

Итальянский регион

- Caloi P., Struttura geologica-sismica dell' Europa centro-meridionale..., *Ann. geofisica* (1952), 5, 507—518.
- di Filippo D., Marcelli L., Struttura della crosta terrestre in corrispondenza dell'Italia centrale, *ibid.*, 569—579.

Горизонтальные отраженные волны

- Sassa K., Anomalous deflection of seismic rays in volcanic districts. Geophysical studies on the volcano Aso, Part 3, *Mem. Kyoto Imp. Univ. Coll. Science, Ser. A* (1936), 19, 65—78.

Сейсмическая разведка

- Ewing W. M., Press F., Seismic prospecting, *Handbuch der Physik, Geophysik I*, 47, 153—168.
- Dix C. H., *Seismic Prospecting for Oil*, Harper, New York (1952).
-

Глубокофокусные землетрясения

Исследование землетрясений, возникающих на больших глубинах,— недавнее достижение в развитии сейсмологии; для рассмотрения этого вопроса достаточно одной главы.

РАННИЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ТЕОРИЯ

Мале и многие из его современников придерживались взгляда, что обычные землетрясения возникают на средних глубинах. Их взгляды основаны на наблюдениях, что плейстосейстовая область относительно мала и видимая интенсивность быстро уменьшается вне этой области. Это легко объяснить, основываясь на чрезвычайно простых предположениях, что скорость постоянна, лучи прямые, возмущение убывает по закону $\frac{1}{r^2}$, если глубина гипоцентра того же порядка, что и радиус плейстосейстовой области, скажем 15—30 км или 10—20 миль.

Для точного определения глубин необходима аппаратура, удовлетворяющая особенно высоким требованиям. Но многие инструментальные методы дают лишь порядок глубины, и эти определения в общем подкрепляют грубые выводы, сделанные на основании макросейсмических данных. По всем данным граница Мохоровичича расположена на глубине от 30 до 60 км, и большинство обычных землетрясений, по-видимому, происходит выше нее.

Геологические и геофизические теории в соответствии с наблюдениями по изостазии указывают, что на глубинах около 100 км горные породы пластичны; следовательно, там же должны существовать большие, медленно накапливающиеся напряжения. Долгое время полагали, что землетрясения на больших глубинах, если они вообще там возникают, должны иметь по своей природе скорее характер взрыва, связанного с внезапным изменением объема, чем характер разрыва, связанного со сколом. Такие землетрясения назывались «криповулканическими» землетрясениями. Более позднее наименование, предложенное для глубоких толчков,— «плутонические» землетрясения,— вообще говоря, подходящее и привлекательное, но остается малоупотребительным из-за предполагаемой ассоциации с магматическими процессами. Даже в сравнительно недавней статье 1949 г., базирующейся на эксперимен-

тальной лабораторной работе, утверждается, что глубокие землетрясения — «более вероятный» результат внезапного изменения объема (см. раздел механизма)¹.

ОТКРЫТИЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРНЕРА И РАНЕЕ P'

Глубокофокусные землетрясения были открыты Тернером в 1922 г. (Тигпег, 1922) в процессе работы над *Международной сейсмологической сводкой*. До этого времени было принято считать, что обычные землетрясения происходят на небольших глубинах. Для таких землетрясений были составлены таблицы стандартных времен пробега, которые систематически использовались Тернером. Он подметил, что для сравнительно малого числа землетрясений, среди которых были сильные и хорошо наблюдаемые, вступление P' ($=PKP$) на удаленных станциях было необычно ранним по сравнению с приходом P на коротких расстояниях. Если время в очаге рассчитывалось по $S-P$, зарегистрированная волна P' вступала иногда на минуту (или более) раньше, чем ожидалось. Глубокий фокус легко объясняет это, так как в этом случае время пробега на коротких эпицентральных расстояниях должно увеличиться, тогда как время P' должно уменьшиться.

В 1922 г. точность службы времени и увеличение сейсмографов были много ниже, чем, например, в 1932 г., но повторяющееся расхождение порядка одной минуты, особенно когда наблюдаемые времена оказывались более ранними по сравнению с ожидаемыми, слишком велико для обычной ошибки службы времени и отсчетов времен по сейсмограммам. Однако Тернер имел дело с готовыми отсчетами времен на станциях, а не с оригиналами сейсмограмм; те сейсмологи, которые не принимали его результатов, указывали на возможность грубых ошибок, таких, как неправильный отсчет минут на сейсмограмме и т. п., или же сильно преувеличивали несовершенство его таблиц.

«ВЫСОКИЙ ФОКУС»

Тернер опубликовал также примеры «высокого фокуса», в которых вступление P' было поздним относительно стандартного. Он поместил некоторые землетрясения на 200 км выше уровня стандартного землетрясения, представленного в его таблицах. Основываясь на этом, можно было бы сказать, что обычные землетрясения возникают на глубине по меньшей мере 200 км, но это заключение почти совершенно неприемлемо. Последующие специальные исследования, предпринятые несколькими сейсмологами, показали, что по крайней мере некоторые из «высоких» толчков представлялись сложными явлениями: на близких станциях регистрировался слабый ранний толчок, а записанное P' относилось к более позднему и более сильному землетрясению. В настоящее время пришли к общему согласию, что основные таблицы времен пробега соответствуют землетрясениям, возникающим на глубинах порядка 25 км, и что «высокий фокус», по существу, и ллюзия.

¹ Проведенные в СССР исследования механизма землетрясений не обнаружили существенной разницы между глубокими и неглубокими землетрясениями. И те и другие обычно происходят главным образом путем скола, а не концентрического изменения объема. (См. также дальнейшее описание в этой книге.)— *Прим. ред.*

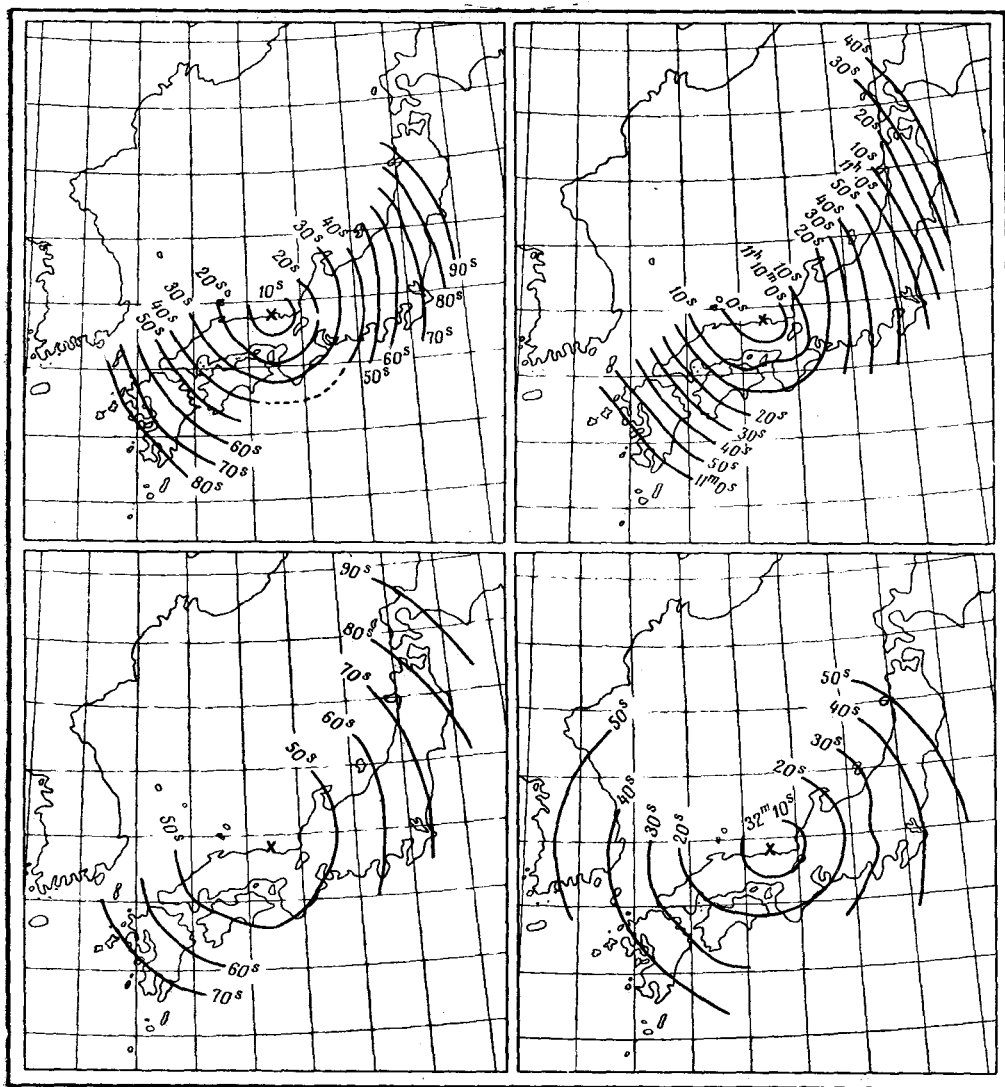
С другой стороны, не мог быть принят и термин «глубокий фокус». Три статьи Вадати, Скрейса и Штехшulte содержат аргументы, которые исключают все основные сомнения (Wadati, 1928, 1929, 1931; Stechsulte, 1932).

ВАДАТИ

Статья Вадати (Wadati, 1921) посвящена неглубоким и глубоким землетрясениям на территории Японии и вблизи нее. Воспользовавшись тем, что там имелось большое количество записывающих станций, он построил *изохроны*¹, отображающие возрастание интервалов времени $S-P$ и времени вступления P с увеличением эпицентрального расстояния. Фиг. 19-1 показывает вид этих изохрон для неглубокого толчка (землетрясение в северной Тадзуме 1925 г.; глава 30) и глубокого толчка в 1927 г. с почти одним и тем же эпицентром. Для неглубокого землетрясения интервал $S-P$ убывает до нескольких секунд вблизи эпицентра и быстро возрастает с расстоянием. Для глубокого землетрясения он нигде не становится меньше 40 сек и более медленно возрастает с расстоянием, как это показывает расположение последовательных изохрон. Эта же разница в расположении изохрон видна для равных времен P . Если удаляться от эпицентра, то для глубокого источника расстояния по прямой будет возрастать более медленно, чем для неглубокого; кривизна лучей, обусловленная возрастанием с глубиной, только увеличивает этот эффект. Чтобы опровергнуть выводы Вадати, нужно было бы, с одной стороны, опровергнуть все замеры времени P , а с другой — все случаи выделения S . Это трудно сделать, так как Вадати показал, опубликовав сейсмограммы, что глубокие толчки характеризуются особенно резкими и ясными фазами P и S .

Макросейсмические наблюдения глубоких землетрясений обнаруживают явные и достаточно легко объяснимые особенности. Вадати замечает, что хотя некоторые из этих землетрясений, как оказывается из их сейсмограмм, были большей магнитуды, чем многие разрушительные неглубокие толчки, они нигде не обладали большой интенсивностью, хотя часто ощущались в точках очень далеких друг от друга и от эпицентра. В таких случаях изосейсты провести почти невозможно. Изолированными клочками представляются районы, где землетрясение было ощутимым, а также там, где наблюдались толчки с совершенно различными эпицентрами. Расположение таких районов до некоторой степени связано с местными различиями в структуре коры. Вадати особенно ссылается на землетрясение 21 января 1906 г., эпицентр которого находился у Тихоокеанского побережья острова Хонсю; глубина гипоцентра 340 км; значение магнитуды 8,4 — одно из самых больших значений, когда-либо наблюдавшихся для глубоких толчков. Это землетрясение ощущалось с большой силой во многих частях Японии. Как японские, так и европейские сейсмологи безуспешно пытались примирить микросейсмические данные друг с другом или с макросейсмическими фактами. Для толчков на глубинах порядка 60 км беспорядочность в поверхностном распределении интенсивности представляет обычное явление. Частично это объясняется трудностью согласования распределения интенсивности с инструментальными определениями эпицентров, как, например, в Чили.

¹ Проведение предполагаемых изохрон, т. е. линий, связывающих точки, в которых волны от землетрясения прибывают одновременно, было излюбленным приемом старой сейсмологии. Наблюдения были обычно крайне неточными, и поэтому этим путем было получено много неверных и случайных выводов, касающихся скоростей и эпицентров.



Фиг. 19-1. Кривые равных интервалов $S-P$ и времен вступлений P ; неглубокие и глубокие толчки в Японии (Вадати).
h — часы; *m* — минуты; *s* — секунды.

СКРЕЙС И ШТЕХШУЛЬТЕ

Скрейс и Штехшульте приняли решение собрать сейсмограммы для тех же случаев глубокофокусных землетрясений, которые были исследованы Тернером. Их результаты были опубликованы приблизительно в то же время в 1931 г. Скрейс работал с ограниченным числом сейсмограмм для каждого из нескольких землетрясений; Штехшульте обработал серию сейсмограмм, полученных на 64 станциях, и отсчеты времен со многих других станций для одного-единственного землетрясения. Вскоре после этого Скрейс опу-

бликовал также исследование по всем имеющимся в его распоряжении данным для отдельного глубокого землетрясения. Результаты этих двух исследований в общем совпали. Глубокофокусные землетрясения были подтверждены, характерные черты их сейсмограмм описаны и поправки к стандартным временам пробега, которые необходимо принимать в расчет для глубоких фокусов, были сделаны, используя путь, проложенный Тернером.

После того как были установлены главные факторы, исследование глубокофокусных землетрясений получило твердую основу. Все необходимые приемы были готовы для практического применения их. Времена пробега были рассчитаны теоретически, исходя из распределения скорости по глубине, уже известному по данным о неглубоких землетрясениях. В самом деле, по обычно резким вступлениям на записи глубоких толчков их зарегистрированные времена могут быть использованы для уточнения стандартных данных. В течение нескольких лет после 1931 г. благодаря этому направлению исследований наблюдения получали даже слишком хорошее объяснение; не возникало никаких новых больших проблем, требующих изучения.

МЕХАНИЗМ

Однако причина глубоких землетрясений энергично дебатировалась начиная примерно с 1932 г. Вскоре стало ясно, что необходимо пересмотреть наши представления о физических свойствах вещества на глубинах порядка нескольких сотен километров. Гипотеза о существовании источника типа взрыва, связанного с внезапным изменением объема, очень скоро была отвергнута по трем причинам.

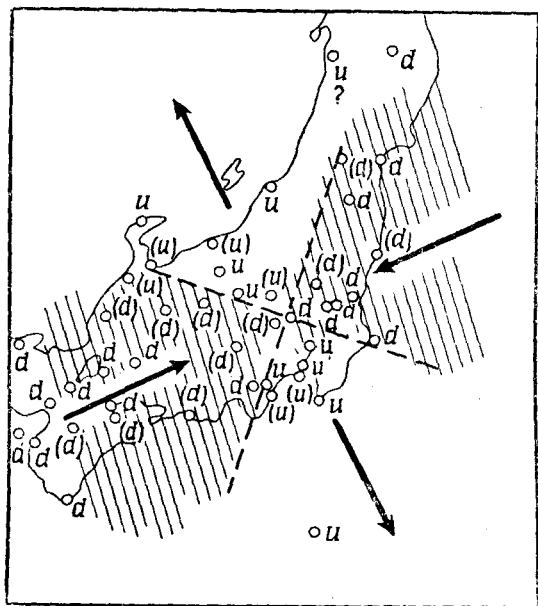
1. На записи глубокофокусных землетрясений телесеизмическими станциями наблюдаются сильные волны S . Их амплитуда превышает амплитуду волн в группе P по меньшей мере настолько же, как и в случае неглубоких толчков. Это совершенно противоположно тому, что можно было бы ожидать при источнике типа взрыва и что подтверждается записями больших искусственных взрывов (на которых S часто даже не может быть выделена).

2. Сжатия и разрежения в фазе P показывают квадрантное распределение по азимуту, несовместимое с источником типа взрыва, но легко объяснимое разрывом типа сдвига. В Японии (фиг. 19-2, 19-2А), где станции часто удачно распределены относительно эпицентра, некоторые построения, также свидетельствующие об этом, обнаруживают круг, где разрежение или сжатие внутри сменяется на деформацию противоположного знака снаружки, как и следовало теоретически ожидать для глубокого толчка на таком расстоянии, при котором к поверхности подходит луч, вышедший из источника горизонтально.

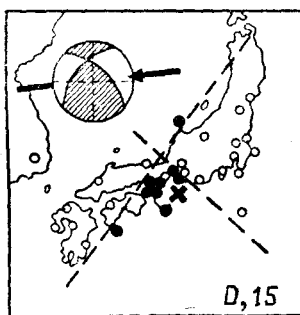
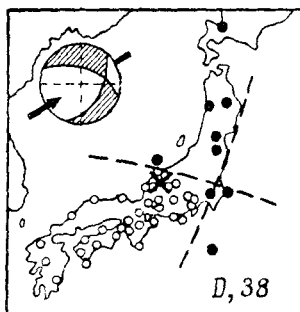
3. На данной станции при удаленных толчках, возникающих в определенном районе, регистрируются обычно или сжатия, или разрежения. Для глубоких и неглубоких толчков с эпицентрами, расположенными в одной и той же области, первое движение обычно одинакового типа; так, например, землетрясения, происходящие на всех глубинах в районе Анд в Чили и Аргентине, обычно записываются в Пасадене как начальное разрежение. Такие наблюдения, конечно, указывают на то, что существует некоторая связь между процессами, происходящими при глубоких и при неглубоких толчках в одной и той же области.

Все эти явления указывают, что глубокофокусные землетрясения происходят в результате процессов, связанных со сдвигом и упругой отдачей и в основном имеющих ту же природу, что и процессы, обуславливающие

возникновение неглубоких толчков. В связи с этим необходимо рассмотреть проблему пластического течения на большой глубине; кажущиеся противоречия можно разрешить, обращаясь к временному параметру. Медленно накапливающиеся напряжения будут высвобождаться при пластическом течении до того, как они смогут вызвать разрыв, тогда как быстро накапливающиеся напряжения могут прогрессировать вплоть до возникновения разрыва.



Фиг. 19-2. Землетрясение 21 сентября 1931 г. в Японии. Распределение начальных сжатий ((u) и разрежений (d) (Хонда).



Фиг. 19-2А. Распределение сжатий (зачерненные кружки) и разрежений (незачерненные кружки) в японских глубоководных землетрясениях (Хонда и Масацука).

Такое поведение горных пород можно сравнить с поведением куска воска, который течет постепенно под действием давления или даже под тяжестью собственного веса, но раскалывается под ударом молотка.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Землетрясения, соответствующие таблицам стандартных времен, Тернер назвал «нормальными»; позднее и другие исследователи также употребляли это название. Вадати в 1928 г. разделил японские землетрясения на 3 группы: неглубокие, промежуточные и глубокие. В качестве границы между классами промежуточных и глубоких землетрясений он принял глубину 300 км, так как для эпицентров землетрясений, возникающих ниже этого уровня, обнаруживается географическое распределение, отличное от распределения, свойственного всем другим землетрясениям. Гутенберг и Рихтер (Gutenberg, Richter, 1936—1937 гг.) в основном следовали классификации Вадати, так как в некоторых районах, таких, как западное побережье

Южной Америки и Марианские острова, неглубокие толчки обычно являются исключением, и «нормальная» глубина землетрясения здесь около 50—60 км. Таким образом, общий термин «глубокофокусные землетрясения» включает два класса землетрясений: промежуточные и глубокие (в узком смысле).

Граница разделения классов — 300 км; очевидно, не везде одинакова. В некоторых районах землетрясения, фокусы которых расположены несколько глубже 300 км, по-видимому, принадлежат к поясам промежуточных толчков, тогда как в других районах толчки на глубинах, меньших 300 км, географически могут быть отнесены к классу глубоких землетрясений.

В отдельных районах гипоцентры простираются до глубины 650 км и больше. Несмотря на то что обычно число и магнитуда глубоких толчков уменьшаются с возрастанием глубины, это уменьшение не настолько постепенно, чтобы можно было бы ожидать появления еще более глубоких гипоцентров. Практически в каждой активной зоне существует наибольшая глубина, где еще возникают отдельные сильные толчки; очевидно, этим определяется положение относительно определенной « подошвы » активной части оболочки. Самые большие из отмеченных более или менее надежно глубин, по-видимому, составляют 720 км.

Ориентировочно между неглубокими и глубокими толчками была проведена весьма произвольная граница. Гутенберг и Рихтер применяли термин «неглубокие» к глубинам до 60 км и «промежуточные» к глубинам от 70 до 300 км. Современные данные свидетельствуют о том, что Мохо является границей разрыва непрерывности, которая существует во всех частях земного шара, как в континентальных, так и в океанических, хотя глубина ее изменяется в широких пределах. В будущем, когда мы будем иметь достаточно надежную информацию для всех частей земного шара, можно будет разделить все землетрясения на неглубокие, возникающие выше Мохо, и глубокофокусные, возникающие ниже нее.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМОГРАММ

СЛАБЫЕ ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОЛНЫ

Наиболее характерным признаком сильных глубоких землетрясений регистрируемых на далеких расстояниях, является малая амплитуда или даже полное отсутствие поверхностных волн. *P* и *S* записываются с такими амплитудами, которые (как это бывает в случае неглубоких землетрясений) могли бы сопровождаться длинным цугом колебаний сильных волн *L* и *M*; несмотря на это, такие волны на записи не находят.

Теоретически этого следовало ожидать. Из таких теорий, как теория Релея и Лява, следует, что если гипоцентр толчка данной энергии находится на большой глубине *H*, амплитуда поверхностных волн должна спадать пропорционально $e^{(-cH/\lambda)}$, где λ длина волны и *c* — константа. Когда-то это было использовано как аргумент против открытия Тернера в 1922 г. под тем предлогом, что все сильные землетрясения якобы сопровождаются поверхностными волнами. Байерли (Byerly, 1925) тогда же указывал, что иногда отмечались хорошо записанные сильные толчки со слабыми поверхностными волнами. Некоторые из таких сейсмограмм приводились даже в печатных работах. В действительности это обстоятельство было замечено Ангенхайстером еще в 1905 г., и вскоре после этого Цеппритц высказал пред-

положение, что эти землетрясения могут быть вызваны особой причиной, как, например, необыкновенно быстрым тектоническим смещением (он не имел в виду глубоководного землетрясения). К этому вопросу, вероятно, скорее было бы привлечено внимание, если бы работники на многих станциях не придерживались правила исследовать на своих сейсмограммах прежде всего поверхностные волны и только после этого отмечать P и S ; поэтому землетрясения, представленные только волной P без поверхностных волн, могли быть пропущены или приняты за случайные возмущения, или же сочтены слабыми и не стоящими внимания.

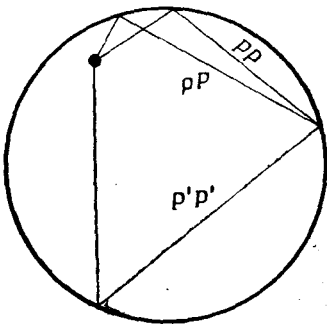
ПОСТОЯНСТВО G и R

Когда увеличивается фокальная глубина, длиннопериодные волны G и R ослабевают гораздо медленнее, чем обычные волны M с периодами 20 сек (вследствие того, что H/λ меньше и экспоненциальное убывание с глубиной менее быстрое). Промежуточные толчки часто обнаруживают одно лишь четкое вступление G или R без какого-либо сопровождения его колебаниями поверхностных волн. Отсутствие волн G во многих неглубоких толчках средней магнитуды указывает, что по крайней мере в случае этих промежуточных толчков процесс в очаге является распространенным в объеме и включает смещение больших блоков. В некоторых случаях промежуточные толчки, а изредка даже глубокие обнаруживают короткопериодные поверхностные волны с измеримыми амплитудами тогда, когда их, казалось бы, не следовало ожидать. Это можно объяснить, предположив, что разломы простираются от глубокого фокуса вверх по направлению к поверхности, или же допустив возможность возникновения еще одного дополнительного толчка на небольшой глубине.

Волны SS , SSS и sSS часто имеют на сейсмограммах очень длинные периоды и их следует отличать от поверхностных волн.

УДВОЕНИЕ ФАЗ

Интерпретация сейсмограмм глубоких удаленных землетрясений сильно зависит от характерного удвоения главных фаз, вызванного добавочными отражениями от поверхности земли, которые не легко наблюдать для неглубоких толчков. Указанный эффект возникает даже, если скорости внутри Земли постоянны (фиг. 19-3). В заданную точку наблюдения на поверхности земли приходят три отраженные волны, вышедшие все из одного источника, расположенного ниже поверхности земли; как уже указывалось, при Δ , близком к 60° , они соответствуют PP , $P'P'$ и фазе pP , характерной для глубокого фокуса и отраженной от точки, относительно близкой к эпицентру. Увеличение скорости с глубиной, которое в действительности имеет место в самой Земле, лишь незначительно изменяет этот эффект. Читатели, которым принцип Ферма известен как принцип «минимума времени», найдут интересным утверждение, что в сфере с постоянной скоростью



Фиг. 19-3. Пути волн pP , PP и $P'P'$ в сфере постоянной скорости.

«обычное» отражение PP соответствует максимуму времени, тогда как действительный минимум представлен волной pP . Джефрис (Jeffreys, 1943)

сопоставил это с тем фактом, что вступление pP обычно бывает резким и четким, тогда как вступление PP часто менее резкое и может быть сложным. Хотя в реальной записи имеются бесчисленные исключения из обоих правил, это различие в общем наблюдается. Изменение скорости с глубиной усложняет теорию, не изменяя ее основных результатов.

Волна pP вступает на удаленных станциях следом за P через интервал, который медленно изменяется с расстоянием, но является хорошим мерилем глубины. Для самых глубоких из известных толчков этот интервал более двух минут. Фаза sP так же относится к pP , как SP к PP ; луч, идущий вверх, к точке отражения, представляет поперечную волну и поэтому имеет даже больший наклон, чем соответствующий луч pP .

Вследствие того что отражения pP и sP происходят вблизи эпицентра, можно ожидать, что на коэффициент отражения будет влиять локальная структура. Запись на удаленных станциях толчков, происшедших на глубине 60—80 км под островами Японии, часто содержит волны pP и sP такой большой амплитуды по сравнению с амплитудой P , что первое вступление при измерениях не замечается. На других же расстояниях вступления в последовательности P , pP и sP часто настолько резкие, что создают впечатление существования трех независимых толчков. Ввиду того что подобное повторение возможно для всех трех главных фаз сейсмограммы, а именно S , pS , sS или PP , pPP , sPP , глубокофокусные толчки часто неверно истолковывались как сложные (двойные, если замечена только фаза pP или же sP , или тройные, если рассматриваются обе фазы). Вообще говоря, и эти отражения, и главные фазы обычно записываются более четко, чем фазы на сейсмограммах неглубоких толчков той же магнитуды.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМОГРАММ

СТАНДАРТНАЯ МЕТОДИКА

При предварительной и окончательной интерпретации записей глубокофокусных землетрясений возникают те же вопросы, что и при интерпретации записей неглубоких удаленных толчков (см. главу 17). Сложность и трудность возрастают в связи с тем, что должно быть определено дополнительное неизвестное — глубина фокуса. Более того, отсутствие поверхностных волн лишает сейсмологов ценных сведений, необходимых для определения эпицентрального расстояния, и подвергает его риску сделать такие ошибочные умозаключения, которые при обработке сильных неглубоких толчков можно было бы сделать только при исключительной невнимательности и небрежности. Несколько неприятных случаев такой ошибочной интерпретации лежит на совести автора.

Если имеется некоторое количество сейсмограмм глубоких толчков с известным эпицентральной расстоянием и глубиной гипоцентра, — это большая помощь, особенно при предварительной обработке. Но вследствие того, что глубокие толчки происходят реже по сравнению с неглубокими, а различие в глубине оказывает большое влияние на запись, такое необходимое количество сейсмограмм накапливается довольно медленно.

Даже самая предварительная интерпретация требует некоторых средств для определения глубины, хотя бы приблизительно. Если волна pP может быть идентифицирована, то этого более чем достаточно; но ошибочной интерпретации трудно избежать. Характерную последовательность P , pP и sP , в которой второй интервал несколько меньше, чем первый, часто можно распознать

довольно точно (этому помогает то обстоятельство, что запись sP на горизонтальной компоненте обычно более ясная, чем pP). Наиболее обычным является наличие лишь одной четкой фазы, следующей за P через 1—2 мин; это может быть pP, sP, PcP или PP (отождествление PcP с pP является причиной многих ошибок). Или же расстояние может оказаться неожиданно большим, и тогда две резкие фазы в начальной части сейсмограммы могут принадлежать к P'_1 и P'_2 или же к каким-либо из многих других комбинаций. Таблицы для определения глубины по pP - P и sP - P (или pP' - P' и sP' - P') даны в приложении VIII.

Если глубина выбрана, определение эпицентрального расстояния (и интерпретация различных фаз) может быть выполнено тем же методом годографов и подвижной полосы, что и в случае неглубоких удаленных толчков. Необходимо иметь отдельные годографы для разных глубин с интервалом не шире 100 км в пределах глубин по крайней мере по 700 км. Полезны также годографы для интервалов 150 км, 250 км и так далее. В Пасадене таблицы и годографы были составлены для 60 км вместо 50 км. Можно составить годографы для фиксированного эпицентрального расстояния и переменной глубины, но чаще всего от них больше путаницы, чем помощи. Было построено много различных специальных годографов и графиков, где учитываются зависимости времен пробега как от расстояния, так и от глубины, но они почти всегда предполагают безошибочную идентификацию pP или S или обеих вместе, между тем часто как раз этих сведений не имеется в начальной стадии обработки. Дальнейшие замечания по этому вопросу можно найти в приложении VIII.

При составлении предварительных бюллетеней очень полезно сравнивать сейсмограммы, или даже просто отсчеты времен, для группы близко расположенных станций. Часто наблюдаются удивительные вариации в характере записи pP , так что идентификация волн и измерения времен вступления могут быть неопределенными на одной станции и в то же время совершенно ясными на другой. Знание времен на различных станциях при постепенном увеличении эпицентрального расстояния помогает отличать pP и sP от других фаз, особенно от PcP , так как с увеличением расстояния интервал PcP - P быстро уменьшается, тогда как pP - P возрастает медленно.

ВИД СЕЙСМОГРАММ НА РАЗЛИЧНЫХ РАССТОЯНИЯХ

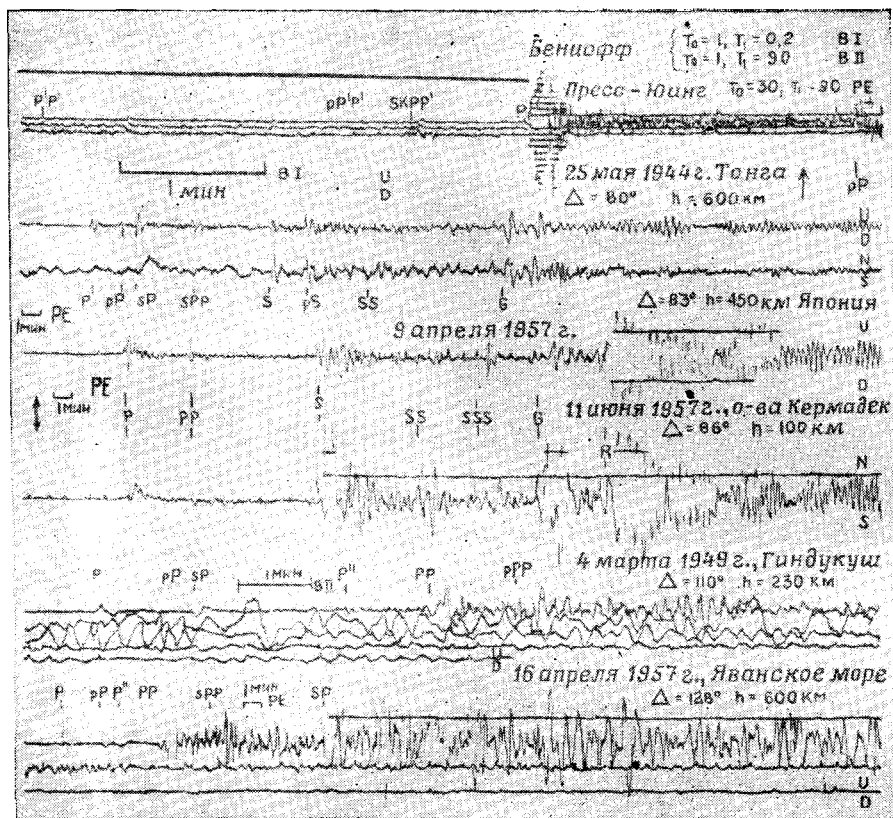
Для глубоких толчков на разных расстояниях нельзя провести такого последовательного описания внешнего вида сейсмограмм, какое было дано в главе 17 для неглубоких толчков. На любой станции, например в Пасадене, расстояния и глубины регистрируемых глубоких толчков лимитируются их узким географическим распределением. Следующие несколько замечаний основаны на записях Пасадене и Гаункайо (Перу), а также на некоторых сведениях, почерпнутых из других источников (фиг. 19-4).

На близких расстояниях нет заметных различий во внешнем виде сейсмограмм глубоких и неглубоких толчков, за исключением того, что группы P и S в случае глубоких толчков обычно отчетливее и период короче. В случае глубокого толчка глубину часто можно определить по сильной фазе S_cS , записанной только на горизонтальных компонентах сейсмограмм через несколько минут после S и по внешнему виду похожей на волну S афтершока. Нередко выделяется также фаза $sScS$.

На эпицентральных расстояниях от 60° до 80° можно выделить фазы $P'P'$, $SKPP'$, $P'P'P'$, особенно на короткопериодной вертикальной компоненте для сильных толчков. Интервал $P'P'P'$ - P (или $SKPP'P'$ - P) медленно изменяется с расстоянием; в комбинации с S - P он определяет как расстояние, так и глубину, если нет никаких ошибок в интерпретации фаз. Следует соблюдать осторожность, чтобы не ошибиться и не принять

$SKPP'$ за $P'P'$, которая вступает раньше и часто менее заметна. При больших глубинах $SKPP'$ с трудом отличается от $pP'P'$. Для глубокофокусных землетрясений, так же как и для мелких толчков при интерпретации возникает определенная трудность, вызываемая близкими временами вступления SKS , S и PS , несмотря на то, что их фазы резкие и легко различимые (с промежуточными толчками дело обстоит хуже из-за pS , sS и др.). С возрастанием глубины годографы для SKS и S продолжают пересекаться между 80° и 85° ; но интервал времени $S-P$ (или $SKS-P$) в точке пересечения уменьшается от 10 мин 20 сек для неглубоких толчков до 9 мин 50 сек для глубины около 600 км, так что интервалы $S-P$ для глубоких толчков требуют более пристального внимания.

Из опыта автора известно, что труднее всего разобраться в сейсмограммах теле-сейсм для промежуточной глубины очага в пределах расстояний около 35° и 115° .



Фиг. 19-4. Типичные сейсмограммы, полученные на станции Пасадена для промежуточных и глубоких землетрясений.

Обозначения для компонент: U — верх, D — низ; N — север, S — юг.

Такие сейсмограммы неожиданно оказываются сходными и, хотя они обнаруживают отдельные и четкие фазы, подходящим подбором соотношения между глубиной и расстоянием можно подогнать одну серию измерений под другую. Вблизи 35° к фазам PcP , ScP , PcS , ScS , которые часто бывают очень резкими на больших расстояниях при неглубоких толчках, добавляются $pPcP$, $sPcP$, $sScP$, $sScS$. Около 115° сейсмограмма начинается с фазы P'' , сопровождаемой PP , SKP , PPP , SKS и другими с соответствующими добавочными фазами, обусловленными большей глубиной фокуса. Кроме того, нередко случалось, что такая запись осложнялась еще вступлением фазы P от некоторого другого землетрясения. При таких обстоятельствах все, что можно сде-

вать, это тщательно отметить все ясные фазы и интерпретировать их впоследствии, когда в распоряжении окажутся данные других станций или международных центров.

Фаза sPP часто записывается гораздо лучше, чем pPP , а sS чаще выделяется, чем pS . Длиннопериодные фазы, такие, как SS , sSS и SSS , иногда принимаются за поверхностные волны и тогда оказывается необнаруженной глубокофокусность землетрясения.

Часто глубины значительно переоцениваются из-за того, что sP принимают за pP . Иногда большинство станций, записавших данное землетрясение, сообщают о сильном sP и пропускают или не могут отыскать pP . Это обычное явление для промежуточных Гиндукушских землетрясений.

Если можно сопоставлять сообщения многих станций, то неопределенность уменьшается; то, что ранее казалось безнадежно сложным, укладывается в определенную систему. Читатель сам может убедиться в этом, построив графики зависимости времени от расстояния для всех показаний различных станций, пользуясь данными *Международной сводки* для сильного глубокого землетрясения. Составители Сводки иногда заимствуют определения различных фаз просто из станционных бюллетеней, без коррекции; эти определения могут быть совершенно ошибочными. Действительные же отсчеты обычно укладываются на определенные, легко интерпретируемые годографы. Иногда о $P'P'$ и других подобных фазах сообщается как об отдельных землетрясениях, которые могут рассматриваться как афтершоки, или же быть принятыми за совершенно иные эпицентры.

ЛИТЕРАТУРА

Наблюдения и обсуждения

- Turner H. H., On the arrival of earthquake waves at the antipodes, and the measurement of the focal depth of an earthquake, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1922), 1, 1—13.
- Banerji S. K., On the depth of earthquake focus, *Phil. Mag.* (1925), 49, 65—80. (Возражает против утверждения, что глубокие толчки не показывают поверхностных волн.)
- Byerly P., *BSSA* (1925), 15, 148—152. (Критический обзор предыдущей статьи.)
- Wadati K., Shallow and deep earthquakes, *Geophys. Mag.* (Tokyo), (1928), 1, 162—202; (1929), 2, 1—36; (1931), 4, 231—285.
- Scrase F. J., The reflected waves from deep-focus earthquakes, *Proc. Royal Soc. (London)* (1931), 132, Ser. A, 213—235.
- Steinhardt V. C., The Japanese earthquake of March 29, 1928, and the problem of focus, *BSSA* (1932), 22, 81—137.

Расчеты и изучение времен пробега

- Jeffreys H., Some deep-focus earthquakes, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1935), 3, 310—343.
- Gutenberg B., Richter C. F., Materials for the study of deep-focus earthquakes, *BSSA* (1936), 26, 341—390; (1937), 27, 157—183.
- Gutenberg D., Richter C. F., Données relatives à l'étude des tremblements de terre à foyer profond, *Publ. bureau central sismologique international* (1937), 15, Ser. A, 1—70.
- Miyamoto M., On the ScS waves of deep-focus earthquakes observed near the epicenter and their applications, *Geophys. Mag.* (1934), 8, 77—101.
- Honda H., On the ScS waves and the rigidity of the earth's core, *ibid.*, 165—177.
- Jeffreys H., On pulses whose travel times are not true minima, *Proc. Cambridge Phil. Soc.* (1943), 39, 48—51. (Касается четкости фаз pP и PP .)

- Honda H., Itō H., On the reflected waves from deep focus earthquakes, *Science Repts. Tôhoku Univ., Geophysics* (1951), 3, Ser. 5, 144—155.
- Hayes R. S., A new phase in deep-focus earthquakes, *N. Z. Journ.* (1935), 17, 553—562. (О фазе sScS.)

Монографии

- Szirtes S., Seismogramme des japanischen Erbebens am 21. Januar 1906, *Zentralbureau der internationalen seismologischen Assoziation*, Strassburg (1909), Ser. A.
- Scrase F. J., The characteristics of a deep-focus earthquake, *Trans. Royal Soc. (London)* (1931), 231, Ser. A, 207—234. (Изучение Манчжурского землетрясения 20 февраля 1931 г.)
- Wadati K., Isikawa T., On deep-focus earthquakes in the northern part of the Japan Sea, *Geophys. Mag.* (1933), 7, 291—305. (Касается главным образом землетрясения 20 февраля 1931 г.)
- Kawasumi H., Yosiyama R., On the mechanism of a deep-seated earthquake as revealed by the distribution of initial motion at station throughout the world, *Proc. Imp. Acad.* (Tokyo), (1934), 10, 345—348. (Сведения о землетрясении 20 февраля 1931 г.)
- Brunner G. J., The deep earthquake of May 26, 1932, near the Kermadec Islands, *G. Beitr.* (1938), 53, 1—64.
- Caloi P., Giorgi M., Studio del terremoto delle isole Lipari del 13 aprile, 1938, *Ann. geofisica* (1951), 4, 9—26.
- Lynch W. A., Dillon V., The deep-focus earthquake of May 19, 1940, in the Sea of Okhotsk, *BSSA* (1943), 33, 251—267.

«Высокий фокус»

- Tillotson E., The 'high focus' earthquakes of the *International Seismological Summary*, *G. Beitr* (1938), 52, 377—407.
- Tillotson E., The African Rift Valley earthquake of 1928 January 6, *MNRAS Geophys. Suppl.* (1937), 4, 72—93.

Определение координат землетрясений

ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭПИЦЕНТРОВ

Подобно другим специалистам, сейсмологи иногда считают, что их результаты трактуются неправильно. Наиболее часто это случается в публичных дебатах об опасности землетрясения (глава 24), но и научная дискуссия временами искажается недопониманием методов, используемых для нахождения эпицентров и определения их глубины, или незнанием пределов точности, которых следовало бы ожидать.

Читатель, ознакомившийся с предыдущими главами, должен иметь представление о крупных и порой даже нелепых ошибках, которые могут возникнуть при предварительных, произведенных в первый же день оценках местоположения землетрясения, когда в распоряжении имеется только небольшая часть необходимых данных. Широкая пресса обычно публикует только эти первые догадки. По истечении времени, необходимого для более точного определения местонахождения землетрясения, событие уже перестает быть «новостью». Лица, интересующиеся техническими деталями землетрясения, должны остерегаться делать какие-либо выводы на основании только газетных данных. Информацию для научных работников или других заинтересованных лиц нужно черпать из технических журналов, стационарных бюллетеней или же получать непосредственно путем переписки между сейсмологами. Необходимо принимать в расчет время, требующееся для сбора и обработки данных.

Точность при определении координат эпицентра зависит от расположения сейсмологических станций вокруг него. Хорошие данные можно получить, если эпицентр окружен со всех сторон близкими или удаленными станциями. Если станции концентрируются с одной стороны от эпицентра, то точность значительно меньше. Поскольку и в этом случае координаты эпицентра обычно можно привести в соответствие со всеми имеющимися данными, надежность результата часто переоценивается даже опытными сейсмологами. Важным фактором в получении приемлемой точности при определении эпицентров является магнитуда, так как слабые землетрясения на удаленных станциях записываются неясно.

Землетрясение, удаленное от любой станции, но достаточно сильное, чтобы быть хорошо записанным как телесеismicкое в различных направлениях, может быть определено с ошибкой, не превышающей 25 км, или 15 миль. Несколько seismicких районов, подобных областям южной части Тихого океана, настолько удалены, что только редкие землетрясения в этих районах бывают достаточно сильными, чтобы быть записанными с удовлетворяющей точностью.

Предварительные определения координат телесейсм в тех случаях, когда имеются отсчеты лишь нескольких станций, никогда не бывают такими точными. Расстояние хорошо записанного удаленного толчка от одной станции можно определить с ошибкой не больше одного градуса (100 км или 60 миль); если такие определения имеются для нескольких хороших станций, координаты эпицентра можно установить с погрешностью, также не превышающей эту величину.

Для лучшего определения эпицентра следует иметь значения времен по крайней мере на нескольких станциях в пределах 300 км. Если эпицентр окружен активной сетью станций, как в Калифорнии, Японии, СССР или в Центральной Европе, может быть достигнута большая точность. Предварительные оценки расстояния в этом случае часто могут быть сделаны с ошибкой, не превышающей 10 км, а конечные определения для хорошо записанных толчков часто являются надежными в пределах 5 км (3 мили). Более точное определение является исключением и представляет результат специальных исследований или использования специального оборудования, такого, как переносные станции, применяемые в районе возникновения афтершоков.

При отсутствии группы нескольких хороших станций определения скоростей и структуры коры, а также локализация эпицентров ненадежны. Этот очевидный факт часто не принимается во внимание, что вводит в заблуждение лиц, не имеющих отношения к сейсмологии. Внимательный просмотр литературы иногда наводит на мысль, что, чем меньше имеется в распоряжении станций и чем хуже их оборудование, тем более надежные выводы делают некоторые сейсмологи; это, вероятно, потому, что их фантазия не подавляется слишком большим числом данных, требующих учета и согласования. Извинительной ошибкой, совершаемой в ранней стадии выполнения многих программ локализации землетрясения, является допущение, что большинство слабых землетрясений возникает вдоль главных и геологически очевидных разрывов. Грубо определенные расстояния в этом случае применяются для локализации эпицентров вдоль этих разрывов. С помощью лучших данных обычно обнаруживается, что эпицентры слабых толчков возникают чаще всего на вторичных разрывах, и на опубликованных картах эпицентры представляются рассеянными по всей активной области, а не располагающимися вдоль главных разломов (см. фиг. 28-3).

ГЛУБИНЫ

Глубина гипоцентров представляет большой интерес для геологии и геофизики, но она редко определяется точно. Нормальные или неглубокие землетрясения возникают выше границы Мохоровичича; обычно для таблиц стандартных времен пробега средняя гипоцентральная глубина принимается равной 25 км. Глубокофокусные землетрясения возникают на глубинах приблизительно до 700 км (450 миль); эти глубины могут часто определяться с точностью до 10 км, даже если эпицентр определен с ошибкой до 100 км или более. Методы, используемые в этом случае, обычно не применимы к неглубоким толчкам.

Высокую точность определения глубин можно получить, если землетрясения записываются сетью местных станций с надежной службой времени. Но существующая в настоящее время неустойчивость взглядов относительно структуры коры и характера сейсмических волн, наблюдаемых на коротких расстояниях, приводит к неопределенности, которая может быть устранена только в результате регистрации большего числа землетрясений и детальных

исследований местных структур. При подобных обстоятельствах геолог должен быть особенно осторожным в использовании эпицентров местных землетрясений и их глубин для установления таких деталей структуры, как, например, падение некоторых важных разломов, если специальные сейсмические исследования не подтверждают сделанных выводов. Примером того, чего мог достичь геолог при современном уровне знаний, являются исследования землетрясения Керн-Каунти 1952 г. (глава 28).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭПИЦЕНТРОВ

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ

Самый простой метод определения координат эпицентра, полезный для получения ориентировочных данных, основывается на нахождении интервала времени $S-P$ на нескольких станциях, вычислении соответствующего Δ для каждой станции и нанесении последних на глобус или карту. $S-P$ может варьировать от нескольких секунд для местных землетрясений до более чем 11 мин для телесеисм. Ввиду того что для телесеисм стандартные времена пробега табулированы и для P и для S с точностью до одной секунды, при использовании этого метода можно было бы достигать значительной точности, если бы вступления P и S были всегда правильно идентифицированы и достаточно точно отсчитаны.

Как показано в главе 17, одной из обычных ошибок является неправильное выделение S . Если даже фаза S распознана правильно, то и в этом случае можно допустить неточность порядка нескольких секунд в отношении выбора момента вступления, когда оно начинается на фоне предыдущих колебаний. В итоге простой метод нахождения эпицентральных расстояний по $S-P$ становится неприменимым для расстояний Δ , значительно превышающих 100° . Для достижения хороших результатов необходимо пользоваться действительными временами записи на различных станциях.

Любое определение расстояний Δ , даже на основании разности времен $S-P$, подразумевает определение начального момента O , в который произошло землетрясение¹. Для перехода от $S-P$ к $P-O$ легко построить таблицы (приложение VIII). Вычитая $P-O$ из записанного времени P , получим O . Как отмечалось в главе 17, если расстояния определяются с помощью подвижной полосы, накладываемой на годографы волн, то непосредственно из них можно получить время в очаге. Этот способ имеет то преимущество, что в нем принимаются во внимание все записанные фазы.

Время в очаге получают из данных каждой станции. Времена должны быть согласованными. Если на одной станции обнаруживается большое расхождение, то это может быть обусловлено или ошибкой во времени, или неправильной интерпретацией фаз; иногда в этом вопросе бывает трудно разобраться. Если таких трудностей не встречено, то время в очаге вычисляется как среднее из нескольких определений. По этому выбранному времени в очаге определяются расстояния до различных станций, используя, если возможно, таблицы для $P-O$ в функции Δ . Эти расстояния отмечаются в виде

¹ В этой книге для времени в очаге используется символ O , который был общепринятым до тех пор, пока несколько лет назад некоторые группы сейсмологов не ввели новые символы под тем предлогом, что O использовался неправильно. Так как это неправильное использование было обусловлено ошибками интерпретации, которые могут встречаться независимо от того, какой именно символ применяется, нет никаких причин отказываться от лучшего обозначения.

дуг на глобусе; если дуги пересекаются почти в одной точке, эта точка определяется как эпицентр. Иногда случается, что дуги проходят вблизи друг друга не пересекаясь; причиной этого может быть выбор слишком позднего времени в очаге или же (для телесейсм) это может быть следствием большой глубины очага. Противоположный результат, когда все дуги дают «перелет», обычно вызван слишком ранним временем в очаге, если не предполагалось глубокого фокуса. Однако это может случиться лишь для плохо записанных или сложных толчков, когда на многих станциях потеряно первое вступление.

ТЕЛЕСЕЙСМЫ; НЕГЛУБОКИЕ И ГЛУБОКИЕ

Большая часть из того, что было сказано, может применяться с небольшими изменениями к исследованию местных землетрясений или глубокофокусных телесейсм. При дальнейшем рассмотрении мы прежде всего ограничимся обычными неглубокими телесейсмами. Определения эпицентров в этом случае можно улучшить, если повысить точность определения расстояний от станций до эпицентра. Если принять максимальные предосторожности, то это можно сделать измерениями на глобусе, но большинство имеющихся в продаже глобусов не является точными сферами, а применение плоских карт к криволинейной поверхности Земли обычно тоже неточно. Надежным методом является расчет Δ по координатам эпицентра и станции при использовании формул сферической тригонометрии или эквивалентных им. Большое количество таких вычислений выполнено для *Международной сводки*. Опубликованные там результаты могут быть использованы заинтересованными сейсмологами для облегчения их работы.

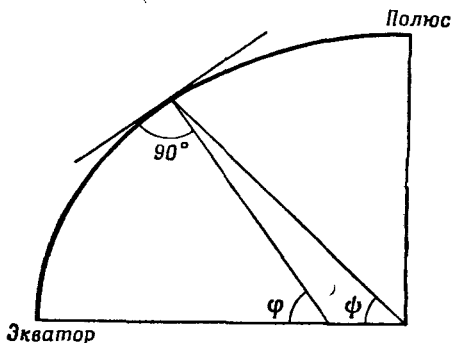
Геоцентрические широты. В главе 17 кратко упоминалось об эффекте эллиптичности Земли. Величина Δ , которую мы называем расстоянием от эпицентра до станции, есть или должна быть углом в центре Земли между радиусами, проведенными к этим точкам. Она может быть вычислена из долгот или из *геоцентрических широт*, которые являются углами между радиусами и плоскостью экватора. Было бы ошибкой использовать обычную географическую или *геодезическую широту*, которая обозначается на карте и обычно считается широтой, указываемой станцией в сообщении о ее местоположении¹. Геодезическая широта — это угол между нормалью к поверхности Земли (более точно к сфероиду) и экваториальной плоскостью. Фиг. 20-1, в которой намеренно преувеличена эллиптичность, показывает различие между геоцентрической широтой ψ и геодезической широтой φ . Количественно это представлено формулой:

$$\operatorname{tg} \psi = (1 - f)^2 \operatorname{tg} \varphi = 0,993277 \operatorname{tg} \varphi,$$

где f — сжатие Земли, равное $1/297$.

Приблизительно

$$\varphi - \psi = 11,7 \sin 2\varphi$$



Фиг. 20-1. Геоцентрические и геодезические широты.

¹ Имеется еще третья величина — *астрономическая широта* — угол между линией отвеса и плоскостью экватора. В горных областях гравитационные неоднородности особенно сильно отклоняют линию отвеса. В обсерватории Маунт-Вильсон астрономическая широта на $25,15 \text{ сек}$ дуги меньше, чем геодезическая, что соответствует 775 м на поверхности почвы. Это одно из самых больших известных отклонений.

в минутах дуги. Максимальное различие на широте 45° ; если станция и источник находятся на этой широте, то обе поправки могут составить 23,4 мин дуги, что соответствует 43 км на глобусе.

Направляющие косинусы. В *Международной сейсмологической сводке* и многих других изданиях Δ рассчитывается по стандартным направляющим косинусам эпицентра и станции. Это косинусы углов, которые образует радиус, проведенный через данную точку, с тремя взаимно перпендикулярными осями системы координат, начало которой находится в центре Земли, а оси проходят через северный полюс и точки пересечения экватора с гринвичским меридианом и меридианом 90° в. д. Геоцентрические направляющие косинусы для большинства активных сейсмологических станций публикуются в *Международной сейсмологической сводке*; три косинуса обозначаются a, b, c . Соответствующие косинусы для эпицентров, используемые в Сводке, печатаются вверх перед данными для каждого толчка с обозначениями A, B, C . При этих обозначениях

$$\cos \Delta = Aa + Bb + Cc$$

(заметим, что $A^2 + B^2 + C^2 = a^2 + b^2 + c^2 = 1$).

Если сейсмолог замечает, что эпицентр интересующего его толчка близок к эпицентру, указанному в *Международной сводке*, он может взять расстояния Δ из Сводки для станций и рассчитать другие расстояния по данным A, B, C и по направляющим косинусам добавочных станций. Это сократит его работу по уточнению положения эпицентра. Но сделает он это или нет, общая процедура остается сложной, состоящей из нескольких довольно трудных приемов.

Стандартная методика. 1. Сначала находят приближенные координаты эпицентра и время в очаге с помощью глобуса и годографов времен пробега или используя какое-нибудь подходящее удачное предположение.

2. Рассчитывают (или берут из Сводки) расстояния Δ до станций, которые предполагают использовать, и отмечают соответствующие азимуты станций вокруг эпицентра (север 0° , восток 90° , юг 180° , запад 270°). Азимуты даются в Сводке, но они также легко определяются по глобусу с помощью натянутой нити и транспорта с ошибкой не больше нескольких градусов, что является достаточной точностью для данных целей.

3. Пользуясь выбранным временем в очаге, определяют P - O для каждой станции и берут из таблиц соответствующие расстояния Δ в градусах и десятих, интерполируя, где это необходимо.

4. Из расстояний, найденных в (3), вычитают соответствующие вычисленные расстояния от предполагаемого эпицентра. Результаты вычитания с учетом знака откладывают по оси ординат, азимут станции — по оси абсцисс.

5. Подбирают подходящую синусоидальную кривую к полученному графику разностей; по ней определяют поправки к широте и долготе, дающие исправленные координаты эпицентра, и, если необходимо, поправку к принятому времени в очаге. (Кривая дает как С-Ю, так и В-З поправки в градусах большого круга; последнюю следует разделить на косинус широты для получения поправки в градусах долготы.)

6. Сравнивают с исправленными координатами эпицентра и временем в очаге времена пробега P' или SKS до удаленных станций, чтобы подтвердить предположение о малой глубине или обнаружить незамеченный глубокий фокус (глубины порядка 60 км определить особенно трудно).

Подробный пример описанной процедуры дан в приложении X. Этот же метод можно применить с некоторыми изменениями к глубоководным землетрясениям. По $S-P$ определяются предварительные времена в очаге. Использование таблиц, составленных для неглубоких толчков, введет только небольшую систематическую ошибку; лучше же составить таблицы для различных глубин. Обычно бывает достаточно знания отсчетов pP или определений глубины по другим фазам, по крайней мере для предварительной оценки глубины, которую следует давать с точностью до 10 км. Расстояния вычисляются так же, как и для неглубоких толчков, используя координаты предварительного определения эпицентра; расстояния, вычисленные по временам пробега и использованные для определения разностей, интерполируются с помощью таблиц, учитывая предварительное определение глубины. Если синусоидальная кривая несимметрична относительно линии нулевой разности, требуется поправка ко времени в очаге, к глубине или к тому и другому.

Для хорошо записанного толчка следующим шагом в определении является использование времен P' . Зная исправленные координаты эпицентра, определяют расстояния до станций, записавших P' , и время пробега $P'-O$ используют для нахождения соответствующих глубин. Если определенные значения глубин расходятся со значениями, полученными из $pP-P$, необходимо изменение. Может случиться, что pP идентифицировано неправильно; но обычно подбор времени в очаге приводит данные в соответствие.

Вместо P' для проверки глубины можно использовать SKS . Эта фаза часто записывается достаточно отчетливо. На расстояниях свыше 90° она значительно опережает S и другие фазы, относящиеся к этой группе, поэтому неверная интерпретация на нескольких станциях маловероятна. Кроме того, время пробега $SKS-O$ изменяется с глубиной почти вдвое сильнее по сравнению с $P'-O$, так что первый интервал является более чувствительной мерой глубины. Однако период волны SKS соответственно длиннее, и хотя она легко выделяется на сейсмограмме, время вступления ее не может быть измерено так же точно, как P' . В общем же SKS и P' почти одинаково пригодны для определения глубины.

Ошибки и трудности интерпретации. Процедуры, описанные выше, более или менее обычны; они предполагают хорошую запись толчка с выделением и точным измерением P и P' большим числом станций. Их не очень легко применить к слабым землетрясениям и даже к сильным землетрясениям, записанным до 1920 г. Нераспознанные случаи глубоководных землетрясений вносят большую путаницу в ранние данные. Подробности об этом можно найти в описаниях географии глубоких и неглубоких землетрясений.

Необходимо взвесить все возможности неправильной интерпретации, изложенные в главах 17 и 19. Если число имеющихся в распоряжении наблюдений уменьшается, то даже одиночные описки становятся важными; если опорная станция укажет время P с ошибкой в одну минуту, то выявление этой ошибки и правильное построение эпицентра могут оказаться невозможными.

МЕСТНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Основные положения. Определение эпицентров для сильных местных землетрясений делается в конечном итоге на основании измеренных времен P и установления времени в очаге, которое определяется путем последовательных приближений. При обработке слабых землетрясений для включения их в текущие сообщения полезен в качестве стандартного метод подбора

положения подвижной полосы на годографах стандартных времен пробега главных фаз. Первое вступление может быть слабым и неясно записанным, но обычно интерпретации сейсмограмм на нескольких близких станциях могут дать согласованные значения времен в очаге благодаря тому, что дуги расстояний указывают единственное положение эпицентра. Время в очаге, полученное в процессе этих определений с учетом ошибок, может быть затем использовано для дальнейшего подбора последовательных приближений или же для эмпирического улучшения годографов стандартных времен пробега. Для землетрясений, хорошо записанных многими станциями, пригодны и предпочтительны более непосредственные приемы.

Если землетрясение достаточно сильное, чтобы быть записанным с резким началом колебаний, то вследствие неопределенности глубины гипоцентра, эпицентры лучше всего определять с помощью станций, эпицентральные расстояния которых значительно больше, чем вероятная глубина, скажем 60—100 км. Если строение коры горизонтально-слоистое, то эпицентры могут быть определены со значительной точностью независимо от гипоцентральной глубины по временам P_n , надежно полученным на станциях в различных направлениях. Разность времен между вступлениями на любых двух станциях умножается на кажущуюся скорость P_n (8,4 км/сек для южной Калифорнии). Это дает разницу эпицентральных расстояний, которая определяет на карте гиперболу. Эпицентр может быть определен графически как пересечение таких гипербол или же аналитически с помощью методов оперирующих численно с координатами и временами. Но во многих районах, как, например, вблизи Сьерры-Невады, где строение коры не горизонтально-слоистое, граница Мохо заметно погружается. Эффект малого погружения должен был бы заключаться в смещении вычисленного эпицентра в направлении падения. Заметим, что этот источник ошибок не влияет серьезным образом на относительное расположение близлежащих эпицентров; это важно учитывать при рассмотрении результатов исследования землетрясения 1947 г. в Маниксе (глава 28).

Хорошие определения эпицентров были сделаны при использовании станций, расположенных в различных азимутах на расстояниях менее 100 км, когда запись на сейсмограммах начинается с прямой волны p . Если несколько станций не находятся почти на одном и том же расстоянии, так чтобы времена первых вступлений были бы близки между собой, то на найденный эпицентр могут влиять заметным образом небольшие изменения предполагаемой гипоцентральной глубины и времени в очаге, даже при простом допущении о постоянстве известной скорости p . Существуют различные геометрические построения при эквивалентных аналитических выражениях. Ниже описывается простой метод, допускающий постоянство скорости.

Стандартная методика. 1. На нескольких станциях измеряются или приблизительно высчитываются времена первых вступлений прямых продольных и поперечных волн p и s : Строится график зависимости интервала $s-p$ от истинного времени вступления p . Точки должны ложиться на прямую линию, пересечение которой с линией $s-p = 0$ дает на оси абсцисс время в очаге. Этот метод теоретически пригоден, даже если скорость изменяется, при условии, что коэффициент Пуассона остается постоянным.¹

2. Интервалы времени $p-O$ умножаются на значение средней скорости p (для южной Калифорнии оно равно 6,34 км/сек), для того чтобы дать пред-

¹ Наиболее простой путь заключается в предположении, что коэффициент Пуассона равен 0,25; тогда, чтобы определить $p-O$ нужно каждую разность $s-p$ умножить на 1,37. Среднее значение из полученных времен в очаге используют для перехода к процедуре пункта (2).

полагаемые расстояния по прямой от гипоцентра до станций. Назовем любое такое расстояние D .

3. Предположим, что станции находятся примерно на одной и той же высоте относительно уровня моря. (Различия могут быть скорректированы геометрически.) Вокруг двух каких-либо станций на карте проводятся окружности с радиусами, соответствующими значениям D . Эти окружности теоретически представляют след на земной поверхности таких сфер, на которых должен лежать гипоцентр. Следовательно, окружности должны пересекаться и их общая хорда должна проходить через эпицентр. Если провести соответствующую окружность для третьей станции, то в результате получатся три общие хорды, которые геометрически должны проходить через одну точку. Эта точка и является эпицентром. Соответствующая гипоцентральная глубина h находится из уравнения (при желании графически), связывающего h с эпицентральной расстоянием Δ и гипоцентральной расстоянием

$$h^2 = D^2 - \Delta^2.$$

4. Если имеются данные для четырех или более станций, то образуется целая система общих хорд, которые проходят через эпицентр. Увязка расхождений может быть выполнена аналитически, методом наименьших квадратов.

5. Результат может быть часто улучшен путем небольшого изменения времени в очаге; это вполне законная операция, так как время в очаге, полученное с помощью интервалов $s-p$, совсем не обязательно должно лучше отвечать действительности, чем время, определяемое путем последовательных приближений. Такое изменение сдвигает точку пересечения общих хорд для любых трех данных станций вдоль прямой линии, которая проходит через центр окружности, проведенной через эти три станции. Если используется больше чем три станции, то пересечение таких прямых линий теоретически определяет как время в очаге, так и эпицентр, при этом всегда предполагается, что скорость задана. Подобные же процедуры применимы, если время в очаге фиксировано, а скорость варьирует.

6. При стандартной обработке данных в Пасадене гипоцентральная глубина h принимается равной 16 км. При этом предположении Δ можно табулировать как функцию $P-O$; засечки с радиусом Δ должны пересекаться в эпицентре. Если засечки систематически не доходят друг до друга или заходят слишком далеко, то это указывает на изменение в предполагаемой глубине или времени в очаге, и данные вновь проверяются.

Глубина. Изучение соответствующей геометрии показывает, что в то время как эпицентр лучше всего фиксируется на очень близкими станциями, удачно распределенными в различных азимутах, определение глубины этими методами требует по меньшей мере одной станции, расположенной вблизи эпицентра. Это означает, что определение глубины может быть проведено с удовлетворительной точностью только в редких случаях¹; почти все эти случаи — результат того, что временные станции были помещены в районе, где после сильного землетрясения возникли афтершоки, как это было сделано в Калифорнии и в Японии.

Время пробега P_n также изменяется с гипоцентральной глубиной, и хотя оно может быть использовано для различения глубин толчков с почти одним и тем же эпицентром, точная интерпретация P_n зависит от глубины Мохо и распределения скоростей выше нее. Если положение нескольких

¹ Это не касается глубокофокусных землетрясений, для которых используется интервал $pP-P$ и другие данные.

гипоцентров определено с помощью прямой волны p , то другие гипоцентры в том же районе могут быть исследованы путем использования Pn . Тогда можно заново интерпретировать времена ранее записанных толчков и весь накопленный годами материал станет пригодным для детального изучения как статистики возникновения землетрясений, так и локальной структуры коры.

Пример детальной обработки материалов по определению малых толчков дается в приложении XI.

Вычисление малых расстояний. Для многих целей предпочтительнее вычислять короткие расстояния по координатам, а не измерять их на карте. Для расстояний менее 500 км влияние кривизны земной поверхности мало, и расстояния могут быть рассчитаны с ошибкой не более 0,1 км по формуле

$$\Delta^2 = \Delta x^2 + \Delta y^2,$$

где $\Delta x = A \Delta \lambda$ и $\Delta y = B \Delta \varphi$. Здесь λ — долгота и φ — геодезическая широта; $\Delta \lambda$ и $\Delta \varphi$ — разности между долготами и широтами двух данных точек. Если они выражаются в минутах дуги, то A и B — соответственно длины в километрах одной минуты долготы или широты. Точное значение Δ легче всего получить, используя A и B , соответствующих средней широте между двумя точками; это соответствует навигации по способу средней широты. Величина B близка к 1,85 км и медленно изменяется с широтой из-за эллиптичности меридиана. Величина A около $1,86 \cos \varphi$, где числовой множитель также медленно изменяется с широтой; из-за множителя $\cos \varphi$ при быстрой обработке для A требуются большие таблицы, чем для B . Если расстояния из данной точки, например из сейсмической станции, вычисляются повторно, то могут быть составлены специальные таблицы, которые ускоряют обработку. Общие таблицы для A и B даны в приложении XII.

Международная сейсмология¹

СТРУКТУРА МЕЖДУНАРОДНОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ

ОБМЕН ДАННЫМИ

Сейсмология для Земли в целом требует международного сотрудничества. Многие из основных достижений явились результатом сбора в одном научном центре сейсмограмм (оригиналов записи или их фотокопий) единичного крупного землетрясения, записанного станциями всего мира, и общего их исследования. Возможность такого сбора сейсмограмм зависит от международных связей ученых, которые не прекращались, несмотря на политические перевороты и войны.

Обмен данными, представленными в форме отсчетов, взятых с сейсмограмм, происходит в большом масштабе и по всему миру со все возрастающей эффективностью. Этот обмен поощряется Международным союзом геодезии и геофизики (International Union of Geodesy and Geophysics). В публикации данных имеются четыре основные стадии: предварительные станционные бюллетени, предварительные международные бюллетени, пересмотренные и исправленные станционные бюллетени и в завершеном виде *Международная сейсмологическая сводка* как хранилище данных (ее определения эпицентров и другие виды интерпретации нуждаются в повторной проверке по мере развития науки).

До последнего времени предварительные станционные бюллетени издавались ежемесячно или ежеквартально и рассылались обычной почтой. В настоящее время многие из хорошо оборудованных станций применяют более совершенную методику. Авиапочтой можно переслать открытку в любое место земного шара всего за 10 центов (или за эквивалентную цену), и поэтому такие письма используются теперь для сообщения предварительных отсчетов с интервалами в 10 дней. Многие станции передают сведения с помощью телеграфа и телетайпа, иногда ежедневно, таким центральным учреждениям, как Береговая и геодезическая служба США в Вашингтоне и Международная центральная сейсмологическая служба (Международное сейсмологическое бюро — Bureau central Internationale Seismologique) в Страсбурге. В Вашингтоне для каждого достаточно хорошо записанного землетрясения определяют эпицентр, время в очаге и глубину и рассылают результаты примерно через 10 дней после возникновения землетрясения. Страсбург, спустя несколько месяцев, рассылает бюллетень, содержащий главные отсчеты, которые сообщались станциям в течение всего месяца, с определениями эпицентров, времен в очаге, глубин и магнитуд, полученными из различных источников (включая многие результаты обра-

¹ Данные сейсмологии накапливаются довольно быстро. В этой главе автор описывает состояние вопроса на 1 июля 1956 г. на основании тех данных, которыми он располагал к этому времени.

ботки, полученные впервые в самом Страсбурге). Это издание и *Международная сводка* поддерживаются теперь ЮНЕСКО.

Большинство станций после получения международных бюллетеней и бюллетеней других станций издают исправленный бюллетень, в котором интерпретация фаз скорректирована с учетом лучшей информации и добавлены новые данные. Например, группа станций южной Калифорнии издает главным образом предварительные сведения головной станции в Пасадене, но в исправленный бюллетень включает также отсчеты вспомогательных станций.

После общей увязки исправленные бюллетени со временем издаются для составления *Международной сейсмологической сводки*. Надо учитывать, что Сводка оперирует (частично в результате войны) с данными прошлых лет (в настоящее время запаздывание около 8 лет; сведения о землетрясениях, происшедших за последний квартал 1948 г., были посланы в прессу в августе 1956 г.) Сводка повторяет отсчеты, даваемые станциями для землетрясений; записанных достаточно хорошо, чтобы сделать последующие определения; она дает также тщательно пересмотренные эпицентры, время в очаге, глубины и много других полезных деталей (включая теперь и макросейсмические данные), но не содержит амплитуд и периодов.

ФОРМА ОТЧЕТОВ

Общие сведения. Предварительные отчеты составляют в той форме, которая удобна для сообщающей станции. Исправленные же бюллетени более или менее соответствуют принятым международным стандартам (фиг. 21-1, 21-1А). Фиг. 21-1 представляет хороший типичный пример станционного бюллетеня. Заметим, что названия колонок и примечания даны на французском языке, который обычно используется для международной переписки. Первая колонка этого бюллетеня дает календарную дату¹, а также компоненту С—Ю или В—З, к которой относятся отсчеты. Колонка с фазами дает указания фаз *P*, *S* и т. д., которые обычно дополнительно обозначаются: *e*—в случае слабого рассеянного вступления или *i*—в случае сильного резкого вступления. Времена — по гринвичскому гражданскому времени (ГГВ)². Отсчеты берут с точностью до секунды или иногда до одной десятой минуты. Периоды волн даются в секундах; амплитуды движения грунта *A* вычисляются по амплитудам на сейсмограмме с привлечением соответствующих констант и приводят в трех колонках для трех компонент. Предусмотрены колонки для расстояний Δ и для примечаний.

Многие станции сокращают эту форму, не приводя последовательно все отсчеты для отдельных приборов. Ввиду того что амплитуды вычисляются главным образом для сильных и наиболее важных фаз, колонки для амплитуд часто опускаются, а соответствующие сведения даются в графе примечаний. Отсутствие интереса к амплитудам и одновременное стремление к лучшему отсчету времени вызвало пренебрежение к этой части сообщений. Однако в настоящее время, в связи со все увеличивающимся количеством работ по определению магнитуд и энергий, сообщения станциями амплитуд

¹ В этом и некоторых других бюллетенях в колонке, содержащей дату регистрации, обычно указывают лишь день месяца, что очень неудобно, так как название месяца часто приходится разыскивать на нескольких предыдущих страницах. О том, что год всюду 1951, говорит тот факт, что бюллетень издается ежегодно.

² День по ГГВ начинается в полночь на нулевом меридиане. При международных связях естественно не употребляются декретируемые отдельными странами частные системы времени (зимнее время, летнее время).

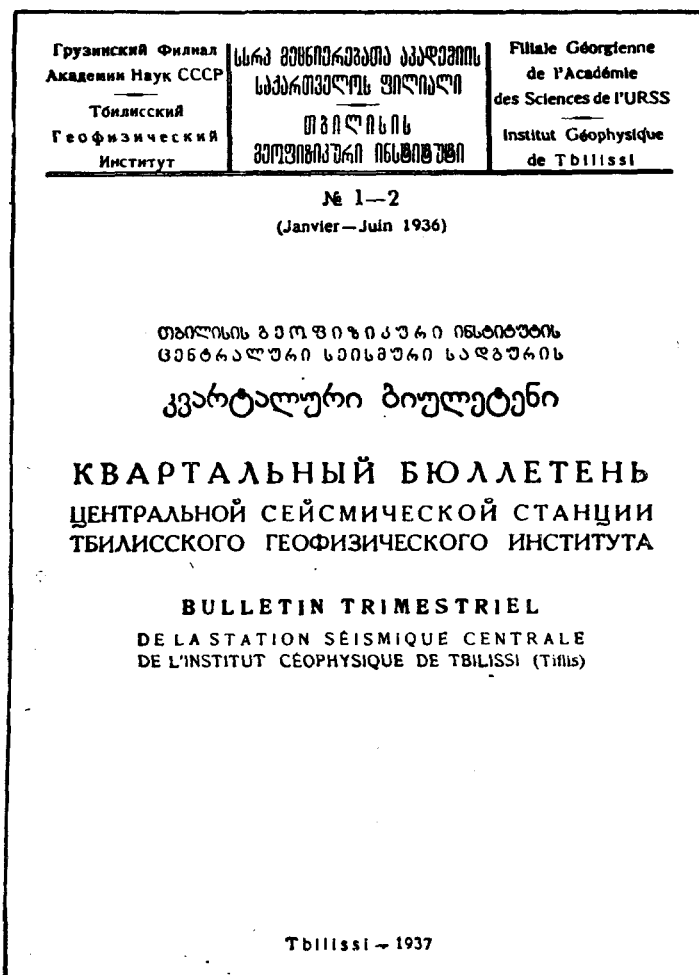
BUDAPEST

Date	Phase	Heure de Greenwich			Période	Amplitude			Δ	Remarques	
		h	m	s		A _N	A _E	A _Z			
						μ	μ	μ			km
31. N—S	P	21	8	23	5	5		83,8° 9300	Philippines		
	e		9	37							
	iS		18	42							
	e		19	12							
	e			55							
	eSSS		26	42							
	eL		42								
	M		49								
	F	22	10							16	5
	E—W	iP	22	8						24	
i				39							
PP			11	39							
iS			18	39							
ePS			19	15							
PPS				53							
SS			24								
eL			47								
R		22	10								
Juin 5. N—S		P	17	10	2				97,5° 10800	Iles de Kiou-Siou	
	ePP		13	27							
	SKKS		20	14							
	iS			39							
	ePS		22	5							
	ePPS			38							
	eSSP		27	30							
	eSSS		31	23							
	eL		38								
	M		43		24						78
	M		48		17						47
	M		50,5		14						27
	M		52		16						43
	M		53		16						40
	F	18	30								
E—W	P	17	10	2							
	i			15							
	ePP		12	52							
	SKKS		20	16							
	iS			40							
	e		21	20							
	ePPS		22	49							
	eSSP		27	33							
	eSSS		30	5							
	eL		38								
M		48		16	35						
M		50		14	51						
M		52		15	58						
M		53		14	17						
F	17	40									
6. N—S	P	16	16	41				32,5° 3610			
	i		17	8							
	e		21	38							

Фиг. 21-1. Страница из обычного сейсмологического станционного бюллетеня. Будапешт, 5 июня, 1951 г.

и периодов поощряются. Многими станциями даются амплитуды только для самых сильных поверхностных волн. Это далеко не полная информация, даже для неглубоких толчков. Для глубокофокусных же землетрясений магнитуды могут быть определены только по известным амплитудам и периодам для объемных волн.

Ежегодное сообщение Будапешта включает подобные данные вспомогательных станций на отдельных листах. Другие группы нескольких станций



Фиг. 21-1А. Титульный лист Тбилисского бюллетеня (Тбилиси, Грузинская ССР). Используется три алфавита.

дают все сообщения вместе. Примером является исправленный бюллетень Пасадены и ее вспомогательных станций (фиг. 21-2). Этот бюллетень, из соображений экономии представленный в несколько сжатой форме, содержит колонку, озаглавленную «Sta.», в которой даются сокращения названий станций (Р для Пасадены). Амплитуды и периоды (в микронах и секундах) для различных записанных в Пасадене фаз, включая максимальную фазу поверхностных волн, даются в колонках, следующих за колонкой с временами. Магнитуды, эпицентры и время в очаге цитируются по данным Береговой и геодезической службы США (USCGS) и Центрального международного сейсмологического бюро или определяются в Пасадене; дополнительная информация или замечания следуют за данными для каждого толчка.

На фиг. 21-3 показана форма *Международной сейсмологической сводки*. Сообщение о каждом толчке начинается с данных о времени в очаге и координатах эпицентра. *A, B, C...* — географические данные для вычисленных расстояний и азимутов, которые даны для каждой станции в колонках, озагла-

1948		155						
April 13d. 19h. 57m. 50s. Epicentre 19°-08. 175°-5W. Depth of focus 0-030.								
A = -0.9433, B = -0.742, C = +0.3236; $\delta = +4$; $h = +5$;								
D = -0.078, E = +0.997; G = +0.323, H = +0.023, K = -0.948.								
	Δ	Az.	P.	O-C.	S.	O-C.	Supp.	L.
	m.	m.	s.		m.	s.	m.	m.
Apia	6.3	35	—	—	0 37	7	—	—
Auckland	19.7	204	13 16	-58	8 32	+53	14 15	P
Arupuni	20.5	201	1 22	?	7 58	+5	—	—
Wellington	23.7	199	4 52	-1	8 45	-4	15 32	ScS
Christchurch	26.4	200	6 32	PPP	9 14	-19	7 32	?
Riverview	33.1	237	16 16h	-1	111 13	-5	17 34	pP
Santa Barbara	z 75.1	46	e 11 17	-2	—	—	—	—
Pasadena	75.9	47	e 11 25	+1	120 46	0	112 24	pP
Mount Wilson	76.1	47	e 11 27	+2	—	—	112 26	pP
Palomar	z 76.4	48	e 11 28	+2	—	—	112 20	pP
Riverside	z 76.4	47	e 11 28	+2	—	—	112 29	pP
Shaasta Dam	77.2	39	e 11 31	0	e 21 5	+5	112 32	pP
Tinemaha	77.6	45	e 11 44	+11	e 21 43	SP	112 45	pP
Boulder City	79.2	46	e 11 44	+2	e 21 26	+5	112 46	pP
Overton	79.8	46	e 11 39	-6	—	—	—	—
Pierce Ferry	79.9	47	e 11 47	+2	e 21 34	+6	112 49	pP
Tucson	80.1	51	e 11 48	+2	—	—	112 49	pP
Grand Coulee	83.6	34	e 12 4	0	—	—	113 7	pP
St. Louis	98.1	52	e 14 14	+62	e 24 24	+8	e 26 10	PS
La Paz	z 100.4	112	e 17 38	PP	—	—	—	e 42.2
San Juan	113.6	77	—	—	124 36	[+ 1]	—	—
Tashkent	121.1	307	e 19 43	PP	e 25 0	[- 2]	—	—
Sverdlovsk	124.1	326	e 20 11	PP	—	—	—	—
Baku	135.8	309	e 22 7	PP	—	—	—	—
Leninakan	140.1	311	e 18 59	[- 3]	—	—	—	—
Yalta	144.5	322	19 9	[- 1]	—	—	—	—
De Bilt	147.0	358	e 19 16h	+11	e 41 10?	SS	120 23	pPKP
Cölnberg	z 147.1	350	e 19 16	+11	—	—	—	e 60.2
Jena	147.6	350	e 19 14	[- 2]	—	—	—	—
Uccle	148.3	1	e 19 21k	[+ 4]	c 41 28	SS	e 20 33	pPKP
Cheb	148.4	350	e 12 101	?	—	—	—	—
Ksara	148.4	304	e 19 19	[+ 2]	—	—	120 32	pPKP
Straasbourg	150.4	355	e 19 26	[+ 7]	—	—	—	—
Basle	151.4	358	e 19 23	[+ 3]	25 44	[- 19]	—	e 85.3
Zürich	151.5	356	e 19 29k	[+ 8]	—	—	—	—
Zagreb	151.6	343	e 19 26	[+ 5]	—	—	e 20 36	pPKP
Chr	151.9	353	e 19 22k	[+ 1]	—	—	—	—
Clermont-Ferrand	153.3	2	e 19 33	[+ 10]	—	—	—	—
Helwan	153.3	297	19 31	[+ 8]	29 45	?	—	—
Rome	156.2	346	e 19 29	[+ 2]	—	—	—	—

Additional readings —
 Wellington PcP - 6m.31s., ScP - 2m.26s., SS - 11m.4s.
 Riverview 1EZ - 7m.43s., iSS1N - 13m.30s., iSSZ - 14m.2s., iSSN - 14m.5s., iSS1EN - 16m.21s.
 Pasadena 1PcPZ - 11m.50s., eSS - 22m.42s.
 Mount Wilson 1PcPZ - 11m.52s.
 Palomar 1Z - 11m.56s.
 Riverside 1PcPZ - 11m.53s.
 Shaasta Dam eS - 21m.20s.
 Tinemaha 1PcPZ - 12m.10s.
 Boulder City e - 21m.40s., ePS - 23m.14s.
 Tucson 1 - 12m.14s., eSP - 13m.24s., ePP1 - 15m.57s., ePPP - 16m.41s.
 St. Louis eSKSE - 23m.27s., eSKSE - 25m.24s., eN - 27m.22s., eSSN - 31m.12s.
 Collnberg eS - 19m.19s. and 19m.35s.
 Jena eEN - 19m.15s.; eN - 19m.30s., eE - 19m.37s.
 Uccle ePS1 - 30m.59s.1
 Ksara 1pPP - 23m.54s.
 Strasbourg e - 19m.30s.
 Zagreb e - 20m.41s.
 Chr 1 - 19m.30s.
 Helwan 1 - 19m.45s.
 Rome e - 32m.34s.
 Long waves were also recorded at Sofia.

Фиг. 21-3. Страница из Международной сейсмологической сводки.

Сообщения о местных землетрясениях. Большинство станций, не имеющих высокочувствительных приборов и не расположенных в активных сейсмических районах, помещает в свои бюллетени отсчеты для местных землетрясений вместе с отсчетами для телесеисм. Большая часть японских станций включает в свои бюллетени в первую очередь местные землетрясения; если их много, то, естественно, возникает проблема отбора землетрясений для бюллетеней.

Бюллетень, издаваемый Пасаденой и вспомогательными станциями (фиг. 21-2), содержит отсчеты главным образом для телесеисм, число кото-

рых до 1500 в год; времена для них даются только отдельными, пятнадцатью хорошо оборудованными станциями. Включаются также отсчеты для сильных местных толчков, в основном с магнитудой 5 и выше, которые, вероятно, должны быть записаны и удаленными станциями.

О слабых местных толчках в южной Калифорнии, с магнитудой ниже 3, сообщается в отдельном бюллетене, который дает только определенные эпицентры, времена в очаге и магнитуды. В обычные годы такой список содержит около 300 толчков ежегодно. Отсчеты времен на отдельных станциях не публикуются.

Бюллетень, издаваемый Японским метеорологическим агентством (Japan Meteorological Agency)¹ в Токио, сообщает обычно только о главных землетрясениях в районе Японских островов. За 1955 г. о 196 землетрясениях сообщалось подробно. Большинство из них имело магнитуду по крайней мере 5, и они были записаны европейскими и американскими станциями. В бюллетень включены также отсчеты для небольшого числа телесейсм. Для сильного толчка бюллетень Японского метеорологического агентства дает отсчеты 80—100 японских станций.

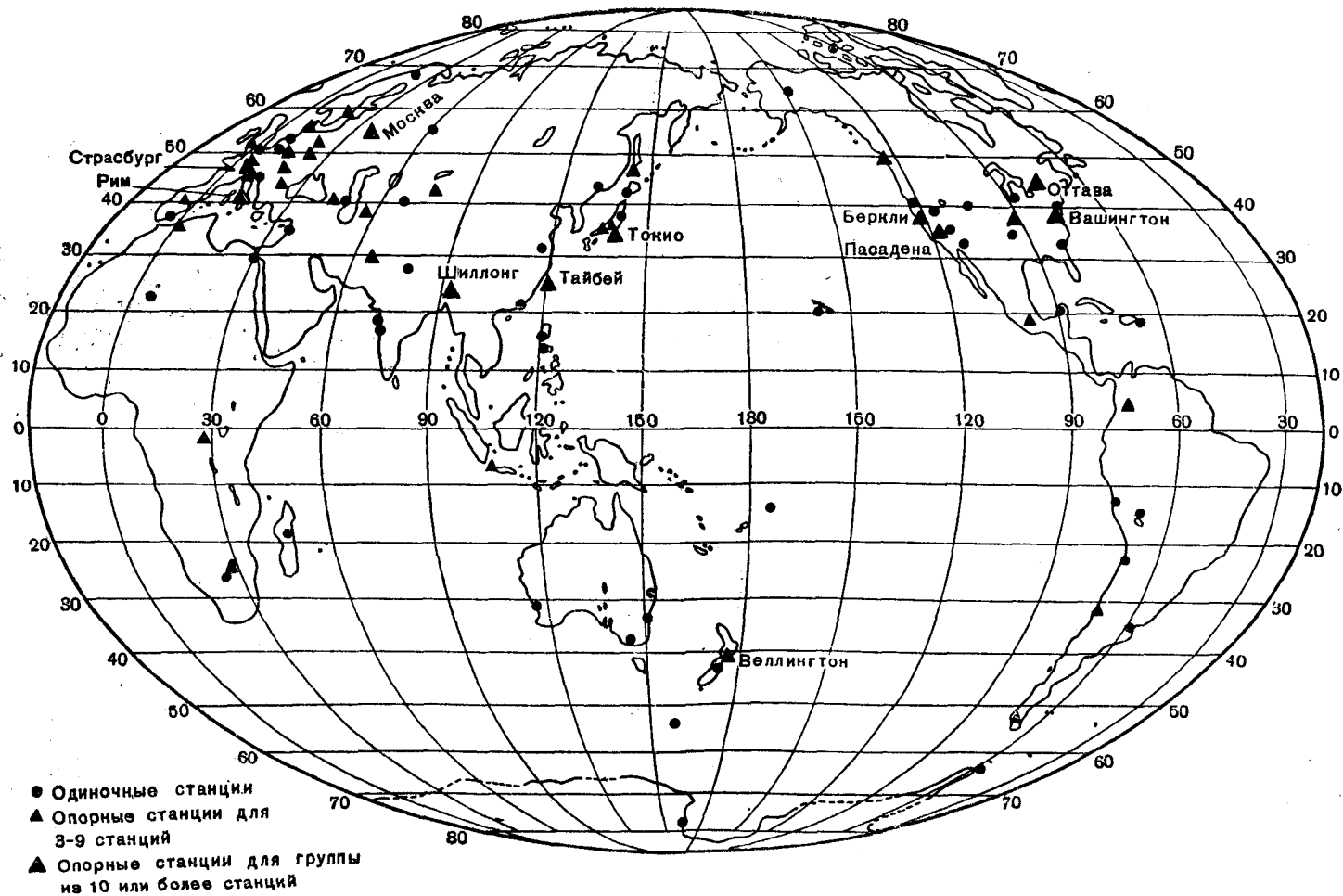
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Невозможно указать точное число действующих сейсмических станций; даже по скромному подсчету число их поразительно велико. Список, изданный в 1951 г. *Международной сейсмологической сводкой*, содержит 602 названия станций; некоторые из них уже прекратили свою деятельность, а другие, существовавшие в то время, не вошли в список. Список, опубликованный в 1953 г. Королевской бельгийской обсерваторией (в Уккле) при содействии международной ассоциации, включает 518 станций, из которых 26 были отмечены как выбывшие из сейсмологической сети, и 20 — как только запроектированные. По всей вероятности, число постоянно действующих станций лежит между 500 и 600, не считая любительских станций (фиг. 21-4).

Исключая предварительные сообщения, лишь сравнительно малое число станций издает собственные бюллетени. Как уже отмечалось, первичный материал собирается, интерпретируется и издается в Вашингтоне и Страсбурге. Такой же сводный бюллетень после перерыва снова издается центром *Сейсмологической ассоциации иезуитов* в Университете Сент-Луис. Вашингтонский центр издает окончательный бюллетень 20 станций, объединенных Береговой и геодезической службой США. Кроме собственно территории США система включает Бальбоа-Хайтс (зона канала), Колледж (Университет на Аляске вблизи Фэрбенкса), Гонолулу, Сан-Хуан (Пуэрто-Рико) и Ситка. Страсбургский центр издает подобным же образом сведения семи французских станций и 12 станций удаленных районов. Японское метеорологическое агентство (Токио) сообщает данные более чем 100 станций. В бюллетенях Советского Союза публикуются данные 73 станций (сведения к концу 1954 г.). Другие группы станций, дающие сведения совместно, перечислены в прилагаемом списке (стр. 309). Некоторые из станций этих групп публикуют сообщения также и индивидуально. Выборочный список станций с их координатами приводится в приложении XIII.

Из общего числа станций, действующих в настоящее время, около 90 принадлежат США, исключая Аляску (5) и Гавайи (2). Общее число их в

¹ До января 1956 г. назывался Центральной метеорологической обсерваторией (Central Meteorological Observatory, CMO).



Фиг. 21-4. Карта сейсмологических станций всего мира.

Группы из трех или более сейсмологических станций, сообщающих свои данные совместно или через какое-либо одно учреждение (иногда независимо) на 1 июля 1956 г.

Опорные станции	Местоположение опорной станции	Число станций
1	2	3
Японское метеорологическое агентство (прежде Центральная метеорологическая обсерватория)	Токио, Япония	108
Институт физики Земли Академии наук	Москва, СССР	76
Береговая и геодезическая служба США	Вашингтон	20
Сейсмологическая ассоциация иезуитов	Сент-Луис, Миссури	19
Центральное сейсмологическое бюро	Страсбург, Франция	19
Калифорнийский технологический институт	Пасадена, Калифорния	16
Национальный институт геофизики	Рим, Италия	14
Государственный метеорологический департамент, Индия	Шиллонг, Ассам	14 ¹
Тайваньское бюро погоды	Тайбэй, Тайвань	14
Калифорнийский университет	Беркли, Калифорния	11
Новая Зеландия, Департамент научных и промышленных исследований	Государственная обсерватория, Веллингтон, Новая Зеландия	11 ¹
Сейсмологическая служба Канады	Государственная обсерватория, Оттава, Канада	11 ¹
Национальный университет Мексики	Мехико ²	9
Институт исследований землетрясений	Токийский университет	9
Институт сейсмологии, университет Чили	Сант-Яго, Чили	7
Бухарестская обсерватория	Бухарест, Румыния	6
Высшая школа тропического земледелия (Департамент вулканологических исследований)	Тринидад, Британская Гест-Индия	7
Институт геофизических исследований	Исганнесбург ² , Южная Африка	5
Национальный институт сейсмологии	Будапешт, Венгрия	4
Национальный геофизический институт	Прага, Чехословакия	4
Институт географии	Мадрид ² , Испания	4
Сейсмологическая обсерватория	Варшава, Польша	4
Служба землетрясений Швейцария	Цюрих, Швейцария	4
Институт метеорологии и физики Земли	Алжир	3
Научно-исследовательский институт Центральной Африки	Букаву ² , Конго (Леопольдвиль)	3
Институт геофизики Анд	Богота, Колумбия	3
Геодезический институт	Копенгаген, Дания	3
Метеорологическая и геофизическая служба	Джакарта, Индонезия	3
Университет Киото	Киото, Япония	3
Лаборатория геофизических исследований	Кветта, Пакистан	3
Ведурстофан	Рейкьявик, Исландия	3
Служба землетрясений Вюртемберга	Штутгарт, Германия	3
Сейсмологическая лаборатория	Упсала, Швеция	3

¹ Сводки Индии включают отчеты времен Коломбо и Цейлона. Сообщения Новой Зеландии из Веллингтона включают отчеты Сува (Фиджи). Сводки Канады давались для восточных районов с опорными станциями в Оттаве (включая Резольют-Бэй (теперь Резольют) на острове Корнуоллис) и для западных районов с опорными станциями в Виктории. В 1956 г. обе сводки были объединены.

² Не действовало ни одного сейсмографа в Мадриде, Луксву или Мехико (хотя главная мексиканская станция в Такусая находится в Федеральном районе). Станция в Йоханнесбурге находится в обсерватории Южной Африки.

Северной Америке около 130, в Южной Америке — 15. По последним сведениям, в СССР общее число станций 76¹. Для Европы, включая СССР, грубый подсчет станций, основанный на списке, опубликованном в 1953 г. в Уккле, дает цифру 85. Япония имеет около 120 станций. В Азии, исключая станции СССР, имеется около 40 станций; 18 — станций в Африке (включая одну на Мадагаскаре), на Австралийском континенте — 5 станций. В Тихом океане станции имеются на островах Гавайи, Фиджи, Гуам, Новая Британия, Новая Каледония, Палау и Самоа. В группу атлантических станций входят станции на Бермудских и Азорских островах, в Гренландии и Исландии. Самая северная станция находится в Резольют-Бей (в последнее время называется просто Резольют) на острове Корноуоллис в Канадской Арктике; другие севернее 66° с. ш. — в Скорсбисунн на восточном побережье Гренландии и в Кируне в северной Швеции.

К 1 июля 1956 г. за южным полярным кругом не было никаких действующих станций, хотя установка нескольких станций была запланирована программой Международного геофизического 1957—1958 года. До этого на антарктическом континенте были четыре экспедиции, располагавшие сейсмографами: экспедиция Скотта в 1902—1903 гг., экспедиция Бёрда (гора Рокфеллер близ станции Литтл-Америка) в 1940 г., экспедиция Ронне (залив Маргерит) в 1947—1948 гг. и Французская полярная экспедиция (Земля Адели) в 1951—1952 гг. В 1956 г. самая южная действующая станция была в заливе О' Хиггинс на антарктической базе Чили (63° 20' ю. ш., 57° 54' з. д.), кроме того, работала станция на острове Макуори юго-западнее Новой Зеландии.

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ГОД

Эта книга была напечатана во время Международного геофизического года (МГГ), который начался 1 июля 1957 г. и продолжался до 31 декабря 1958 г. Исследования, предусмотренные обширной международной программой на 1957—1958 гг., являются продолжением работ, проведенных за два Международных полярных года 1882—1883 и 1932—1933 гг. И хотя программа МГГ очень обширна и охватывает все страны мира, по-прежнему в ней предполагается особая концентрация исследований в полярных областях и на этот раз главным образом в Антарктике.

Хотя наибольшую популярность за последнее время приобрел план запуска искусственных спутников, в программе представлена каждая ветвь геофизики.

Планы по сейсмологии включают пополнение новым и специальным оборудованием существующих станций и размещение новых станций в отдаленных районах, по крайней мере на период МГГ. В Антарктике американские партии должны были проводить сейсмологические наблюдения на Южном полюсе, на Земле Мэри-Бёрд и на Берегу Нокса (проектирование оборудования и обучение персонала для станции на Берегу Нокса производилось в Пасадене). Английская станция должна была работать на Земле Грейама. Станция, основанная работниками Новой Зеландии на Базе Скотта, сообщила некоторые отсчеты уже к апрелю 1957 г. и регулярно работала с июля. Чили, Аргентина и СССР также планировали работы с сейсмографами в Антарктике.

¹ В 1953 г. в СССР действовало свыше 100 станций (см. «Землетрясения в СССР», Изд. АН СССР, М., 1961). — *Прим. ред.*

Часть установленного специального оборудования предназначена для изучения накопления деформаций по системе Бениоффа, другая для записи Lg и других волн, которые могут дать сведения о структуре Антарктики и других континентов. Проводились сейсмологические исследования океанических областей; составлена международная программа наблюдения микросейсм; планировалось большое количество новых гравиметрических съемок.

В СССР составлена широкая программа геофизических исследований, включающих сейсмологические наблюдения в районах Камчатки и Курильских островов, представляющих две наиболее типичные активные дуги Тихого океана. Две новые советские станции приведены в действие за северным полярным кругом и одна — станция Мирный — в Антарктике.

ИЗМЕНЕНИЯ

Некоторые раньше имеющие большое значение станции сейчас считаются сравнительно мелкими; это, в частности, относится к станции Вихерта в Гёттингене, где были заложены многие из основ современной инструментальной сейсмологии. В некоторых случаях причиной этому была первая мировая война; одна из станций Милна на Кокосовых островах была ошибочно принята за военный объект и сметена с лица земли немецким линкором «Эмден». Большое количество станций в Европе и Азии были повреждены или уничтожены во время второй мировой войны. Пожалуй, наибольшей потерей является уничтожение станции в Маниле в 1945 г.; там погибли не только приборы и оборудование, но и уникальная коллекция сейсмограмм и документов, накопленных в течение 60 лет. Персонал обсерватории в Маниле организовал новую центральную станцию в Багио, которая была прежде вспомогательной станцией. Современная станция Манила подчинена Бюро погоды.

Изменения в названиях действующих станций, большей частью по политическим причинам, часто приводят к недоразумениям. Так, например, название Батавия было заменено на Джакарта, а Ла-Плата на Эва-Перон, и обратно; Голицынская станция в Екатеринбурге стала при советской власти называться Свердловск. Станция, существовавшая при венгерской администрации под названием Огиала, стала именоваться чехословацким правительством Стара-Дала и Урбаново. До первой мировой войны станция в Судетской области на территории Австро-Венгрии была известна под названием Эгер, когда же эта область отошла к Чехословакии, станция стала именоваться Хеб.

Различная транскрипция названий русских и японских станций приводила иногда к тому, что одну станцию считали за две. Японские названия, начинающиеся или с Н или с Ф, как Никуюка или Фукуюка, приводят к особой путанице в указателях и алфавитных списках. Другие замечания по поводу японских названий см. в главе 30.

ЛЮБИТЕЛЬСКАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ

Любительская сейсмология менее ценна, чем любительская астрономия. Хороший сейсмограф так же трудно изготовить, как и хороший телескоп, покупка же готового обходится дорого и иногда затруднительна. Кроме того, любительский сейсмограф имеет небольшое научное значение, если

только ценой больших усилий, быть может, выходящих на пределы технических познаний любителя, не будет обеспечен точный отсчет времени.

Не очень трудно установить прибор с периодом маятника около 10 сек и статическим увеличением от 200 до 300, с записью на закопченной бумаге. Такой сейсмограф будет прекрасно записывать сильные телесеисмы. Но наблюдатели будут разочарованы отсутствием на записи неглубоких местных толчков, которые могут быть ощутимыми, а сильное местное землетрясение выведет прибор из строя.

Для записи местных толчков необходимы короткопериодные приборы с большим увеличением.

Однако до сих пор никто еще не нашел дешевого и эффективного способа делать такие приборы.

Любитель, стремящийся сделать свой вклад в науку, не будет устанавливать сейсмограф в большом населенном центре, особенно если недалеко находится хорошая станция, ведущая регистрацию телесеисм. Несомненно, при исследовании местных землетрясений не следует ограничивать число станций, которые могут быть использованы, даже если они находятся на расстоянии всего нескольких миль друг от друга; но необходимость отсчета времени с точностью до одной десятой секунды покажется любителю, вероятно, слишком жестким требованием точности.

Достаточно хорошая телесеисмическая станция в сотнях миль от других может принести существенную пользу. На широких просторах территории Соединенных Штатов, особенно в Центральной и Западной областях, имеется достаточно места для размещения таких станций.

В сейсмической области, подобной Калифорнии, сведения любителя, если даже у него не было прибора, хорошо дополняют сообщения об ощутимых и неощутимых землетрясениях, особенно если наблюдатель живет вдали от больших городов, в которых обычно бывает достаточно много других информаций.

С точки зрения сейсмолога больше всего любительские станции страдают от отсутствия непрерывности в работе; любители могут прекратить запись в субботу и воскресенье, в праздничные дни, во время отпусков или же во время болезни, и всякий раз, когда ослабевают их интерес к работе. Кроме того, не так уж много любителей, которые были бы достаточно компетентны, чтобы правильно интерпретировать свои сейсмограммы. Поэтому если любитель публикует свои собственные наблюдения, то эти данные могут оказаться лишними ценности.

Но бывают и похвальные исключения: некоторые любительские станции, хорошо оборудованные, работают непрерывно и на высоком уровне, содействуя развитию международной сейсмологии. Обычно они посылают отсчеты времен или сейсмограммы станциям, расположенным в том же районе, которые включают эти результаты в свои бюллетени.

ЛИТЕРАТУРА

В литературе к главам 17, 18, 19 содержатся многочисленные примеры относительно общей сейсмичности Земли. Особенно следует отметить монографии по отдельным землетрясениям. Прекрасные данные о состоянии сейсмологии в 1954 г. можно найти в работе:

Rothé J. P., ed., Union géodésique et géophysique internationale, Association de sismologie et de physique de l'intérieur de la terre. Comptes rendus des séances de

la dixième conférence réunie à Rome, Strasbourg, 1955.

A similar publication may be expected for the 1957 meeting at Toronto.

Другое специальное описание дано в работах:

Neumann F., Earthquake investigations in the United States, U. S. Coast and Geodetic Survey, *Spec. Publ.* 282, Washington, 1952.

Macelwane J. B., ed., Jesuit Seismological Association, 1925—1950, St. Louis University, 1950.

Istituto nazionale di geofisica, *Supplement to Annali di geofisica*, Rome, 1954.

Carder D. S., The Seismograph and the Seismograph Station, U. S. Dept. of Commerce, Washington, D. C., 1956. (Has a short but excellent section on amateur seismology.)

Новейшие сведения о Международном геофизическом годе можно найти в Бюллетени МГГ, подготовленном Национальной Академией наук: *Bulletins* № 1 и 2 in *Trans. Amer. Geophys. Union* (1957), 38, 611—626, 627—641. Официальное сообщение о МГГ включено в *Annals of the International Geophysical Year*, Pergamon Press, London.

Магнитуда, статистика, энергия

ШКАЛА МАГНИТУД

НАЧАЛО ИССЛЕДОВАНИИ

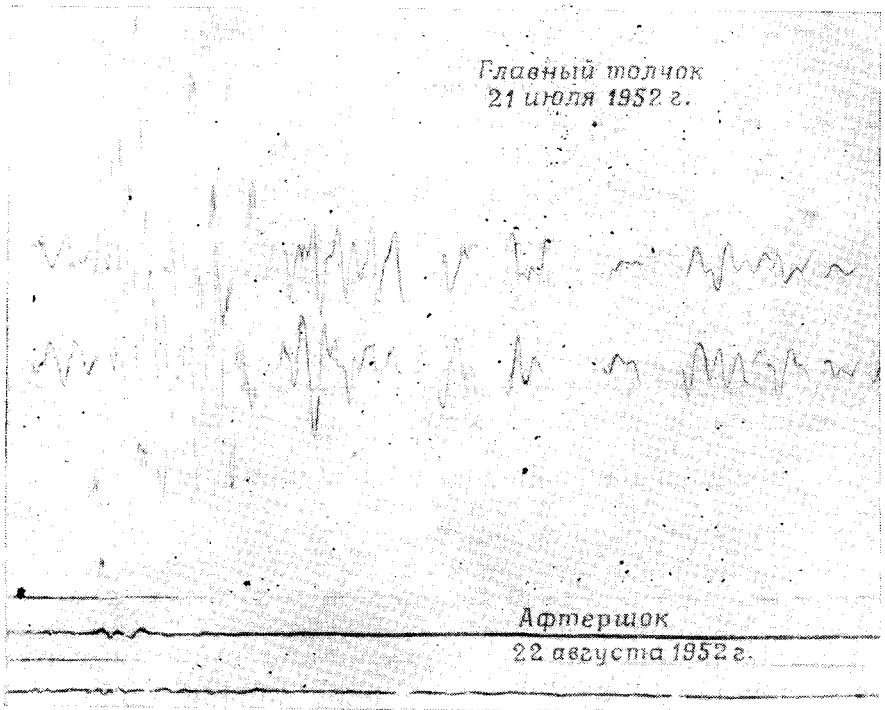
Идея создания шкалы величин или магнитуд землетрясений, основанной исключительно на инструментальных записях, естественным образом возникла из опыта работников сейсмических станций. Каждый, кто длительное время работал на сейсмической станции, не мог не заметить того огромного несоответствия, которое иногда существует между степенью беспокойства или страха людей, вызываемого землетрясением, и истинным характером землетрясения, о котором можно судить по сейсмограммам. Слабый толчок, ощутимый в центре Лос-Анжелеса, может привести к непрерывным телефонным звонкам на сейсмической станции Пасадена на протяжении полусуток, в то время как сильное землетрясение в отдаленных частях океана иногда проходит незамеченным, исключая записи сейсмографов, и в результате о нем появляются одна или две строчки в конце газетной страницы. Приведем несколько примеров.

5 августа произошло землетрясение в Эквадоре с магнитудой $6\frac{3}{4}$. В этот день и в несколько последующих страницы прессы заполнялись все новыми сообщениями о землетрясении и картинами ужасных разрушений, которые были вызваны в основном вторичным проявлением землетрясения — громадным оползнем, завалившим густо населенную долину. В то же время гораздо более сильное землетрясение магнитуды 7,5, происшедшее через несколько часов в юго-западной части Тихого океана, либо совсем игнорировалось прессой, либо путалось с землетрясением в Эквадоре.

Было очень трудно убедить некоторых лиц в южной Калифорнии, что разрушительное землетрясение Лонг-Бич 1933 г. было второстепенным событием по сравнению с Калифорнийским землетрясением 1906 г. Подобное недопонимание стало опасным, когда было публично заявлено, что в южной Калифорнии уже произошло катастрофическое землетрясение в 1933 г. и что в течение многих лет не следует ожидать сильных толчков, так что поэтому якобы можно ослабить меры предосторожности.

В представлении населения Бейкерсфилда (Калифорния) сильное землетрясение 21 июня 1952 г. (магнитуда 7,7) имело меньшее значение, чем сравнительно слабый афтершок (магнитуда 5,8) 22 августа, который произошел ближе к этому городу и сопровождался сильными местными разрушениями, определяя более высокую местную интенсивность (VIII вместо VII — хотя чрезвычайно трудно выделить индивидуальное действие более позднего толчка из совокупного действия сильного землетрясения и многочисленных афтершоков). Фиг. 28-24 показывает, что изосейсты основного

толчка 21 июня 1952 г. гораздо шире изосейст афтершока 22 августа; на фиг. 22-1 дано прямое сравнение записей (см. также главы 6, 8 и 28).



Фиг. 22-1. Пасадена; запись сильного землетрясения Керн-Каунти 21 июля 1952 г. и его афтершока 22 августа (по две записи каждого).

Заблуждались даже сейсмологи. Один французский сейсмолог опубликовал статью об особенностях землетрясений Западной Америки по записям европейских станций. В качестве главного положения было отмечено, что землетрясение Лонг-Бич дало гораздо более слабые записи по сравнению с землетрясением в Неваде 1932 г., «интенсивность которого была намного ниже». Его суждение о сравнительной интенсивности основывалось на сообщениях прессы, но он не принял во внимание различия плотности населения в округах Лос-Анжелес, Калифорния, и Най, Невада (магнитуда землетрясений Лонг-Бич — 6,3, Невада — 7,3). 18 ноября 1929 г. некоторые сейсмологи восточных штатов США думали, что они записали одно из величайших землетрясений. В действительности же произошел довольно обыкновенный сильный толчок (магнитуда 7,2) в Атлантике, но необычно близко от их станций.

В 1931 г. сейсмологический центр в Пасадене собирался выпустить свой первый список землетрясений, происшедших в южной Калифорнии. Занесение в список двух или трех сотен землетрясений в год без указания их величины могло привести к серьезным ошибкам в интерпретации. Но классификация по интенсивности (балльности) едва ли была возможна. О многих землетрясениях не было сообщений как об ощутимых, о некото-

рых же землетрясениях, явно большой интенсивности, сообщалось лишь как о едва заметных в пунктах, удаленных от эпицентра, который мог находиться в малонаселенной пустыне, или в горах, или же в океане.

В связи с этим был разработан план разделения сильных и слабых землетрясений на более объективной основе, чем личное суждение; этот план имел неожиданный успех. Заметим, что Вадати еще ранее использовал подобную идею, очень простую в своей основе, для сравнения японских землетрясений.

ПОСТРОЕНИЕ ШКАЛЫ; ПЕРВАЯ ФОРМА

Из двух землетрясений, имеющих один и тот же гипоцентр и записанных на одних и тех же станциях, большее должно регистрироваться с большей амплитудой на любой из станций. При различных эпицентрах меньшее землетрясение может быть настолько близким к данной станции, что запишется с большей амплитудой. Следовательно, прежде всего необходимо определить эпицентр для каждого землетрясения и затем построить график, по оси ординат которого откладывается максимальная амплитуда движения почвы на каждой станции, а по оси абсцисс — соответствующее эпицентральное расстояние. Из двух кривых, начерченных таким образом для различных землетрясений, одна, возможно, расположится выше другой, обозначая тем самым, что она представляет более крупное событие.

Расчет максимального колебания грунта требует точного применения принципов, изложенных в главе 15. Для непосредственных практических целей в южной Калифорнии оказалось возможным значительное упрощение. Все станции здесь были оборудованы крутильными сейсмографами, имеющими одинаковые постоянные: $T_0 = 0,8$ сек, $V = 2800$, $h = 0,8$. Они должны иметь одинаковое увеличение для движения колебания грунта одного и того же характера. Поэтому графики были построены не по рассчитанному колебанию, а непосредственно по амплитуде записи в миллиметрах и десятых долях миллиметров. Этот метод существенно уменьшает затраты рабочего времени при обработке многочисленных местных землетрясений. На график нанесли логарифмы амплитуд. Вследствие того что измеренные амплитуды варьировали от 0,1 мм до 10—12 см, это давало более удобный чертеж, чем в линейной шкале, кроме того, результаты могли быть представлены в численной форме.

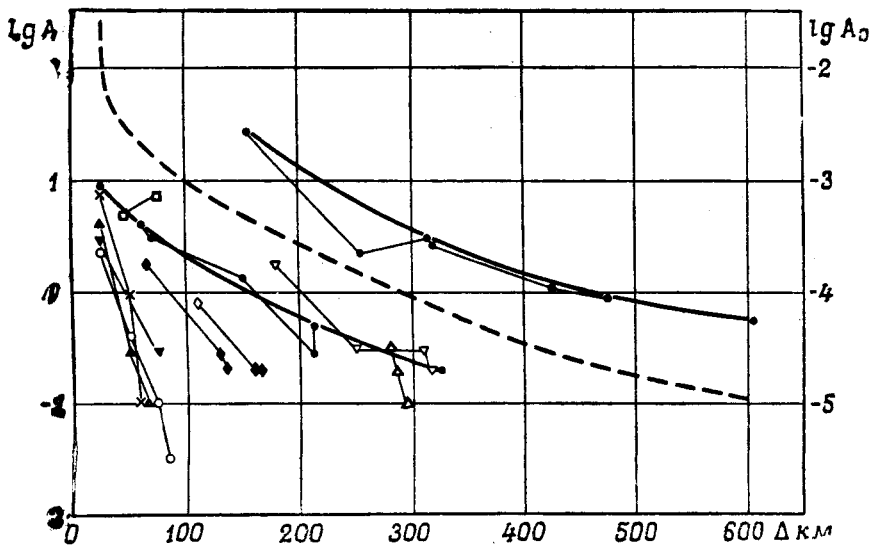
На фиг. 22-2 показаны логарифмические кривые по данным наблюдаемых землетрясений. Представленные кривые приблизительно параллельны друг другу и пунктирной кривой, проведенной на произвольном уровне. Если бы эта параллельность была точной, то разница между логарифмами амплитуд любых двух землетрясений не зависела бы от расстояния, а сами амплитуды находились бы в постоянном отношении. Тогда можно было бы установить величину M , названную нами магнитудой, которая определяется уравнением

$$M = \log A - \log A_0, \quad (1)$$

где A — амплитуда записи стандартным сейсмографом данного землетрясения на данном расстоянии, A_0 — амплитуда записи таким же сейсмографом определенного землетрясения, выбранного в качестве эталона. Таким образом, магнитуда — это численная характеристика самого землетрясения, не зависящая от расположения записывающих станций.

Сам термин «магнитуда» был выбран по аналогии с соответствующей величиной в астрономии. Шкала видимых звездных величин также логарифмическая, хотя и построена она на менее простой основе — в известном смысле она обратная: чем больше величина, тем тусклее звезда¹. Шкала магнитуд землетрясений следует более определенному принципу: чем сильнее землетрясение, тем большим числом оно обозначается. Логарифмические шкалы используются и в других областях, например шкала децибел в акустике и шкала рН для концентрации водородных ионов.

В определении величины M имеются три пункта, где допущен произвольный выбор: 1) использование специального типа сейсмографа с определенными константами; 2) использование обычных десятичных логарифмов; 3) выбор стандартного землетрясения, амплитуды которого представлены величиной A_0 . Это стандартное землетрясение может быть названо



Фиг. 22-2. Первоначальная шкала магнитуд. Данные для землетрясений южной Калифорнии за январь 1932 г. (заимствовано из первоначальных записей).

также и нулевым, так как если $A=A_0$, то $M=0$. Ясно, что это не означает отсутствия землетрясения; слабое землетрясение может быть записано с амплитудой, меньшей, чем амплитуда стандартного землетрясения, что дает отрицательное значение магнитуды. Нулевой уровень намеренно выбран достаточно низким, чтобы сделать положительными магнитуды самых слабых из записанных землетрясений.

Нулевой уровень A_0 может быть зафиксирован указанием его величины на определенном расстоянии. Он был принят равным одной тысячной миллиметра на расстоянии 100 км от эпицентра; это равносильно тому, что для землетрясения, амплитуда записи которого стандартным сейсмографом на расстоянии 100 км равна 1 мм, принимается магнитуда, равная 3. Естественно, что землетрясения с магнитудой около нуля могут быть обнару-

¹ Магнитуда землетрясения логически соответствует «абсолютной» звездной величине, видимые величины звезд соответствуют интенсивности землетрясения.

жены на сейсмограммах, полученных только на очень близких расстояниях; их изучение требует дополнительных приборов с увеличением гораздо большим, чем у стандартных сейсмографов.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТУД; МЕСТНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Применимость шкалы магнитуд зависит от установления стандартных величин $\lg A_0$ как функции расстояния Δ (см. табл. 22-1).

Таблица 22-1

Логарифмы амплитуды A_0 (в миллиметрах), с которой землетрясение нулевой магнитуды должно регистрироваться стандартным крутильным сейсмографом

($T_0 = 0,8$, $V = 2,800$, $h = 0,8$)

Δ (км)	$-\lg A_0$	Δ (км)	$-\lg A_0$	Δ (км)	$-\lg A_0$
0	1,4	150	3,3	390	4,4
5	1,4	160	3,3	400	4,5
10	1,5	170	3,4	410	4,5
15	1,6	180	3,4	420	4,5
20	1,7	190	3,5	430	4,6
25	1,9	200	3,5	440	4,6
30	2,1	210	3,6	450	4,6
35	2,3	220	3,65	460	4,6
40	2,4	230	3,7	470	4,7
45	2,5	240	3,7	480	4,7
50	2,6	250	3,8	490	4,7
55	2,7	260	3,8	500	4,7
60	2,8	270	3,9	510	4,8
65	2,8	280	3,9	520	4,8
70	2,8	290	4,0	530	4,8
80	2,9	300	4,0	540	4,8
85	2,9	310	4,1	550	4,8
90	3,0	320	4,1	560	4,9
95	3,0	330	4,2	570	4,9
100	3,0	340	4,2	580	4,9
110	3,1	350	4,3	590	4,9
120	3,1	360	4,3	600	4,9
130	3,2	370	4,3		
140	3,2	380	4,4		

Необходимо знать, хотя бы приблизительно, эпицентральное расстояние записывающей станции (небольшие ошибки в расстоянии мало влияют на величину магнитуды). Затем измеряется максимальная амплитуда записи стандартным сейсмографом в миллиметрах и берется ее логарифм. К нему прибавляется величина, табулированная, как $-\lg A_0$, которая берется для соответствующего расстояния. Полученная сумма и есть величина магнитуды M .

Такая процедура достаточно хороша для определения магнитуд близких землетрясений. При использовании данных станций, записывающих стандартными сейсмографами обе горизонтальные компоненты, следует

определять магнитуду для обеих компонент независимо и брать среднее из двух определений. Этот способ лучше, чем векторное сложение компонент, так как максимальная амплитуда не обязательно относится к одним и тем же группам волн на обеих сейсмограммах и может появляться даже в различные моменты времени. Для повседневной работы по определению магнитуд сотен землетрясений нужны именно такие грубые правила.

Для каждой станции или, еще лучше, для каждого прибора определяется поправка. Она устанавливается путем статистического изучения магнитуд, определенных для большого числа землетрясений, и нахождения систематического отклонения величин магнитуд, определенных с помощью одного из приборов, от магнитуд, найденных как средний результат для всех приборов. Такая процедура приписывания каждому прибору определенной поправки подобна указанию «персонального уравнения» для индивидуального наблюдателя. Вероятно, поправки связаны главным образом с местными грунтовыми условиями и условиями установки. В настоящее время для сети станций южной Калифорнии используются следующие поправки:

Компонента С—Ю: Пасадена +0,2, Риверсайд +0,2, Санта-Барбара -0,2, Тинемаха -0,2; Хейви 0; Барретт 0,2.

Компонента В—З: Пасадена +0,2, Риверсайд +0,2, Санта-Барбара -0,2, Хейви 0; Вуди -0,1.

Пример определения магнитуды дан в табл. 22-2. Среднее из нескольких определений магнитуды равно 4,26; отклонения от среднего составляют лишь несколько десятых. Станционные поправки здесь учтены; если бы они не были использованы, разброс значений был бы большим. Для этого примера использован последний афтершок серии Керн-Каунти, начавшейся в 1952 г. Это хороший пример увязки данных определений магнитуд при повседневной работе с местными землетрясениями. Магнитуды легко устанавливаются с точностью до 0,5 и обычно могут определяться в десятых долях с ошибкой, лишь немногим больше одной десятой. Землетрясения относятся в основном к диапазону магнитуд от 2 до 5, и тогда они распределяются не менее, чем по 15 различным уровням. Наименьшее из подающих определению землетрясений имеет магнитуду около нуля, самое же большое превышает магнитуду 8. Это означает, что на данном расстоянии

Таблица 22-2

Определение магнитуды; землетрясение 15 января 1955 г. 01 час 03 мин
(по Гринвичу)

Станция	Амплитуда С—Ю (мм)	Амплитуда В—З (мм)	Δ (мм)	М из С—Ю	М из В—З
Пасадена	8,4	6,0	114	4,2	4,1
Риверсайд	7,9	8,5	179	4,5	4,5
Санта-Барбара	24,5	30	90	4,2	4,3
Тинемаха	8,1	7,0	246	4,5	4,4
Барретт	0,8	—	328	3,9	—
Вуди	—	16,8	84	—	4,0

отношение между амплитудами колебаний, вызванными самым большим и самым малым землетрясениями, составляет не меньше, чем 10^8 . Это показывает, что в работе по полной сейсмологической программе необходимо использовать приборы различных диапазонов увеличения.

ПРИНЯТЫЕ ДОПУЩЕНИЯ

Шкала магнитуд, созданная первоначально для местных землетрясений, в работе оказалась лучшей, чем предполагалось. Вместо грубого разделения на сильные, средние и слабые землетрясения, она позволяет получать гораздо более тонкую градацию. Возможность этого зиждется на действительно громадном диапазоне от сильнейшего до самого слабого землетрясения, так что подразделения вероятны даже при самых грубых допущениях.

При использовании шкалы магнитуд подразумевается, что записи землетрясений на данном расстоянии во всем подобны, за исключением амплитуд, так что сейсмограмма сильного землетрясения может быть получена из сейсмограммы слабого простым умножением всех амплитуд на постоянный множитель. Даже относительно небольшой опыт обработки сейсмограмм показывает, что на самом деле это неверно, однако ошибка не дает себя знать до тех пор, пока не имеешь дело с более сильными толчками, чем те, которые встречаются в обычной практике обработки местных землетрясений.

Соотношение между магнитудой землетрясения и амплитудой его сейсмограмм должно быть подобно соотношению между мощностью радиостанции и напряжением сигнала в точке приема. Величина сигнала зависит как от мощности, так и от удаленности передатчика и изменяется в зависимости от условий как вдоль пути распространения, так и на принимающей станции, включая усиление и избирательность приемника. Подобно этому и амплитуда записи землетрясения должна зависеть не только от магнитуды и расстояния, но и от физических условий вдоль пути распространения и от свойств грунта на регистрирующей станции, а также от характеристик используемого сейсмографа. Кроме того, в землетрясениях, как и в радиопередаче, имеется сильный эффект направленности: в одних направлениях может излучаться гораздо больше энергии, чем в других, так что желательно, чтобы магнитуды рассчитывались из данных нескольких станций, окружающих эпицентр. Последнее требование упускается из виду даже опытными сейсмологами, и магнитуды, определенные по записям единичных станций, которые, по существу, не могут быть более, чем предварительными оценками, иногда используются в качестве окончательных определений¹.

ОГРАНИЧЕНИЯ

Первоначально шкала магнитуд зависела от параметров специального прибора — стандартного крутильного сейсмографа. Теоретически можно было бы использовать и любой другой сейсмограф с известными постоянными, так как по его сейсмограмме может быть рассчитано колебание грунта, а из последнего можно получить ожидаемую реакцию крутильного сейсмографа. Главной трудностью является то, что волна с максимальной

¹ Детальные наблюдения над землетрясениями, проводимые на региональных сетях станций в СССР, приводят к выводу, что обычно эффект направленности очага землетрясения не играет определяющей роли при расчетах его сейсмической энергии и магнитуды. Соответственно при оценке энергии (и магнитуды) землетрясения можно пользоваться приближенным допущением о сферической характеристике излучения энергии очагом. Тем не менее при наличии сети станций следует, конечно, как правильно, пользоваться средним результатом и давать оценку его точности. — *Прим. ред.*

амплитудой на записи короткопериодного крутильного сейсмографа (собственный период 0,8 сек) уже не будет иметь максимальную амплитуду на записи сейсмографа обычного типа с более длинным периодом. Напротив, соответствующее движение будет записано, по-видимому, с малой амплитудой как короткопериодные колебания, наложенные на длиннопериодные колебания с большей амплитудой. Поэтому если определить амплитуду и период этих длиннопериодных колебаний и по ним рассчитать соответствующую реакцию крутильного прибора, то применение табл. 22-1 даст неправильные значения магнитуды (заниженные для большинства местных землетрясений).

Другим ограничением табл. 22-1 является то, что без дальнейших обоснований она не может быть рекомендована к применению вне территории Калифорнии. Зависимость амплитуды записи от расстояния должна видоизменяться с изменением глубины гипоцентра. Табл. 22-1 не может быть применена к глубокофокусным землетрясениям; кроме того, средняя глубина Калифорнийских землетрясений (около 16 км) меньше средней глубины неглубоких землетрясений (принятой при составлении таблиц времен пробега равной 25 км). На зависимость амплитуды от расстояния могут влиять также различия в строении или материале земной коры.

ШКАЛА МАГНИТУД ДЛЯ УДАЛЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Применение табл. 22-1 трудно распространить для территории Калифорнии на расстояния, превышающие 600 км. Землетрясения же, к которым можно применить эту таблицу, случаются не часто, а, кроме того, имеется немало указаний на различия условий распространения сейсмических волн вдоль разных путей. Определение магнитуд на расстояниях от 600 до 2000 км обычно сопряжено с многочисленными неопределенностями, связанными с особенностями локального строения коры, и дать более или менее точное определение в этом случае можно лишь путем специальных исследований для каждой регистрирующей станции.

Для больших эпицентральных расстояний точное определение магнитуды становится возможным. Гутенберг и автор (Gutenberg, Richter, 1936) впервые сделали это только для неглубоких землетрясений, используя рассчитанную горизонтальную амплитуду грунта в микронах в группе больших поверхностных волн с периодом около 20 сек, которые образуют максимум на обыкновенной сейсмограмме (две горизонтальные компоненты складываются векторно). Результат, пересмотренный в последний раз, представлен в табл. 22-3. Магнитуды, определенные независимо на разных станциях с помощью этой таблицы, хорошо совпадают. Станционные поправки могут быть определены так же, как для локальной шкалы магнитуд; для Пасадены поправка равна +0,1. Эти поправки включают так называемый «грунтовый фактор» для каждой станции.

Географические поправки. Систематические исследования определяют также характер влияния пути распространения сейсмических волн. Землетрясения, происходящие в определенных областях, записываются на данной станции с аномально большими или малыми амплитудами поверхностных волн. Частично такой эффект может быть обусловлен механизмом землетрясения; исследования Гутенбергом (Gutenberg, 1945) разрушитель-

ного землетрясения Керн-Каунти ясно показали систематическую зависимость энергии поверхностных волн от азимута, которая в этом случае легко коррелировалась с распространением разлома. Такой эффект, если он обнаруживается, должен учитываться при определении окончательного значения магнитуды.

Систематические географические поправки для Пасадены были опубликованы Гутенбергом, главным образом, чтобы показать потери энергии поверхностных волн, распространяющихся вдоль границы бассейна Тихого океана. Они были определены путем нахождения разностей между магнитудами, определенными из данных этой станции, и магнитудами, определенными из всех прочих имеющихся данных. Когда эти разности наносятся на карту, они распределяются вполне определенным образом. Такое географическое распределение должно быть результатом или эффекта пути распространения, или преобладания излучения поверхностных волн в каком-то направлении, обусловленном тектоническими характеристиками эпицентрального района. Такие схемы составили Петершмитт (Peterschmitt, 1948) для Страсбурга, ди Филиппо и Марчелли (di Filippo, Marcelli, 1949) для Рима, Бот (Báth, 1952) для Упсалы и другие сейсмологи для своих станций. Эта процедура в конечном счете должна улучшить определение магнитуд по поверхностным волнам.

Соотношение с локальной шкалой. Общая точность результатов, получаемых с помощью табл. 22-3 (без географических поправок), не столь

Таблица 22-3

Логарифмы максимальной полной горизонтальной амплитуды A смещения грунта (в микронах) для поверхностных волн с периодом 20 сек. Амплитуда вызвана стандартным землетрясением магнитуды $M=0$ на данном расстоянии

(корреляция с табл. 22-1 для малых расстояний неопределенна и в настоящее время исследуется).

Δ (градусы)	$-\lg A$	Δ (градусы)	$-\lg A$
20	4,0	90	5,05
25	4,1	100	5,1
30	4,3	110	5,2
40	4,5	120	5,3
45	4,6	140	5,3
50	4,6	160	5,35
60	4,8	170	5,3
70	4,9	180	5,0
80	5,0		

высока, как точность, получаемая с помощью шкалы для местных землетрясений. Хотя при помощи этого метода магнитуды часто подсчитываются с точностью до 0,1, их надежность редко бывает лучше $1/4$. В настоящее время такая форма шкалы начинает широко использоваться. Результат последнего пересмотра показывает, однако, что эта шкала не вполне согласуется с первоначальной шкалой для местных Калифорнийских землетрясений, и это несколько разочаровывает. Землетрясения, магнитуды которых могут быть определены одновременно обоими методами, лежат в основном в диапазоне магнитуд от 6 до 7. Табл. 22-3 для таких толчков

была приведена в соответствие с табл. 22-1. Последнее исследование показывает, что таблица для удаленных землетрясений дает несколько заниженные величины магнитуд, особенно для более слабых землетрясений (слишком слабых, чтобы быть четко записанными как удаленные), где разница достигает половины магнитуды. Точная поправка для обеих таблиц еще не окончательно установлена. Как указывалось, записи в южной Калифорнии производятся с помощью аппаратуры, имеющей характеристику стандартного крутильного сейсмографа, но только с более низким увеличением. В конечном счете это должно сильно уменьшить остающуюся неопределенность.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОБЪЕМНЫХ ВОЛН

При глубоководных землетрясениях вообще не регистрируются поверхностные волны с периодами около 20 сек и измеримой амплитудой. Если даже в огибаемой части сейсмограммы и регистрируется такое колебание, то оно вызывается, по-видимому, главным образом объемными волнами, особенно волнами S , вторично отраженными от земной поверхности. Любая шкала магнитуд для глубоководных землетрясений должна быть построена на основе записей объемных волн.

На первый взгляд это не обещало хороших результатов, так как амплитуды волн P и S изменяются с расстоянием очень быстро и довольно нерегулярно. Небольшие вариации в изменении скорости распространения волн с глубиной приводят к относительно большим изменениям угла падения на поверхность, в результате чего происходит концентрация энергии на одних расстояниях и рассеяние на других.

Принятая процедура заключалась в исследовании изменения амплитуд волн P , S и PP с расстоянием для неглубоких землетрясений, магнитуды которых были определены по записям поверхностных волн. Как только они были стандартизованы, можно было перейти к промежуточным и глубоким землетрясениям. Эти трудные исследования были проведены Гутенбергом (Gutenberg, 1945) с полным успехом. Результат был выражен в виде серии графиков, из которых можно получить логарифмическую постоянную для землетрясения нулевой магнитуды как функцию глубины и эпицентрального расстояния для волн P , S или PP (приложение VIII). Однако в качестве этой аддитивной постоянной взяты не $\lg A$, а $\lg (A/T)$, где T — период соответствующей волны в секундах и A — амплитуда колебаний грунта в микронах, рассчитанная по амплитуде записи и постоянным используемого прибора.

Переход от неглубоких землетрясений к глубоководным совершается частично теоретически. Поскольку скорость распространения сейсмических волн в земле известна с достаточной точностью, можно рассчитать влияния глубины очага на амплитуду сейсмических волн, достигающих данной точки, исходя из предположения, что меняется только глубина гипоцентра при прочих равных условиях.

Переход от A к A/T был продиктован частично заметными вариациями преобладающих периодов основных волновых групп у различных землетрясений, частично же необходимостью использования амплитуд и периодов, определенных по записям сейсмографов, имеющих частотные характеристики, значительно отличающиеся друг от друга. Величина A/T обладает еще и тем преимуществом, что она просто связана (по крайней мере в теории) с кинетической энергией ее волновой группы.

Связь со шкалой поверхностных волн. Магнитуды, определенные таким путем по объемным волнам неглубоких землетрясений, соответствовали

магнитудам, найденным для поверхностных волн, когда их величина равнялась 7. Для более сильных землетрясений вскоре было обнаружено, что между результатами двух определений прослеживается систематическая разница, которая может быть компенсирована путем прибавления к магнитуде, определенной по объемным волнам, величины, равной приблизительно $\frac{1}{4}(M-7)$. Величина этой поправки время от времени пересматривается по мере накопления информации; в конечном счете это регулярно производилось как для глубокофокусных, так и для неглубоких землетрясений. Последняя форма этого линейного соотношения выглядит так:

$$m = 2,5 + 0,63M \text{ или } M = 1,59m - 3,97, \quad (2)$$

где m и M — магнитуды, определенные соответственно из записей объемных и поверхностных волн. Обе величины сходятся при $m = M = 6,75$; при больших величинах $M > m$, при меньших — $M < m$. Полное понимание этого результата в течение некоторого времени отсутствовало, и в связи с этим для ряда землетрясений с магнитудой меньше 6,75 возникло подозрение, что их глубина превышает 25 км просто потому, что поверхностные волны в этом случае казались слишком слабыми по отношению к объемным. Более позднее исследование решительно приводит к выводу, что линейное соотношение (2) справедливо для всего диапазона магнитуд, так что малые амплитуды поверхностных волн при слабых землетрясениях не являются доказательством глубокого очага. Физически это можно объяснить тем, что эффективность образования поверхностных волн меняется с магнитудой более быстро по сравнению с объемными волнами. Гутенберг предположил, что это может быть связано при сильных землетрясениях с распространением разлома до земной поверхности, а также с большими и более медленными смещениями, которые благоприятствуют образованию длинных поверхностных волн.

Использование двух шкал. Поскольку существует различие между m и M , возникает вопрос, какая из этих шкал является лучшим стандартом. По возможности желательно было бы приводить все определения магнитуд к первоначальной шкале для местных землетрясений, представленной табл. 22-1. В настоящее время еще не накоплено достаточно хороших данных для этой цели, но есть надежда, что недавно установленные приборы с малым увеличением дадут возможность их получить. Пока не достигнута общая согласованность, магнитуды продолжают определяться (как и в этой книге) на старой основе (M для удаленных землетрясений, а первоначальная шкала для местных землетрясений; обе шкалы достаточно хорошо совпадают в диапазоне магнитуд, где обе они применимы). Однако для теоретических целей, особенно при подсчете энергии, Гутенберг и автор (Gutenberg, Richter, 1956) условились использовать шкалу, названную Гутенбергом «унифицированной шкалой магнитуд», в которой определения магнитуд из всех источников являются, по существу, приведенными к основе объемных волн с помощью методов, которые пока кажутся наиболее надежными. Магнитуды, определенные по этой шкале, обозначаются m , магнитуды же, определенные на старой (и недостаточно твердой) основе, — через M , из каких бы источников они ни определялись.

Практически определение магнитуды из объемных волн всегда дает величину m . Из поверхностных волн табл. 22-3 должна давать величину M , но это значение может быть приведено к m при помощи уравнения (2), или же может быть составлена специальная таблица, чтобы прямо считывать величину m . Тогда становится возможным комбинировать величины m ,

полученные из объемных и из поверхностных волн, и в результате может быть получена окончательная величина m^1 . Можно было бы также приводить значение m , полученное из объемных волн, к соответствующей величине M , что обычно и делалось до того, как Гутенберг ввел величину m в «унифицированную шкалу магнитуд». Теперь Гутенберг регулярно приводит свои результаты в величинах m . Но в этой книге они заменены на M в соответствии с уравнением (2), как показано в табл. 22-4.

Магнитуды меньше $6\frac{1}{2}$, как правило, переписаны из «Сейсмичности Земли» (Gutenberg, Richter, 1954); некоторые из них могут быть изменены, когда будет предпринят пересмотр в свете последних исследований.

Таблица 22-4

Соотношение между m и M для больших значений магнитуд
(как они приведены в этой книге)

m	M	m	M	m	M	m	M
6,8	6,8	7,2	7,5	7,6	8,1	8,0	8,7
6,9	7,0	7,3	7,6	7,7	8,3	8,1	8,9
7,0	7,1	7,4	7,8	7,8	8,4	8,2	9,0
7,1	7,3	7,5	7,9	7,9	8,6		

Так как применение шкалы магнитуд не является больше локальным, желательно исключить из нее и характеристики местных условий Калифорнии. Основное определение магнитуды может быть выражено через амплитуду и период максимума группы волн P на определенном расстоянии. В настоящее время большее предпочтение отдается определению магнитуды по поверхностным волнам. Хотя данные о максимуме поверхностных волн, регулярно публикуемые многими станциями, более многочисленны, опыт показывает, что они не делают измерение магнитуд более надежным, чем с помощью объемных волн, к тому же при работе с глубокими землетрясениями должны обязательно использоваться данные об объемных волнах. Станциями неоднократно указывалось на необходимость определять и публиковать амплитуды и периоды по крайней мере волн P , S и PP для основных регистрируемых толчков. Конечно, это вносит дополнительные трудности при подготовке бюллетеней, и слишком часто такие данные сообщаются в течение года или двух и потом все забрасывается (то же самое происходит с сообщением времен и других сейсмометрических деталей). Надо надеяться, что в будущем данные, пригодные для определения магнитуд, будут более многочисленны и лучше по качеству.

ИСПРАВЛЕННЫЕ МАГНИТУДЫ, 1957 г.

Магнитуды, опубликованные в «Сейсмичности Земли», определялись Гутенбергом (автор и другие лица оказывали в основном техническую помощь) в течение почти 15 лет. В процессе этой работы соотношение между

¹ В принципе определение магнитуды (а еще лучше — непосредственно энергии) землетрясений путем совместного использования объемных и поверхностных волн является рациональным и к этому надо стремиться. Но пока соотношение между магнитудами, определяемыми по разным волнам, не будет установлено на базе большого статистического материала, следует их приводить раздельно. — *Прим. ред.*

амплитудами объемных и поверхностных волн постепенно улучшалось и поэтому не было смысла постоянно изменять предшествующие определения. В большинстве недавних исследований, имеющих целью выяснение соотношения между магнитудой и энергией и составление унифицированной шкалы магнитуд, Гутенберг пересмотрел определения для всех толчков, которым ранее была приписана магнитуда $M = 7$ или выше, а также и для нескольких других, магнитуда которых в результате пересмотра достигла этого значения. Работа с объемными волнами включает использование улучшенных графиков, данных в приложении VIII, которые в отдельных точках заметно отличаются от опубликованных и использованных ранее.

Особый интерес представляют магнитуды сильнейших неглубоких землетрясений. Подробные результаты уточнений, сделанных Гутенбергом для землетрясений, происшедших начиная с 1904 г., и магнитуда которых была определена равной $m = 7,9$ (т. е. $M = 8,6$) и выше, приведены в табл. 22-5; это период времени, для которого имеются достаточно точные данные.

Магнитуды катастрофических землетрясений 1897—1903 гг., приведенных в списке приложения XIV, получены на менее надежной основе — по записям сейсмографов Милна. Шесть из этих землетрясений, приведенные в табл. 22-6, сравнимы с землетрясениями табл. 22-5. Эпицентры из обеих таблиц нанесены на карту фиг. 22-3.

В этой книге магнитуда Гутенберга m обычно не указывается — она заменена на M , но для иллюстрации его способа обе величины, как m , так и M , даны в табл. 22-5 и 22-6. В табл. 22-5 величины магнитуд Гутенберга m ,

Таблица 22-5
Сильнейшие неглубокие землетрясения; 1904—1957 гг.

($m \geq 7,9$; $M \geq 8,6$)

Дата	Время (по Гринвичу) (час, мин, сек)	Координаты эпицентра		m из объемных волн	m из поверхностных волн	Приведенное m	Соответствующее M
4 апреля 1905 г.	00 50,0	33°С	76°В	8,0	7,8	7,9	8,6
23 июля 1905 г.	02 46,2	49°С	98°В	8,1	(7,8)	8,0	8,7
31 января 1906 г.	15 36,0	1°С	81½°З	8,2	8,1	8,1	8,9
17 августа 1906 г.	00 40,0	33°Ю	72°З	?	7,9	7,9	8,6
3 января 1911 г.	23 25 45	43½°С	77½°В	8,1	7,9	8,0	8,7
1 мая 1917 г. ¹	18 26,5	29°Ю	177°З	7,9±	?	7,9±	8,6±
26 июня 1917 г.	05 49,7	15½°Ю	173°З	8,0	8,0	8,0	8,7
16 декабря 1920 г.	12 04 48	36°С	105°В	7,9	7,9	7,9	8,6
7 марта 1929 г. ¹	01 34 39	51°С	170°З	7,9	(7,8)	7,9	8,6
2 марта 1933 г.	17 30 54	39¼°С	144½°В	8,2	8,0±	8,1	8,9
1 февраля 1938 г.	19 04 18	5½°Ю	130½°В	8,0	7,7	7,9	8,6
10 ноября 1938 г.	20 18 43	55½°С	158°З	8,2	7,8	8,0	8,7
26 июня 1941 г. ¹	11 52 03	12½°С	92½°В	8,0	7,9±	8,0	8,7
24 августа 1942 г.	22 50 07	15°Ю	76°З	7,8	8,0	7,9	8,6
15 августа 1950 г.	14 09 30	28½°С	96½°В	8,0	8,0	8,0	8,7
4 марта 1952 г.	01 22 43	42½°С	143°В	8,0	7,8	7,9	8,6

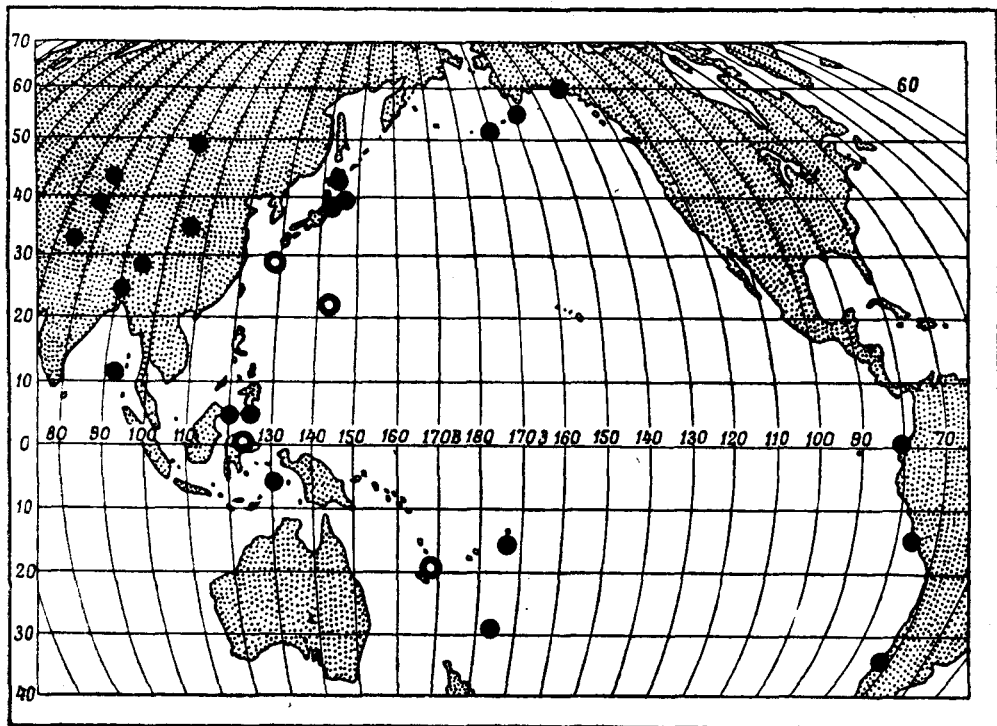
¹ Землетрясения с глубиной очага порядка 50—60 км.

Таблица 22-6

Сильнейшие неглубокие землетрясения; 1897—1903 гг.

Дата	Время (по Гринвичу) (час, мин)	Координаты эпицентра		m	M
12 июня 1897 г.	11,1	26°С	91°В	8	8,7±
5 августа 1897 г.	00,2	38°С	143°В	8	8,7±
20 сентября 1897 г.	19,1	6°С	122°В	7,9±	8,6
21 сентября 1897 г.	05,2	6°С	122°В	8±	8,7±
10 сентября 1899 г.	21 41	60°С	140°З	7,9	8,6
22 августа 1902 г.	03 00	40°С	77°В	7,9	8,6

полученные по поверхностным и объемным волнам, даны отдельно, затем приведена средняя величина m и уже потом подсчитана соответствующая магнитуда M согласно табл. 22-4.



Фи г. 22-3. Сильнейшие из известных землетрясений ($M \geq 8,6$), 1897—1956 гг.
Зачерненные кружки — неглубокие землетрясения, незачерненные — промежуточные.

Неожиданным результатом пересмотра было увеличение магнитуд M для большинства крупнейших землетрясений. В то время как в «Сейсмичности Земли» только двум землетрясениям приписывалась магнитуда $M = 8,6$ (Колумбия — Эквадор, 31 января 1906 г. и Тибет — Ассам, 15 августа 1950 г.), табл. 22-5 содержит уже 16 таких землетрясений. Два из них достигают $M = 8,9$; первое — это то же землетрясение 1906 г., второе —

великое землетрясение Санрику (Япония) 1933 г., которое зарегистрировано с необычайно большими амплитудами объемных волн. По величине магнитуды к землетрясению 1950 г. приравнены еще пять других.

Табл. 22-7, включающая лишь четыре землетрясения, показывает сравнительную редкость промежуточных землетрясений, имеющих наибольшие магнитуды. Соответствующая таблица для глубоких землетрясений

Таблица 22-7

Сильнейшие известные промежуточные землетрясения; 1904—1957 гг.

Дата	Время (по Гринвичу) (час, мин, сек)	Координаты эпицентра	Глубина (км)	<i>m</i>	<i>M</i>
16 июня 1910 г.	06 30,7	19°Ю 169 ¹ / ₂ °В	100	7,9	8,6
15 июня 1911 г.	14 26,0	29°С 129°В	160±	8,0	8,7
24 ноября 1914 г.	11 53 30	22°С 143°В	110±	8,0	8,7
21 декабря 1939 г.	21 00 40	0°С 123°В	150±	7,9	8,6

отсутствует, так как известно лишь одно землетрясение с глубиной очага больше 300 км и магнитудой $m = 7,8$, то есть $M = 8,4$ — это землетрясение, происшедшее 21 января 1906 г. в 13 час 49 мин 35 сек в Японии (34° С, 138° В); глубина очага 340 км.

Более обширная таблица сильных землетрясений, дающая только величины M , приведена в приложении XVI.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ НАБЛЮДАЕМЫМИ ИНТЕНСИВНОСТЯМИ И МАГНИТУДОЙ

После создания шкалы магнитуд в Калифорнии стало понятно, что магнитуда грубо может коррелироваться с максимальной интенсивностью в плейстоценовой области, когда имеется достаточное количество макросейсмических данных.

Самые слабые землетрясения, ощутимые людьми, имеют магнитуду около 2; землетрясения, наносящие повреждения слабым постройкам (интенсивность VII), — магнитуду 5 или выше; разрушительные землетрясения обычно превышают магнитуду 6. Для обыкновенных грунтовых условий центральных городов Калифорнии характерны следующие цифры:

Магнитуда	2	3	4	5	6	7	8
Максимальная интенсивность	I—II	III	V	VI—VII	VII—VIII	IX—X	XI
Радиус (км)	0	15	80	150	220	400	600

Радиус здесь является средним эпицентральной расстоянием границы ощутимости. Радиус дан приблизительно, так как изосейсты обычно вытя-

нуты и, кроме того, имеются другие отклонения. Здесь не учитывается эффект увеличения интенсивности на неуплотненных грунтах и уменьшение интенсивности на твердых породах.

Необходимо соблюдать особую осторожность в применении даже такой грубой таблицы для любого района, кроме Калифорнии. В других районах разница в преобладающей глубине очагов и структуре земной коры может привести к изменению соотношения между магнитудой и распределением интенсивности. Землетрясения центральной части Соединенных Штатов, интенсивность которых в эпицентре едва достигала VII, были ощутимы на больших площадях. Магнитуда большинства из них не может быть определена по инструментальным данным, кроме Оклахомского землетрясения 9 апреля 1952 г., которое имело магнитуду 5 $\frac{1}{2}$ или менее и тем не менее ощущалось в семи штатах на расстояниях свыше 600 км.

Это исключает предположение, что, по крайней мере для общего пользования, магнитуда может быть заменена оценкой интенсивности в эпицентре. Такая оценка была бы не только в высшей степени ненадежной, но она почти всегда бы путалась с действительными, наблюдаемыми интенсивностями. В результате предварительной оценки магнитуды по данным одной станции всегда есть значительный риск ошибиться; однако для обычных целей такие оценки достаточно хороши, а для использования в сейсмологических или технических публикациях они могут быть со временем уточнены.

„ПУТАНИЦА“

Шкала магнитуд использовалась уже в течение более 15 лет, прежде чем на нее обратили большое внимание не только сейсмологи-исследователи. Общее признание магнитуды получили около 1950 г.; несколько станций использовали их в печати при сообщениях о землетрясениях. Таким образом, шкала получила широкое распространение, поскольку журналисты скоро узнали на опыте, что магнитуды, определенные отдельными наблюдателями, обычно согласовывались, и определяли до некоторой степени вероятное значение землетрясения как события¹.

Позднее высказывались нарекания, что использование шкалы магнитуд вносит путаницу или что по крайней мере сообщения о магнитудах в газетах «путает общественность». Иногда говорилось, что путаницу вносит одновременное использование магнитуд и интенсивностей и что сейсмологи должны придерживаться чего-либо одного. Однако это подобно утверждению, что описание вора полицией запутано потому, что оно дает и его высоту и его вес.

Еще большая путаница исходит из рассуждений, возражающих против шкалы магнитуд. Это путаница физических концепций, включенных в понятия магнитуды и интенсивности, которые существовали еще до установления шкалы магнитуд и были вскрыты лишь при ее введении. В прошлом сейсмологи и инженеры по необходимости использовали интенсивность как в ее настоящем значении, так и в значении магнитуды. О землетрясении сообщалось как об «интенсивности X» в каком-либо одном из следующих значений:

- 1) Интенсивность X, обнаруженная в определенном месте.
- 2) Интенсивность X, в крупнейшем и хорошо известном населенном центре (например, Сан-Франциско).
- 3) Интенсивность X, обнаруженная как наблюдаемый максимум, обычно на неуплотненном грунте.
- 4) Интенсивность X как наблюдаемый максимум, исключая площади с неустойчивым грунтом.
- 5) Интенсивность X как возможный максимум в эпицентре, оцененный по действию на расстоянии.

¹ Часто случалось встречаться с ошибочной трактовкой шкалы магнитуд. Труднее всего было бороться с утверждением, что магнитуды якобы составлены «по десятичной шкале» — старой сохранившейся шкале интенсивности России — Фореля.

Из всехзначений только первое соответствует определению интенсивности в современном смысле. Последнее — это грубый эквивалент магнитуды. Остальные три определения обычно заменяются первыми двумя. Некоторые авторы при рассмотрении интенсивности часто переходят от одного понятия к другому.

Полевые работники иногда заблуждаются, пытаясь сопоставить наблюдаемые интенсивности с магнитудой без учета крайне сильного влияния различных грунтовых условий, характера построек или обычно эксцентричного положения инструментального эпицентра по отношению к изосейстам. Так, вопреки предположениям оказалось, что локальный эффект колебаний при землетрясении Керн-Каунти 1952 г. был немалого сильнее максимальной интенсивности, проявившейся во время гораздо более слабого землетрясения Лонг-Бич 1933 г. Кроме того, землетрясение 1952 г. сопровождалось видимым разрывом и его действие географически распространялось гораздо шире, чем землетрясения 1933 г. С другой стороны, разлом, образовавшийся при землетрясении в Неваде 16 декабря 1954 г., был столь эффектен, что вначале исследователи никак не могли допустить, что магнитуда этого землетрясения меньше магнитуды землетрясения в Неваде 1915 г. Однако изосейсты землетрясения 1954 г. были несколько уже изосейст землетрясения 1915 г., указывая на несколько меньшую радиацию энергии в виде сейсмических волн.

Заблуждение более серьезного характера возникает в результате публикации списков предполагаемых наиболее крупных землетрясений, классифицируемых по максимальным зафиксированным интенсивностям. Авторы этих списков игнорируют инструментальные доказательства того, что землетрясения всех магнитуд происходят гораздо чаще, чем это можно доказать с помощью неинструментальных данных, как бы тщательно они ни собирались. Такие списки завышают сейсмичность густо населенных районов и, таким образом, искажают статистику. В таких районах, как Калифорния, и в некоторых других местах с высокосейсмичными областями, где в настоящее время происходит заселение ранее пустующих мест, население вводится в опасное заблуждение относительно землетрясений.

МАГНИТУДА И СТАТИСТИКА

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Шкала магнитуд дала для статистики новую основу, гораздо более единообразную, чем любая из предыдущих. Внимательные исследователи в своих подсчетах всегда старались избежать смешения слабых и сильных землетрясений. Это трудно сделать без учета инструментальных записей, особенно в областях, где очень сильно меняется плотность населения, как, например, в Калифорнии. Второстепенное землетрясение, ощутимое в густо населенном центре, попадет в каталог с гораздо большей вероятностью, чем подобное же землетрясение, происшедшее где-либо в другом месте. С другой стороны, сравнительно сильное землетрясение может оказаться зарегистрированным лишь в нескольких изолированных точках и тогда не произведет впечатления на составителя каталога. Даже при наличии хороших сейсмограмм необходимо учитывать и исключать влияние расстояния на амплитуду, иначе может проявиться ложное представление о концентрации сейсмичности около хорошо оборудованных сейсмических станций (см. главу 25).

Для ознакомления с деталями статистики мы отсылаем читателя к книге «Сейсмичность Земли» и недавним статьям Гутенберга. Некоторые общие черты ясно видны из проверенных списков сильных землетрясений (приложение XIV). Неопубликованные списки Гутенберга содержат среднегодовые числа землетрясений, имеющих магнитуду $m=6,9-7,4$ ($M=7,0-7,8$) включительно (см. табл. 22-8). Результат суммирования данных этой таблицы и приложения XIV приведен в табл. 22-9.

Для периода 1897—1903 гг. мировая статистика была возможна только для сильнейших неглубоких землетрясений. К этому периоду относятся

Таблица 22-8

Годовое число землетрясений $m = 6,9 - 7,4$ ($M = 7,0 - 7,8$) включительно

А. Неглубокие землетрясения (глубина не более 60 км)

1918 г.	8	1926 г.	13	1934 г.	13	1942 г.	15	1950 г.	20
1919 г.	8	1927 г.	13	1935 г.	17	1943 г.	27	1951 г.	11
1920 г.	4	1928 г.	21	1936 г.	23	1944 г.	22	1952 г.	11
1921 г.	6	1929 г.	16	1937 г.	14	1945 г.	21	1953 г.	12
1922 г.	8	1930 г.	12	1938 г.	20	1946 г.	24	1954 г.	10
1923 г.	19	1931 г.	19	1939 г.	11	1947 г.	24	1955 г.	12
1924 г.	10	1932 г.	9	1940 г.	10	1948 г.	19	1956 г.	8
1925 г.	20	1933 г.	11	1941 г.	17	1949 г.	20		

Б. Промежуточные землетрясения (глубина 70—300 км)

1904 г.	0	1915 г.	5	1926 г.	7	1937 г.	10	1948 г.	9
1905 г.	2	1916 г.	7	1927 г.	6	1938 г.	9	1949 г.	12
1906 г.	1	1917 г.	2	1928 г.	3	1939 г.	8	1950 г.	9
1907 г.	1	1918 г.	2	1929 г.	4	1940 г.	11	1951 г.	7
1908 г.	2	1919 г.	2	1930 г.	3	1941 г.	8	1952 г.	2
1909 г.	6	1920 г.	0	1931 г.	4	1942 г.	10	1953 г.	6
1910 г.	9	1921 г.	3	1932 г.	2	1943 г.	14	1954 г.	4
1911 г.	6	1922 г.	4	1933 г.	3	1944 г.	13	1955 г.	3
1912 г.	7	1923 г.	0	1934 г.	9	1945 г.	4	1956 г.	3
1913 г.	6	1924 г.	3	1935 г.	5	1946 г.	8		
1914 г.	7	1925 г.	1	1936 г.	4	1947 г.	2		

В. Глубокие землетрясения (глубина свыше 300 км)

1904 г.	0	1915 г.	2	1926 г.	1	1937 г.	1	1948 г.	2
1905 г.	1	1916 г.	2	1927 г.	1	1938 г.	0	1949 г.	2
1906 г.	0	1917 г.	1	1928 г.	1	1939 г.	3	1950 г.	4
1907 г.	2	1918 г.	3	1929 г.	3	1940 г.	3	1951 г.	1
1908 г.	0	1919 г.	1	1930 г.	1	1941 г.	3	1952 г.	1
1909 г.	0	1920 г.	1	1931 г.	2	1942 г.	1	1953 г.	0
1910 г.	4	1921 г.	0	1932 г.	4	1943 г.	2	1954 г.	2
1911 г.	4	1922 г.	1	1933 г.	3	1944 г.	1	1955 г.	2
1912 г.	2	1923 г.	0	1934 г.	3	1945 г.	2	1956 г.	5
1913 г.	0	1924 г.	4	1935 г.	2	1946 г.	4		
1914 г.	0	1925 г.	0	1936 г.	1	1947 г.	1		

два или три промежуточных землетрясения, но занесение их в список было более или менее случайным и нехарактерным. В период 1904—1917 гг. не было приложено усилий к форсированию статистики неглубоких землетрясений с магнитудой $M \leq 7,9$, так как имевшиеся о них данные были неполными. В этот же самый период времени внимательно исследовались сильные промежуточные и глубокие землетрясения, но их список тоже неполон. Эти годы предшествовали годам выхода *Международной сводки*; ее первый

выпуск относится к 1918 г., после чего была улучшена статистика для всех сильных землетрясений (хотя и медленно для первых нескольких лет и с недостатками в период второй мировой войны).

Если число всех землетрясений в период 1904—1917 гг. умножить на 38/14, то результат будет все же меньше числа всех землетрясений за период 1908—1955 гг., что можно объяснить неполными данными за ранний период. Бросается в глаза заметное исключение для неглубоких землетрясений с магнитудой $M \geq 8,6$ и для промежуточных землетрясений с $M \geq 7,9$. Здесь напрашивается вывод, что сильнейшие неглубокие землетрясения были более частыми до 1918 г., чем в последующие годы; очевидно, это не может объясниться недостатками составления каталогов — они должны были бы произвести как раз противоположный статистический эффект. Несомненно, имелся большой период пониженной сейсмической активности на промежуточной глубине, в течение которого, между 1914 и 1939 гг., отсутствовали землетрясения, превышающие $M = 7,9$. Очевидны большие флуктуации в полном годовом числе землетрясений меньших магнитуд на всех глубинах. Изменение сейсмичности около 1922 г., очевидное по многим детальным исследованиям, здесь проявляется лишь как увеличение числа неглубоких землетрясений. После 1950 г. наблюдается уменьшение в общей сейсмичности (см. также заключительные страницы этой главы).

Таблица 22-9

Число сильных землетрясений

	1897—1903 гг.	1904—1917 гг.	1918—1955 гг.
Неглубокие землетрясения			
$M = 8,6$ и выше	6	7	9
7,9 — 8,5	32±	25	66
7,0 — 7,8	—	—	570
Промежуточные землетрясения			
$M = 8,6$ и выше	—	3	1
7,9 — 8,5	—	12	8
7,0 — 7,8	—	61	214
Глубокие землетрясения			
$M = 7,9$ — 8,5	—	4	4
7,0 — 7,8	—	18	66

ГЕОГРАФИЯ

Географическое распределение более сильных землетрясений показано на мировых картах (фиг. 22-3, 25-3, 25-4). Из таблиц получены следующие данные:

Сильнейшие неглубокие землетрясения, $M \geq 8,6$; за период с 1897 по 1955 г.: Тихоокеанский пояс¹ — 15, Альпийский пояс — 3, Памиро-Байкальская зона — 3, Хонсю (Китай) — 1.

¹ Географическое распределение сейсмической активности по поясам см. в части второй настоящей книги, а также в книге «Сейсмичность Земли».

Неглубокие землетрясения, $M = 7,9-8,5$; 1904—1955 гг.: Тихоокеанский пояс — 76, Альпийский пояс — 8, Памиро-Байкальская зона — 3, Хонсю — 1, Индийский океан — 3.

Неглубокие землетрясения, $M = 7,0-7,8$; 1918—1955 гг.: Тихоокеанский пояс — 480, Альпийский пояс — 49, Памиро-Байкальская зона — 8, Атлантический океан — 11, Индийский океан — 11, другие районы — 11.

Сильнейшие промежуточные землетрясения $M \geq 8,6$; 1904—1955 гг.: Тихоокеанский пояс — 4, другие районы — нет.

Промежуточные землетрясения, $M = 7,9-8,5$; 1904—1955 гг.: Тихоокеанский пояс — 17, Альпийский пояс — 3 (два в Гиндукуше, одно в восточном Средиземноморье), другие районы — нет.

Промежуточные землетрясения, $M = 7,0-7,8$; 1918—1955 гг.: Тихоокеанский пояс — 199, Альпийский пояс (исключая Гиндукуш) — 8, Гиндукуш — 7.

Глубокие землетрясения, $M = 7,9-8,5$; 1904—1955 гг.: Тихоокеанский пояс — 8, другие районы — нет.

Глубокие землетрясения, $M = 7,0-7,8$; 1918—1955.: Тихоокеанский пояс — 65, Альпийский пояс — 1 (Испания, 1954 г.).

БОЛЕЕ СЛАБЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Для земного шара в целом трудно дать статистику землетрясений с магнитудой меньше 7,0. Подсчет землетрясений для 1935, 1936 и 1937 гг. был сделан Гутенбергом, а для 1938 г. — Ломнитцем (табл. 22-10 с подсчетами более крупных землетрясений, повторенными из других таблиц для сравнения). Списки Гутенберга составлены для $m=6-7$.

Таблица 22-10

Число землетрясений; 1935—1938 гг.

Год	Магнитуда 6-7			Магнитуда 7-7,8		
	неглубокие	промежуточные	глубокие	неглубокие	промежуточные	глубокие
1935	143	30	12	17	5	2
1936	144	31	12	23	4	1
1937	136	34	8	14	10	1
1938	122	41	9	20	9	0

Район	Магнитуда M								
	8	$7\frac{1}{2}$	7	$6\frac{1}{2}$	6	$5\frac{1}{2}$	5	$4\frac{1}{2}$	4
Южная Калифорния	0	0	0,09	0,2	0,5	1,4	3,4	11,5	33
Новая Зеландия	0,02	0,04	0,09	0,0	0,6	1,8	6,0	16,2	46

Статистика, включающая более слабые землетрясения, может быть дана лишь для ограниченных районов. Следующая таблица, взятая из книги «Сейсмичность Земли», дает среднегодовые числа неглубоких землетрясений в пределах $\pm 1/4$ единицы магнитуды для южной Калифорнии (включая небольшой соседний район Мексики к северу от 32°C) и для ограниченной части сейсмичной территории Новой Зеландии.

Приведенные данные по южной Калифорнии включают землетрясения, происшедшие с января 1934 г. по май 1943 г. на площади 300 000 км². Дан.

ные по Новой Зеландии для землетрясений малых магнитуд взяты из бюллетеней, выпущенных в Веллингтоне с октября 1940 г. по январь 1944 г.; площадь около 225 000 км². С января 1953 г. по июнь 1956 г. произошло следующее число землетрясений:

	Магнитуда M			
	≥ 6	5,0–5,9	4,0–4,9	3,0–3,9
Афтершоки Керн-Каунти	0	3	35	390
Остальная площадь южной Калифорнии	1	7	80	442

Здесь учтены землетрясения, происшедшие на несколько меньшей площади, чем при подсчете за 1934—1943 гг., и не включен район Мексики.

Подсчеты совсем слабых землетрясений проводились для ограниченных районов. Изучение роев землетрясений, записанных близ станций в Риверсайде, Хейви и Вуди в Калифорнии показало, что самые слабые землетрясения, ещё различимые на лучших сейсмограммах, имеют магнитуду около нуля и что частота землетрясений, по-видимому, систематически увеличивается с уменьшением магнитуды вплоть до этого предела различимости. Аналогичные результаты были получены в Японии.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МАГНИТУДА

Общее распределение числа землетрясений в пределах наблюдаемого диапазона магнитуд может быть представлено довольно просто. Для земного шара в целом и для большинства отдельных изученных районов повторяемость землетрясений данного уровня магнитуды изменяется примерно в 8 или 10 раз при повышении магнитуды на единицу. Это может быть представлено уравнениями:

$$\lg N = A - bM \quad \text{или} \quad N = 10^A 10^{-bM}, \quad (3)$$

где N — число землетрясений магнитуды M или больше в единицу времени; A и b — постоянные; логарифм взят десятичный. Обозначив $dN/dM = N'$ и $\lg e = q$, находим

$$\lg(-N') = a - bM, \quad (4)$$

где $a = A + \lg(b/q)$. Численное значение $\lg(1/q) = 0,3622$.

Используя данные предыдущих таблиц для неглубоких землетрясений магнитуды $M \geq 7$ за период 1918—1955 гг. и магнитуды 6—7 за период 1935—1938 гг. и взяв в качестве единицы времени один год, получим:

	Магнитуда M			
	6	7	7,9	8,6
N	153,22	16,97	1,97	0,24
$\lg N$	2,19	1,23	0,29	-0,62

Эти числа хорошо представляются приведенными выше уравнениями при $A = 8,2$, $b = 1,0$, что эквивалентно $a = 8,56$, $b = 1,0$.

В книге «Сейсмичность Земли» Гутенберг, исходя приблизительно из тех же детально рассмотренных данных (землетрясения классифицировались через 0,1 единицы магнитуды), получил результаты, эквивалентные $a = 7,72$, $A = 7,41$, $b = 0,90$ ¹. Эти коэффициенты требуют пересмотра и улучшения при больших магнитудах. В последних статьях Гутенберг представляет данные уже в виде двух линейных соотношений:

$$\begin{aligned} \lg(N'/10) &= 7,04 - 0,92 m \text{ для } m < 7,1, \\ \lg(N'/10) &= 12,6 - 1,7 m \text{ для } m > 7,1. \end{aligned}$$

Применяя соотношение $m = 2,5 + 0,63 M$, получаем:

$$\lg N = 7,81 - 0,58 M \quad (5a)$$

и

$$\lg N = 9,1 - 1,1 M \quad (5b)$$

для меньших и больших M соответственно.

Данные, приведенные выше для южной Калифорнии, могут быть представлены следующим образом:

	Магнитуда M			
	3,75	4,75	5,75	6,75
N	38,59	5,59	0,79	0,09
$\lg N$	1,58	0,75	-0,10	-1,0

Эти величины очень хорошо укладываются в равенство

$$\lg N = 4,77 - 0,85M.$$

Для Новой Зеландии имеем:

	Магнитуда M			
	3,75	4,75	5,75	6,75
N	68,75	8,55	0,75	0,15
$\lg N$	1,84	0,93	-0,12	-0,82

Здесь закономерность выдерживается несколько хуже; приблизительно можно написать уравнение:

$$\lg N = 5,2 - 0,9.$$

Логарифм отношения числа слабых землетрясений на всем земном шаре к числу слабых землетрясений в этих двух небольших районах можно приблизительно получить, взяв разницу между константами $A = 8,2$ для земного шара и 3,4 и 3,0 для этих районов. Это дает величину отношения 2500 и 1000 к 1 соответственно. Однако для сильных землетрясений мы получаем другие результаты. Если экстраполировать найденные выше линейные зависимости

¹ Если обозначить коэффициенты a и b Гутенберга через x и y , то в наших обозначениях получим: $\lg(N'/10) = x + y(8 - M)$. (4a)

до магнитуды 7,9, мы найдем для южной Калифорнии $\lg N = -1,94$ и для части Новой Зеландии $\lg N = -1,9$, то есть землетрясения магнитуды $M \geq 7,9$ должны происходить в этих районах в среднем один раз в 80—90 лет. Этот результат удовлетворительно согласуется с историческими данными.

Данные предыдущих таблиц за $3\frac{1}{2}$ года в период 1953—1956 гг. приводятся следующим образом.

	Магнитуда M				
		3	4	5	6
Афтершоки Керн-Каунти	N	122,28	10,86	0,86	0
Остальная территория южной Калифорнии	N	151,43	25,14	2,29	0,29
Афтершоки Керн-Каунти	$\lg N$	2,08	1,03	-0,07	—
Остальная территория южной Калифорнии	$\lg N$	2,17	1,40	+0,36	-0,54

Каждая из двух серий данных удовлетворяет уравнению $\lg N = 4,8 - 0,9M$, что достаточно хорошо сходится с более старыми данными по южной Калифорнии. Это подтверждает предположение, что активность афтершоков на маленькой площади, подвергшейся землетрясениям Керн-Каунти 1952 г., представляет как бы временное удвоение нормальной сейсмичности всего района.

Таблица Гутенберга для Японии (см. главу 30) содержит 85 неглубоких 20 промежуточных и 17 глубоких землетрясений магнитуды $M \geq 7$ за период 1918—1955 гг. и 27 землетрясений магнитуды $M \geq 8$ за период 1897—1955 гг. Эти данные для неглубоких землетрясений могут быть представлены следующим образом:

	Магнитуда M	
	7	8
N	2,24	0,14
$\lg N$	0,35	-0,87

Приняв $b = 1,0$, мы находим приблизительно $\lg N = 7,2 - M$; это означает, что район Японии составляет примерно 10% сейсмичности всего земного шара.

Цубои (Tsuboi, 1951), коррелируя магнитуду M с амплитудами записи на шести основных станциях Японии, нашел за период 1931—1950 гг. включительно 38 землетрясений магнитуды $M \geq 7,0$. Это дало величину $N(7) = 1,90$, меньшую по сравнению с величиной 2,24, приведенной выше (но величина 1,90 верна для несколько меньшей площади) обработав всего 735 землетрясений, он вывел линейное соотношение для $\lg(N/10)$ в форме соотношения Гутенберга, получив при этом коэффициенты, эквивалентные следующим (в наших обозначениях):

	a	A	b
Площадь А	7,88	7,50	1,06
Площадь В	5,19	4,97	0,72
Площадь С	4,67	4,49	0,66
А + В + С	7,75	7,39	1,01

Площади А и В — это районы Тихоокеанского побережья Японии на север и на юго-запад от разлома Фосса-Магна (Fossa-Magna), площадь С — береговой пояс Японского моря. Данные для площади А и для трех вместе находятся в хорошем соответствии с данными, приведенными выше ($A = 7,2$; $b = = 1,0$)¹. Однако в более поздней статье Цубои (Tsuboi, 1957) дает совсем другие величины, эквивалентные $a = 5,68$, $A = 5,46$, и $b = 0,72$.

Бот (Báth, 1956) пришел к линейной зависимости при $b = 1,5$ для афтершоков сильнейшего Камчатского землетрясения 4 ноября 1952 г.

СТАТИСТИКА ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В районах, где происходят промежуточные и глубокие землетрясения, их частота, как правило, уменьшается с увеличением глубины. В большинстве районов имеется четко определенный самый нижний горизонт на глубине 600—700 км, ниже которого землетрясений не известно. Сейсмичность достигает этого уровня без заметного уменьшения; на этой глубине отмечается много сильнейших глубокофокусных землетрясений. Среди самых глубоких из известных землетрясений (в районе моря Флореса, на глубине около 720 км) имеется одно с магнитудой 7,1. Особенно примечательно Испанское землетрясение 29 марта 1954 г. — одно из двух известных глубоких землетрясений, происшедших вне площади Тихого океана, — которое имело глубину 640 км и характеризовалось магнитудой 7,1².

В некоторых районах глубокие землетрясения особенно часты на определенных глубинах, например на глубине около 350 км в Японии. В других местах в определенных интервалах глубин землетрясений совсем не известно, например в Южной Америке на глубинах между 300 и 550 км.

Гутенберг и другие авторы установили линейные зависимости между $\lg N$ (или $\lg N'$) и M для промежуточных и глубоких землетрясений; но, поскольку число землетрясений здесь меньше и их распространение более ограничено, коэффициенты были определены с меньшей точностью.

ДРУГИЕ ФОРМЫ СТАТИСТИКИ

Подсчеты числа землетрясений для данной площади и данного интервала времени всегда неполны для землетрясений самых малых магнитуд. С другой стороны, статистика сейсмичности данного района может быть недостаточной и в области максимальных магнитуд вследствие того, что сильные землетрясения в течение периода времени наблюдений происходят редко. Если же такое землетрясение и произойдет, то на него падает большая часть энергии, выделившейся за этот период. Статистика для проблем такого типа, когда данных для экстремальных величин недостаточно, была развита Гамбелем (Gumbel, 1942) для изучения явлений, подобных наводнению. Нордквист (Nordquist, 1945) применил метод Гамбеля к Калифорнийским землетрясениям и к любым сильным землетрясениям земного шара. Были получены надежные графики, удовлетворительно согласующиеся с требованиями теории Гамбеля.

¹ Заметим, что коэффициенты a и A не могут быть просто сложены при комбинации соседних районов, так как они представляют собой логарифмы.

² Здесь также не обнаруживается уменьшения землетрясений на больших глубинах; в одном и том же районе можно отметить слабый толчок как на глубине 200 км, так и на глубине 600 км.

МАКСИМАЛЬНЫЕ ВОЗМОЖНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Очевидно, должен существовать верхний предел магнитуды землетрясений. Тщательный анализ данных статистики показал резкое падение частоты землетрясений при приближении к высшему наблюдаемому уровню магнитуд. Так, если соотношение $\lg N = 8,2 - M$ справедливо для землетрясений любой силы, мы должны предположить, что землетрясение магнитуды $M \gg 10$ должно случаться в среднем в интервал времени (в годах), логарифм которого $10 - 8,2 = 1,8$, или приблизительно каждые 90 лет. Такое событие должно быть катастрофой, которая едва ли может остаться незамеченной, даже если произойдет в пустынном районе; но из истории нам не известно ни одного такого события, для которого можно было бы установить магнитуду выше той ($M = 8,9$), которая отмечалась для самых сильных землетрясений за последние 50 лет.

Физический верхний предел должен быть установлен по прочности пород земной коры, выраженной в величине максимальной деформации, которую породы могут выдерживать без разрушения. Цубои (Tsuboi, 1940), используя численные предположения, рассчитал энергию максимальных возможных землетрясений. Она находится в соответствии с величиной энергии для сильнейших наблюдаемых землетрясений, найденной из соотношения (установленного в следующем разделе) между магнитудой и энергией. Предельная прочность и энергия должны уменьшаться с увеличением глубины гипоцентра; этим объясняется тот факт, что количество промежуточных и глубоких землетрясений быстро падает на уровнях магнитуды, гораздо меньших, чем в случае сильнейших неглубоких землетрясений.

ДРУГИЕ ШКАЛЫ МАГНИТУД

Понятие магнитуды как таковой не ограничивается шкалой, первоначально созданной автором или любой из ее более поздних модификаций. Подобно тому как когда-то ряд исследователей одновременно или последовательно друг за другом составили шкалы интенсивностей, где баллы определялись разными выражениями (глава 11), так и шкалы магнитуд могут быть построены на любой основе, логически соответствующей первоначальной шкале. Благодаря принятию Гутенбергам «унифицированной шкалы», представленной здесь величиной m , в настоящее время мы оперируем с двумя совершенно различными шкалами магнитуд для удаленных землетрясений, но соотношение между ними и шкалой, все еще используемой для местных землетрясений, недостаточно изучено.

Шкала, используемая для местных землетрясений Новой Зеландии, совпадает с Калифорнийской шкалой, так как она основана на тех же таблицах и на использовании крутильных сейсмографов такой же конструкции¹. Все другие исследователи, использующие ту или другую шкалу для удаленных землетрясений или создавшие свои собственные локальные шкалы, основывались на записях сейсмографов другого типа.

Так, ди Филиппо и Марчелли (di Filippo, Marcelli, 1950) создали для Италии шкалу местных землетрясений на основании записей 200-килограммового сейсмографа Вихерта ($T_0 = 4,3$ сек, $V = 250$, $h = 0,33$). Сделано это было очень тщательно, следуя в принципе методике, использованной для по-

¹ Однако магнитуды, сообщенные из Веллингтона до 1949 г., должны быть увеличены на 0,30, чтобы учесть поправку на множитель 2 в статическом увеличении сейсмографов.

строения Калифорнийской шкалы. Их результаты удовлетворительно согласуются с определениями магнитуд, сделанными в любом другом месте и другими способами. Расхождения возникают лишь в том случае, когда допускают, что волны, записанные с максимальными амплитудами сейсмографом Вихерта, являются теми же, что и волны, записанные с максимальными амплитудами крутильным сейсмографом: при записи сейсмографом Вихерта обычно это волны с более длинным периодом, большей амплитудой и меньшим ускорением.

В Праге магнитуды определялись начиная с 1950 г. Ценный вклад внесли Затопек, Ванек и Карник (Zátorek, Vaněk, 1950; 1952; Kářík, 1956). Магнитуды удаленных землетрясений изучались по поверхностным и объемным волнам. Для записи местных землетрясений использовали короткопериодные сейсмографы. Новая работа Карника, где рассматриваются и периоды и амплитуды, касается проблемы соотношения между магнитудой и энергией и является важным шагом вперед.

Ранние работы Цубои (Tsuboi, 1951) по определению магнитуд для Японии были основаны на применении двух формул, каждая из которых может служить независимым определением магнитуды.

$$M = 0,20 \Delta + 0,67 \lg A + 3,80 \quad \text{для } \Delta < 500 \text{ км,}$$

$$M = 0,03 \Delta + 0,60 \lg A + 5,00 \quad \text{для } \Delta > 500 \text{ км,}$$

где Δ измеряется в сотнях километров, а A — максимальная амплитуда колебаний грунта в микронах. Позднее Цубои (Tsuboi, 1957) заменил эту формулу следующей:

$$M = 1,73 \lg \Delta + \lg A - 0,83.$$

Кавасуми (Kawasumi, 1956) разработал шкалу, основанную на макросейсмических данных, но тем не менее представляющую собой шкалу магнитуд. Магнитуда Кавасуми есть просто число, выражающее интенсивность по японской шкале (с баллами от 0 до 6) на эпицентральной расстоянии 100 км. Наблюдения на других расстояниях могут быть приведены к этому расстоянию с помощью калибровочных кривых точно так же, как это делается для инструментальных данных в других шкалах магнитуд. Естественно, что корреляция между этой шкалой и другими в высшей степени нерегулярна. Методика Кавасуми недалеко ушла от старой практики определения величины землетрясения по его интенсивности в эпицентре, но она имеет то преимущество, что использует данные для всех возможных расстояний и, таким образом, исключает влияние грунта и других местных условий вблизи эпицентра. Она совершенно непригодна для глубокофокусных землетрясений.

Часто предлагают определять магнитуду в единицах энергии, что дает «абсолютную» шкалу магнитуд. При настоящем уровне знаний это еще преждевременно, что будет видно из обсуждения, приведенного в следующем разделе¹.

¹ В СССР в 1955—1957 гг., при детальном изучении сейсмичности в Гармском районе Таджикской ССР, была разработана такая шкала. С тех пор она применяется все шире. Согласно этой энергетической шкале, класс К землетрясения определяет сейсмическую энергию $E = 10^K$ джоулей, которая протекает через сферу радиуса 10 км, окружающую очаг. Возможен также переход к энергии, протекающей через границу очага. — Прим. ред.

МАГНИТУДА И ЭНЕРГИЯ

Первоначальной целью создания шкалы магнитуд было устранение некоторой путаницы в статистике землетрясений и уж потом — борьба с ошибками, обусловленными определениями величины землетрясений по их действию в отдельных местах без учета эпицентрального расстояния, грунта и типа повреждаемых построек. Было совершенно ясно, что магнитуда в конечном счете должна быть связана с энергией, но для установления этой связи потребовались бы длительные исследования и накопление данных. Тем не менее этому уделялось большое внимание с самого начала. Некоторые исследователи, взяв несколько предварительных опытных соотношений между магнитудой и энергией, стали пользоваться ими далеко за пределами их применимости. Возникающие при этом противоречия они относили за счет самой шкалы магнитуд.

Очевидно, что магнитуда связана с той энергией, которая излучается из очага землетрясения в форме упругих волн. Часть первоначальной потенциальной энергии деформации, заложенной в горных породах, должна идти на механическую работу — на поднятия блоков земной коры, преодолевающих силу тяжести, или на разрушение материала в зоне разрыва; часть энергии рассеивается в виде тепла.

Рид оценил работу по перемещению блоков земной коры при Калифорнийском землетрясении 1906 г. в $1,75 \times 10^{24}$ эрг. Энергия нескольких землетрясений была оценена по сейсмограммам, так как достаточно хорошо установлено, что сейсмические волны сравнительно мало поглощаются после того, как они покинули область, близкую к гипоцентру. Следовательно, энергия в расширяющемся волновом фронте, которая может быть рассчитана по амплитудам и периодам записанных волн, представляет большую часть излученной энергии.

Таким путем Джеффрис¹ по поверхностным волнам определил энергию Памирского землетрясения 1911 г. (магнитуда 7,6) и энергию Монтанского землетрясения 1925 г. (магнитуда 6^{3/4}) равными около 10^{21} эрг. Позже Бот (Bath, 1955) в Упсале и Ломниц, работавший в Пасадене, применили ту же самую теорию к обработке примерно 40 землетрясений. Сагисака (Sagisaka, 1954) рассчитал по волнам *P* и *S*, что энергия землетрясения в Японии 2 июня 1929 г., происшедшего на глубине 360 км и имеющего магнитуду 7,1, равна $3,1 \times 10^{20}$ эрг.

Энергия упругих волн с данным периодом пропорциональна квадрату амплитуды. Если сейсмограммы различных землетрясений на фиксированном расстоянии отличаются лишь амплитудами при неизменном периоде, то мы должны иметь

$$\lg E = c + 2M, \quad (6)$$

где *c* — константа. Предварительные исследования, использующие результаты Джеффриса и других, дали *c* = 8, но при этом значении получается неправдоподобно малая величина энергии для самых слабых зарегистрированных землетрясений. Более тщательные расчеты Гутенберга и Рихтера привели к

¹ Впервые (1915 г.) энергию землетрясения определил Б. Б. Голицын. Первое исследование Джеффриса на эту тему опубликовано лишь в 1923 г., и в нем он ссылается на своего предшественника. — *Прим ред.*

соотношению

$$\lg E = 11,3 + 1,8M.$$

При введении незамеченных ранее факторов и использовании некоторых гипотез получили новую формулу

$$\lg E = 12 + 1,8M, \quad (7)$$

которая была использована в книге «Сейсмичность Земли». Эта формула дает слишком высокие значения энергии, особенно для наиболее сильных землетрясений. Тем временем, ди Филиппо и Марчелли опубликовали расчет, который привел к выражению

$$\lg E = 9,15 + 2,15M. \quad (8)$$

Все эти формулы основаны на теоретических исследованиях излучения энергии на малых расстояниях вблизи эпицентра. При недавнем пересмотре Гутенберг и автор (Gutenberg, Richter, 1955) широко использовали записи сейсмографов для сильных землетрясений, применяемых Береговой и геодезической службой Соединенных Штатов, включая и записи землетрясений Керн-Каунти 1952 г. Остающиеся неопределенности этого метода были той главной причиной, которая заставила Гутенберга отдать предпочтение «унифицированной магнитуде» m , основанной на объемных волнах, записанных на далеких расстояниях. Соотношение между m и излученной энергией может быть установлено с меньшими теоретическими трудностями и с минимумом неточностей наблюдений; оно принимает форму

$$\lg E = 5,8 + 2,4m. \quad (9)$$

Ввиду того что $m = 2,5 + 0,63 M$, это эквивалентно уравнению

$$\lg E = 11,4 + 1,5 M, \quad (10)$$

В уравнении (10) величина M , по крайней мере приблизительно, соответствует магнитуде, определенной по поверхностным волнам удаленных неглубоких землетрясений. Вот своими последними результатами, найденными из совершенно других наблюдений, подтвердил справедливость уравнений (9) и (10).

Гутенберг, получив очень близкие соотношения, использовал другие подходящие способы для согласования m с магнитудой M_L , полученной первоначально из записей местных землетрясений Калифорнии. Его результат представляется в виде

$$m = 1,7 + 0,8M_L - 0,01M_L^2, \quad (11)$$

что приводит к выражению

$$\lg E = 9,9 + 1,9M_L - 0,024M_L^2. \quad (12)$$

Члены с M_L^2 чисто эмпирические по своей природе и очень трудно объяснимы с точки зрения физических размерностей. Соотношение между m и M_L и, следовательно, между $\lg E$ и M_L , быть может, вскоре будет модифицировано на основе новых данных.

Если в уравнениях (7), (8) и (10) положить $M = 8$, то получим соответственно $\lg E = 26,4$, $26,35$ и $23,4$; таким образом, пересмотр привел к значительному

уменьшению величин энергии сильнейших землетрясений. Однако величины M вообще были увеличены, так что было бы лучше в уравнении (10) положить $M=8,5$, что дает $\lg E = 24,15$. Поскольку большая часть суммарной энергии всех землетрясений заключена именно в таких сильнейших землетрясениях, то настоящий пересмотр существенно уменьшил вычисляемую среднегодовую величину полной энергии сейсмической активности. Подсчитанная на более ранних данных величина этой энергии, приводимая в публикации, была равна $1,2 \times 10^{27}$ эрг в год. Энергия же годового потока тепла из внутренних частей Земли через земную поверхность составляет приблизительно 8×10^{27} эрг. Эти два числа были достаточно близкими, чтобы дать повод для различных геофизических предположений. Пересмотр дал величину полной сейсмической энергии около 9×10^{21} эрг в год, что едва превышает одну тысячную от величины энергии теплового потока.

Дальнейшая проблема, представляющая интерес главным образом для журналистов, связана с сопоставлением сильных землетрясений со взрывами атомных бомб. По официальным данным, энергия «номинальной» атомной бомбы, типа сброшенной в Хиросиме, составляет 8×10^{20} эрг; а энергия очень сильного землетрясения по старым расчетам может достигать 8×10^{26} эрг, что сравнимо со взрывом миллиона атомных бомб. По новым расчетам энергия сильнейшего землетрясения составляет немногим более 10^{25} эрг, что эквивалентно примерно 12 000 бомб.

Пересмотры соотношения между магнитудой и энергией до некоторой степени влияют на результаты работы Бениоффа (Benioff, 1955) о высвобождении деформации при последовательности землетрясений; но действительные изменения не столь велики. В качестве высвобожденной деформации Бениофф взял величину, пропорциональную квадратному корню из энергии E ; по логарифмической шкале это равносильно делению коэффициента при M в формуле для $\lg E$ на 2; частное в различных формулах меняется от 0,9 до 1,1.

Н. В. Шебалин (1955), сотрудник Геофизического института в Москве, опубликовал в 1955 г. статью, где исследовал соотношение между энергией, интенсивностью и глубиной очага землетрясений. Изучив 56 землетрясений, он получил соотношение

$$0,9 \lg E - I = 3,8 \lg h - 3,3 \quad (13)$$

и

$$0,9 \lg E - I = 3,1 \lg h - 4,4, \quad (14)$$

где E — энергия поверхностных волн в мегаджоулях (единица, равная 10^{18} эрг), h — глубина очага в километрах, I — максимальная интенсивность на поверхности (по модифицированной шкале Меркалли). Уравнение (13) справедливо для глубин очага до 70 км, уравнение (14) — до глубин 80 км и более.

Бунэ (1956) в публикации из Сталинабада (Душанбе) рассмотрел методы оценки энергии по записям P - и S -волн и указал на грубость расчетов, сделанных предыдущими авторами. Но для того чтобы получить численные результаты, он вынужден был вести столь же грубые приближения. Вторая часть его статьи посвящена Сталинабадскому землетрясению 27 февраля 1952 г. Им были использованы приближенные методы для интегрирования сейсмограмм семи станций; по расчетам энергия землетрясения была порядка 10^{19} эрг, но разброс отдельных результатов расчетов достигает 70%.

В результате комбинации уравнения Шебалина с результатом, полученным Гутенбергом и Рихтером в 1942 г. (Gutenberg, Richter, 1942), Бунэ получил

$$\lg E = 8,8 + 2 \lg h + 1,8M, \quad (15)$$

где E — энергия в эргах, M — магнитуда (в более поздней работе предлагается существенное изменение в этой формуле). Таким путем Бунэ нашел, что $M=4,5$.

В последней части работы Бунэ делает попытку сравнения своих теоретических результатов с энергией больших взрывов, подсчитанной по сейсмограммам; отношение подсчитанных энергий хорошо согласуется с отношением потенциальных энергий зарядов.

СЛАБЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК „ПРЕДОХРАНИТЕЛЬНЫЙ КЛАПАН“

Хотя повторяемость землетрясений быстро увеличивается с уменьшением магнитуды, энергия, высвобождаемая при каждом землетрясении и подсчитанная с помощью любой из формул предыдущего раздела, уменьшается еще быстрее. Поэтому, если рассмотреть землетрясения за ограниченный промежуток времени в любой определенной области или на всем земном шаре, то вообще найдем, что высвобожденная энергия в основном заключена в сравнительно немногих землетрясениях самой большой магнитуды. Это имеет прямое отношение к известной идее, что будто бы слабые землетрясения могут служить в качестве «предохранительного клапана», безопасно освобождая энергию, которая в противном случае могла бы проявиться в виде сильных землетрясений.

С точки зрения прямых энергетических расчетов такое успокоительное представление сомнительно и не увязывается с историей сильных и слабых землетрясений в областях, где имеется достаточная информация. Энергетические соотношения говорят о том, что главные деформации высвобождаются только в виде сильных землетрясений и что слабые землетрясения являются скорее побочными показателями накопления региональных деформаций. Об этом свидетельствуют и географические данные, показывающие, что сильнейшие землетрясения приурочены главным образом к основным разломам и активным структурам, тогда как землетрясения меньшей магнитуды связаны большей частью с второстепенными тектоническими образованиями.

Бениофф указывает, что если сравнивать деформации непосредственно, а не через энергию, то предыдущий вывод не обязательно остается в силе. В самом деле, деформации принимаются пропорциональными квадратным корням из энергии. Если эти величины комбинировать линейно¹, то общее смещение от слабых землетрясений часто получается того же порядка величины, что и от немногих сравнительно сильных землетрясений. Поэтому можно предположить согласованность деформаций. В применении, например, к южной Калифорнии это означало бы, что все землетрясения, сильные и слабые, являются отдельными событиями в общем процессе высвобождения

¹ Имеется в виду, очевидно, простое сложение этих величин. — Прим. ред.

региональной деформации, которая накапливается более или менее одинаково на всей площади. Это геологически правдоподобное предположение, и кривые накопленной деформации Бениоффа говорят в его пользу (глава 6). Простые физические соображения приводят еще к одному положению — к вопросу о «предохранительном клапане». Хотя слабые землетрясения, наблюдаемая частота которых соответствует частоте сильных землетрясений, могут высвободить деформацию, достаточную для того, чтобы ослабить катастрофическое событие, тем не менее накопившаяся основная деформация может быть освобождена только путем разрушительного землетрясения или же в результате очень большого числа слабых толчков. Последнему процессу способствуют особые тектонические условия, что может объяснить преобладание ройности землетрясений в отдельных районах, таких, как долина Импириал.

ГЛОБАЛЬНАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ВЫСВОБОЖДЕННАЯ ДЕФОРМАЦИЯ

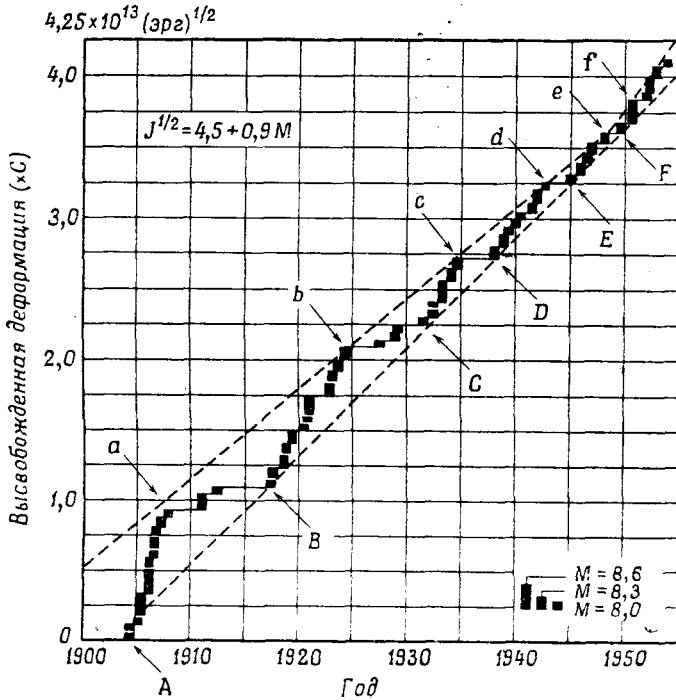
Метод Бениоффа сложения квадратных корней рассчитанной энергии для выявления высвобожденной деформации, как функции времени, был применен к совокупности землетрясений отдельных районов и даже всей Земли в целом за ряд лет. Этот метод исходит из предположения о механической согласованности деформаций, представленных изучаемыми землетрясениями. Такое предположение для Земли в целом может касаться только землетрясений самых больших магнитуд (8 или более).

На фиг. 22-4 представлен график высвобожденной деформации неглубоких землетрясений, обнаруживающий поразительные особенности, которые труднее было бы заметить на графике высвобожденной энергии. Периоды высокой сейсмичности и большой суммарной высвобожденной деформации разделены периодами низкой активности. Но за все время наблюдений полная величина высвобожденной деформации, достигаемая за активный период, последовательно уменьшалась. Такие вспышки высокой активности происходили в течение 1896(?) — 1900, 1904—1907, 1917—1924, 1931—1935, 1938—1942, а, возможно, 1945—1948 и 1950 гг. Начальный год первого периода (1896) отмечен знаком вопроса потому, что до этого года не имелось записей. Последняя работа Гутенберга (Gutenberg, 1957) оставляет мало сомнений в том, что этот активный период был даже более значительным, чем следующий (который включал и совершенно особый 1906 г.). Последовательное уменьшение отчетливости в активных циклах достигает своего предела в период 1945—1948 гг., который едва ли представляется чем-нибудь другим, как не возвращением к нормальной активности после перерыва. Хотя 1950 г. и не сравним с 1906 г. и еще менее с 1897 г., он занимает особое, исключительное положение (тем более, если рассматриваются глубокие и промежуточные землетрясения). В некотором роде он означает поворотный пункт, хотя в следующие шесть лет проявлялась в общем низкая активность.

Первым признаком нового этапа был значительный рой землетрясений на Алеутских островах (около $168^{\circ}3$) 2 января 1957 г., включающий и два землетрясения магнитуды 7. Несколько западнее, в Алеутской дуге ($175^{\circ}3$), 9 марта произошло землетрясение магнитуды 8 или более; его непосредственные афтершоки, включающие по крайней мере пять толчков магнитуды $M \geq 7$, были распределены по всему интервалу широт 168° — $175^{\circ}3$. Высокая активность афтершоков продолжалась в течение нескольких меся-

цев. Одновременно увеличилось число сильных землетрясений ($M \geq 7$) в других районах; десять из них произошло в первой половине 1957 г.

Подобные же суммарные кривые деформаций, построенные по землетрясениям данного района, происшедших на определенной глубине, имеют разные формы, которые Бениофф использовал для сравнительного изучения тектоники. Многие из этих кривых имеют излом около 1922 г., для которого имеются и другие доказательства значительных изменений в Земле. Примерно в это же время изменили свой характер и смещения полюса, вызывающие вариации широты.

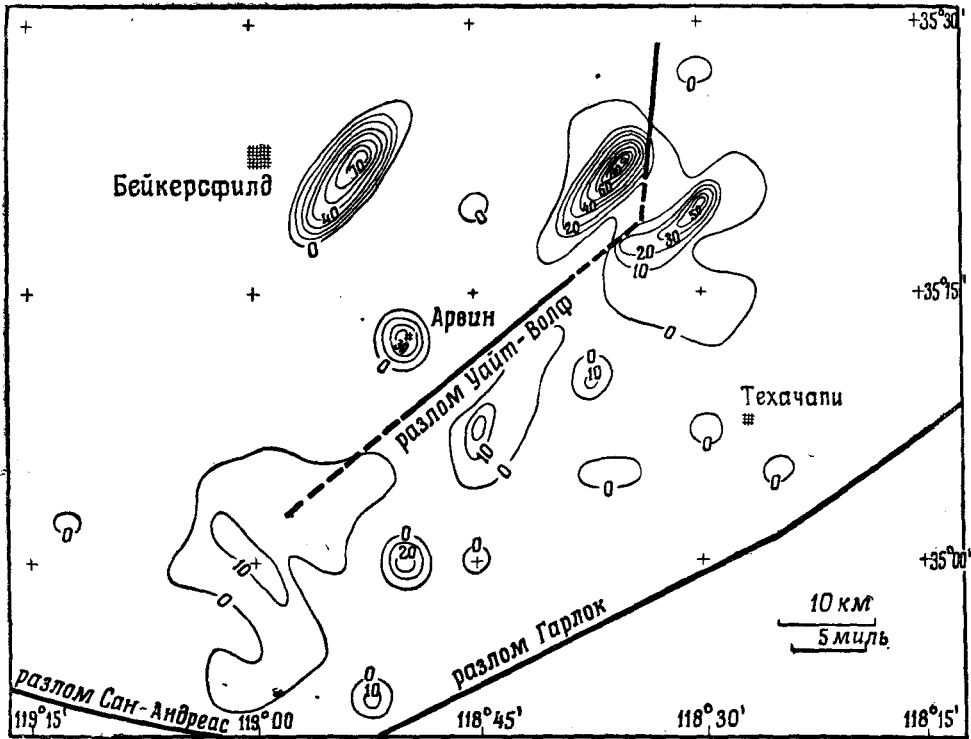


Фиг. 22-4. Глобальная высвобожденная деформация, сильные неглубокие землетрясения 1904—1955 гг. (по Бениоффу).

ВЫСВОБОЖДЕННАЯ ДЕФОРМАЦИЯ И ГЕОГРАФИЯ

Идея Бениоффа сложения квадратных корней энергии была независимо применена двумя другими исследователями для картирования сейсмичности: Ритсема (Ritsema, 1954) для Восточной Индии и Амандом (Amand, 1956) для афтершоков Керн-Каунти (фиг. 22-5).

При достаточно плотном распределении эпицентров могут быть построены изолинии, показывающие распределение высвобожденной деформации по площади. Эти изолинии представляют интерес в отношении их связи с разрывами и структурами. С течением времени и накоплением данных, быть может, удастся применить данный метод для сейсмического картирования земного шара.



Фиг. 22-5. Изолинии величин высвобожденной деформации, афтершоки Керн-Каунти, 1952 г., июль — 21 сутки 18 часов; декабрь — 31 сутки 24 часа (по Аманду).

Бот (Bath, 1956) и некоторые другие авторы предлагают картировать сейсмичность в величинах выделенной энергии¹.

ЛИТЕРАТУРА

Развитие шкалы магнитуд

- Richter C. F., An instrumental earthquake scale, *BSSA* (1935), 25, 1—32.
 Gutenberg B., Richter C. F., On seismic waves (third paper), *G. Beitr.* (1963), 47, 73—131.
 Gutenberg B., Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, *BSSA* (1945), 35, 3—12.
 Gutenberg B., Amplitudes of *P*, *PP* and *S* and magnitudes of shallow earthquakes, *ibid.*, 57—69.
 Gutenberg B., Magnitude determination for deep-focus earthquakes, *ibid.*, 117—130.
 Richter C. F., History and applications of the magnitude scale, *Publ. bureau central séismologique international* (1948), 17, 217—224.

¹ Более рациональным является количественное картирование сейсмической активности в единицах частоты повторения землетрясений определенного энергетического уровня. Пример такого картирования для Гармско-Сталинабадского района опубликован впервые в 1958 г. Картирование активности должно сопровождаться также картированием сейсмической энергии максимальных возможных землетрясений в том или ином районе. — *Прим. ред.*

- Báth M., Earthquake magnitude determination from the vertical component of surface waves, *Trans. Am. Geophys. Union* (1952), 33, 81—90.
- Gutenberg Richter C. F., Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. geofisica* (1956), 9, 1—15.

Другие работы

- Have's R. C., Measurement of earthquake intensity, *N. Z. Journ.* (1941), 22, 202—204. (Магнитуды в Новой Зеландии.)
- Peterschmitt E., La magnitude des séismes. Comptes rendus des seances de la conférence réunie à Strasbourg en 1947, Strasbourg (1948); 86—88.
- Peterschmitt E., Etude de la magnitude des séismes, *Ann. inst. Physique Globe* (1950), 6, 51—58.
- Di Filippo D., Marcelli L., La 'magnitudo' dei terremoti e la sua determinazione nella stazione sismica di Roma, *Ann. geofisica*, (1949), 2, 486—492.
- Di Filippo D., Marcelli L., Magnitudo ed energia dei terremoti in Italia, *ibid.* (1950), 3, 339—348.
- Zátopek A., Vanek J., On the regional distribution of magnitude differences between Pasadena and Prague, *Kartograf. prehled (Praha)* (1950), 5, 41—55, 123—128. (На чешском языке.)
- Zátopek A., Vanek J., Les magnitudes de Praha et leurs relations avec les 'revised values' de Pasadena, *Publ. bureau central séismologique international* (1952), 18, Ser. A, 137—151.
- Vaněk J., Determination of earthquake magnitude from surface waves for the stations Hurbanovo and Skalnaté Pleso, *Trav. inst. géophys. Acad. Tchécoslovaque* (1953), 6, 83—89. (На чешском языке с обширным английским резюме.)
- Tsuboi C., Determination of the Richter—Gutenberg's instrumental magnitudes of earthquakes occurring in and near Japan, *Geophys. Notes (Tokyo Univ.)* (1951), 4, № 5, 1—10.
- Trapp E., Ableitung der Magnitudengleichung für die Erbenstationen Wien und Graz und allgemeine Bemerkungen zur Magnitudenberechnung, *Arch. Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie* (1954), 6, Ser. A, 440—450.
- Wadati K., Hirono T., Magnitude of earthquakes—especially of near, deep-focus earthquakes, *Geophys. Mag. (Tokyo)* (1956), 27, 1—10.
- Vaněk J., Zátopek A., Magnitudenbestimmung aus den Wellen P, PP und S für die Erdbebenwarte, *Trav. géophys. Acad. Tchécoslovaque* (1955), № 26, 91—107.
- Tsuboi C., Energy accounts of earthquakes in and near Japan, *Journ. Physics of Earth (Tokyo)* (1957), 5, 1—7. (Пересмотренная формула для магнитуды.)
- Bonelli—Rubio J., Eateban Garrasco L., La magnetud de los sismos en Toledo, *Revista de Geofisica* (1955), 14, 1—12. (Назначение M для телесейсм.)
- De Bremaecker J.-Cl., Determination des magnitudes des séismes en Congo belge, *Acad. royale des sciences coloniales (Bruxelles)*, Bull. des séances, n. s. (1955), 1, 1043—1046.
- Соловьев С. Л., О классификации землетрясений по величине их энергии, Труды ГЕОФИАН, № 30 (1955), 3—21.
- Шебалин Н. В., О связи между энергией, балльностью и глубиной очага землетрясения, Изв. АН СССР, сер. Геофиз., № 4 (1955), 377—380.
- Asada T., Suzuki Z., Tomoda Y., On frequency distribution of seismic magnitude, *Publ. Bur. Central International* (1956), 19, ser. A, 95—98.
- Kawasumi H., Intensity and magnitude of shallow earthquakes, *ibid.*, 99—114.
- Báth M., The problem of earthquake magnitude determination, *Publ. bureau central séismologique international (A)*, (1956), 19, 5—93.
- Kárník V., Magnitudenbestimmung europäischer Nahbeben, *Trav. géophys. Acad. Tchécoslovaque* (1956), 47, 399—522.

Энергия землетрясения и статистические данные

- Gutenberg B., Richter C. F., Seismicity of the Earth, Princeton University Press, 2nd. ed. (1954), 16—25.
- Gutenberg B., Richter C. F., Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *BSSA* (1942), 32, 162—191; second paper, *ibid.* (1956), 46, 105—145.
- Gutenberg B., Richter C. F., Magnitude and energy of earthquakes, *Nature* (1955), 176, 795. (Предварительные сведения; см. следующую работу.)
- Gutenberg B., Richter C. F., Magnitude and energy of esrthquakes, *Ann. geofisica* (1956), 9, 1—15.
- Tsuboi C., Isostasy and maximum earthquake energy, *Proc. Tokyo Acad.* (1940) 16, 449—454.

- Tsuboi C., Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area, and strength of the earth's crust, *Journ. Physics of Earth (Tokyo)*, (1956), **4**, 63—66.
- Tsuboi C., Energy accounts of earthquakes in and near Japan, *ibid.* (1957), **5**, 1—7.
- Báth M., The relation between magnitude and energy of earthquakes, *Trans. Am. Geophys. Union.* (1955), **36**, 861—865.
- Báth M., The energies of seismic body waves and surface waves (in press).
- Honda H., Amplitudes of *P* and *S*, magnitude and energy of deep earthquakes, *Science Repts., Tôhoku Univ., Geophysics* (1951), **3**, Ser. 5, 138—143.
- Sagisaka K., On the energy of earthquakes, *Geophys. Mag. (Tokyo)*, (1954), 53—82.
- Gutenberg B., The energy of earthquakes, *Quart. Journ., Geol. Soc. London* (1956), **112**, 1—14.
- Gutenberg B., Earthquake energy released at various depths, in Gedeneboek F. A., Vening Meinesz, *Verh. konink. Ned. geol.-mijnb. Genootschap*, The Hague (1957), 165—175.
- Báth M., Erdbebenenergie, *Zeits. f. Bergbau usw (Freiberg)*, (1957), **9**, 17—21.
- Бунэ В. И., Об использовании метода Голицына для приближенной оценки энергии близких землетрясений, *Труды института сейсмологии Тадж. АН* (1956), **54**, 3—27.
- Nordquist J. M., Theory of largest values applied to earthquake magnitudes., *Trans., Am. Geophys. Union* (1945), **26**, 29—31.

Смешанная литература

- The Effects of Atomic Weapons*, Gov. Printing Office, Washington, D. C. (1950). (См. стр. 13, 14, 111.)
- Gumbel E. J., Statistical control—curves for flood discharges, *Trans. Am. Geophys. Union* (1942), 489—509.
- Gumbel E. J., Statistical theory of extreme values and some practical applications. National Bureau of Standards, Applied Math. Ser., Govt. Printing Office, Washington, D. C. (1954), № 33.
- Gutenberg B., Great earthquakes 1896—1903, *Trans. Am. Geophys. Union* (1956), **37**, 608—614.
- Richter C. F., Nordquist J. M., Minimal recorded earthquakes, *BSSA* (1948), **38**, 257—261.
- Benioff H., Seismic evidence of crustal structure and tectonic activity, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 62 (1955), 61—73.
- Ritsemá A., The seismicity of the Sunda arc in space and time, *Indonesian Journ. Nat. Science* (1954), 41—50.
- Benioff H., Gutenberg B., Richter C. F., Progress report, Seismological Laboratory, California Institute of Technology, 1953, *Trans. Am. Geophys. Union* (1954), **35**, 979—987. (Reports part of the following.)
- St. Amand P., Two proposed measures of seismicity, *BSSA* (1956), **46**, 41—45.
- Báth M., A note on the measure of seismicity, *ibid.* (1956), **46**, 217—218.
- Ritsemá A. R., The seismicity of the Sunda arc in space and time, *Proc. 8th Pacific Science Congress*, **2A**, 753—763.

Микросейсмы

В главе 12 микросейсмы были описаны как непрерывные естественные возмущения, записываемые сейсмографами. Они обусловлены различными причинами. Некоторые из них являются локальными, второстепенными и легко опознаются; другие же носят более общий характер и могут почти одновременно искажать сейсмограммы на станциях, разбросанных по обширной территории.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ ПРИЧИНЫ

Название «вулканотрясение» («вулканический тремор») дано более или менее непрерывным колебаниям, записываемым сейсмографами вблизи вулканов во время их извержения. Так как такие извержения сопровождаются многочисленными слабыми землетрясениями, по крайней мере двух типов (глава 12), то предполагалось, что непрерывные колебания состоят из громадного числа отдельных слабых толчков. При недавнем изучении вулканотрясения, записанного на Гавайях, рассматривалась возможность колебаний слоев в вулканических породах, вызываемых волнообразными движениями лавы.

Движущаяся вода является обычным источником возмущений. Колебания, вызванные местным прибоем, записываются береговыми станциями. Их возможное отношение к типичным микросейсам, рассматриваемое в следующем разделе, дебатировалось в течение многих лет. Микросейсмы, вызванные текущей водой, особенно стремнинами и водопадами, являются большей частью локальными и обычно не записываются на расстоянии. Вода в сливах водохранилищ — источник колебаний лишь для сейсмических станций, расположенных в непосредственной близости.

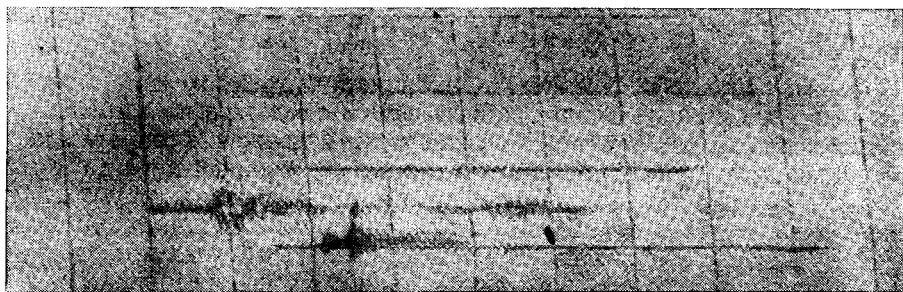
Большая часть микросейсм вызывается метеорологическими причинами. Некоторые нерегулярные длиннопериодные возмущения удавалось коррелировать с действием местных заморозков. Ветер, оказывая давление и, возможно, наклоняя корпус сейсмографа, также является причиной длиннопериодных колебаний (30 сек — 1 мин). В Пасадене подобные эффекты, обусловленные прямыми течениями воздуха, устраняются путем укрытия маятников. Сильные местные ветры часто вызывают очень нерегулярные короткопериодные возмущения, которые делают почти невозможным использование записей чувствительных сейсмографов с периодом маятника около 1 сек.

Группа возмущений, представляющая интерес и находящаяся еще в стадии изучения, наблюдалась в Пасадене и на вспомогательных станциях.

Она оказалась тесно связанной с выпадением местных осадков. Иногда, особенно если небольшие осадки выпадают после длительной засухи, дожди на станциях могут и не сопровождаться микросейсмами. С другой стороны, микросейсмы с обычными характеристиками (периоды $1-1\frac{1}{2}$ сек с некоторой нерегулярностью) часто записываются и тогда, когда нет выпадения осадков вблизи станции; в таких случаях дождевой фронт должен проходить где-то недалеко. Часто дождь на станции начинается через несколько часов после того, как типичные микросейсмы уже были отмечены. Сравнения с записями барографа показывают, что эти колебания не были колебаниями воздуха, хотя определенно они образовались в атмосфере и как-то должны были передаться грунту.

ТИПИЧНЫЕ МИКРОСЕЙСМЫ

Из микросейсм, связанных с погодой, шире всего записываются и чаще всего обсуждаются микросейсмы, имеющие период около 6 сек. С ростом амплитуды период увеличивается до 8 сек или даже более. На сейсмограммах они обычно появляются в виде отдельных групп, в каждой из которых амплитуда постепенно возрастает до максимума, а затем спадает, представляя своего рода резонансные колебания или биения (фиг. 23-1). В период



Фиг. 23-1. Сейсмограмма, показывающая запись землетрясений на фоне 6-секундных микросейсм.

«микросейсмического шторма» сейсмографы с большим увеличением в диапазоне периодов около 6 сек почти неприменимы. Ввиду того что для многих удаленных землетрясений именно этот диапазон периодов характерен для групп волн *S*, в такие периоды времени теряются отдельные детали телесеismicких записей. Однако другие важные данные, такие, как времена прихода волн *P*, часто могут быть при этом отмечены сравнительно просто по записям короткопериодных сейсмографов.

Микросейсмы такого рода вызываются циклонными штормами над водной поверхностью: нормальными циклонами и областями пониженного давления, наблюдающимися в средних широтах, и сильными циклонными штормами тропиков, называемыми ураганами в Вест-Индии и тайфунами в Тихом океане. Противоречивым и спорным вопросом являлся механизм, с помощью которого энергия шторма передается земле из атмосферы. Некоторые недоразумения возникли вследствие различия условий образования микросейсм циклонами средних и тропических широт. Дальнейшая путаница происходила из-за неправильного понимания гипотез, которые приписывали передачу энергии прибою, ударяющему о крутой или неровный

берег. Отдельные авторы путали это с короткопериодными микросейсмами, локально образуемыми прибоем, и писали статьи о «причине микросейсм», которые не объясняли источник 6-секундных колебаний¹.

Преобладание определенного периода предполагает существование резонанса; возможно, что 6-секундный период некоторым образом связан с нормальным строением континентальной земной коры. Микросейсмы такого типа распространяются, постепенно теряя энергию, на больших площадях континента. Микросейсмы, вызванные штормами у берегов Норвегии, часто наблюдались даже в Иркутске. С другой стороны, происходит значительная потеря энергии микросейсм при пересечении ими основных структурных границ и нарушенных областей. Так, например, они с трудом проходят через Средиземное море, Альпийский пояс, а также между Исландией и Скандинавией, а в Северной Америке они быстро теряют энергию при пересечении зоны Кордильер между Тихим Океаном и Великими равнинами.

Микросейсмы, связанные со среднеширотными зонами пониженного давления, распространяются не из центра шторма, а из периферийной зоны неустойчивых воздушных масс, связанной с сильными ветрами, когда та находится вблизи берегов. При распространении шторма в глубь страны, даже если он и остается сильным, соответствующие микросейсмы значительно уменьшаются. Однако, возможно, что энергия передается берегу из центра шторма в результате волновых возмущений, распространение которых управляется совокупным действием воздуха, моря и дна океана.

С другой стороны, микросейсмы, образованные тропическими циклонами, распространяются, видимо, прямо из центра циклона независимо от того, проходит ли он над континентальным шельфом или над самим континентом. Такие микросейсмы начинают регистрироваться на станциях с чувствительной аппаратурой вскоре после образования циклона. Это надежный способ обнаружения циклона. Кроме того, тройная станция, состоящая из трех сейсмографов, расположенных в углах треугольника со сторонами длиной около мили, позволяет оценить направление движения колебаний по разности фаз между точками регистрации и таким образом произвести локацию центра шторма; но иногда найденное направление в большой мере ошибочно. Если с помощью таких устройств изучать направления движения микросейсм, связанных с обычными среднеширотными зонами штормовых центров, то обнаруженные направления бывают еще менее согласованными. В самом деле, наблюдения часто заставляют предполагать скорее систему стоячих волн, чем распространяющийся волновой цуг.

ЛИТЕРАТУРА

Публикации по микросейсмам очень многочисленны, но среди них слишком много второстепенных работ. Эта тема часто привлекает авторов, не имеющих должного критического суждения или с недостаточной подготовкой. Обманчивая простота наблюдений может привести к представлению, будто ценные результаты могут быть получены без какого-либо теоретического осмысливания. В самом деле, некоторые публикации представляют собой работы, доступные для студентов. Квалифицированный исследователь редко обращает внимание на этот предмет; результаты же в области изучения микросейсм по своей научной ценности иногда могут быть сравнимы с теми, каких достиг этот же автор в других разделах сейсмологии.

¹ Эйби очень уместно процитировал Теннисона:

«Они принимают обычный шум своего города
За огромную волну, отдающуюся эхом по всему миру».

Гутенберг и Эндрю в Сейсмологической лаборатории Калифорнийского технологического института в Пасадене опубликовали библиографию по микросейсам, содержащую 600 названий и дающую краткие содержания некоторых статей (mimeographed Pasadena, 2nd ed., first part 1952, second part 1956).

Из последних работ полезными могут быть следующие:

- Coulomb J., L'agitation microseismique, *Handbuch der Physik*, **47**, *Geophysik I* (1956), 140—152.
- Gutenberg B., Observations and theory of microseisms, in *Compendium of meteorology*, American Meteorological Society (1951), 1303—1311.
- Gutenberg B., Untersuchungen zur Bodenunruhe in Südkalifornien, *Zeitschr. Geophysik*, Sonderband (1953), 177—189.
- Båth M., The problem of microseismic barriers with special reference to Scandinavia, *Geol. Fören. Förhandl.* (1952), **74**, 427—449.
- Båth M., Comparison of microseisms in Greenlans, Iceland, and Scandinavia, *Tellus* (1953), **5**, 109—134.
- Читатель может извлечь полезные данные из следующих работ:
- Leet L. D., Microseisms in New England — Case history II, *BSSA* (1948), **38**, 173—178.
- Katz S., Brief review and study of the microseismic storm of September 30 — October 1, 1947, *ibid.* (1949), **39**, 181—186.
- Вулканический тремор на Гавайях в работах:
- Finch R. F., Volcanic tremor, Part 1, *ibid.* (1949), **39**, 73—78.
- Omer, Guy C., Jr., Volcanic tremor, Part 2, The theory of volcanic tremor, *ibid.* (1950), **40**, 175—194.
-

Опасность землетрясений и меры защиты

В главе 11 разрушительные действия землетрясений рассматривались как показатель их интенсивности — метод, в котором тесно соприкасаются сейсмологи и геологи. Во время землетрясения, а иногда, к счастью, еще до того, как такое бедствие произойдет, геологи и сейсмологи могут дать свои консультации относительно опасности и мер защиты.

СЛАБЫЕ СООРУЖЕНИЯ ОБЩЕСТВЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Землетрясения опасны в первую очередь для искусственных сооружений. Если исключить действие громадных пожаров, то свыше 90% жертв и значительно более половины имущественных потерь, вызванных землетрясениями, происходят от разрушения построек такой слабой конструкции, что их сооружение никогда не следовало бы разрешать. Время от времени такие сооружения разрушаются от действия ветра и погоды, перегрузки, колебаний от движущегося транспорта или осадки грунта. Естественно, что, когда многие из таких сооружений подвергаются необычным нагрузкам даже при землетрясениях средней силы, происходят разрушения.

Поэтому для инженера изучение разрушений, происшедших при большинстве землетрясений, не представляет большого значения даже и в том случае, если такое изучение проводится тщательно и детально. Со времен Мале до наших дней неоднократно сообщения подтверждали тот очевидный факт, что плохие сооружения не выдерживают землетрясения.

Недостаток полезной информации частично обусловлен неполнотой регистрации последствий землетрясения. Внимание, естественно, обращается на наиболее эффектно разрушенные сооружения. Чаще всего фотографируются и изучаются те разрушенные постройки, которые обычно являются примерами самого плохого качества строительства. Только инженеры, архитекторы и сейсмологи, имеющие предварительный опыт изучения последствий землетрясений, могут правильно оценить менее заметный ущерб, нанесенный лучшим сооружениям.

Как указывалось в главе 8, многие народы обычно применяли для построек слабые типы каменных и кирпичных кладок или при строительстве использовали заменители (адоби, утрамбованную землю). В сейсмичных районах такие сооружения очень опасны. Кроме того, неизменное применение слабого известкового раствора также способствует разрушению, так как

известно, что, когда разрушается кирпичная кладка, кирпичи всегда разлетаются отдельно, но никогда не растрескиваются. Правильное использование арматуры в кирпичных кладках и сооружениях других типов во многих районах игнорируется, а в других внедряется слишком медленно.

КОНТРЕМЕРЫ

При отсутствии норм строительства немногие постройки сооружаются как антисейсмичные. Однако подобные сооружения, имеющие эффектный внешний вид, небезопасны даже при обычном использовании. Соответствующей общественной мерой для безопасности населения является принятие и неуклонное выполнение норм строительства. Даже правила строительства, не включающие особых мер антисейсмичности, обычно устанавливают стандарты конструирования и отделки, которые исключают наиболее опасные слабые места¹.

Страховые компании и организации содействуют внедрению мер безопасности большей частью путем принятия соответствующих законов и правил. Мощным фактором является установление страховых тарифов в соответствии со степенью опасности, которая сильно зависит от прочности построек. Этот фактор действует не только в общественном, но и в индивидуальном порядке; на частного собственника высокие расценки производят гораздо большее впечатление, чем публичные дискуссии и официальные рекомендации.

Во многих районах создание организаций по борьбе с бедствиями приводило к более широкому распространению информации об опасности землетрясений и иногда вызывало принятие лучших норм строительства или даже определенные действия для устранения особых опасностей².

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ КОМПОНЕНТА

В тех случаях когда мы считаем, что то или иное сооружение должно быть оценено с точки зрения особых условий или норм строительства, то прежде чем оценить его в соответствии с запросами индивидуального строителя или требованиями подрядчика, надо рассмотреть проблему горизонтальных сотрясений.

Как отмечено в главе 6, большинство обычных сооружений; мосты, трубопроводы, жилые дома, коммерческие и общественные здания — конструируются с учетом безопасности в отношении вертикальных перегрузок; но традиционная практика не учитывает фактора безопасности относительно горизонтальных сотрясений. В самом деле, сооружение, тщательно сконструированное и хорошо возведенное, может почти не оказывать сопротивления даже умеренному горизонтальному сотрясению; это особенно верно для областей, где обычно не бывает штормов или сильных ветров.

¹ Конечно, не там, где нормы плохо составлены и несерьезно выполняются. Один выдающийся японский деятель заметил: «Тот факт, что гражданские организации, дающие разрешение, могут одобрить проект, еще не значит, что землетрясения поступают так же».

² В СССР и в ряде стран народной демократии существуют государственные нормы антисейсмического строительства. — *Прим. ред.*

КОНСТРУИРОВАНИЕ С УЧЕТОМ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

При проектировании и сооружении обычных небольших построек в один или два этажа относительно небольшими расходами можно сильно увеличить сопротивляемость сооружения горизонтальным силам. Повысить сопротивляемость в уже существующей постройке гораздо труднее и дороже. Для небольших построек сравнительно легко применить практическое правило, выработанное после 1906 г. и заключающееся в том, что постройка должна допускать горизонтальное ускорение в 0,1 *g*. Другими словами, это требует безопасного сопротивления горизонтальному давлению, равному одной десятой веса. Это далеко не те силы, которые могут возникать во время сильного землетрясения; но опыт показал, что применение этого правила даже для больших сооружений приводит к достаточно хорошей сопротивляемости землетрясениям.

Меры антисейсмике в нормах строительства обычно требуют от конструкций сопротивляемости горизонтальным силам в пределах от 0,05 *g* до 0,25 *g*; последнее обычно применяется для парапетов, внешних архитектурных украшений и т. д. Единый строительный кодекс, теперь принятый во многих американских штатах, предлагает такие меры в необязательном приложении (так что в большинстве местностей официально принята и выполняется только основная часть кодекса и на меры антисейсмике не обращают внимания). Другой кодекс требует, чтобы все части постройки, включая парапет и внешние архитектурные украшения, либо были соединены вместе в единое целое или же, наоборот, отделены в независимые единицы соответствующим зазором.

Усиление. Необходимая прочность у небольших построек, кирпичных или бетонных, достигается соответствующим армированием. Стальной каркас или железобетонный может быть сделан прочнее любой кирпичной постройки. Однако кирпичная кладка имеет много преимуществ. При строительстве кирпич обычно применяется в качестве наполнителя или облицовочного материала, независимо от того, должны ли постройки нести тяжелые нагрузки и обладать горизонтальной прочностью или нет.

Набивные постройки с деревянным каркасом. Сопротивляемость землетрясению обычных небольших набивных построек с деревянным каркасом зависит от качества работы, совершенства связи и соответствующего соединения с фундаментом (см. главу 8). При определении относительных преимуществ деревянных и кирпичных построек нельзя забывать про опасность пожаров.

Большие постройки. Коротче говоря, для небольших построек в антисейсмике не возникает проблем. Серьезные проблемы возникают почти исключительно при проектировании высоких или сложных сооружений, которые были бы устойчивы к землетрясениям. Краткое обсуждение этих вопросов приведено в приложении II.

„НАКОПЛЕНИЕ“ РАЗРУШЕНИЙ

Слишком часто приходится слышать: «Это здание безопасно при землетрясении. Оно устояло при последнем сильном толчке». Здесь проявляется обычная путаница между магнитудой и интенсивностью, так как говорящий имеет в виду сильное землетрясение, происшедшее на некотором расстоянии, однако в данном месте оно развивает лишь среднюю интенсивность. Почти всегда упускается из виду ослабляющее действие повторных толчков

на постройки. Некоторые весьма показательные случаи разрушения старых зданий свидетельствуют о прогрессивном ослаблении их под действием слабых толчков, следовавших друг за другом и подготовивших постройку к серьезному разрушению при интенсивности землетрясения VI баллов или выше.

ОПАСНОСТЬ ПОЖАРА

Даже в наиболее сейсмичных районах опасность пожаров в общем больше, чем опасность землетрясений, но и сами землетрясения могут легко вызвать пожар. Бедствия в Сан-Франциско и Токио служат примерами таких ужасных последствий. Конечно, крупнейшие населенные пункты больше подвержены опасности пожаров, начинающихся не от землетрясения, а от других причин; пожарные части и гражданские организации подготовлены для борьбы с такими пожарами.

ВОДОСНАБЖЕНИЕ

Пожары, сопровождающие землетрясения, представляют особую проблему. Громадный пожар в Сан-Франциско был частично обусловлен редким несчастным обстоятельством: система водоснабжения была выведена из строя в результате смещения на громадном разломе. После несчастного случая система водоснабжения была улучшена, чтобы исключить возможность повторения подобных катастроф. Лос-Анжелес и другие крупные центры Калифорнии получают большую часть воды через акведуки из удаленных мест. Здесь была учтена возможность нарушения водопровода, если линии снабжения пересекают большие разломы. Были предусмотрены меры предосторожности, то есть чтобы линии водоснабжения пересекали разломы под прямым углом и нигде не следовали бы вдоль них на сколько-нибудь заметном расстоянии; были сооружены большие резервуары для хранения воды; чтобы трубы были доступны для быстрого восстановления при нарушении, пересечения ими разломов, там, где это возможно, сделано по поверхности.

Даже в таких хорошо исследованных районах, как Калифорния, могут произойти подобного рода непредвиденные случаи. Так, большие разрушения в долине Импириал в 1940 г. были вызваны большим сдвигом, происшедшим по простиранью разлома, о существовании которого до этого лишь неопределенно подозревали. Разрушение в округе Керн в 1952 г., вызванное непосредственно разломом, было также совершенно непредвиденным, и хотя существование разлома Уайт-Волф и было хорошо известно, он не рассматривался как возможный источник разрушительного землетрясения.

ТРУБОПРОВОДЫ; ВЫКЛЮЧАТЕЛИ

В результате толчка или образования разлома могут быть нарушены трубы, проводящие газ, нефть или бензин; кроме того, могут быть повреждены и дать течь емкости. После подобных происшествий во время нескольких калифорнийских землетрясений на линиях снабжения сделали отключающие устройства, а хранилища стали проектировать и размещать так, чтобы они оказались в условиях, безопасных по отношению к землетрясениям.

Выключатели электроснабжения делаются таким образом, чтобы избежать опасности пожаров при нарушении и разрыве или падении проводов; обычно заботятся при этом, чтобы не прерывать подачу энергии к специальным устройствам, таким, как насосы.

СИГНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ; РАСПЫЛИТЕЛИ

Землетрясение Лонг-Бич привлекло внимание к необходимости безопасного размещения пожарных сигнальных центров. Во время землетрясения система пожарной сигнализации была выведена из строя, и каждая пожарная команда вела борьбу с пожарами только в своем районе. Опыт этого землетрясения привел также к необходимости размещать все виды вентилялей и выключателей снаружи зданий, чтобы избежать поисков их для выключения в разрушенном строении. Необходима надлежащая поддержка в устройстве распылительных систем (см. главу 8).

ДРУГИЕ ОПАСНОСТИ

ТРЕЩИНЫ

По общему мнению, страшную опасность при землетрясениях представляют раскрывающиеся трещины. Трещины появляются либо в зонах больших разломов, либо в результате сотрясения и нарушения режима грунтовых вод на площадях с аллювиальным грунтом. В этих случаях иногда могут быть значительны имущественные потери, но опасность для жизни невелика. Известны лишь отдельные случаи: в 1906 г. погибла корова, в 1948 г. — домашняя хозяйка в Японии (глава 30).

ОПОЛЗНИ

Действительно ужасную опасность представляют громадные оползни, как, например, оползень, заваливший долину Пелилео в Эквадоре в 1949 г. Обстоятельства, вызывающие такие катастрофы, не возникают внезапно во время землетрясения; громадные оползни подготавливаются в течение многих лет, и опасность их можно было бы предусмотреть с помощью соответствующих геологических исследований. Многие подобные оползни во всех частях света, оказавшиеся катастрофическими для некоторых населенных пунктов, не были связаны с землетрясениями.

ЛИНИИ СНАБЖЕНИЯ И СВЯЗИ

Нарушение системы водоснабжения в результате образования разломов рассматривалось в связи с опасностью пожаров; но недостаток воды может быть пагубным и для сельского хозяйства, как, например, в долине Импириал в 1940 г. По этой же самой причине вторичные явления, связанные с действием на грунтовые воды, вызвали дорогостоящие убытки в долине Юма.

Имеется опасность нарушения длинных линий труб, проводящих газ и нефть, а также шоссе, железнодорожных, телеграфных и телефонных линий. В Калифорнии большинство частных и общественных коммунальных предприятий принимают меры против последствий больших смещений на одном из главных разломов с помощью соответствующей проектировки ли-

ний и снабжения их необходимым оборудованием. Проекты включают оборудование ручными или автоматическими выключателями для уменьшения пожарной и других опасностей, а также для избежания больших потерь.

Во многих больших районах коммунальные, полицейские, пожарные и вспомогательные организации совместно вырабатывают план действий в случае стихийных бедствий на их территории. В планах предусматривается и опасность в случае военных действий, и все это включается в систему мероприятия гражданской обороны. Возможность землетрясений также почти всегда принимается во внимание.

ВЫБОР ГРУНТА

При проектировании жилых или общественных зданий часто необходима консультация сейсмологов и геологов о безопасности данного места в отношении землетрясений. Первый вопрос обычно относится к расположению активных разломов. Необходимо объяснить, что в районе, подобном Калифорнии, долговременная опасность в том или ином месте в гораздо меньшей степени зависит от его расстояния до разлома, чем от характера грунта. Любая данная точка рано или поздно подвергнется сильному сотрясению либо от более далекого катастрофического землетрясения, либо от более слабого, но происшедшего ближе. Но в любом случае, при прочих равных условиях, интенсивность на слабом грунте будет выше, чем на твердых горных породах.

Сильное сотрясение особенно вероятно в местах перехода от пород основания к вышележащим аллювиальным грунтам. В населенных районах такие опасные местности обычно определяются из опыта, и их следует избегать при крупном строительстве.

Опасность особенно высока на неуплотненном грунте в зоне большого разлома. Ввиду того что в зоне Сан-Андреас и других больших разломов горные породы раздроблены, опасность сотрясения здесь встречается часто. Однако даже по соседству с большим разломом при исследовании можно обнаружить отдельные небольшие блоки неразрушенных пород. Строения, находящиеся в этих местах, подвергаются относительно среднему риску. Такие исследования предшествовали размещению новых зданий на спортивной площадке Калифорнийского университета в Беркли, где местность пересечена активным разломом Хейуард.

ЗНАЧЕНИЕ ЗАСЕЛЕННОСТИ РАЙОНОВ

Во многих районах рост населения привел к заселению площадей, которые несколько десятков лет назад были почти ненаселенными. В таких местах сейсмической истории не существует, за исключением инструментальных данных о сейсмичности или реже геологических данных. Это добавляет новые трудности к проблемам страхования и делает совершенно нежелательными любые находящиеся в обращении списки сильных землетрясений, основанные исключительно на макросейсмических показаниях, без привлечения инструментальных записей, определения магнитуд и геологических данных. При изучении исторических каталогов следует учитывать их ограниченность.

СЕРИИ ТОЛЧКОВ

Сильное землетрясение вызывает у народа беспокойство: не произойдет ли повторных толчков. А продолжительность повторения даже слабых афтершоков приводит к сильной тревоге населения, так что часто прибегают к успокаивающим заявлениям, что «худшее позади» и серьезных толчков больше ожидать не следует. Внимательное изучение главы 6 показывает, что такая практика может быть опасной. Требуется особая осторожность в районах, для которых характерно появление роя землетрясений или серий примерно одинаково сильных толчков, сопровождаемых слабыми. Для любого подобного района желательно установление непрерывной многолетней записи.

Рекомендуется также соблюдать должную осторожность при трактовке идеи о том, что слабые землетрясения могут действовать как «предохранительный клапан», уменьшая или даже исключая возможность появления разрушительного землетрясения (см. главу 22).

ПРЕДСКАЗАНИЕ — „БЛУЖДАЮЩИЙ ОГОНЕК“

В настоящее время возможности предсказания землетрясений, в обычном смысле слова, не существует, то есть никто не может с уверенностью сказать, что существенное землетрясение произойдет в данном месте в данное время. Еще неизвестно, будет ли возможным такое предсказание в будущем, ибо условия разрешения проблемы чрезвычайно сложные. Это можно сравнить с положением человека, который старается сломать доску о колено и желает заранее точно указать, где и когда появятся трещины.

ОТДАЛЕННЫЕ НАДЕЖДЫ

Есть отдаленная надежда, что, быть может, без точного предсказания даты окажется возможным обнаруживать накопление деформации в направлении возникновения сильного землетрясения в данном районе или, возможно, на данном разломе. В прошлом изучение картины появления сильных и слабых землетрясений в определенной области приводило время от времени к таким предсказаниям, но результаты не были убедительны. Как отмечено в главе 6, попытка Дейвисона установить важные особенности в сейсмичности, предшествовавшей японскому землетрясению 1891 г., вероятно, содержит ошибки в интерпретации.

Непосредственным способом изучения накопления деформации является повторная триангуляция и точная нивелировка, как это проводится Береговой и геодезической службой Соединенных Штатов и различными организациями Японии. Другой способ предложен Бениоффом, который недавно разработал программу установления записывающих инструментов для определения хода региональной деформации в ряде пунктов.

ЛЮБИТЕЛИ И АСТРОЛОГИ

Предсказателей-любителей — множество, и они никогда не переведутся, так как заявление о предсказании землетрясения — легкий путь увидеть свое имя в газетах. Многие из них являются честными жертвами самообмана, так как обычно они не имеют: 1) ни малейшего представления о повторяемости слабых землетрясений; 2) никакого способа узнать о том,

какие происходили землетрясения и как велики они бывают вообще, кроме сообщений в прессе о них и того места, которое им там уделяется и 3) никакого навыка в научном мышлении. Некоторые «предсказатели» отбирают большое число дат в году и затем объявляют за предсказанное какое-либо явление, происходящее в течение нескольких дней около каждой такой даты, так что половина или даже больше землетрясений в год объявляются «подтверждением» предсказаний.

Некоторые из этих лиц — астрологи и профессиональные предсказатели, которые берутся за предсказание будущих событий всех видов. Некоторые же являются замаскированными астрологами и основывают свои предсказания на положении планет, но объясняют их какими-то таинственными излучениями или модификацией закона тяготения¹. Несколько серьезнее можно принимать предсказания, основанные на положении солнца и луны, так как имеются данные о том, что силы прилива в отдельных случаях могут воздействовать косвенным образом на место возникновения землетрясений и играть роль спускового механизма. Вследствие этого даты и часы землетрясений могут обнаруживать некоторую статистическую корреляцию с приливами.

ИСТОРИЧЕСКИЙ СЛУЧАЙ

Пожалуй, наиболее «выдающийся» предсказатель землетрясений стал известен в Италии в начале этого века. Это был Графиакане из города Маллеболг. Этот человек был необразованным сапожником, который начал свою карьеру с предсказаний местных случаев. Затем, удостоившись внимания газетных корреспондентов, он стал предсказывать землетрясения и объявлять о подтверждении своих предсказаний. Фурор, произведенный им в прессе, поразил Агаменнона, одного из самых крупных итальянских сейсмологов. Он опубликовал статью, в которой обвинял Графиакане в крючкотворстве, софистике и пренебрежении фактами и в том, что Графиакане объявлял второстепенные толчки как подтверждение предсказаний сильнейших землетрясений, тайком менял предсказания, чтобы подогнать их к последующим фактам, и даже выдумывал сообщения о землетрясениях, которые никогда не происходили. В результате внимания Агаменнона к Графиакане популярность последнего неимоверно возросла, и в прессе о нем стали писать как о «сопернике» Агаменнона. Графиакане нашел способ установить такие сейсмографы, которые записывали предсказанные им землетрясения, независимо от того, записывали их другие сейсмографы или нет. Он выпускал ужасные предсказания разрушительных землетрясений для всех частей света. Однажды он вызвал панику в Лиме (Перу); жители стали спать на открытом воздухе, и власти запретили дальнейшую публикацию предсказаний.

Во время фашистского режима Графиакане заискивал перед Муссолини; он «открыл» новые планеты, одну из которых назвал Дуче и использовал ее вымышленные движения для предсказания землетрясений. Обсерватория Графиакане в Маллеболге существует и по сей день; она, кажется, больше не выпускает предсказаний, но часто дезинформирует прессу относительно природы и места действительно существующих удаленных землетрясений.

¹ Советскому читателю это описание может показаться несовременным или утрированным. В действительности же в США и некоторых других капиталистических странах астрологи, разные гадалки мужского и женского пола и другие «честные жулики» до сих пор еще очень популярны и не преследуются законом. — *Прим. ред.*

Все притязания на предсказание будущего имеют власть над воображением. И не удивительно, что даже квалифицированные сейсмологи были сбиты с пути блуждающим огоньком предсказания. Часто именно благодаря этому создавались сейсмические станции и исследовательские центры. Изучающие сейсмологию должны отдавать себе отчет в том, что попытки предсказаний имели небольшое значение по сравнению с действительным развитием наших знаний и понимания землетрясений.

ОПАСНОСТЬ И СТАТИСТИКА

Так как возможность вполне определенных предсказаний является в лучшем случае лишь надеждой на отдаленное будущее, любое исследование опасности землетрясений должно быть в большой мере статистическим. Препятствия возникают вследствие общей нерегулярности и относительной редкости сильных землетрясений. Даже в Японии, где сейсмичность очень высока, а записи сохраняются веками, не легко оценить статистическую опасность (вероятность риска). В Калифорнии, где исторические данные имеются меньше чем за 200 лет, только более слабые толчки происходят достаточно часто, чтобы дать подходящую статистику. На протяжении менее века нам известны лишь три великих землетрясения (1857, 1872, 1906 гг.), но только несколько других землетрясений привели к большим материальным потерям (которые в будущем, возможно, будут увеличиваться вследствие постоянного роста населения).

В связи с этим страхование от землетрясений является исключительно трудной проблемой. И то, что за последние тридцать лет был сделан такой большой прогресс в этой области, делает честь страховым экспертам.

СТРАХОВАНИЕ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КАЛИФОРНИИ РАННЯЯ ИСТОРИЯ

В 1906 г. некоторые страховые компании не были готовы к громадному бедствию и не выполнили своих обязательств. Позднее регулярно проводилась страховая запись от землетрясений, большей частью без должного внимания к здоровым оценкам риска. Полные потери от землетрясений, оплаченные страховыми компаниями за 1925 г., главным образом в Санта-Барбара, достигли 666 265 долларов (по сообщению Фримана). Вместе с другими страшными предсказаниями, имевшими место в то время, это вызвало почти панику в правящих кругах страховых групп. Некоторые из них произвольно увеличили тарифы, даже утроили их, некоторые временно прекратили запись на страхование от землетрясений. Для бизнесменов стало ясно, что страховать свое имущество от землетрясений они могут лишь при высоких взносах и только с большой потерей части денег. Попыткой воспрепятствовать росту тарифов явилась опубликованная книга с именем известного геолога на титульном листе, имеющая целью показать, что нет серьезной опасности разрушительных землетрясений в южной Калифорнии или по крайней мере в Лос-Анжелесе. Разрушительное землетрясение в

¹ В 1933 г. торговая палата Лос-Анжелеса напечатала и пустила в обращение отчет Объединенного технического комитета по защите от землетрясений, содержащий строгое и тщательное освещение положения; данные теперь устарели и интересны лишь, поскольку их выводы в дальнейшем были подтверждены более поздними событиями.

Лонг-Бич 1933 г. убедило сейсмологов, что нет необходимости обсуждать этот вопрос¹.

ОРГАНИЗАЦИОННАЯ ПОДГОТОВКА

Страховые акционерные компании предприняли организованные действия. Важным шагом было создание отделения землетрясений в Тихоокеанском управлении страхования от пожаров в 1926 г.¹ В результате тщательного изучения была показана общая несостоятельность строительного кодекса. Серьезные усилия продолжались со стороны этой и других страховых организаций в кооперации с Калифорнийской ассоциацией развития, Официальной строительной конференцией Тихоокеанского побережья и Калифорнийскими отделениями таких организаций, как Американское общество инженеров гражданского строительства и Институт архитектуры. Единый строительный кодекс, уже подготовленный Строительной конференцией (включая приложение о сейсмостойком строительстве), был изучен и пересмотрен, и было выдвинуто общее предложение об улучшении кодекса.

КАРТА РАЙОНИРОВАНИЯ

Для определения районов различной степени опасности были использованы исторические и геологические данные. На этой основе было произведено соответствующее подразделение территории Калифорнии — Невады, а затем и всей территории Соединенных Штатов. Береговой и геодезической службой США в содружестве с сейсмологами всех частей страны была подготовлена карта районирования Соединенных Штатов, исходя из четырех уровней сейсмичности. Эта карта была включена в своды законов, такие, как Единый строительный кодекс, и была утверждена официальной составной частью кодекса. При современном уровне знаний такая карта является несовершенной. Главным недостатком карты 1948 г. была, вероятно, слишком низкая оценка степени опасности для тех областей, в которых не было известно записей сильных землетрясений, но которые были подобны по своей тектонике тем областям, где такие землетрясения были известны (и которые получили более высокую оценку степени опасности). В 1952 г. карта была отвергнута Береговой службой как «слишком общая и дающая повод к неверному толкованию», — это было следствием протеста группы бизнесменов, заинтересованных в оценке более низкой степени опасности для своих районов. Несколько улучшенный вариант карты также является частью Единого строительного кодекса.

С геологической точки зрения по землетрясениям за два или три века нельзя дать оценки сейсмичности любого района. Немного доказательств можно привести и в подтверждение невысказанного допущения, что толчки в данной точке никогда не превысят уровня самых сильных, происшедших здесь в прошлом (см: главу 6, раздел «Необычная активность»).

Стратиграфические и геоморфологические данные должны использоваться осмотрительно, так как во многих районах те тектонические особенности, которые наиболее отчетливо проявляются в обнажениях и рельефе, не являются наиболее активными.

При использовании макросейсмических данных имеются трудности в локализации возможных эпицентров и плейстосейстовых областей, кото-

¹ Эта работа была передана Тихоокеанскому пожарному оценочному бюро, когда это учреждение было создано в 1948 г.

рые могут быть и удалены от любого места, где отмечалось землетрясение. Региональные карты, в которых игнорируется это обстоятельство, обычно преувеличивают сейсмичность вблизи наиболее крупных и старых населенных центров.

За последние несколько лет все эти вопросы очень интенсивно обсуждались в Советском Союзе, где сейсмическое районирование является важным общественным вопросом.

ВСПОМОЩЕСТВОВАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЯМ

Как отмечено в главе 8, большим вкладом страховых организаций как в прямых интересах общественности, так и в отношении помощи в научном изучении землетрясений было принятие на себя ответственности за публикации фактических отчетов о действиях землетрясений, особенно о причиненных ими убытках. Другим важным результатом была поддержка научных работ в области сейсмологии — не только инженерных исследований, имеющих целью прямое уменьшение убытков, но и физических и геологических сейсмологических работ по составлению каталогов и анализу землетрясений и их проявлений, от которых в конечном счете должна зависеть любая рациональная оценка опасности.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАХОВАНИЯ

За последние тридцать лет страховые компании сделали громадный прогресс в отношении организации и эффективности работы. Они теперь хорошо подготовлены к бедствиям любого рода, включая землетрясения. Панические настроения 1925 г. сменились теперь тщательной систематизацией, которая, естественно, еще требует улучшений. Страхование от землетрясений не может быть поставлено на такую же твердую основу, как страхование жизни, точно так же, как сейсмология не может быть столь хорошо организована, как химия до тех пор, пока наши знания о землетрясениях остаются сравнительно несовершенными и неполными.

Нельзя также поддерживать точку зрения клиента, который рассматривает страхование как общественную благотворительность, а не деловое предприятие и недоволен уплатой высоких взносов, которые, однако, вытекают непосредственно из того, что он и другие пренебрегают мерами безопасности. Кроме того, необходимо еще принять меры, которые заставили бы мелких собственников столь же обязательно страховать свое имущество от землетрясений, как и от пожаров. В настоящее время страхование от слабых землетрясений производится обычно через продажу различных комбинированных полисов, так как иначе собственник не потребует страховки, а агент не будет ее распространять. Одной из причин этого является то, что тариф на страхование слабых построек достаточно высок и к тому же еще с компенсацией после изъятия процентного вычета. Вычет процентов отменить не так просто, для этого необходимо ограничить мелкие

¹ В 1956 г. на городских территориях Сан-Франциско и Лос-Анжелеса стандартной платой за страхование от землетрясений для среднего строения было 15 центов с 100 долларов страховки с 5%-ным вычетом. Агенты находили, что средние домовладельцы, страхующие свое имущество на 10 000 долларов, скорее были бы согласны потерять свыше 500 долларов от землетрясения, чем выплачивать ежегодно 15 долларов. Поэтому для сейсмостойких строений можно было бы снизить тариф до 10 центов и при этом страховать оборудование, скот и все прочее. Тариф для обычных опасных построек может быть 25 центов; некоторые компании страхуют средние постройки по этому тарифу с вычетами 1%.

требования выплаты, например за треснувшую штукатурку, которая могла быть, а могла и не быть следствием землетрясения; иначе такие требования займут слишком много времени у исследователей и оценщиков¹.

ЛИТЕРАТУРА

К этой главе можно рекомендовать литературу 8-й и 11-й глав, а также приложение II. По проблемам страхования и строительных кодексов можно рекомендовать следующее:

- Engle H. M., The earthquake resistance of buildings from the underwriter's point of view, *BSSA* (1929), **19**, 86—95.
- Dewell H. D., The earthquake resistance of buildings from the standpoint of the building code, *ibid.*, 96—100.
- Chick A. C., Discussion of fundamental factors involved in the underwriting of earthquake insurance, *ibid.* (1934), **24**, 385—397.
- Engle H. M., Earthquake provisions in building codes, *ibid.* (1953), **43**, 233—237.
- Uniform Building Code*, published for Pacific Coast Building Officials Conference, Los Angeles, California (1955), **1**.
- Philbrick F. P., The effect of earthquakes on fire-alarm systems, *BSSA* (1941), **31**, 1—8.
- DuRee A. C., Fire-department operations during the Long Beach earthquake of 1933, *ibid.* 9—12.

Часть вторая

**ГЕОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЯ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Введение в географию и геологию землетрясений

В предыдущих главах землетрясения рассматривались лишь в общих чертах и некоторые подробности служили главным образом для иллюстрации. Но отдельные, хорошо изученные землетрясения требуют более детального рассмотрения, а многие другие, особенно перечисленные в главе 14, заслуживают особого внимания, поскольку они дают прямые свидетельства о возникновении разрывов при землетрясениях. Описание всех этих землетрясений дается в последующих главах в хронологическом порядке для каждого региона. Во второй части работы рассматриваются география и геология землетрясений.

ИСТОРИЧЕСКАЯ ЗАМЕТКА

Изучение географического распределения землетрясений базировалось ранее лишь на макросейсмических данных, описаниях разрушительных землетрясений и каталогах толчков, ощущавшихся в определенных районах. Сведения о слабых толчках зависели в большой степени от случайностей распределения мест, где они ощущались. Так, община Комри в Шотландии, где ощущалось большое количество слабых толчков, занимала заметное место в анналах английских землетрясений.

Ряд исследований по статистике землетрясений был произведен относительно к их магнитуде, при этом огульно смешивались и крупнейшие катастрофы и незначительные сотрясения. Часто не учитывалось влияние плотности населения. В результате этого частота и сила европейских землетрясений явно переоценивались.

Исследуя моретрясения, Рудольф показал, что значительная часть малоизученных сейсмических явлений возникает под дном океана.

Большая заслуга в освещении этого вопроса принадлежит Милну. Работая в Британской ассоциации содействия развитию науки, он организовал установку однотипных сейсмографов во всем мире. Это позволило приблизительно локализовать все толчки значительной интенсивности — «мировые землетрясения», по терминологии Милна, регистрировавшиеся всеми его станциями. Первое обобщение этих данных, выполненное Милном, показало, что под океанами происходит гораздо большая доля землетрясений, чем под континентами. Несомненно, он сделал впервые это важное открытие, но подробное исследование и полное подтверждение этого положения обязаны позднейшему развитию мировой сейсмологии.

Логическим продолжением работ Милна является *Международная сейсмо логическая сводка*, однако в ее публикациях ранее отсутствовала оценка интенсивности землетрясений, вследствие чего региональное распределение плотности каталогизированных там эпицентров часто давало повод к неправильным представлениям. Карты, составленные по материалам Сводки, показывают существование двух областей заметной концентрации эпицентров: одной в Европе и другой в Японии. Первая, естественно, отображает лишь большее число европейских станций и централизацию здесь международной службы; сейсмичность Европы, особенно ее западных частей, конечно, несравненно ниже, чем сейсмичность многих других активных зон. Сейсмичность же Японии действительно высокая, но она еще более преувеличенно подчеркивается в каталогах Сводки вследствие большого количества работающих в этой стране сейсмических станций.

Милн, Тернер, Тамс (Tams, 1931), Зиберг (Sieberg, 1932) и другие опубликовали работы, посвященные анализу географии землетрясений, основанному главным образом на инструментальных данных. К 1930 г. общие закономерности в этой области были установлены достаточно хорошо, однако вскоре последовали существенные изменения. Общее изучение глубоководных землетрясений подтвердило наблюдения Тернера, что географическое распределение этих землетрясений подчинено определенным закономерностям и тесно связано с особенностями распределения очагов по глубине. Однако, когда были сделаны попытки сопоставить эти новые результаты с теми, которые казались уже установленными для неглубоких толчков, возникли некоторые противоречия. Можно указать на следующие три главных источника ошибок, возникающих при использовании данных *Международной сводки* для подобных исследований.

1. Несмотря на открытие Тернером глубоких землетрясений, часть из них интерпретировалась как мелкие очаги. В некоторых случаях это приводило к ошибочному смещению эпицентров на сотни миль; в других — предполагаемые неглубокие очаги определялись в областях, характерных для глубоководных землетрясений.

2. Тернер и его последователи сделали достойную похвалы попытку локализовать все толчки, записанные достаточным количеством станций. Однако иногда эти данные приводили к заблуждению. Неправильные определения эпицентров могли вызываться возмущающим действием микросейсм, охватывающих большие площади и путающих записи на многих станциях или же случайными ошибками отсчета на одной или двух ключевых станциях.

3. В Сводке отмечалось много слабых толчков, особенно для Европы и Японии. Такие толчки встречаются, грубо говоря, всюду; их использование не вносит никакой ясности в определение основных закономерностей сейсмичности Земли, скорее, наоборот, способно затемнять общую картину.

Ввиду всего этого Гутенберг и автор (Gutenberg, Richter, 1941) предприняли тщательный пересмотр материала с использованием всех доступных данных. Результаты были опубликованы в ряде статей. Обзор значительной части этих результатов приводится в настоящей и следующей главах.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ; ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Землетрясения происходят главным образом в нескольких узких поясах или зонах, а для большинства обширных областей характерна общая умеренная активность. С точки зрения сейсмичности можно выделить следующие важнейшие зоны земной поверхности:

1. Тихоокеанский кольцевой сейсмический пояс, со многими ответвлениями и усложнениями.

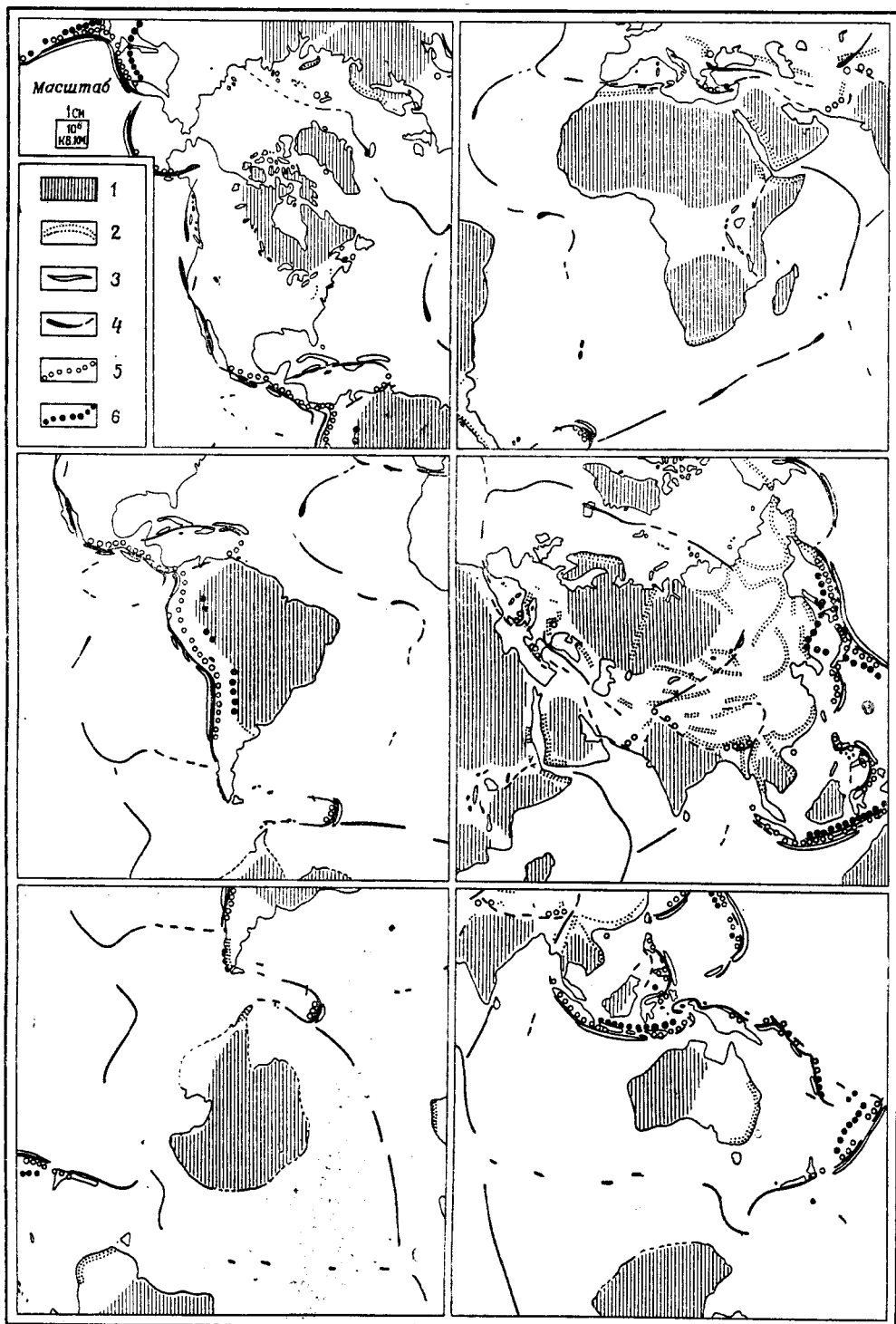
2. Альпийский пояс Европы; его можно рассматривать как одно из главных ответвлений Тихоокеанского пояса.
3. Памиро-Байкальская зона центральной Азии.
4. Атлантическо-Арктический пояс.
5. Пояс центральной части Индийского океана с ответвлениями.
6. Зоны разломов (в собственном смысле); ярким примером являются большие грабены Восточной Африки.
7. Большая треугольная активная площадь в восточной Азии, заключенная между Альпийским поясом и Памиро-Байкальской зоной.
8. Второстепенные сейсмические районы, обычно в областях древней складчатости.
9. Центральная впадина северной части Тихого океана. Она почти асейсмична, за исключением Гавайских островов.
10. Стабильные центральные щиты континентов, также почти асейсмичны.

Главные стабильные области: Канадский щит; Бразильский щит; Балтийский щит (Фенноскандия); Ангарский щит северной Азии; Африканский массив, который можно разделить на северный и южный; Западная Австралия; Антарктика; полуостров Индостан. Аравию и Мадагаскар можно рассматривать как отделившиеся части Африканского стабильного массива, а Гренландию как аналогичную часть Канадского щита.

В Тихоокеанском кольцевом поясе располагаются подавляющее большинство эпицентров неглубоких толчков, большая часть промежуточных толчков и почти все из немногих известных глубоких землетрясений. Альпийский пояс и Памиро-Байкальская зона включают большинство остальных неглубоких землетрясений, особенно с большой магнитудой. К Альпийскому поясу относятся также все остальные промежуточные толчки и по меньшей мере два сильных глубоких толчка (один в южной Испании и один к западу от Италии).

Карта земного шара с сейсмическими поясами и сейсмоактивными зонами походит на составную картинку. Фиг. 25-1 и 25-2 иллюстрируют отдельные ее части. Каждая часть согласуется с общей картиной (за исключением той, где показан бассейн Тихого океана). Так, например, Австралийский квадрат изображает территорию вокруг древней Западно-Австралийской платформы. С севера и востока к этой территории примыкает Тихоокеанский кольцевой пояс, проходящий через Индонезию и Новую Зеландию; с других сторон территория окружена активной зоной Индийского океана, которая отделяет эту территорию от Индии, Африки и Антарктиды. В восточной Австралии имеется слабо активный район, совпадающий с областью древней складчатости. В центральной Австралии, у края стабильного массива, находится «зона дробления», к которой приурочены крупнейшие Австралийские землетрясения. Эпицентры известны также вблизи западного берега, где стабильный массив обрывается, погружаясь под Тихий океан. Аналогично этому в Северной Америке имеется Канадский щит, ограниченный Тихоокеанским поясом, с одной стороны, и Арктическо-Атлантическим — с другой. Слабая сейсмичность связана с древними структурами Аппалачей и плато Озарк; более сильная сейсмичность прослеживается вдоль зоны разломов Св. Лаврентия, краевой по отношению к Канадскому щиту.

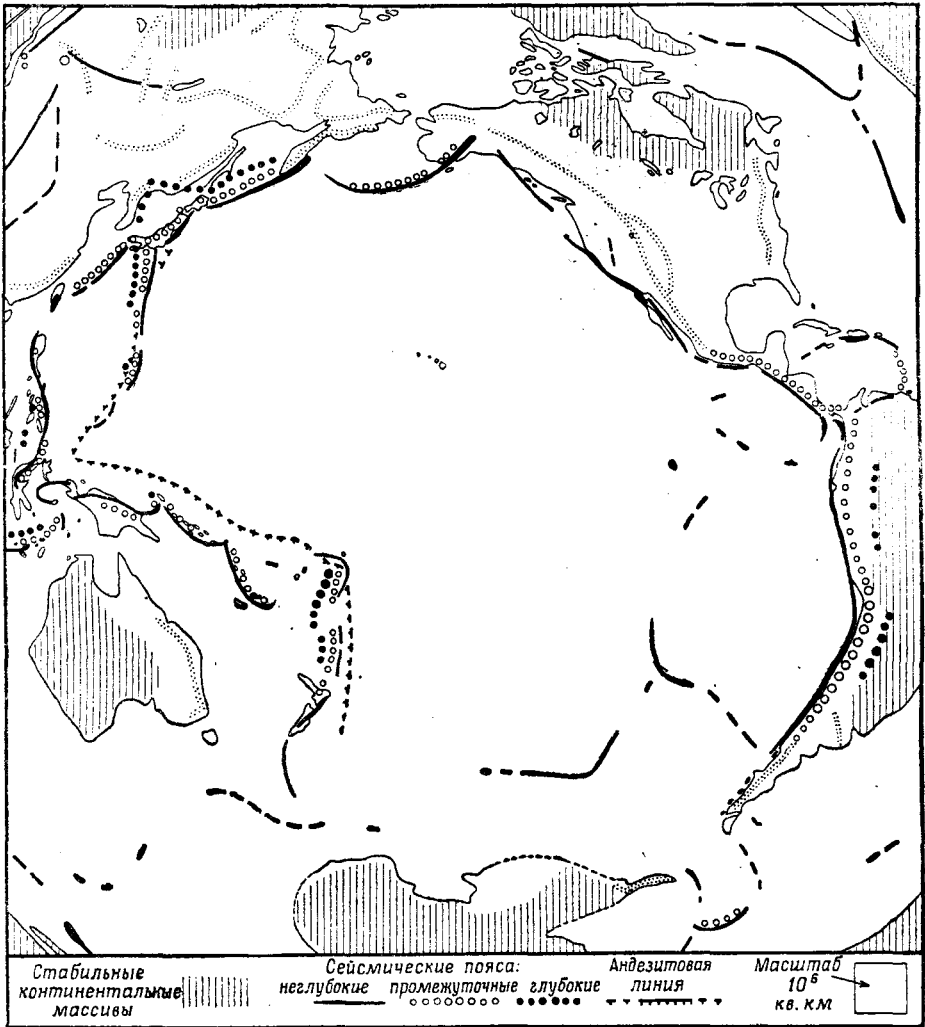
Географическое распределение промежуточных и глубоких толчков связано с распределением активных островных дуг (глава 26), однако география поясов глубоких толчков вблизи Японии, впервые описанных Вадати, все еще остается в известной мере загадочной. Один из таких поясов, продолжающий зону глубоких толчков, связанную с Марианской дугой, пере-



Фиг. 25-1. Стабильные континентальные массивы и сопутствующие им сейсмические пояса. («Сейсмичность Земли».)

1 — стабильные массивы; 2 — простираение горных хребтов; 3 — передовые впадины; сейсмические пояса: 4 — неглубокие; 5 — промежуточные; 6 — глубокие.

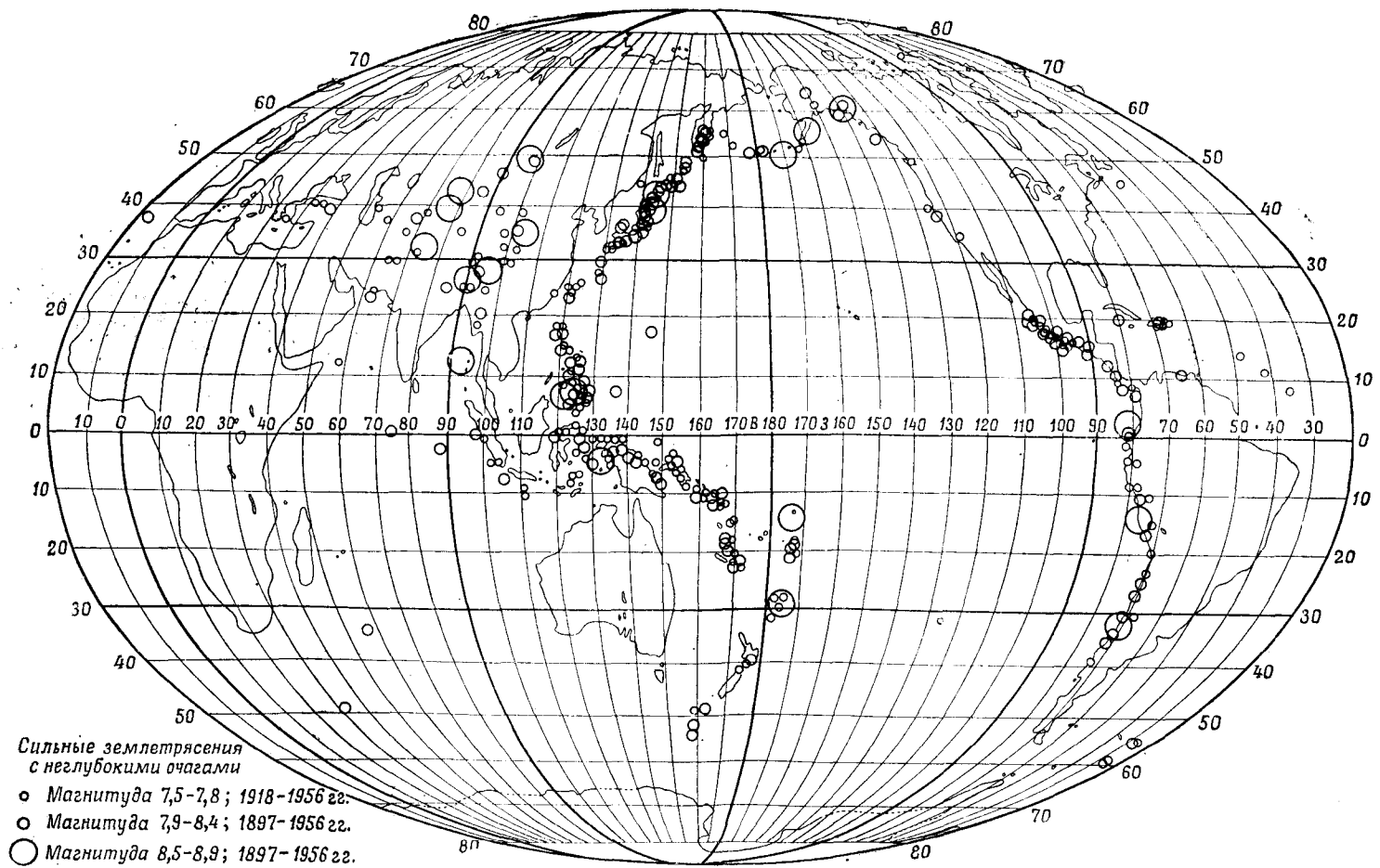
секает поперек остров Хонсю и прослеживается далее через Японское море к Владивостоку. Здесь он пересекает другой пояс, который следует вдоль Тихоокеанского побережья СССР и проходит далее севернее Японии через Охотское море к Камчатке (фиг. 30-4).



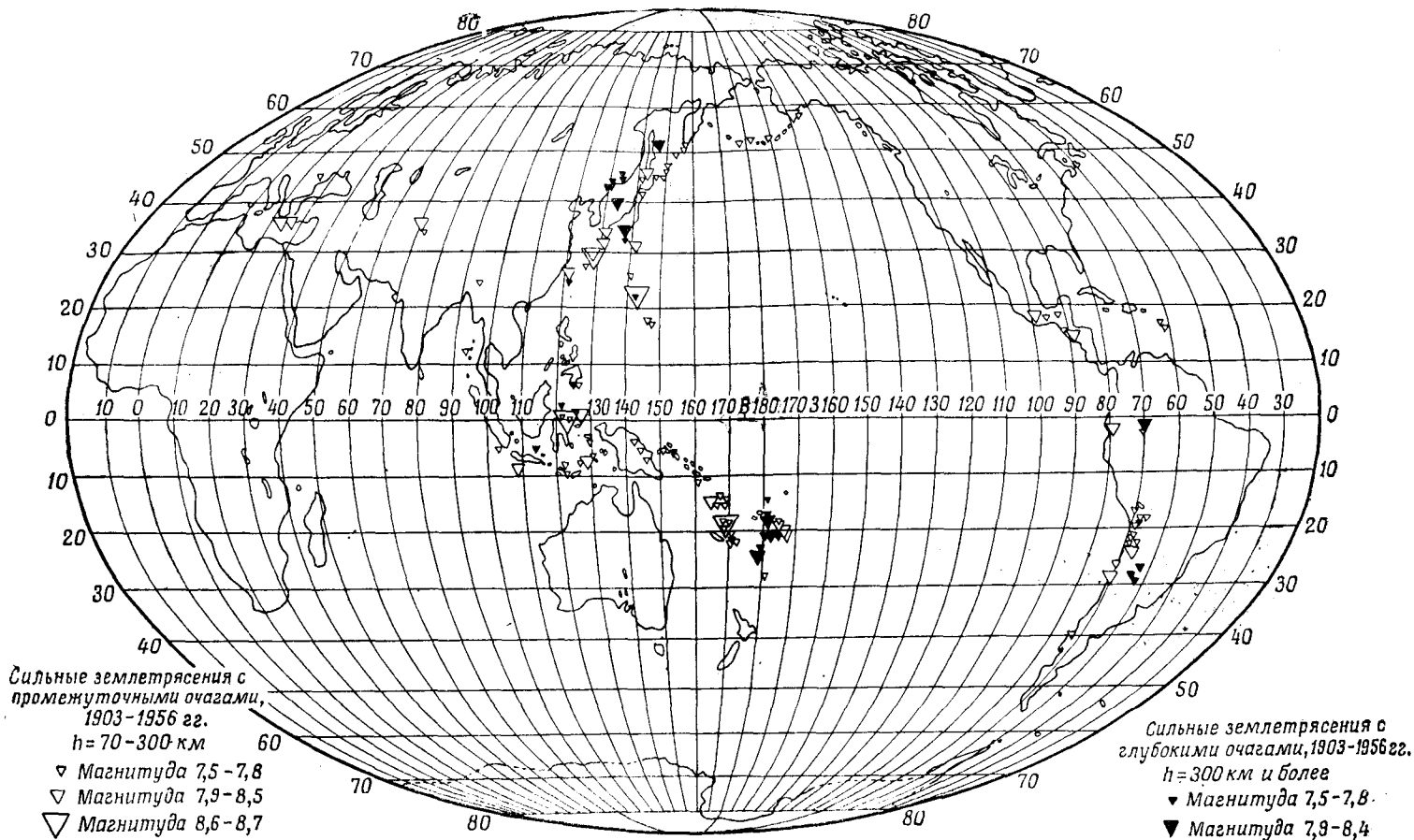
Фиг. 25-2. Тихоокеанский стабильный регион и окаймляющие его сейсмические пояса. («Сейсмичность Земли».)

Интересно отметить, что Северное полушарие более сейсмично, чем Южное. При этом на основании анализа распределения всех сильных землетрясений и соотношения их магнитуд можно заключить, что это не является следствием преобладания числа сейсмических станций в Северном полушарии. Наблюдается также снижение сейсмичности к югу от экватора. На территорию за 30° ю. ш., составляющую четвертую часть земной поверхности, приходится менее 10% от общего числа сильных землетрясений.

Распределение эпицентров сильных землетрясений представлено на фиг. 25-3 и 25-4.



Фиг. 25-3. Сильные неглубокие землетрясения. (Данные из «Сейсмичности Земли», дополненные и исправленные.)



Фиг. 25-4. Сильные землетрясения с промежуточными и глубокими очагами. (Данные из «Сейсмичности Земли», дополненные и исправленные.)

КОНТИНЕНТЫ И ОКЕАНЫ

Основные сейсмические зоны явно связаны с главными частями поверхности Земли. Впадина Тихого океана занимает особое положение, отделяясь от континентов основными сейсмическими зонами со всех сторон, кроме южной. Так что одной из границ большинства континентальных участков нашей составной картинки является Тихоокеанский пояс. В результате каждый континентальный участок частично ограничен Тихоокеанским или Альпийским поясом. Другие первостепенные линии, как, например, Срединноатлантический хребет с сопутствующей ему сейсмической зоной, отделяют континенты друг от друга.

Даже из обычных карт можно усмотреть заметные различия в строении отдельных крупных частей земной поверхности. Еще Зюсс много лет назад отмечал два основных типа береговых линий, которые он назвал Тихоокеанским и Атлантическим. Берег Тихоокеанского типа более или менее параллелен главным тектоническим направлениям и имеет сравнительно простую конфигурацию. Берег Атлантического типа сечет структуры поперек, что проявляется в изрезанности береговой линии, характеризующейся глубокими заливами и выступающими мысами неправильной формы. Однако эту закономерность нельзя применить ко всем случаям. Например, в Японии восточный берег острова Хонсю можно смело отнести к Тихоокеанскому типу, тогда как западный и южный являются весьма изрезанными. Островная дуга Карибского моря, выдающаяся в Атлантический океан, и дуга Зондского архипелага, выходящая в Индийский океан, в структурном отношении принадлежат к Тихоокеанскому типу Зюсса. К этому же типу можно отнести Альпийскую серию дугообразных горных систем, протягивающихся через Азию от Бирмы и Гималаев до Средиземноморья и Альп.

В связи с этим такие океаны, как Атлантический и Индийский, коренным образом отличаются по своему положению от впадины Тихого океана; часто предполагалось, что они сильно отличаются от него и по своему структурному строению дна, которое, как допускалось, может быть промежуточным между континентальным и Тихоокеанским. В прошлом это утверждение базировалось главным образом на наблюдениях над дисперсионными кривыми поверхностных волн (см. главу 17). Для тихоокеанских путей и чисто континентальных путей эти кривые обнаруживали резкие различия, тогда как для многих траекторий, проходящих через Атлантический океан, они, казалось, имели промежуточный характер. Отклонения в дисперсионных кривых объяснялись сложностью Атлантических путей, пересекающих, возможно, и океанические и континентальные структуры. Однако новейшие, быстро накапливающиеся данные, получаемые по методу преломленных волн, а также в результате гравиметрических измерений, дают прямые указания на то, что, за исключением Срединноатлантического хребта и континентальных шельфов, никакой разницы между структурой дна Атлантики и Тихого океана нет. В обоих океанах граница Мохо залегает на 10—11 км ниже уровня моря. Различия в деталях, конечно, не исключены (см. главу 18); две области, в которых поверхность Мохо находится на одном и том же уровне, не обязательно одинаковы в отношении строения земной коры выше этой поверхности.

АНДЕЗИТОВАЯ ЛИНИЯ МАРШАЛЛА

В западной части Тихого океана одна из ветвей главного сейсмического пояса протягивается вдоль андезитовой линии, на существование которой впервые указал Маршалл в 1911 г. (Marshall, 1912). Многие авторы по-

лагали, что эта линия является границей собственно впадины Тихого океана; акватории, находящиеся вне ее, такие, как Филиппинское море, лежащее между островами того же названия и Марианской дугой, считались континентальными или субконтинентальными (хотя позднейшие данные показывали, что если между ними и есть какая-нибудь разница, то она не касается уровня поверхности Мохо). Линия Маршалла отделяет внешние районы, в которых молодые изверженные породы представлены главным образом андезитами (хотя встречаются и базальты), от внутренней части Тихого океана, где андезиты не найдены. Однако возможность такого различия частично зависит от самого определения андезитов и иногда представляется иллюзорной, если сравнивается употребление этого термина различными авторами. На стороне этой линии, обращенной к континенту, некоторые крупные структурные образования, как, например, острова Фиджи, указывают на свое континентальное происхождение, будучи сложенными гранитами и диоритами; в то время как находящиеся по другую сторону этой линии острова Самоа с широким распространением вулканических пород, характерных для Гавайев, относятся к Тихоокеанскому типу.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

Монтессю-де-Баллор (de Montessus de Ballore, 1924) подчеркивал наличие географической корреляции между высокой сейсмичностью и крупными формами рельефа (высокими горами на суше или же глубокими впадинами в океане). Развивая мысль дальше, можно прийти к выводу, что эта корреляция отражает тот факт, что современная высокая сейсмичность связана с нарушениями в земной коре, происшедшими в недавнем геологическом прошлом. К этому недавнему прошлому относятся высочайшие горы, такие, как Гималаи и Анды; к нему же относятся, по-видимому, и глубокие океанические желоба. Следует иметь в виду, что даже такие крупные особенности земной коры, как эти, неминуемо были бы выравнены геологическими процессами в течение лишь одной эпохи, если бы не существовало непрерывно действующих напряжений, которые постоянно их возобновляют. Наблюдаемые землетрясения и есть проявление действия этих напряжений.

С точки зрения исторической геологии наши карты с их сейсмическими поясами и сейсмоактивными зонами — это только моментальные снимки. Для большей части земного шара они отображают распределение эпицентров, определенных только в результате инструментальных наблюдений; точность локализации эпицентров до 1903 г. была недостаточна даже для самых грубых геологических построений. Макросейсмические данные поразительно мало дополняют в деталях инструментальные даже в такой сейсмически высокоактивной области и притом с многовековой культурой, как Япония. Таким образом, единственно, что мы можем сказать в отношении нашего современного представления о сейсмичности Земли, это то, что оно фиксирует временное необычное состояние. Каменная летопись природы не оставляет ни малейшего сомнения в том, что в прошлом, особенно в отдаленные от нас эры, география тектоники сильно отличалась от современной.

Мы начнем поэтому с корреляции сейсмичности с наиболее новыми событиями исторической геологии, переходя затем последовательно ко все более древним структурам.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТНИКА

Следовало бы ожидать, что существует тесная связь между наблюдаемой сейчас сейсмичностью и плейстоценовой или более поздней тектонической деятельностью. Связь действительно существует, но не всегда ясная.

Автор полагает, что во многих, если не во всех, сейсмически активных частях земного шара тектонические напряжения меняются довольно быстро в отношении геологического масштаба времени. Основанием для этого заключения является то, что при землетрясениях и аналогичных процессах образуются разломы и другие тектонические нарушения, механически не соответствующие основным структурам плейстоценового возраста. В Новой Зеландии, как указывает Коттон (Cotton, 1947), некоторые небольшие дислокации, происходившие при современных землетрясениях, не согласуются с общим планом плейстоценовых блоковых структур (см. также главу 27). Хилл и Диббли (Hill, Dibblee, 1953) полагали, что в Калифорнии разлом Гарлок с геологически молодыми разрывами был взломан и смещен вдоль Рифта Сан-Андреас. Трудно утверждать, что действующие ныне напряжения, вызывающие смещения по большому разлому Калифорнии, параллельны тем, которые вызвали первые трещины. Наибольший тектонический уступ в Калифорнии, восточный склон Сьерры-Невады, характеризуется в настоящее время слабой сейсмичностью, тогда как в 1872 г. здесь произошло сильное землетрясение, приуроченное ко второстепенному блоку Алабамской возвышенности, в нескольких милях к востоку от грабена Оуэнс-Велли. Ранее предполагалось, что зоны разломов в Турции, связанные с землетрясением 1939 г. и более поздними, отделяют Тавриду от Анатолии, однако в настоящее время доказано, что они проникают в обе эти структуры. Подобные несогласия в Тянь-Шане и других частях СССР описаны Петрушевским (Петрушевский, 1955) и другими (глава 13)¹.

Существующие в настоящее время условия — не исключение в геологической истории развития Земли. На основании геологических данных можно предполагать, что быстрые изменения вообще вполне нормальны. Периоды, когда напряжения мало изменялись, занимают сравнительно небольшие промежутки геологического времени². В течение таких периодов смещения накапливались постепенно до больших значений; это эпохи орогении. Однако Штилле (Stille, 1955) полагает, что наше время приходится на стадию угасания орогении, которая достигала высшей фазы своего развития в среднем плейстоцене. Это хорошо известная стадия «Пасаденской орогении»³.

¹ Несмотря на справедливо отмечаемое автором наличие в ряде случаев явных несогласий между простиранием сейсмических зон и простиранием видимых геологических структур, в частности разломов, чаще встречается согласное расположение тех и других линий. Поэтому главной представляется тенденция к унаследованности современных сейсмоактивных разломов геологическим разломам недавнего прошлого. Случаи же кардинального нарушения сейсмическими структурами общего плана известных геологических структур играют, очевидно, подчиненную роль. — *Прим. ред.*

² Но такие периоды приближенного постоянства общей картины распределения напряжений могут составлять время жизни ряда человеческих поколений. Все это дает возможность предсказывать распределение средней сейсмичности на близкое будущее на основании изучения сейсмичности в близком прошлом и корреляции сейсмических данных с данными о молодой тектонике. — *Прим. ред.*

³ Это определение (не совпадающее с первоначально введенным местными исследователями) возникло у Штилле под действием сильного впечатления, которое произвели на него при посещении Калифорнии в 1935 г. миоценовые и плиоценовые отложения, смятые и взброшенные на горизонтально залегающие слои плейстоцена. Большинство из этих мест значительно удалено от Пасадены; некоторые из наиболее замечательных обнажений находятся в разрезах вдоль береговой автостреды между Вентура и Санта-Барбара.

Молодые надвиги и антиклинали соответственного возраста довольно обычны в активных тектонических зонах Калифорнии. Последние часто связаны с месторождениями нефти. Приуроченные к проявлениям самой молодой орогении, они оказываются вытянутыми вдоль активных разломов.

Штилле применяет термин «Пасаденская орогения» ко всему Тихоокеанскому кольцевому активному поясу, тем самым логически связывая ее с наиболее молодыми тектоническими структурами невулканического происхождения, такими, как антиклинали, а также с зонами аномалий силы тяжести, обнаруженными Венинг-Мейнесом (Vening Meinesz, 1948) на внешней границе активных дуг (см. нижеследующий раздел и главу 26).

ПЛЕЙСТОЦЕН И ПЛИОЦЕН

Нисходя к более ранним геологическим эпохам, мы будем встречаться со все возрастающим расхождением между прошлой тектоникой и современными основными формами земной поверхности. Блоковые структуры, преобладающие в настоящее время в таких странах, как Калифорния и Новая Зеландия, были образованы в плиоцене и плейстоцене, но современная сейсмичность связана с ними только в общих чертах, а не в деталях.

Дискуссия по этому вопросу трудна и рискованна вследствие изменения наших представлений в процессе развития исследований. Диастрофизмы, прежде считавшиеся региональными явлениями, протекающими в течение короткого промежутка времени, сейчас локализованы и разбиты на ряд эпизодов, распределенных в течение целых эпох. Таковы, например, Каскадная орогения в Северной Америке и Каикура в Новой Зеландии. Главное поднятие Каскадных гор, ранее относившееся многими авторами к переходному периоду от плиоцена к плейстоцену, сейчас часто описывается как сравнительно второстепенное и эпизодическое явление в цепи орогенических процессов, начавшихся сильным диастрофизмом еще в миоцене и продолжавшихся во время общего поднятия Сьерры-Невады. Они достигли наивысшей фазы в плейстоцене. Кульминацию третичной орогении Береговых хребтов Калифорнии Тальяферро и другие относят теперь к концу среднего миоцена. Возраст главной орогении группы Каикура в Новой Зеландии сейчас совершенно определенно устанавливается как плиоценовый. Однако диастрофизм продолжался, особенно на Северном острове, где имеются несомненные доказательства образования плейстоценовых блоковых разломов.

Современная сейсмичность Каскадных гор не велика. В Береговых хребтах Калифорнии и в Новой Зеландии сейсмичность умеренная по сравнению с такими высокосейсмичными областями, как Япония и Индонезия. Часто наблюдается несогласие между современными тектоническими движениями и позднетретичными структурами. Разлом Сан-Андреас совершенно очевидно счет Береговые хребты Калифорнии. В районе Каикура активные разрывы со скольжением по простиранию следуют вдоль линии древних надвигов, связывающих заметно большие блоки.

ТРЕТИЧНЫЙ ПЕРИОД И МЕЛ

На мелкомасштабных картах, предназначенных для иллюстрации связи современных сейсмических поясов с молодыми горами всего земного шара, обычно указывается орогения третичного и мелового возраста. Сюда включается вся Альпийская группа, молодые горные массивы кольцевого Тихоокеанского пояса, Кордильеры на западе Северной Америки и даже Анды. Общие соотношения устанавливаются на основании отдельных дета-

лей. Так, например, сейсмичность зоны Скалистых гор много ниже, чем сейсмичность Береговых хребтов Калифорнии. Лишь небольшая часть сильных неглубоких землетрясений происходит в центральных Андах — основные очаги располагаются западнее или глубже.

Соотношение между современной сейсмичностью и миоценовой орогенией представляет пример слабой корреляции. В Альпах и Гималаях высшая фаза горообразовательных процессов третичных систем приходится на миоцен. Внутренняя часть Индонезии оставалась в эту эпоху относительно стабильной, но во внешней зоне, включая Зондскую дугу, в миоцене происходило интенсивное складкообразование. Несмотря на то что в Калифорнии миоцен был временем господства блоковых смещений и вулканизма, здесь нет никаких признаков механических движений типа Альпийской орогении (обстоятельство, позднее подчеркнутое Штилле). Наконец, в Новой Зеландии в миоцене возникли только немногие из умеренных дислокаций, происходивших в течение длительного периода, называемого некоторыми авторами нотоценом [нотокайнозой у Коттона (Cotton, 1956); глава 27]. В настоящее же время сейсмичность Зондской дуги высока, Калифорнии, Новой Зеландии и Индии умеренна, а Альпийского региона и вовсе незначительна.

ДРЕВНИЕ ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Многие ныне активные области в прошлом находились под влиянием позднемезозойской орогении (юрской или меловой), включая складчатость и образование надвигов. В Альпийском поясе в то время начались горообразовательные процессы, развившиеся в третичную эпоху. Однако эти области проявляют активность в настоящее время в основном потому, что позже они были вовлечены в плиоцено-плейстоценовую фазу орогении, хотя даже большие блоковые смещения и разрывы этого периода, по-видимому, имеют меньшую связь с современной сейсмичностью, чем второстепенные разломы и складчатость более позднего времени.

Любая интерпретация этого вопроса не вызывает сомнений в связи областей умеренной и слабой сейсмичности с некоторыми поясами палеозойской орогении, расположенными далеко от главных сейсмоактивных зон. Хорошим примером этого является пермо-карбонный Вариссийский пояс, протягивающийся юго-юго-восточнее Британских островов внутрь Европейского континента. Одно из сильнейших редких землетрясений Англии произошло в 1884 г. в северной части этой зоны и причинило разрушения Колчестеру. Слабые землетрясения происходят в Аппалачах и в других примерно одно-возрастных с ними орогенических зонах запада Соединенных Штатов.

Эпоха Каледонской орогении в северной Европе так от нас удалена, что если мы, например, сталкиваемся со слабыми землетрясениями Шотландии, то считаем их тектоническим омоложением. Небольшие смещения здесь — следствие напряжений новейшего происхождения, возникающих вдоль линий разломов, хотя и древних, но все же, по-видимому, гораздо более молодых, чем Каледонские горы.

ВУЛКАНИЗМ

При картировании сейсмичности можно пренебречь сравнительно слабыми землетрясениями непосредственно вулканического происхождения (глава 12). Линии вулканов не всегда точно совпадают с главными сейсмическими поясами, особенно в случае неглубоких толчков, аналогично их связи с

меловыми и третичными орогеническими линиями. Но нередко совпадение имеется, например, в кольцевом Тихоокеанском поясе, где кратеры действующих вулканов располагаются непосредственно вдоль молодых островных дуг. Тесная корреляция линий вулканов с эпицентрами промежуточных землетрясений будет рассматриваться ниже, совместно с другими характеристиками дуговых структур (глава 26). С другой стороны, в Атлантическом и Индийском океанах действующие вулканы приурочены к грядам, связанным с эпицентрами неглубоких землетрясений, которые образуют границы между отдельными участками нашей составной картинки. Вулканы располагаются также вдоль активных разломов, как, например, в Африке.

Потухшие вулканы, подобно древним складчатым зонам, обнаруживают более отдаленную корреляцию с современной сейсмичностью, хотя в некоторых регионах их кратеры заполняют разрывы в активных линиях, в других же местах вулканы сами образуют гряды, которые коррелируются с очагами землетрясений на глубинах около 200 км.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЗОНЫ ВЕНИНГ-МЕЙНЕСА

Многие ценные данные о внутреннем строении Земли можно получить в результате прецизионных измерений силы тяжести. Измерения производятся с точностью до 1 мгл. (Поскольку 1 гал равен 1 см/сек², это соответствует относительной ошибке в одну миллионную долю от ускорения силы тяжести $g \sim 980$ см/сек², так как уже разности порядка 10 мгл имеют значение.)¹ Раньше достаточно точные гравитационные данные можно было получить только на наземных станциях. В 1923 г. Венинг-Мейнес впервые проводил исключительные по важности работы по измерению силы тяжести на море с помощью соответствующей аппаратуры. Он использовал подводную лодку для наблюдения распределения силы тяжести под слоем волнующейся воды вблизи поверхности океана. Первым результатом его исследований было открытие в Индонезии и в Вест-Индии узких длинных поясов отрицательных аномалий силы тяжести (см. главу 2), иногда достигавших 200 мгл. Аналогичные зоны Мейнеса были обнаружены в большинстве активных дуг, где они располагаются непосредственно вдоль поясов неглубоких землетрясений. В тех же поясах, обычно в местах, где гравитационные аномалии сравнительно невелики, обнаружены молодые антиклинали. Эти узкие пояса представляют собой наиболее нарушенные в современную эпоху части земной коры. Многие авторы интерпретируют их как оси современных прогессирующих горообразовательных процессов. Это вполне согласуется с их высокой сейсмичностью. Штилле должен был бы отнести их к позднейшей фазе его «Пасаденской орогении»².

¹ За последние годы точность измерений силы тяжести (грави метрами) возросла в 10—100 раз. — *Прим. ред.*

² Автор не может вдаваться в некоторые спорные детали системы, при помощи которой Штилле и его последователи строят всю историю Земли, опираясь на мировые периоды орогении. В частности, в отношении отдаленных от нас эпох этот вопрос не имеет для сейсмологов существенного значения. Но терминология и классификация, используемая Штилле, представляется часто удобной для формулировки данных географии землетрясений (литература приводится в конце главы).

ПЕРИДОТИТЫ И СЕРПЕНТИНИТЫ

В большинстве орогенических зон имеются пояса и вытянутые области, где обнажаются ультраосновные породы, богатые оливином: перидотиты, дуниты и др., а также серпентиниты, в которые эти породы постепенно превращаются. По мере развития исследований сведения такого рода получают все большее и большее применение для локализации орогенических областей. К счастью, вытекающие отсюда общие выводы не зависели от деталей интерпретации. По этому поводу Хесс (Hess, 1938) позднее писал:

«Для большей части этого столетия характерен спор между геологами, занимавшимися перидотитами альпийских горных сооружений, и химиками, изучавшими их в лабораторных условиях (в частности, Боуэн). Первые настойчиво утверждали, что по имеющимся у них фактическим данным перидотиты внедрялись в окружающие породы в жидком состоянии в виде магмы, вторые же с такой же настойчивостью доказывали, к своему собственному удовлетворению, что такие магмы невозможны»¹.

Для некоторых активных дуг построения, основанные на присутствии серпентинитов, имеют для сейсмологов и геологов особое значение. Они были использованы Хессом для Вест-Индской петли, ответвляющейся от Тихоокеанского пояса. Эта петля связана с мейнесовой зоной отрицательных аномалий силы тяжести, окружающей ее снаружи, и с эпицентрами многочисленных неглубоких землетрясений. Однако на северо-западе, близ восточной оконечности острова Куба, зона Мейнеса оканчивается, а сейсмичность продолжается дальше за Ямайку, вдоль тектонической линии желоба Бартлетта, который является, по-видимому, разломной структурой. Установлено, что на Антильских островах, восточнее Кубы, серпентиниты связаны с тектонической зоной; эти породы прослеживаются и на Кубе. Хесс предположил, что распространение этих пород на запад могло быть связано ранее с аномалиями силы тяжести, но что тектонические напряжения изменились; давления, необходимые для поддержания гравитационных аномалий и сейсмичности ослабились, и только ультраосновные породы остались свидетелями прошлых процессов. Подобное заключение было сделано и в отношении перидотитов северо-восточной части Сулавеси (Целебеса), которые также указывают на наличие древней тектонической линии, где в настоящее время напряжения значительно ослабли. Такое ослабление напряжения могло произойти и в области своеобразной двойной кривой этой линии в море Банда и на Сулавеси.

Таким образом, сейсмологам следует иметь в виду, что присутствие перидотитов является свидетельством скорее «ископаемой», чем современной тектонической активности. Так перидотиты Новой Каледонии указывают на орогению, возможно, мезозойского возраста², имеющую лишь отдаленное отношение к активным дугам Новых Гебридов к северу и к востоку от нее. В Новой Зеландии, если прав Уэлман, мы имеем древнюю ультраосновную зону, которая, начиная с юры, была взломана и сдвинута почти на 300 миль вдоль Альпийского разлома.

¹ «Serpentines, orogeny and epeirogeny», Geol. Soc. Amer., Special Paper 62 (1955).

² Хесс отмечает: «Серпентиниты Новой Каледонии относятся большинством исследователей (включая Руте, изучившего их особенно подробно) к эоцену, но автор не согласен с этим утверждением и считает серпентиниты Новой Каледонии более древними породами, что должно согласоваться с тектонической обстановкой страны. Однако, по общему признанию, мало оснований считать их более древними».

Читатель может рассматривать это как пример проявления смелости при высказывании гипотез.

ЛИТЕРАТУРА

Сведения о строении земной коры и поверхности Мохоровичича можно найти в главах 17 и 18. Критические данные о тектонике дна Атлантического океана содержатся в следующих работах:

- Bullard E. C., et al., A discussion on the floor of the Atlantic Ocean, *Proc. Royal Soc. (London)*, (1954), **222**, Ser. A, 287—407. (Монография 17 авторов, рекомендуемая научным работникам.)
- Rothé J. P., Hypothèse sur la formation de l'Océan Atlantique, *Comptes rendus* (1947), **224**, 1295—1297. (Дискуссионные положения, получившие дальнейшее развитие в следующей книге; восточная часть Атлантики считается континентальной, западная — океанической.)
- Rothé J. P., The structure of the bed of the Atlantic Ocean, *Trans. Am. Geophys. Union* (1951), **32**, 457—461.
- Rothé J. P., La structure de l'Atlantique, *Ann. geofisica* (1951), **4**, 27—41 (перевод на итальянский, там же, стр. 118—125).
- Caloi P., Marcelli L., Pannocchia G., Sulla velocità di propagazione delle onde superficiale in corrispondenza dell'Atlantico, *ibid.* (1949), **2**, 347—358.
- Caloi P., Marcelli L., Onde superficiali attraverso il bacino dell'Atlantico, *ibid.* (1952), **5**, 397—407. (Доказательства против гипотезы Ротэ.)
- Bergckhemer H., Rayleigh-wave dispersion and crustal structure in the East Atlantic ocean basin, *BSSA* (1956), **46**, 83—86. (Читатель может проследить за дальнейшей дискуссией по литературе в цитируемых здесь работах.)

География землетрясений

- Tams E., Die Seismizität der Erde, *Wien-Harms Handbuch der Experimentalphysik* (1931), **25**, 361—437.
- Sieberg A., Erdbebengeographie, *Handbuch der Geophysik*, Berlin (1932), **4**, 685—1005.
- Gutenberg B., Richter C. F., Seismicity of the earth, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 34* (1941). (Первое издание следующей работы.)
- Gutenberg B., Richter C. F., Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, Princeton University Press, 1949; (1954), 2nd ed.

История землетрясений

- (Следующие две монографии представляют собой наиболее полные современные издания. Хронологическая библиография об отдельных землетрясениях см. приложение XVI.)
- Davison C., Great Earthquakes, Murby, London (1936), 1—286.
- De Montessus de Ballore F., La Géologie sismologique, Armand Colin, Paris (1924), 1—488.

Линия Маршалла

- Marshall P., Oceania, *Handbuch der regionalen Geologie*, Carl Winter, Heidelberg (1912), **7**, part 2, 1—36.
- Bridge J., A restudy of the reported occurrence of schist on Truk, Eastern Caroline Islands, *Pacific Science* (1948), **2**, 216—222. (Здесь приводятся фактические данные о положении андезитовой линии к западу от Терка.)

Новейшие тектонические движения

- Cotton C. A., Revival of major faulting in New Zealand, *Geol. Mag.* (1947), **84**, 79—88.
- Cotton C. A., Geomechanics of New Zealand mountain-building, *N. Z. Journ.* (1956), **38**, Ser. B, 187—200.
- Richter C. F., Seismicity and structure of the Pacific region of North America, *Proc. 7th Pac. Sci. Congress* (1953), **2**, 671—681.
- Hill M. L., Dibblee T. W., Jr., San Andreas, Garlock, and Big-Pine faults, California, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1953), **64**, 443—458.
- Stille H., Recent deformations of the earth's crust in light of those of earlier epochs, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 62* (1955), 171—191.

Петрушевский Б. А., Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. *Труды Геофиз. инст. АН СССР*, № 28 (155) (1955), 1—59.

Общая геотектоническая история

- Stille H., The present tectonic state of the earth, *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists* (1936), **20**, 849—880.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Borntraeger, Berlin (1942), 1—443.
- Lotze F., ed., Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Enke, Stuttgart (1956), 1—483.
- Umbgrove J. H. F., The Pulse of the Earth, 2nd ed., Nijhoff, The Hague, 1947.
- Gilluly J., Distribution of mountain building in geologic time, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1949), **60**, 561—590. (Критика теорий Штилле). Немецкий перевод с комментариями Stille, Gilluly, in *Geol. Rundschau* (1950), **38**, 89—107 (см. также следующую работу.)
- Stille H., Nochmals die Frage der Episodizität und Gleichzeitigkeit der orogenen Vorgänge, *Geol. Rundschau* (1950), **38**, 108—111.
- Eardley A. J., The cause of mountain building — an enigma, *American Scientist* (1957), **45**, 189—217.

Зоны Мейнеса

- Vening Meinesz F. A., Umbgrove J. H. F., Kuenen Ph. H., Gravity Expeditions at Sea, 1923—1932, Netherlands Geodetic Commission, Delft (1934), **2**.
- Vening Meinesz F. A., Gravity Expeditions at Sea, 1923—1938, Delft (1948), **4**.
- Ewing M., Worzel J. L., Shurbert G. L., Gravity observations at sea..., *K. Ned. geol.-mijnb. Gen., Gedenkboek F. A. Vening Meinesz*, The Hague (1957), 49—115.

Перидотиты

- Benson W. N., The tectonic conditions accompanying the intrusion of the basic and ultrabasic igneous rocks, *Mem. Nat. Acad. Sciences* (1926), **1**, 1—90.
- Hess H. H., Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies, *Proc. Am. Phil. Soc.* (1938), **79**, 71—96.
- Hess H. H., Serpentine, orogeny, and epeirogeny, *Geol. Soc. Amer. Special Paper* (1955), **62**, 391—408.
- Routhier P., *Proc. 7th Pacific Science Congress* (1953), **2**, 62—71. (New Caledonia.)
- Roever W. P. de, *ibid.*, 71—81. (Kabaena, off Celebes.)

География землетрясений. Дуговые структуры и блоковая тектоника

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ДУГОВЫМИ И БЛОКОВЫМИ СТРУКТУРАМИ

В основных сейсмических зонах неглубокие землетрясения приурочены к двум различным типам тектонических формирований, дуговым и блоковым. Дуговые структуры преобладают в большей части Тихоокеанского кольцевого и Альпийского поясов. В западной части области Тихого океана они выступают обычно в форме островных дуг, а в Альпийском поясе главным образом в виде дугообразных горных цепей типа Гималаев, Альп и Карпат. Историческая геология указывает на широкое распространение дуговых структур и в далеком прошлом.

Блоковая тектоника господствует в некоторых частях Тихоокеанского кольца, таких, как Калифорния и центральная часть Новой Зеландии. Она характерна, по-видимому, для большинства областей, где известны только неглубокие землетрясения, например для Памиро-Байкальской зоны и для большей части Средне-Атлантического пояса. В некоторых районах, таких, как Япония, Перу, Филиппины и Северный остров Новой Зеландии, встречаются оба типа структур.

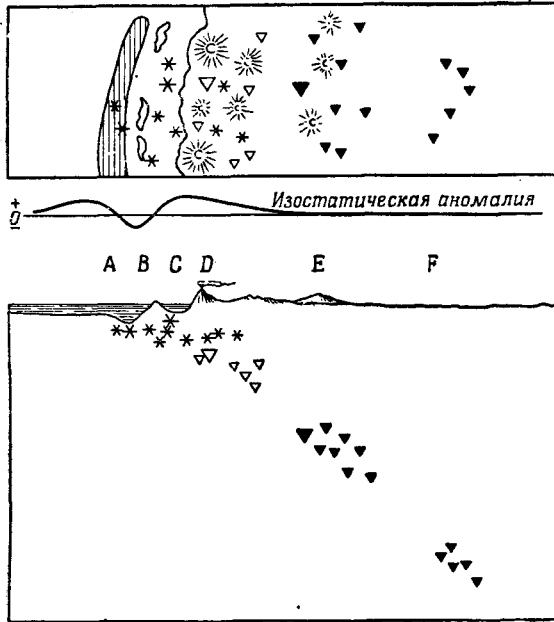
Хотя подавляющее большинство землетрясений находится в областях развития дуговых структур, наибольшее количество данных о их механизме получено на основании инструментальных наблюдений над свойствами поверхностных волн, азимутального распределения знаков первых вступлений (сжатие или разрежение) и т. д. С другой стороны, большинство наших макросейсмических наблюдений над механизмом землетрясений, в том числе данные о происхождении разломов, получены из областей блоковой тектоники (включая те, которые связаны с дуговыми структурами, как, например, в Японии). Наши представления о природе землетрясений базируются главным образом на этих данных.

При детальном геофизическом изучении островных дуг часто встречаются с известными трудностями. Многие островные дуги, например Курильские и Алеутские, скрыты под водой, за исключением цепи небольших островов. В некоторых районах еще не исследованы стратиграфия и тектоника. Отдельные дуги Альпийского пояса, например в Италии и в Индии (главы 4 и 5), расположены в хорошо изученных областях, однако нужна большая осторожность при экстраполяции выводов, получаемых в отношении этих малоактивных структур, на Тихоокеанские дуги. Трудно поддаются истолкованию при современном уровне знаний такие регионы, как Перу и северная часть Новой Зеландии, для которых характерно взаимное

перекрывание различных тектонических типов. В Индонезии и Японии, где сейсмичность высока и геологические данные собраны многими исследователями, тектонические соотношения в высшей степени сложны.

ОСОБЕННОСТИ ТИХООКЕАНСКИХ ДУГ

Активные дуги по своей природе пространственны, что требует для их изучения как картирования, так и профилирования (фиг. 26-1). Они обычно характеризуются комплексом типичных черт и явлений. Прослеживаются следующие наиболее характерные особенности дуг, начиная от их выпуклой поверхности и далее во внутрь:



Фиг. 26-1. Типичные характеристики активных дуговых структур; аномалии силы тяжести. (Идеализированные план и профиль. Рельеф поверхности сильно увеличен; расположение гипоцентров дано в одинаковых горизонтальном и вертикальном масштабах.)

А Д. Внутренняя структурная дуга. Вулканизм обычно древний и теперь находящийся в последней стадии или потухший. Землетрясения на глубинах от 200 до 300 км.

Б Е. Пояс эпицентров глубоких землетрясений (гипоцентры от 300 до 700 км).

АКТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Если гипоцентры, связанные с типичной активной дугой, распределить по профилю или изобразить на карте (фиг. 26-1), то можно убедиться, что они ложатся на поверхность, падающую под дугу, в большинстве случаев под континент, под углом около 45° . В то время как эпицентры сильных глубоких землетрясений (**Б**) в общем располагаются на прибрежной части предгорной впадины, для глубоких они удалены в сторону суши на сотни миль. Так, в Южной Америке многие из таких эпицентров

следующие наиболее характерные особенности дуг, начиная от их выпуклой поверхности и далее во внутрь:

А. Глубокий океанический желоб (предгорная впадина).

В. Главная тектоническая линия с эпицентрами неглубоких землетрясений, отрицательные аномалии силы тяжести и невулканические антиклиналы (которые образуют подводную гряду или выходят в виде цепи небольших островов).

С В. Полоса главным образом положительных аномалий силы тяжести с эпицентрами землетрясений, возникающих на глубинах около 60 км.

Д Г. Главная структурная дуга, позднемелового или третичного возраста, часто состоящая из больших островов. Действующие или недавно потухшие вулканы. Землетрясения на глубинах, близких к 100 км.

локализованы далеко на востоке в Андах. Следует отметить, что падение поверхности гипоцентров под сушу распространено широко, но не повсеместно. Так, структурная дуга Новых Гебридов обращена выпуклостью к западу, а поверхность, на которой располагаются гипоцентры землетрясений, падает к востоку, в сторону Тихого океана¹.

Еще со времен Зюсса геологи часто интерпретировали Тихоокеанские дуги как поверхностные следы огромных надвигов. Локализация глубоких очагов дала повод к идентификации поверхностей таких надвигов с поверхностями, образуемыми гипоцентрами. Эта точка зрения особенно энергично защищается коллегой автора д-ром Бениоффом. Согласно такой интерпретации, мы имеем здесь доступные обнаружению тектонические структуры, простирающиеся в глубь Земли до 700 км. Это сильно противоречит прежним теориям. До 1930 г. предполагалось, что тектонические процессы не захватывают глубин, превышающих 100 км. Считалось, что на этом уровне существует уже полная изостатическая компенсация. Более того, такие крупномасштабные структуры должны, конечно, существовать в течение ряда геологических периодов.

Читатель не должен себе представлять активные поверхности просто в виде резких разрывов. В действительности гипоцентры в каждой местности образуют некоторый слой заметной толщины, а эпицентры, соответствующие данной глубине, группируются вдоль относительно узких поясов. Таким образом, падающие поверхности пересекаются узкими зонами, вдоль которых сейсмичность относительно повышена. В некоторых регионах, как, например, в Японии и Индонезии, пространственные картины этих структур достигают такой сложности, как сеть коммуникаций современных столиц. Бениофф отмечает, что во многих районах угол падения гипоцентральной поверхности претерпевает изменение примерно на уровне перехода от промежуточных землетрясений к глубоким. Более глубокая ее часть падает круче.

АЛЬПИЙСКИЕ ДУГИ

Кроме акватории Тихого океана, активные дуги такого же типа встречаются, в частности, в Альпийском поясе. Активные дуги в Италии и в Индии уже кратко рассматривались в 4 и 5 главах и снова мы вернемся к ним в главе 31. Хотя по возрасту Альпийские дуги примерно совпадают с Тихоокеанскими, они характеризуются менее высокой активностью и кажутся более старыми. Однако аномалии силы тяжести, активный вулканизм и сейсмичность указывают на продолжение процессов, связанных с нарастанием напряжений в Земле. Если напряжения ослабевают, то активность этих проявлений уменьшается, хотя вулканизм обладает большей инерцией, чем активность неглубоких землетрясений. Дуговые структуры и свидетельства вулканической деятельности восходят здесь к более поздним геологическим эпохам.

ИСПАНСКОЕ ГЛУБОКОФОКУСНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1954 г.

Большинство дуг Альпийского пояса, подобно Тихоокеанским, связано с промежуточными землетрясениями. До 29 марта 1954 г. можно было только умозрительно представлять, что Альпийские структуры распространяются на большие глубины, чем структуры, характерные для промежуточ-

¹ Многие из этих толчков неглубокие или промежуточные, но известно и одно глубокое землетрясение 18 июля 1949 г. в 08 час 28 мин 17 сек с координатами эпицентра $12\frac{1}{2}^{\circ}$ Ю, $117\frac{1}{2}^{\circ}$ В и глубиной очага 610 км.

ных землетрясений. 29 марта в южной части Испании, на глубине 640 км, произошло землетрясение с магнитудой 7. По своему значению это одно из важнейших землетрясений, когда-либо зарегистрированных. Качество инструментальных данных блестящее, и можно было не сомневаться в реальном значении фактов. Ввиду этого следует считать, что Альпийские структуры протягиваются на большие глубины. Однако эпицентр данного землетрясения располагается в пределах самих Альпийских структур, а не смещен от них на большое расстояние в горизонтальном направлении. Последнее обстоятельство указывает на крутое падение глубинных структур. В этом заключается существенное различие между рассматриваемым районом и Зондской дугой Индонезии. Эта дуга расположена на западной ветви Тихоокеанского кольца, но с таким же основанием ее можно считать восточным продолжением Альпийского пояса. С Зондской дугой связано много глубоких землетрясений, среди которых имеются самые глубокие из известных. Однако их эпицентры лежат далеко за пределами дуги (севернее) и активная поверхность падает в этом направлении под обычным углом.

Случай Испанского глубокого землетрясения показывает, что время от времени подобные толчки могут наблюдаться в местах, где их следует ожидать, но где они еще не были локализованы. Таким образом, хотя на высокосейсмичных Алеутских островах и в Мексике до сих пор не отмечено ни одного землетрясения с глубиной очага больше 200 км, было бы неразумно принимать это отрицательное свидетельство за доказательство структурного различия между этими и остальными Тихоокеанскими дугами.

19 февраля 1955 г. к северу от Сицилии произошло землетрясение с магнитудой $5\frac{1}{2}$ и глубиной очага 470 км. Это позволяет продолжить и Итальянскую дуговую структуру до уровня глубоководных толчков.

ОБЛАСТИ БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ

Активными дугами не исчерпывается вся сейсмичность даже Тихоокеанского кольца. Имеются определенные области, где часто происходят неглубокие землетрясения и в которых особенности, свойственные дугам, почти отсутствуют, а основная их сейсмичность выражается в относительных смещениях блоков, отделенных большими разломами. Последние часто линейно вытянуты и падают почти вертикально. Две такие области рассматриваются в следующих главах: Калифорния с провинцией Бассейнов и Хребтов на востоке и центральная сейсмоактивная область Новой Зеландии, захватывающая часть обоих главных островов. В областях этого типа наблюдаются почти все типы хорошо известных поверхностных разломов, перечисленные в главе 14.

БЛОКИ В ПРЕДЕЛАХ ДУГОВЫХ СТРУКТУР

Области блоковых разломов не всегда следует противопоставлять активным дугам; в некоторых частях света они встречаются в пределах самих дуг. Примером этого может служить внутренняя часть Перу, которая является, вообще говоря, единственным районом Анд, где часто происходят неглубокие землетрясения, связанные с блоковыми разломами (однако в провинциях Мендоса и Сан-Хуан, северная Аргентина, структуры, связанные с неглубокими землетрясениями, лежат прямо над гипоцентрами глубоких толчков, связанными с дугами Анд). Другой пример — это блоковые разломы вдоль побережья Японского моря острова Хонсю.

СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИЕ РАЗЛОМЫ

Блочные разломы во многих районах имеют в основном характер горизонтальных смещений по простиранию, и этот тип преобладает в одиночных структурообразующих разломах. Типичные примеры — разлом Сан-Андреас в Калифорнии и Альпийский разлом Южного острова в Новой Зеландии. На Филиппинах разлом с горизонтальными смещениями проходит через остров Лусон, острова Лояли и Минданао (фиг. 26-2). Подобный разлом, рифт которого выполнен вулканическими отложениями, проходит вдоль Суматры. Относительное смещение на Филиппинском разломе имеет левое направление, на Суматре — правое. Венинг-Мейнес интерпретировал эти движения как боковое скольжение, совпадающее со смещением на восток от островов Калимантан (Борнео) и Сулавеси (Целебес), механически согласное с надвигом на восток вдоль части Зондской дуги и в море Банда. Поразительное совпадение наблюдается на Вест-Индских островах, где северный край активной дуги пересекается желобом Бартлетта, представляющем собой разлом, связанный с левым горизонтальным смещением; южный край в Венесуэле включает подобный же правый сдвиг. Обе эти картины механически когерентны с надвиганием на восток Вест-Индской дуги.

Структурообразующий Анатолийский разлом, четко очерченный Турецкими землетрясениями, начавшимися в 1939 г., замечателен своей криволинейной формой. Механически его не так просто увязать с Альпийскими дугами этого района, но совершенно ясно, что блоковые смещения здесь являются результатом надвига и складкообразования. В Японии большой разлом с горизонтальными смещениями, связанный с землетрясением 1891 г. обладает рядом характерных особенностей структурообразующей тектонической линии, но он проходит через остров Хонсю в направлении, поперечном к дуговым структурам. Следует также упомянуть о большом поперечном структурном разрыве, называемом Фосса-Магна (глава 30).

В большинстве этих областей существует серия разломов, приблизительно параллельных и перпендикулярных структурообразующему. Соотношения между ними можно представить в следующем виде:

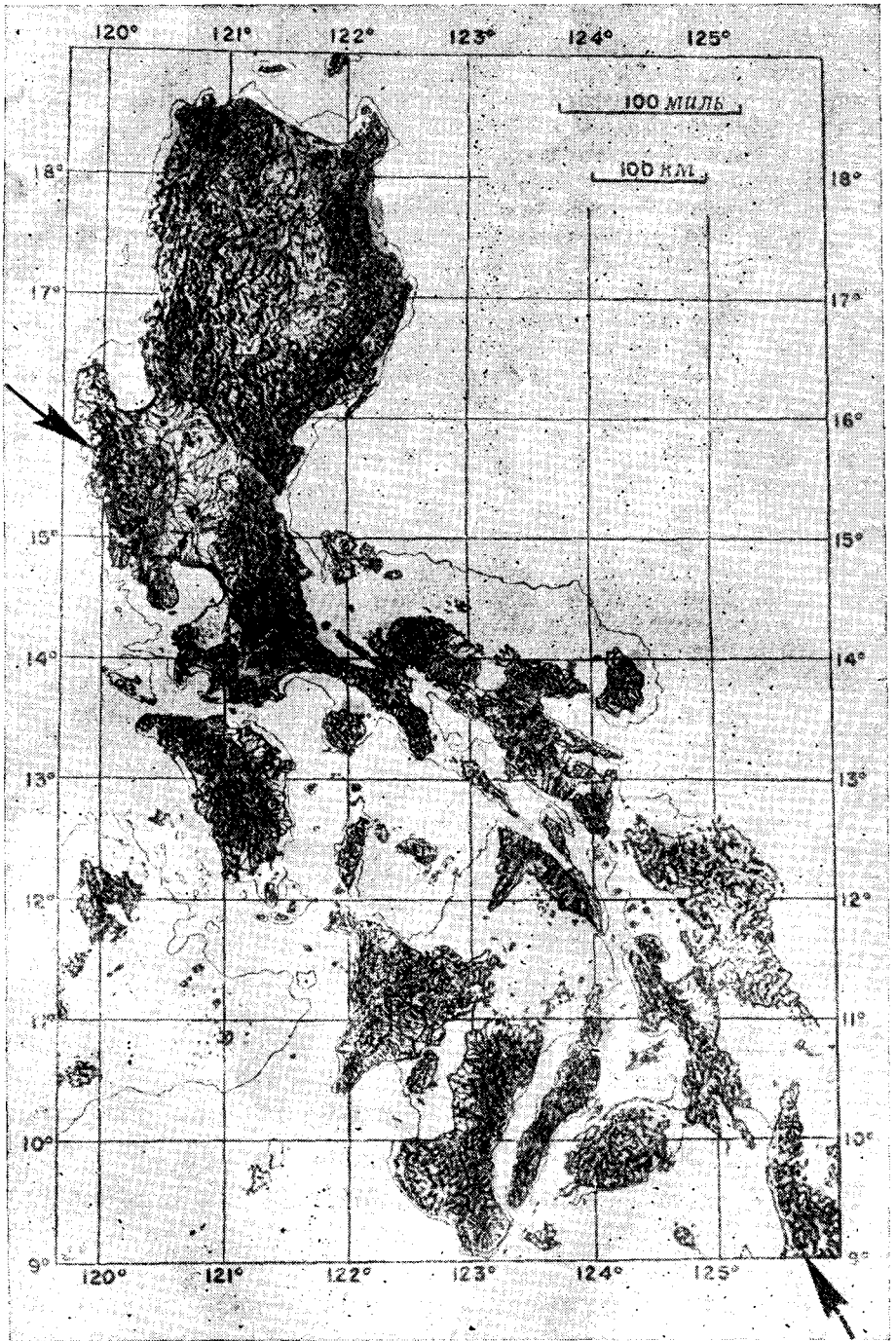
Регион	С-З—Ю-В	С-В—Ю-З
Калифорния	правый*	левый
Новая Зеландия	левый	правый*
Япония	левый	правый
Филиппины	левый*	• • • •

Здесь даются возможные противоположные направления горизонтальных смещений; звездочкой отмечено, что разлом имеет структурообразующий характер.

ХРЕБТЫ И РИФТЫ

Сейсмичность некоторых океанических хребтов служит указанием на блоковую тектонику, но может представлять собой и третий основной тип того же порядка, что и активные дуги и блоковая тектоника тихоокеанских областей.

Типичным примером этой третьей группы является Срединноатлантический хребет, продолжающийся к северу в Арктический бассейн. Вдоль хребта происходит много слабых и умеренных неглубоких землетрясений. Действующих в настоящее время потухших вулканов здесь очень много, и,



Фиг. 26-2. Тектонический рельеф Филиппинских островов (Кинг и Мак-Ки).
Стрелками указан заметный сдвиг по структурообразующему разлому.

хотя часть этого хребта искривлена, других черт дугового характера он не имеет.

Юинг и Хизен (Ewing, Heezen, 1956) указывают, что Срединноатлантический хребет имеет центральную продольную депрессию — рифт или грабен, — вдоль которой можно предполагать большие вертикальные смещения. Рифт этот соединяется с центральной вулканической депрессией Исландии. Подобные рифты связаны, вероятно, и с другими активными океаническими хребтами. Юинг и Хизен ставят их в один ряд с рифтами, подобными Восточно-Африканскому грабену. Действительно, последний представляет африканскую систему рифтов, как ответвление от структур, связанных с хребтами Индийского океана. Такая классификация не может включать все обширные сейсмически активные рифтовые структуры. Сдвиговые рифты, характерные для разлома Сан-Андреас, принадлежат Тихоокеанским блоковым структурам. Рифт Св. Лаврентия является внутренним разрывом стабильного Канадского щита, а Гавайский рифт — это разрыв в ложе Тихоокеанского бассейна.

ОСНОВНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

При рассмотрении этого и следующих разделов следует обращаться к соответствующим картам (фиг. 26-3—26-15). Дополнительные подробности можно найти в монографии «Сейсмичность Земли».

ТИХООКЕАНСКОЕ КОЛЬЦО

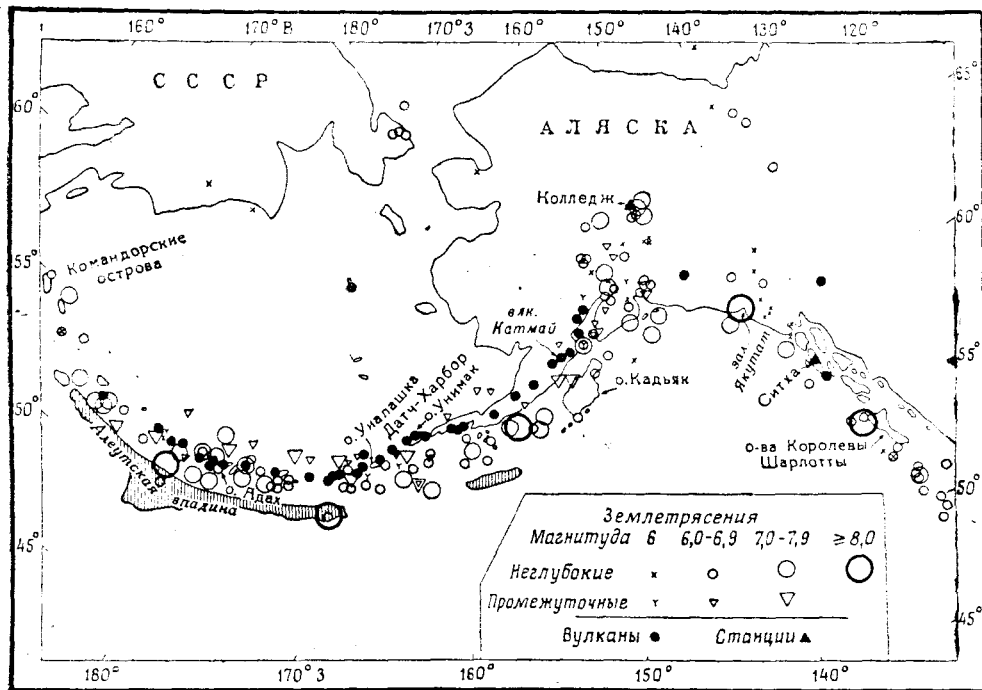
Тихоокеанский кольцевой пояс — основная сейсмическая и тектоническая особенность земного шара. В структурном отношении он очень сложный и имеет несколько главных ответвлений, включающих дуговые структуры, области блоковой тектоники и по крайней мере один характерный пример хребтов и рифтов.

Активные Тихоокеанские дуги. Тихоокеанские дуги различаются между собой лишь в деталях, и только некоторые из них имеют все характерные признаки дуговых структур. Им всегда сопутствуют предгорные впадины (признак А) и действующие вулканы (признак В). Отрицательные аномалии силы тяжести найдены почти во всех дугах и, возможно, существуют и в остальных. Землетрясения с неглубокими и промежуточными очагами наблюдаются во всех дугах, но глубокие толчки для некоторых дуг неизвестны.

Американские дуги. Дуги, обращенные своими фронтами на запад, в сторону Тихого океана, это Алеуто-Аляскинская, Мексиканская, Центрально-Американская и дуги Анд (Перуанские и Чилийские). Две дуги, одна в Вест-Индии, другая в южной Атлантике, обращены фронтами на восток, к Атлантическому океану. Отличительная особенность Мексиканской дуги состоит в том, что неглубокие землетрясения и молодые антиклинали (признак В) прослеживаются на континенте, а не выходят в океан в виде цепи мелких островов.

В Южной и Северной Америке толчки с глубиной очага более 300 км связаны только с дугами Анд. Однако и здесь они происходят не часто, хотя некоторые из них весьма сильные. Очаги с глубинами от 300 до 550 км не известны. В Андах лучшим примером признака Д является Пуна-Атакама, где ряд почти потухших вулканов связан с эпицентрами многочисленных землетрясений с глубинами очагов от 200 до 300 км.

В Южной Америке, как и в других местах, активная гипоцентральной поверхность падает под континент, предположительно со взбросом на запад или со сбросом на восток. Многие геологи видят здесь несогласие со взбросами на восток, распространенными в Андах. Возможно, что тут имеет место результат наложения разновозрастных тектонических эпизодов. Можно сравнить эти сбросы с большим плоским взбросом на восток (как его обычно интерпретируют) в Скалистых горах и пустыне Мохаве.

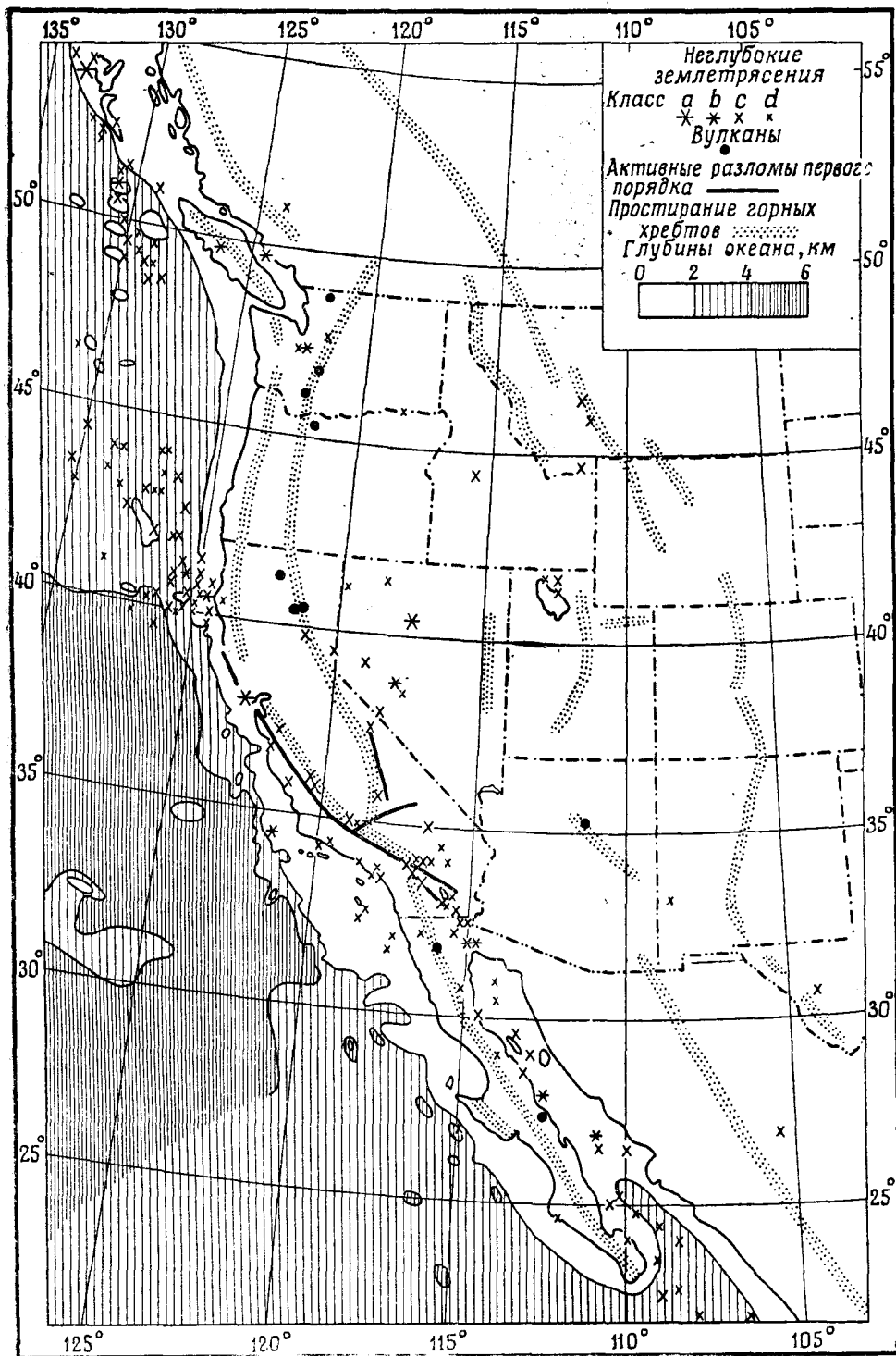


Фиг. 26-3. Сейсмичность региона Аляски. («Сейсмичность Земли», воспроизводит с дополнениями.)

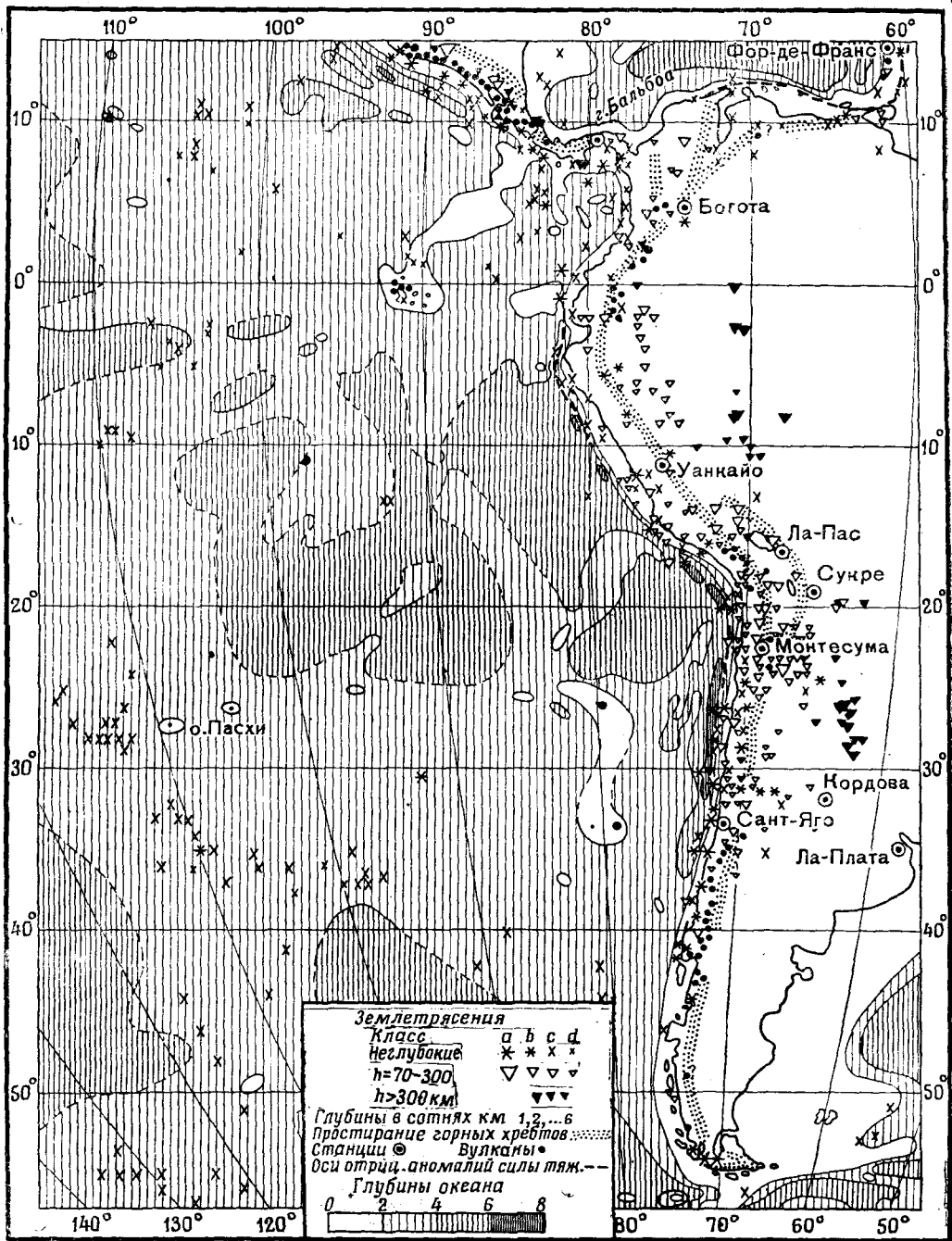
Южнее 37° ю.ш. сейсмичность быстро падает, но усиливается вновь вблизи Магелланова пролива. Эпицентры этой зоны, локализуемые по записям удаленных станций, очерчивают Южно-Американскую тектоническую дугу (Шотландская дуга), проходящую через острова Южная Георгия и Южные Сандвичевы к Южным Шетландским островам. Последняя группа находится на некотором расстоянии от полуострова Пальмер. Хотя имеются геологические доказательства того, что структуры, подобные тем, которые связаны с Андами, протягиваются вдоль полуострова и, возможно, через Антарктику, сейсмологические признаки этого, к сожалению, отсутствуют. Для континента Антарктики землетрясения пока не известны¹.

Азиатские дуги, Индонезия, Полинезия. Если мы начнем с севера и будем двигаться на юго-запад вдоль Тихоокеанского кольцевого пояса, мы встретимся прежде всего с высокоактивными дугами Камчатки и Куриль-

¹ По наблюдениям антарктических сейсмических станций Мирный и Оазис, проведенных в 1957—1959 гг., на континенте Антарктиды не отмечено землетрясений, по крайней мере с магнитудой $M \geq 4-5$, на расстояниях до 5 тыс. км от этих станций. В океанических хребтах, окружающих Антарктиду, за то же время отмечены сотни землетрясений. — Прим. ред.

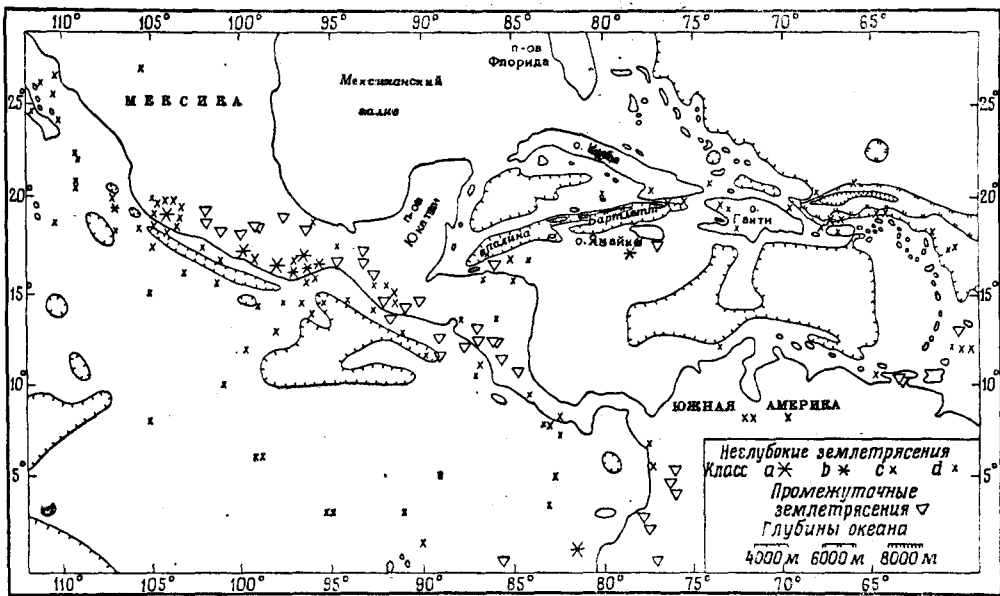


Фиг. 26-4. Сейсмичность Калифорнийского региона. («Сейсмичность Земли».)



Фиг. 26-5. Сейсмичность Южной Америки и к западу от нее. («Сейсмичность Земли».)

ских островов. На Хонсю пояс делится на две главные ветви. Восточная ветвь проходит вдоль андезитовой линии Маршалла в виде серии дуг (с некоторыми участками блоковой тектоники) от окрестностей Токио через Марианские острова к острову Гуам и затем на юго-запад через Каролинские острова. На Хальмахера эта ветвь круто поворачивает на восток через Новую Гвинею, Соломоновы острова и Новые Гебриды; затем прсходит между архипелагом островов Фиджи и Самоа и, наконец, уходит в южном направлении через острова Тонга (Дружбы) и Кермадек к Новой Зеландии.



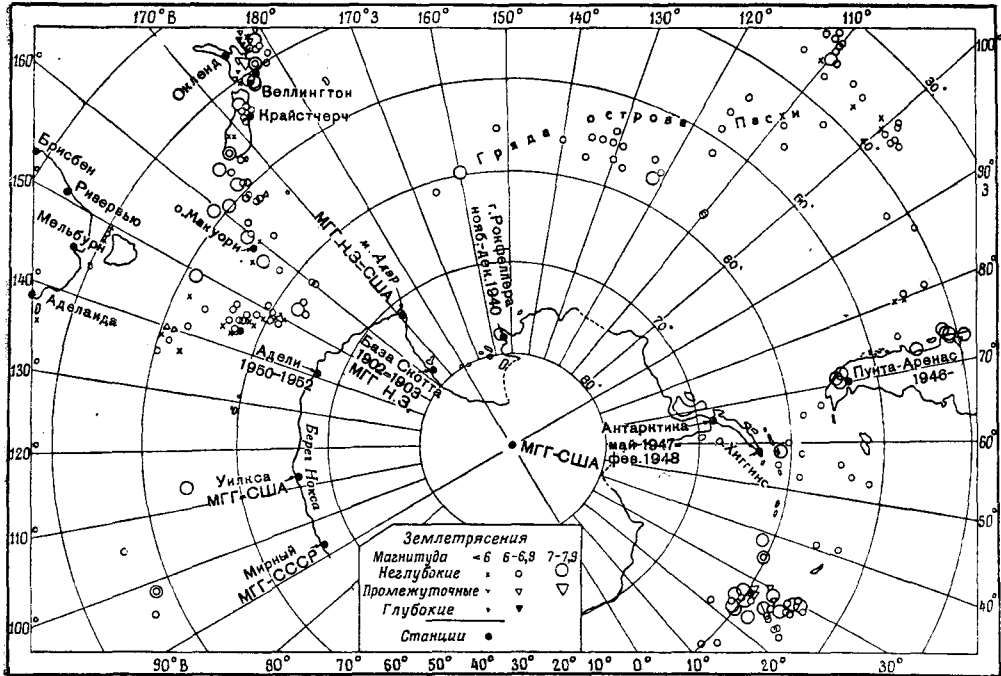
Фиг. 26-6. Сейсмичность Мексики, Центральной Америки и Вест-Индии. (GSA Special Paper 34).

Западная ветвь проходит от острова Хонсю через Кюсю, остров Рюкю, Тайвань и Филиппины к северному Сулавеси, где дуга, вытянутая в восточном направлении, противостоит обращенной фронтом на запад дуге Хальмахера. От Сулавеси пояс огибает море Банда и затем идет вдоль линии Больших и Малых Зондских островов, Никобарских и Андаманских островов.

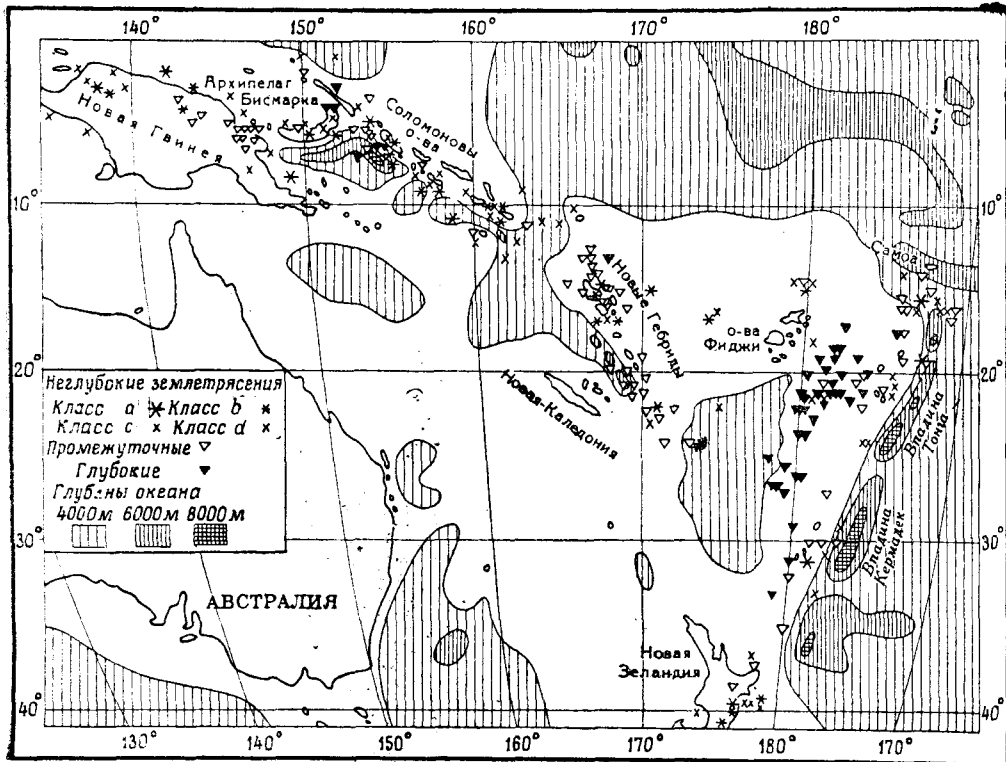
Камчатская дуга характеризуется ярко выраженным признаком Д, как и Пуна-Атакама в Южной Америке. Дуги Лусона и Новых Гебридов обращены фронтами anomalно к западу и юго-западу в сторону от Тихого океана. На Соломоновых островах эпицентры неглубоких землетрясений и землетрясений с очагами до 300 км располагаются примерно вдоль одной и той же линии. Следовательно, активная поверхность падает здесь почти вертикально. Малая дуга Новой Британии перпендикулярна к общему простиранию.

Сложные простирания дуг Индонезии связаны с хорошо известными и впервые обнаруженными там гравитационными зонами Венинг-Мейнеса. (Дальнейшее рассмотрение дуг Индонезии см. в главе 31.)

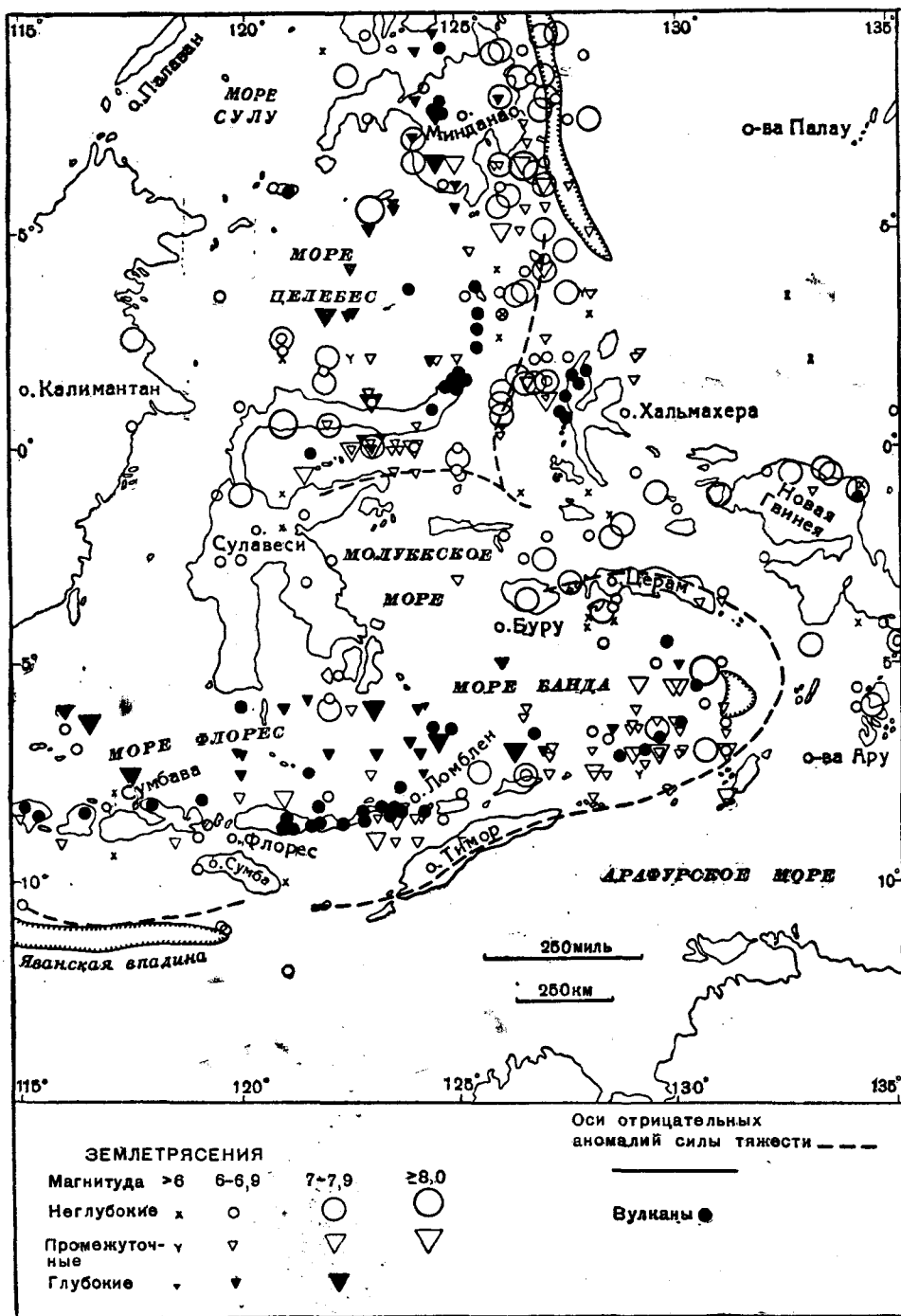
На расстоянии от Кюсю до Лусона известны лишь неглубокие и промежуточные землетрясения; глубокие очаги встречаются в центральных Филиппинах в связи с дугой Минданао. В зоне островов Фиджи, Тонга



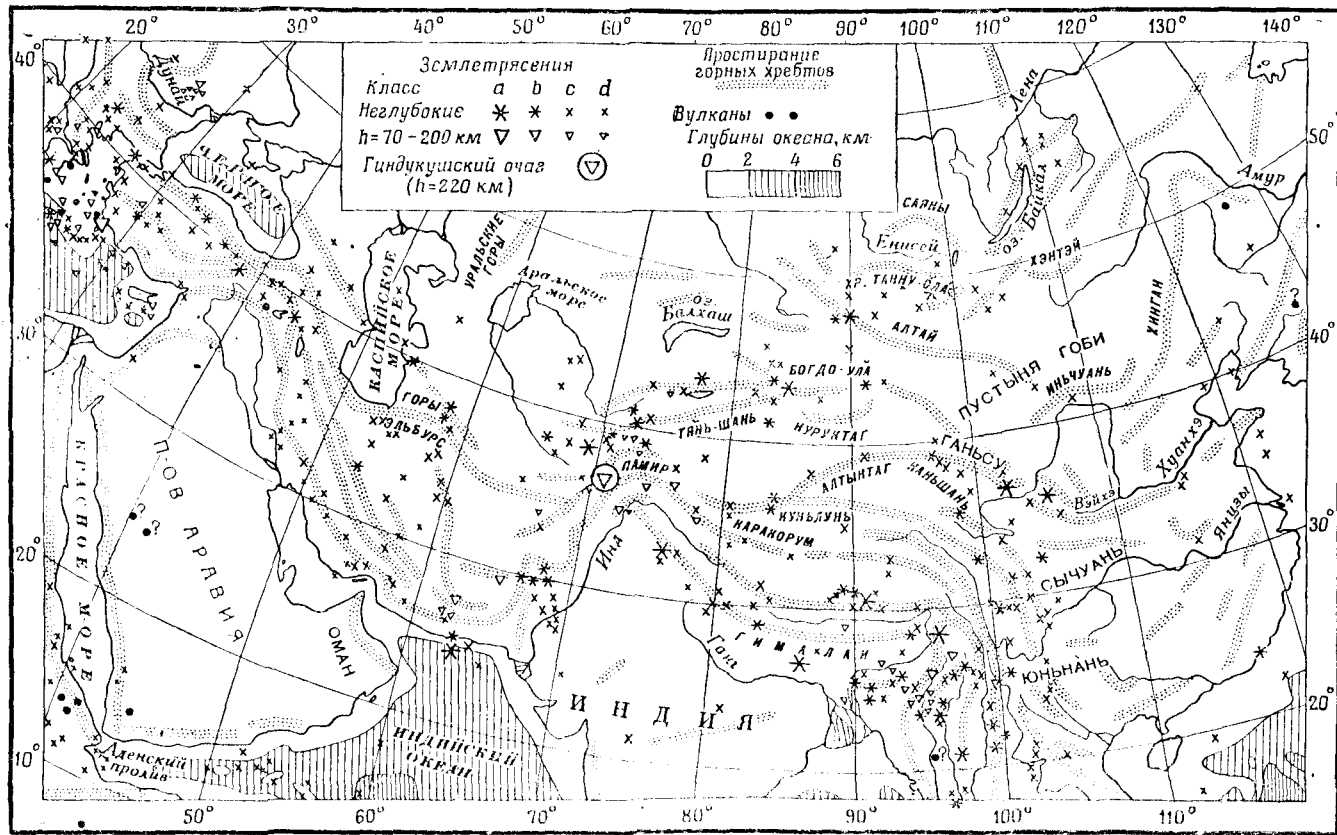
Фиг. 26-7. Сейсмичность южного Тихоокеанского региона. (Воспроизводится из «Сейсмичности Земли» с дополнениями.) Станция Аделаида восстановлена по программе МГГ.



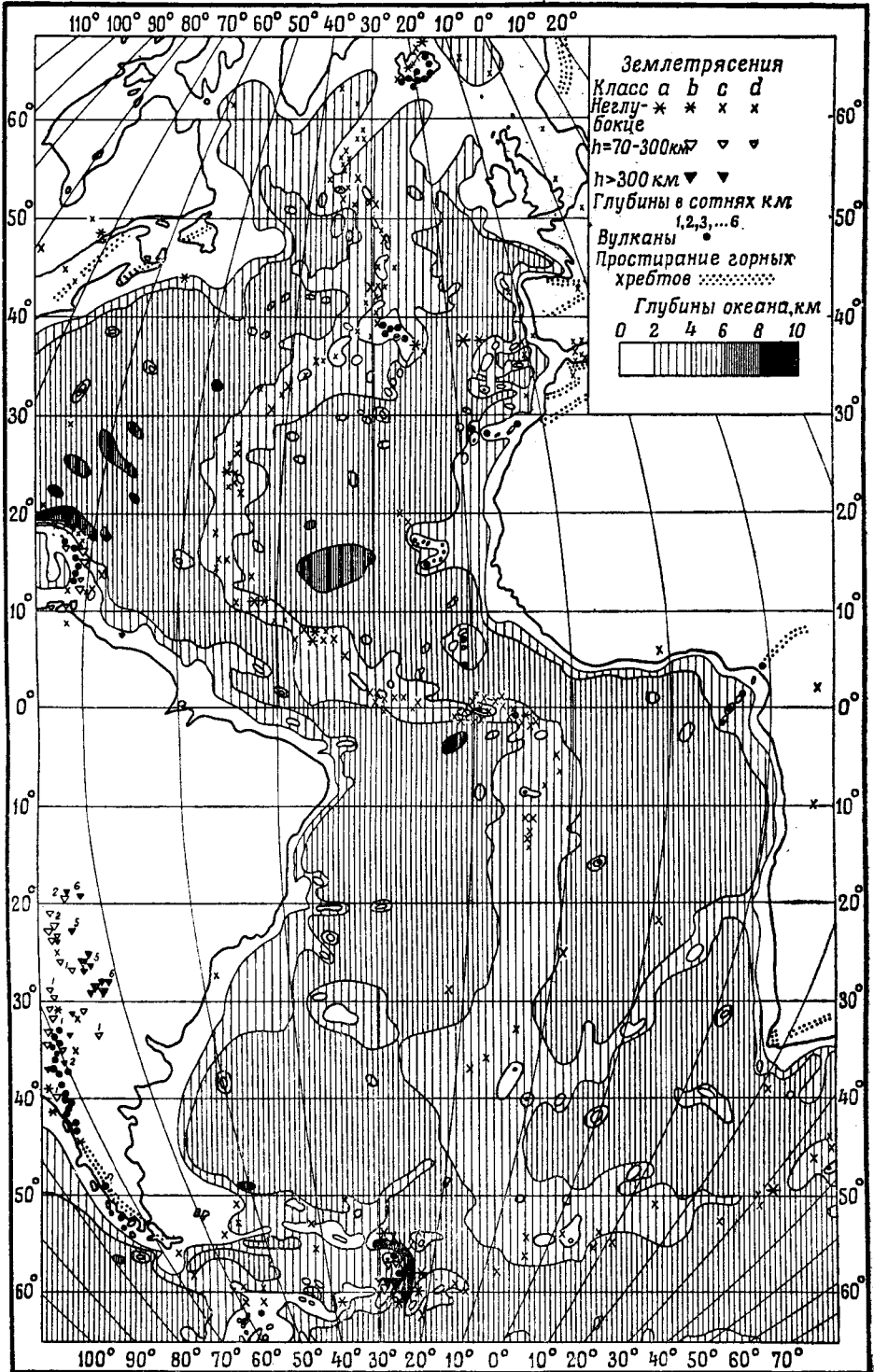
Фиг. 26-8. Сейсмичность от Новой Зеландии до Новой Гвинеи. (GSA Special Paper 34.)



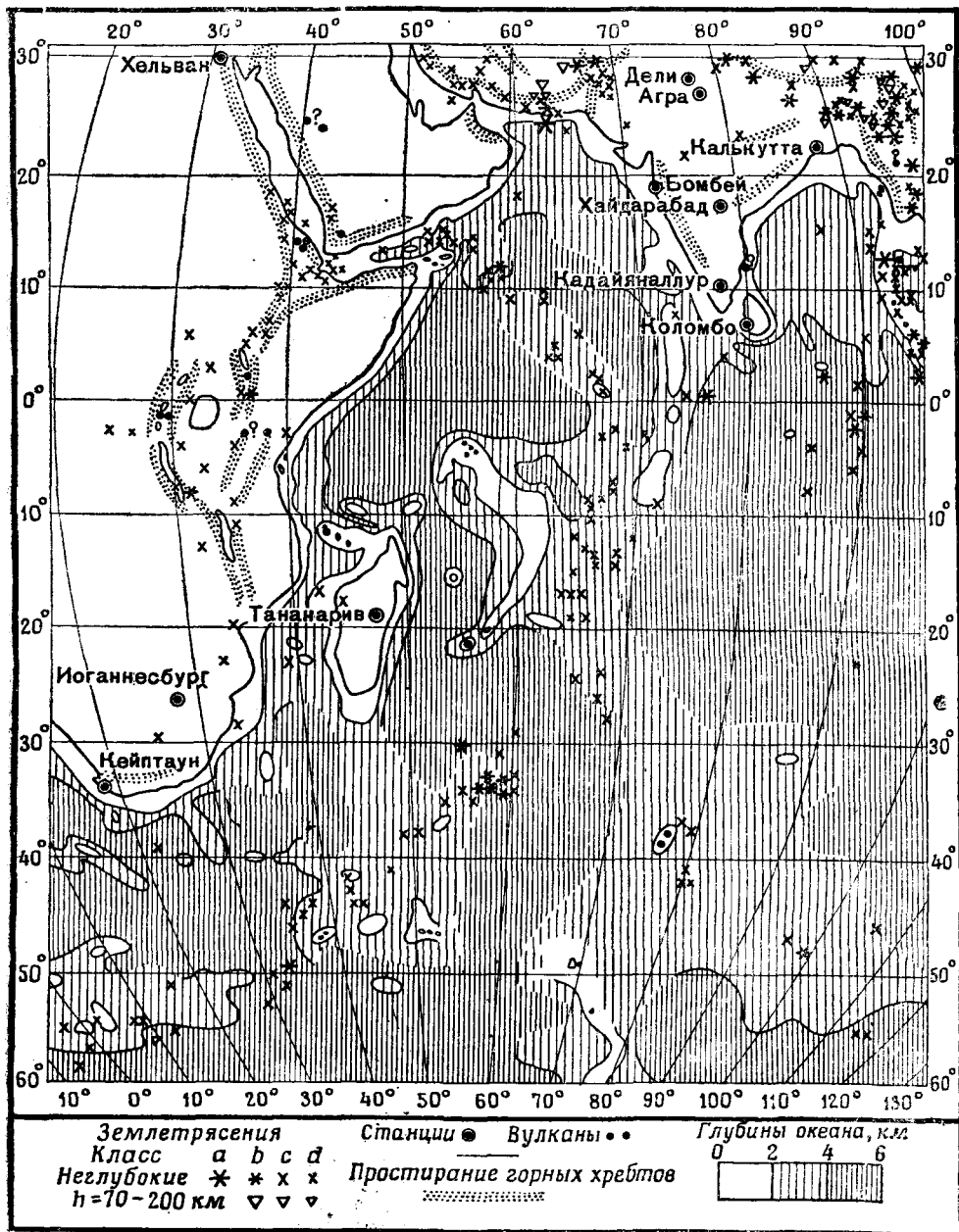
Фиг. 26-10. Сейсмичность Молуккского региона. (Воспроизводится из «Сейсмичность Земли» с дополнениями и небольшими изменениями.)



Фиг. 26-13. Сейсмичность Азии. («Сейсмичность Земли».)



Фиг. 26-14. Сейсмичность Атлантики. («Сейсмичность Земли».)



Фиг. 26-15. Сейсмичность Индийского океана и смежных районов.
 («Сейсмичность Земли».)

(Дружбы) и Кермадек глубокие землетрясения происходят чаще, чем в каком-либо другом месте. Наиболее глубокие из известных землетрясений происходят в Индонезии под морем Флорес. Сложные конфигурации поясов глубокофокусных землетрясений вблизи Японии уже отмечались (глава 25).

Блоковая тектоника. Наиболее протяженный участок Тихоокеанского кольца, характеризующийся блоковой тектоникой и не содержащий черт дуговых структур, протягивается от юго-восточной Аляски в северную Мексику. Аналогичный участок включает большую часть Новой Зеландии и проходит на юго-запад к островам Макуори. Блоковые разломы встречаются и внутри дуговых структур, как, например, в Перу и в Японии. Центральная Филиппинская зона находится в области блоковой структуры с общими простираниями с северо-востока на юго-запад. Северная часть Новой Гвинеи часто описывается как обращенная к северу тектоническая дуга, однако частые сильные неглубокие землетрясения и отсутствие глубоких очагов указывают на ее блоковую структуру. Разломы с горизонтальными подвижками, срезающие края активных дуг, отмечались уже выше в этой главе.

Гряда острова Пасхи. На широте Колима, Мексика (около 19° с.ш.), восточная часть Тихоокеанского кольца делится на три ветви. Одна из них протягивается в юго-восточном направлении и переходит в Центрально-Американскую дугу, другая проходит через Мексику, Юкатан и, делая петлю в Вест-Индии, возвращается через Венесуэлу до воссоединения с первой ветвью в Колумбийских Андах. Третья ветвь, связанная только с неглубокими землетрясениями, простирается почти точно на юг до островов Галапагос и далее следует вдоль гряды острова Пасхи. Эта ветвь напоминает Срединноатлантический хребет. Она имеет, вероятно, срединный рифт, связанный с вулканизмом, как на островах Галапагос, или же с островами, сложенными вулканическими породами, подобными острову Пасхи. Хребет постепенно отклоняется к западу, доходит до Южного полярного круга и затем идет вблизи островов Макуори. Эпицентры, сопровождающие поднятие, завершают окружение акватории Тихого океана сейсмическими поясами.

АЛЬПИЙСКИЙ ПОЯС

Альпийский пояс, в том смысле, как он здесь используется, начинается в Бирме. Топографически, геологически и в сейсмическом отношении существует лишь некоторая не очень тесная связь между тектоникой Суматры и Бирмы. Современной точки зрения этот разрыв отделяет высокоактивные структуры тихоокеанского типа от серии дуг, в которых активность в известной мере затухла. Генетически альпийский пояс, вероятно, можно себе представить как непрерывное продолжение западной ветви Тихоокеанского кольца, но в настоящее время условия здесь иные.

Альпийский пояс можно продолжить на запад в виде серии дуг, в общем обращенных на юг; это сейсмоактивные структуры в Бирме, Гималаях, Белуджистане, Иране, Анатолии и восточном Средиземноморье (остров Крит). Современные исследователи (Штилле и другие) продолжают эту тектоническую зону в виде резкого изгиба, напоминающего петлю Индонезии, через Адриатическое море в Альпы и обратно по пути к Апеннинам. Здесь находится Итальянская дуга, описанная в главе 4. Далее пояс идет через Сицилию и северное побережье Африки в Атлантику до самых Азорских островов, где эта зона доходит до Атлантического пояса.

Северный фронт Альпийского пояса характеризуется слабой и умеренной сейсмичностью. Он включает Пиренеи, Карпаты, Кавказ, Крым и Копет-Даг.

Большинство Альпийских землетрясений — неглубокие. Промежуточные толчки происходят довольно часто в Бирме. В Гиндукуше в области с координатами $36,5^{\circ}$ С, $70,5^{\circ}$ В, на глубине около 220 км находится замечательная постоянно действующая группа очагов (более 70 землетрясений, записанных удаленными станциями с 1905 г.). Некоторые из землетрясений достигают магнитуды 7 и более. Существует также постоянный источник, но действующий с меньшей повторяемостью, на глубине около 150 км на Карпатах к северу от Бухареста. Известно несколько землетрясений на глубинах, приближающихся к 300 км, и одно на глубине 470 км к западу от побережья Италии вблизи Липарских островов. 29 марта 1954 г. произошло землетрясение в южной Испании на глубине 640 км (см. выше).

ДРУГИЕ РЕГИОНЫ

Все землетрясения остальных, упоминаемых ниже регионов неглубокие, глубины их очагов не превышают 60 км.

Памиро-Байкальская зона. Большинство сильнейших землетрясений вне Тихоокеанского и Альпийского поясов происходят в зоне, протягивающейся от Памирского плато к озеру Байкал вдоль южного окончания Азиатского стабильного массива. Между последним и Альпийским поясом располагается обширная треугольная область, включающая большую часть Китая, Тибет и пустыню Гоби, с серией хребтов, многие из которых связаны с хорошо известными землетрясениями. Это, вероятно, самый широкий из известных сейсмических регионов. Некоторые из его землетрясений, как, например, землетрясение в провинции Аньси, северо-западный Китай, были довольно сильными.

Хребты и рифты. Узкие пояса, заполняющие разделы между отдельными участками глобальной тектонической составной карты, большей частью принадлежат к группе хребтов и рифтов. Наиболее важный из них Срединноатлантический хребет. Он проходит в северном направлении через Исландию и Шпицберген и затем поворачивает к побережью Сибири близ устья реки Лены. Другой хребет с сейсмоактивной зоной можно проследить от южной Атлантики, вокруг Африки, в Индийский океан. Здесь главная структура протягивается на север к Аденскому проливу, а ее ветвь связана с грядой острова Пасхи у острова Макуори.

Выше уже отмечалось существование континентальных рифтовых зон в Восточной Африке и вдоль реки Св. Лаврентия. На восточном краю Западно-Австралийского стабильного массива наблюдается «зона дробления» с наиболее сильными из известных Австралийских землетрясений. Острова Самоа представляют собой внутренний Тихоокеанский рифт, подобный рифту Гавайских островов, но сейсмически гораздо менее активный.

Шельфы и трогои. Землетрясения происходят также в областях континентальных шельфов и в трогох (или мульдах), отделяющих большие и малые континентальные массивы. Примерами последних являются: Аденский залив и Красное море между Африканским и Аравийским щитами, Мозамбикский пролив между Африкой и Мадагаскаром, Баффинов залив между Канадой и Гренландией.

Небольшое количество землетрясений происходит в других частях в основном асейсмичной впадины Тихого океана; одно из таких землетрясе-

ний произошло 10 декабря 1949 г. с координатами эпицентра 4° С, 129° З («Сейсмичность Земли», 2-е издание, приложение), другое — 22 ноября 1955 г. с магнитудой $6 \frac{3}{4}$ в архипелаге Маркизских островов с координатами эпицентра 24° Ю, $122 \frac{1}{2}^{\circ}$ З.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

О некоторых второстепенных сейсмических областях уже говорилось в предыдущем разделе. Здесь отметим группу небольших регионов, характеризующихся умеренно частыми несильными землетрясениями (редко превышающими по магнитуде 6), связанных с домеловыми горными массивами в континентальных областях между главными активными поясами и стабильными щитами, и среди них область Аппалачей в восточной части Северной Америки и геологически ей подобные районы Восточной Австралии, Центральной Европы и Южной Африки.

АСЕЙСМИЧНЫЕ ОБЛАСТИ

Вероятно, трудно найти такую большую область, где никогда не возникало бы землетрясений, однако имеется много таких, где эпицентров вообще не отмечалось или где известна лишь незначительная локальная сейсмичность. Чувствительные сейсмографы, установленные в любой точке Земли и работающие в течение многих лет, должны бы были, вероятно, зарегистрировать хотя бы незначительное количество слабых местных толчков.

К наименее сейсмичным районам, как отмечалось в главе 25, относится впадина Тихого океана (за исключением Гавайских островов) и стабильные континентальные щиты (исключая внутренние рифтовые зоны). В Атлантике сейсмичность очень слаба во впадинах, находящихся к востоку и к западу от Срединноатлантического хребта. То же, вероятно, справедливо и в отношении аналогично расположенных областей Индийского и других океанов. Однако для них наблюдения не столь полны и не столь надежны, как для Атлантической области, где выявление и локализация эпицентров облегчаются наличием большого количества сейсмических станций Северной Америки и Европы (а в последнее время и нескольких отличных станций в Африке).

ЛИТЕРАТУРА

Литературу по материалу этой главы можно найти в библиографии по общим вопросам к 25 главе; детали, относящиеся к отдельным регионам, содержатся в тексте и библиографии к следующим главам. По разломам сдвигового характера см. главу 13 и библиографию к ней. Литературу по проблемам Анд можно найти в следующих работах:

Oppenheim V., Structural evolution of the South American Andes, *Am. Journ. Science* (1947), 245, 158—174.

Jenks W. E., ed., Handbook of South American geology, *Geol. Soc. Amer. Mem.* (1956), № 65.

Gerth H., *Der geologische Bau der südamerikanischen Kordillere*, Berlin (1955).

Следующие работы посвящены современным проблемам дуговой структуры и блоковой тектоники.

Benioff H., Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1949), 60, 1837—1856.

- Benioff H., Orogenesis and deep crustal structure; additional evidence from seismology, *ibid.* (1954), 65, 385—400.
- Benioff H., Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 62* (1955), 61—74.
- Gilluly J., Geologic contrasts between continents and ocean basins, *ibid.*, 7—18.
- Wilson J. T., The development and structure of the crust, Kuiper G. P., ed., in *The Earth as a Planet*, Chicago (1954), 138—207.
- Gutenberg B., Richter C. F., Structure of the crust. Continents and oceans, Chapter 12, 314—339, in *Internal Constitution of the Earth*, 2nd ed., New York (1951).
- Hess H. H., Major structural features of the western North Pacific, an interpretation of H. O. 5485, bathymetric chart, Korea to New Guinea, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1948), 59, 417—446.
- Hess H. H., Maxwell J. C., Major structural features of the southwest Pacific; a preliminary interpretation of H. O. 5484, bathymetric chart, New Guinea to New Zealand, *Proc. 7th Pacific Science Congress* (1949), 2, 14—17.
- Richter C. F., Seismicity and structure of the Pacific region of North America, *ibid.* 671—681.
- Ewing M., Heezen B., Mid-Atlantic Ridge seismic belt (abstract), *Trans. Am. Geophys. Union* (1956), 37, 343.
- Heezen B. C., Deep-sea physiographic provinces and crystal structure (abstract), *ibid.* (1957), 38, 394.
-

Калифорния и Новая Зеландия

Калифорния и Новая Зеландия представляют собой области блоковой тектоники Тихоокеанского кольцевого пояса. Между этими двумя областями существует много интересных аналогий, а имеющиеся различия весьма поучительны. На Седьмом тихоокеанском конгрессе в 1949 г. автор имел возможность ознакомиться с некоторыми наиболее интересными особенностями Новой Зеландии. Наблюдения автора и материалы дискуссий конгресса легли в основу настоящей главы.

СТРАТИГРАФИЯ

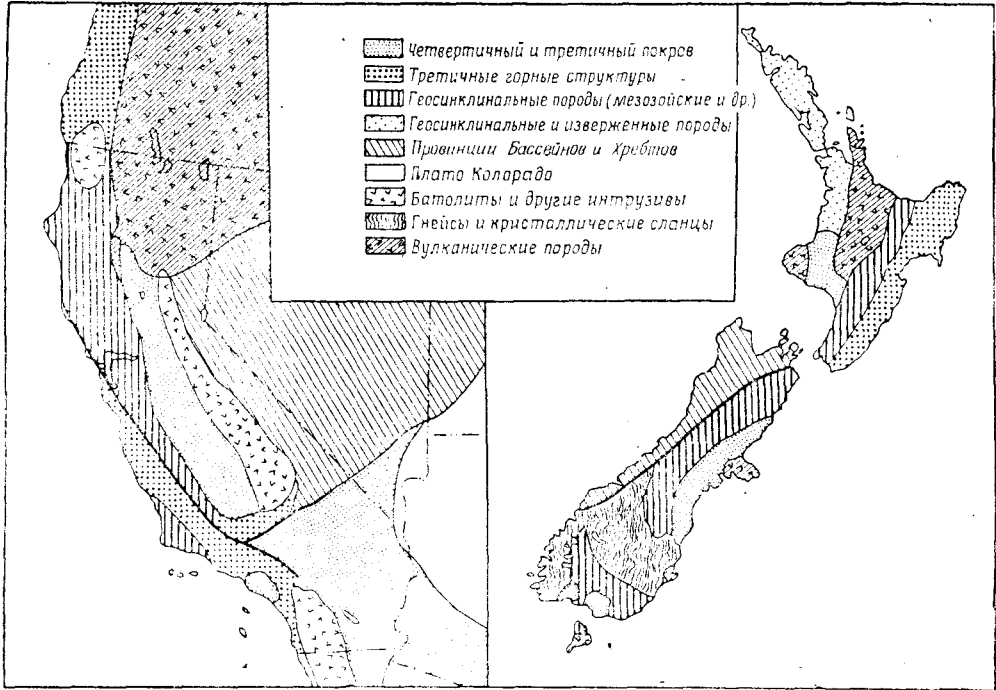
ФУНДАМЕНТ

Как в Калифорнии, так и в Новой Зеландии (фиг. 27-1, 27-2) породы фундамента¹ на больших площадях представлены более или менее метаморфизованными морскими отложениями, мезозойскими или более древними, которые, как предполагают, накапливаются в геосинклиналях. Их обычно относят к песчаникам и, в частности, к грауваккам, с типичными небольшими включениями роговых обманок, лав и спилитов. В Калифорнии эти породы образуют францисканские формации, возраст которых долго дискутировался вследствие почти полного отсутствия в них ископаемых. Доказательства, приводившиеся в пользу датирования францисканских формаций верхней юрой, в настоящее время потребовали пересмотра в результате обнаружения в типичном францисканском разрезе аммонитов определенно мелового возраста. Хорошо осведомленные авторы сейчас склоняются к мнению, что францисканские отложения накапливались на границе юры и мела одновременно в различных горизонтах с формациями негеосинклинальных фаций, известных под другими наименованиями.

В Новой Зеландии ископаемые, определяющие возраст геосинклинальных пород, сравнительно хорошо представлены на Южном острове. На Северном острове домеловые ископаемые скудны и часто плохо сохранились, так что определение возраста пород зависит от возможных стратиграфических и литологических аналогий с породами Южного острова. Однако содержащие ископаемые линзы известняка в граувакках северной части провинции Окленд допускают сейчас полную корреляцию слоев этих серий с толщами

¹ Новозеландские авторы, следуя Дейвису, пишут «подстилающие массы» или «постель» («the undermass»).

пермских граувакк, известными на Южном острове. Геосинклинальные отложения обоих островов, относимые, по крайней мере местами, к перми, достигли значительных мощностей в триасе и продолжали накапливаться в юрское время. Наименования формаций обычно переносятся с одновозрастных пород других фаций, но корреляция так затруднительна, что все серии часто называются по доминирующим компонентам, например «граувакки». Более поздние отложения произошли из этих пород, так что вся Новая Зеландия на большей части своей площади — это страна «серых пород», граувакк.



Фиг. 27-1. Обобщенная геологическая карта Калифорнийского региона.

Фиг. 27-2. Обобщенная геологическая карта Новой Зеландии.

В Калифорнии породы францисканской геосинклинали коррелируются с позднеюрской невадской орогенцией, в течение которой образовались складчатые горы на месте современной Сьерры-Невады. В Новой Зеландии подобная орогения — Хоконуи (или вернее Постхоконуи) — датируется менее определенно из-за почти полного перерыва в стратиграфической колонке между верхней юрой и средним мелом. Позднее Уэлман (Wellman, 1956) относил локальные мощные серии с небольшим количеством ископаемых, называемые по-новому серией Уревера, к апту и неокому (нижний мел). Эти серии подстилаются граувакками (на Северном острове). Изверженные породы Новой Зеландии не аналогичны большим батолитам, в частности развитым в Сьерре-Неваде, которые почти всюду в западной Америке внедрялись в нижнемезозойские отложения. На Южном острове существуют небольшие гранитные батолиты, распространенные к западу и северо-западу от Альпийского разлома. Возможно, что интрузия их происходила в течение орогенического периода Постхоконуи.

ОСАДОЧНЫЙ ПОКРОВ

В Новой Зеландии и в Калифорнии породы фундамента повсеместно перекрываются меловыми и третичными слоями, в основном осадочного происхождения. В Новой Зеландии этот покров настолько однороден и однообразен по литологии и другим характеристикам, что многие исследователи отказывались разделять слои мелового и третичного возрастов и объединяли их в комбинированную серию, обозначаемую нотоцен. [Коттон (Cotton, 1955) позднее предложил лучший термин: нотоценозой.] Эту серию они разделили, естественно, на формации, которые не обязательно коррелировались со стандартными стратиграфическими разрезами других мест.

В плиоцене и плейстоцене в Северной Америке произошла так называемая Каскадная революция, а в Новой Зеландии — орогения Каикура (см. главу 25). В обоих регионах области, уже смятые ранее в складки, были преобразованы в сбросовые горы системой преимущественно вертикальных разломов, и современная топография определяется главным образом этими блоковыми смещениями и сопутствующим им короблением.

В Новой Зеландии последовательность нотоценовых формаций образовалась в результате чередования поднятий и опусканий. Максимальных значений эти движения достигли в период Хоконуи, затем в середине нотоцена произошла частичная стабилизация и в дальнейшем к периоду Каикура амплитуда их снова прогрессивно увеличилась. Для Калифорнии, или во всяком случае для провинции Береговых хребтов, меловая и третичная тектоника которых хорошо изучена, нельзя найти столь простых и ясных указаний на происходившие в то время колебательные движения. Имеются свидетельства нескольких орогенических периодов в этом интервале времени, однако различными авторами они датируются по-разному и им придается неодинаковое значение. Почти никто из исследователей не считает, что рассматриваемые движения имели одинаковый характер даже во всех частях одной и той же провинции Береговых хребтов, а тем более вне ее. Характер движений в Новой Зеландии, вероятно, столь же сложен.

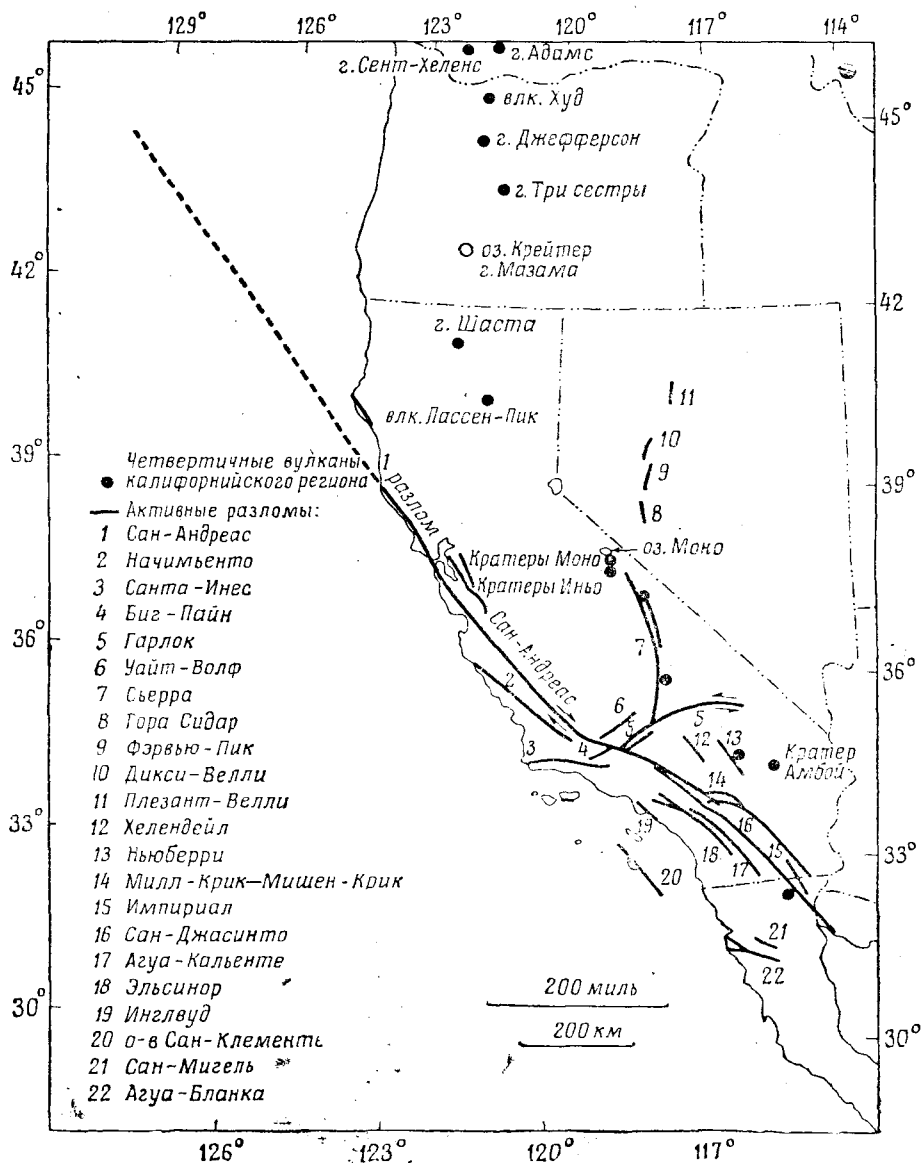
ТЕКТОНИКА; СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИЕ РАЗЛОМЫ

СРАВНЕНИЕ ПРОСТИРАНИЙ

В Калифорнии основные тектонические линии направлены с северо-запада на юго-восток, а в Новой Зеландии с северо-востока на юго-запад. Это направления двух главных разломов: Сан-Андреас и Альпийского на Южном острове. Оба носят характер правостороннего горизонтального смещения и имеют черты хорошо развитого большого рифта, что указывает на геологически современную активность. В течение короткого исторического периода по разлому Сан-Андреас произошло два сильных землетрясения (1857, 1906 гг.); для Альпийского разлома Новой Зеландии сильных землетрясений не отмечалось, хотя накапливающиеся сдвиги крыльев разлома сместили русла послеледниковых потоков на целые полмили. Возможно, что Альпийский разлом был по меньшей мере частично захвачен землетрясением 1848 г.

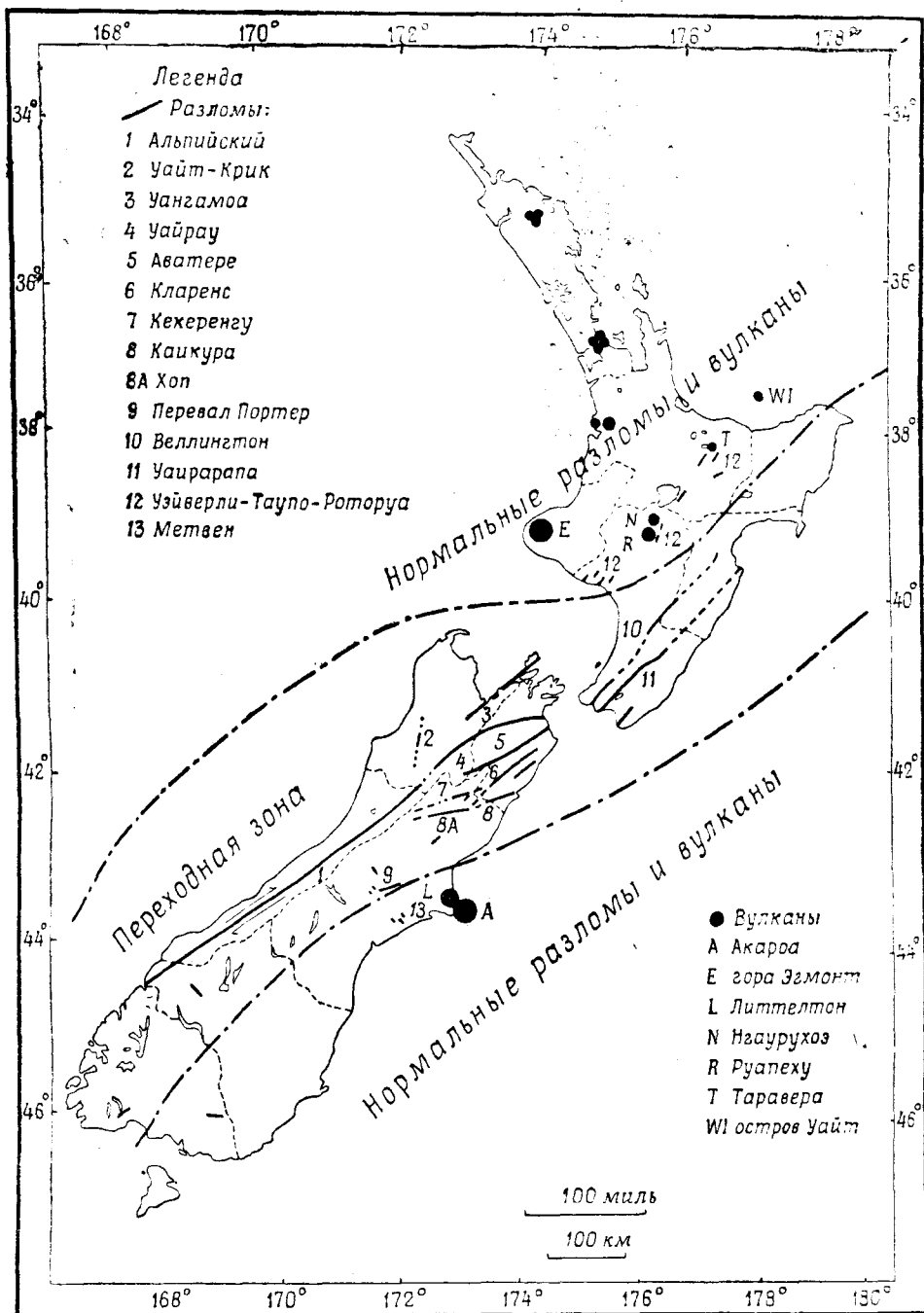
В обоих регионах (фиг. 27-3 и 27-4) разломы, простирающиеся примерно параллельно главному, проявляют признаки правостороннего смещения, в то время как другие, направленные почти перпендикулярно основным структурам, относятся к левосторонним разломам. В Калифорнии глав-

ным левосторонним разломом является разлом Гарлок с явно выраженными в рельефе особенностями Альпийской Тетивности, лишенный однако явных следов смещений, происходящих в течение исторического времени.



Фиг. 27-3. Линии разломов Калифорнийского региона и главные четвертичные вулканы.

Разлом Уайт-Волф, связанный с землетрясением 1952 г. (глава 28), примерно параллелен разлому Гарлок. Имеются свидетельства того, что при землетрясении 1952 г. по нему произошли смещения по падению, однако были установлены также и некоторые левосторонние подвижки по простиранию.



Фиг. 27-4. Новая Зеландия: активные разломы, вулканы, действующие с плейстоцена.
 (По Уэлману, с дополнениями из других источников.)

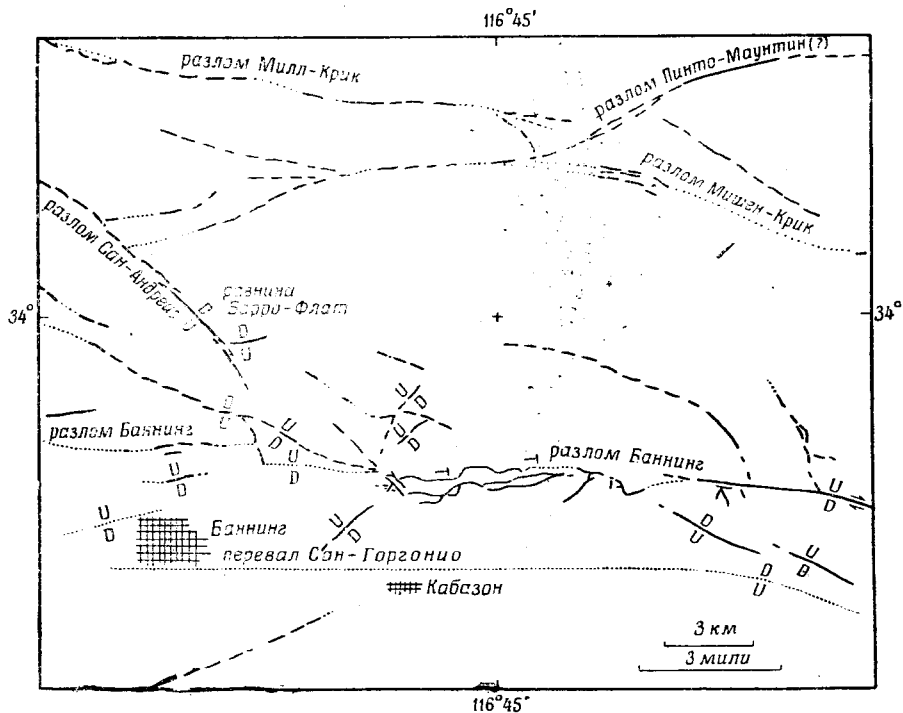
РАЗЛОМ САН-АНДРЕАС

Тектоника разлома Сан-Андреас сравнительно отчетливо проявляется между 35° и 40° с.ш. Вне этих пределов система разломов отклоняется и усложняется внедрением двух широтных структурных направлений, которые, согласно новейшим океанографическим исследованиям, связаны с уступами Муррей и Мендосино. Последние входят в две большие зоны дробления, известные под теми же названиями.

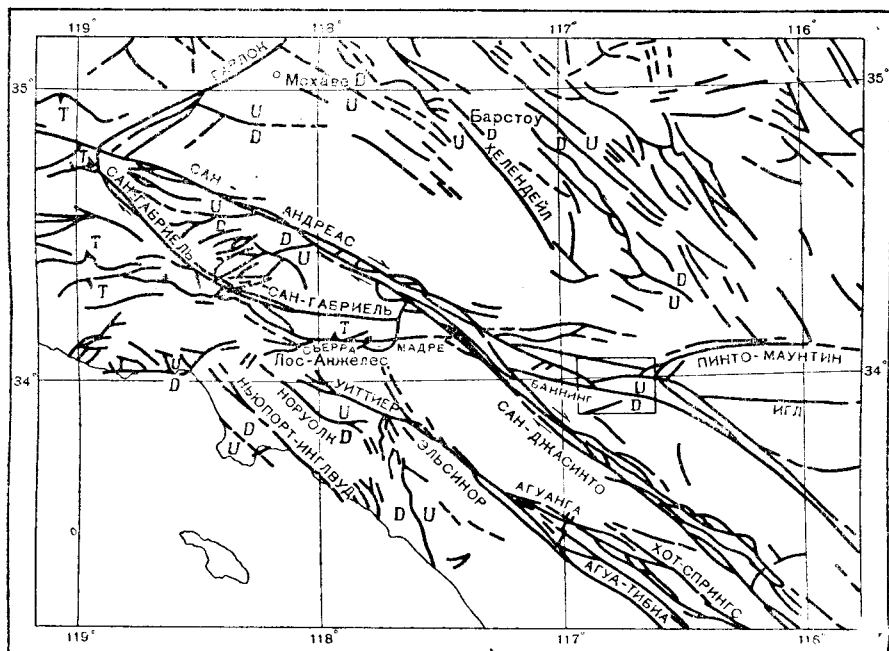
Влияние Поперечных хребтов. Муррейская зона дробления согласуется по простиранию с важнейшей структурой южной Калифорнии — широтным поясом Поперечных хребтов. Западным звеном этого пояса является линия островов на параллели 34° , у берегов Санта-Барбара. Эти острова вытянуты в поперечном направлении и их структуры смещены большими левосторонними разломами сдвигового типа. Разломы с широтным простиранием распространены во всех частях Поперечных хребтов; одни из них представляются ответвлениями разломов иных направлений, другие характеризуются меридиональными сбросами.

Приближаясь к Поперечным хребтам с севера, разлом Сан-Андреас отклоняется от своего направления. Его простирание изменяется на восточное у перевала Техон, где он встречается или пересекает разлом Гарлок. Затем он постепенно поворачивает к югу и у перевала Кахон сечет поперечный структурный пояс. На картах Лосона (Lawson, 1908), иллюстрировавших его доклад о землетрясении 1906 г., показано, что Рифт Сан-Андреас протягивается от перевала Кахон в восточном направлении по северному склону перевала Сан-Горгионо в долину Коачелла. Это предположение было основано на данных полевых работ, начатых Фэрбенксом и продолженных последующими исследователями. Их интерпретация не изменялась в течение многих лет.

Только недавно Аллен, изучая эту область по аэрофотоснимкам, показал, что тектонические условия здесь много сложнее (фиг. 27-5 и 27-5А). Рифт Сан-Андреас с его характерными особенностями вначале ясными, но затем постепенно ослабевающими, прослеживается от перевала Кахон на юго-восток через Пайн-Бич к равнине Барро, восточнее и несколько севернее города Баннинг. Здесь он встречается с широтным разломом, который ясно наблюдал Фэрбенкс. На государственной карте Калифорнии 1938 г. точно показано, что этот разлом проходит на восток и на запад через окрестности равнины Барро. Аллен называет его разломом Баннинг, чтобы отличить от обычно описываемого разлома Сан-Андреас. Он считает, что это — взброс с падением под углом около 60° на север. Здесь не отмечается следов свежих сдвигов или каких-либо других особенностей, характерных для разлома Сан-Андреас. Если бы эти обстоятельства были известны Лосону, он, вероятно, не назвал бы эту структуру, закартированную им вне равнины Барро, «разломом Сан-Андреас». Разлом Баннинг смыкается в холмах к северу от Индио с разломом Мишен-Крик. Последний долго считали продолжением Милл-Крик, который ответвляется на восток от разлома Сан-Андреас у перевала Кахон. Оба разлома, и Милл-Крик, и Мишен-Крик, являются сейсмогенетичными. Например, с последним связано сильное землетрясение Дезерт-Хот-Спрингс 1948 г. Предполагается, что эти разломы могут представлять собой главное активное продолжение системы Сан-Андреас; окончание разлома на равнине Барро считается второстепенной ветвью. Однако Аллен установил, что линия Милл-Крик — Мишен-Крик не является непрерывной, а смещена другим разломом. Таким образом, непрерывной с поверхности трещины разрыва, протягивающейся от перевала



Фиг. 27-5. Сан-Андреас и сопряженные с ним разломы вблизи перевалов Кахон и Сан-Горгоньо. (По Аллену.)
U — поднятия; D — опускания.



Фиг. 27-5А. Зоны разломов южной Калифорнии; врезка: фиг. 27-5.
U — поднятия; D — опускания.

Кахон к югу от поперечного структурного пояса, по-видимому, не существует.

В дискуссии с автором Аллен высказал предположение, что отсутствие в настоящее время непрерывности является результатом сложных процессов, нарушивших первоначально единую трещину разлома. Смещения, согласные с широтными структурами поперечного пояса, могли чередоваться со смещениями типа Сан-Андреас, образуя сложную конфигурацию на поверхности. Разлом Баннинг, например, носит на себе некоторые признаки древних сдвигов. Возможно, что он представляет собой древний участок разлома Сан-Андреас, сдвинутый со своего прежнего положения и теперь подвергающийся взбросу. Хилл и Дибли предположили аналогичную историю для разлома Гарлок, который сейчас изламывается к юго-западу на разрыве Сан-Андреас. Разрыв Биг-Пайн, простирающийся на юго-запад от зоны Сан-Андреас, западнее перевала Техон, они интерпретируют как продолжение разлома Гарлок, сдвинутого в настоящее время разрывом Сан-Андреас.

Южное продолжение. Некоторые авторы предполагают трассировать главный разрыв вдоль разлома Сан-Джасинто, который ответвляется от разлома Сан-Андреас прежде, чем он достигает перевала Кахон, и затем протягивается дальше как более или менее непрерывная широкая зона с различными кулисообразными ответвлениями и второстепенными разломами через горные массивы на юго-запад в долину Импириал. Однако прямой связи между зонами Сан-Андреас и Сан-Джасинто нет. В месте их наибольшего сближения разлом Сан-Джасинто имеет главным образом сбросовый характер, в то время как в разломе Сан-Андреас преобладают черты сдвига.

Поэтому здесь нет единой поверхностной трещины разлома, непрерывно протягивающейся через поперечный пояс, которую можно было бы считать продолжением разлома Сан-Андреас. Возможно, что на глубине непрерывность разлома и существует, но дальше на юг нет никаких указаний на то, какая из поверхностных трещин могла бы представлять этот глубокий разлом. Вместо одного разлома здесь имеется обширная система примерно параллельных разрывов, из которых продолжение разлома Мишен-Крик, вероятно, самое восточное. К западу от него по порядку располагаются следующие разломы: Импириал, вдоль которого большой сдвиг разорвал поверхность земли в 1940 г. (глава 28); Сан-Джасинто; Агуа-Кальенте, примыкающий, вероятно, своим северным окончанием к следующему разлому Эльсинор; Инглвуд, связанный с землетрясением Лонг-Бич 1933 г., и прибрежный разрыв в океане, проходящий по восточному краю острова Сан-Кlemente, трассируемый на северо-запад и юго-восток подводным рифтовым рельефом, а также эпицентрами землетрясений.

Обычное в популярных изданиях указание на то, что «разлом Сан-Андреас продолжается в Мексику и далее в Калифорнийский залив», является слишком упрощенным. Главный сейсмический пояс действительно протягивается в Калифорнийский залив (см. фиг. 26-4), но, по-видимому, скорее ближе к западному краю, чем к центру. Однако по положению эпицентров, определенных здесь недостаточно точно, вряд ли можно установить такое незначительное различие. Конфигурация островов залива и контуры его дна совершенно определенно указывают на наличие разломов; но ни одного большого разлома здесь не обнаружено. Принимая во внимание вышеизложенное, может быть рекомендовано название «система разломов Сан-Андреас». Но применять это название ко всем подобным разломам не следует, так как в противном случае к разлому Сан-Андреас можно приравнять весь Тихоокеанский сейсмический пояс.

Северное продолжение. Аналогичные вопросы возникают при трассировании разлома Сан-Андреас к северо-западу. Рифт Сан-Андреас располагается западнее общего простирания структур Береговых хребтов, так, что собственно рифт, главный разлом и видимые следы линии землетрясения 1906 г. погружаются в море у мыса Арена, примерно в 100 милях к северо-западу от Сан-Франциско. Разлом, который появился в 1906 г. вблизи побережья дальше к северу, не рассматривается сейчас как продолжение главного разлома Сан-Андреас (см. главу 28).

Непосредственно к северо-западу от мыса Арена отмечается немного эпицентров, но сейсмичность к северу, вблизи уступа Мендосино, выше, чем где-либо в Калифорнии (фиг. 26-4). Однако здесь не прослеживается единый узкий пояс эпицентров, который можно было бы принять за продолжение разлома Сан-Андреас; сейсмическая зона здесь имеет более широкие границы. Часто предполагалось, что зона расколов Мендосино отклоняет разлом Сан-Андреас к западу, так же как поперечные структуры южной Калифорнии отклоняют его к востоку, и что к северу от уступа Мендосино разлом раздробляется, переходя в широкую полосу разрывов, как это происходит в юго-восточной Калифорнии. Единственным доказательством, противостоящим этому предположению, является то, что контуры рельефа дна океана к северу от уступа Мендосино, согласно новым картам, имеют тенденцию к простиранию скорее в северо-восточном, чем в северо-западном направлении. Около 45° С, 131° З сейсмический пояс достигает края континента и здесь заканчивается. Северное продолжение Тихоокеанского кольцевого пояса начинается далее к востоку, у берегов острова Ванкувер, и отделяется от окончания системы Сан-Андреас широким перерывом.

АЛЬПИЙСКИЙ РАЗЛОМ

Пролив Кука. Влияние Поперечных хребтов можно сравнить с поведением Новозеландских структур в районе пролива Кука, разделяющего два главных острова. На первый взгляд представляется, что Северный остров сдвинут к востоку или юго-востоку по отношению к Южному. Однако более внимательное изучение геологии привело некоторых исследователей к мысли, что в действительности имеет место смещение в обратном направлении, включая левый разлом в проливе Кука. Впоследствии Эйби (Eiby, 1955) представил сейсмологические доказательства в пользу этого предположения. По мере того как Альпийский разлом приближается к проливу Кука с юга, он отклоняется на восток и распадается на несколько разломов («виргирует»), подобно тому, как это было описано выше для разлома Сан-Андреас. Уэлман (Wellman, 1953) идентифицировал некоторые из этих ответвлений с активными разломами на востоке Южного острова.

Южное продолжение. В этом направлении Альпийский разлом входит в область фиордов на западном берегу Южного острова. Умеренно активный сейсмический пояс протягивается отсюда на юго-запад по крайней мере до окрестностей островов Макуори ($54^{\circ} 30'$ Ю), но некоторые данные указывают на то, что Альпийский разлом следует вдоль крутого берега, который постепенно поворачивает на восток к проливу Фово между Южным островом и островом Стюарт.

Обнажающиеся породы Фиордленда почти полностью осландцеваны. К востоку отсюда находится широкая древняя синклиналь, которая изгибается к юго-востоку и вдоль оси которой обнажаются ультраосновные породы, подобные тем, которые выходят на поверхность с другой стороны Альпийского разлома в 300 милях к северу.

ПРОБЛЕМЫ СЕВЕРНОГО ОСТРОВА

Основные разломы Северного острова простираются к северо-востоку. Они отмечены признаками смещений как по простираанию, так и по падению. Структурообразующий разлом, если он существует, может быть связан с центральной впадиной острова, которая включает в себя несколько активных вулканов и заполнена вулканическими отложениями. В этом отношении ее можно сравнить с продольным разломом на Суматре и, вероятно, с Фосса-Магна в Японии. В северном направлении эта депрессия продолжается как подводная впадина. Сейсмичность ее не особенно велика. Неглубокие толчки — главным образом вулканического происхождения. Промежуточные толчки наблюдаются на глубинах 100—200 км под вулканами, так же как и в других районах Тихого океана. Основной пояс землетрясений с неглубокими очагами проходит вблизи восточного берега Северного острова. Северо-западный выступ полуострова Окленд (вообще говоря, асейсмичного) многие авторы относят к структурному продолжению Новой Каледонии. Перидотиты и их обычные спутники встречаются на обоих островах, однако их относительный возраст не вполне ясен (глава 25)¹.

НОВОЗЕЛАНДСКИЕ ДУГИ?

Макферсон (Macpherson, 1946) рассматривает Новую Зеландию как двойную дугу, которая обращена выпуклостью к востоку там, где она проходит от Новой Каледонии через полуостров Окленд, и выпуклостью к западу на участке, где она поворачивает на восток, проходя через южную геосинклиналь к северу от пролива Фово. Такая структура может быть только древней. Макферсон отрицает северо-восточное простираание активных структур восточного берега Северного острова и не замечает видимого большого разрыва вдоль Альпийского разлома.

БОЛЬШИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ?

Интерпретация структуры Новой Зеландии существенно изменится, если принять смелую гипотезу Уэлмана, предполагающую накопление правых сдвигов вдоль Альпийского разлома, начиная с мезозоя, примерно на 300 миль. На это указывают многие признаки, и среди них — ярко выраженный пояс ультраосновных и метаморфических пород, обрывающийся в северной части Южного острова, на северо-западном крыле Альпийского разлома, и появляющийся вновь на его юго-восточном крыле примерно в 300 милях южнее. На севере, близ Нельсона, этот «минеральный пояс» включает пик Дан — типичное дунитовое месторождение. В южной Калифорнии имеются признаки накопления сдвигов с амплитудой до 25 миль вдоль разлома Сан-Андреас со среднетретичного времени, но Хилл и Диббли предполагают, что это накопление началось много раньше и в результате получают, что смещения, начиная с мезозоя, имели амплитуду в сотни миль.

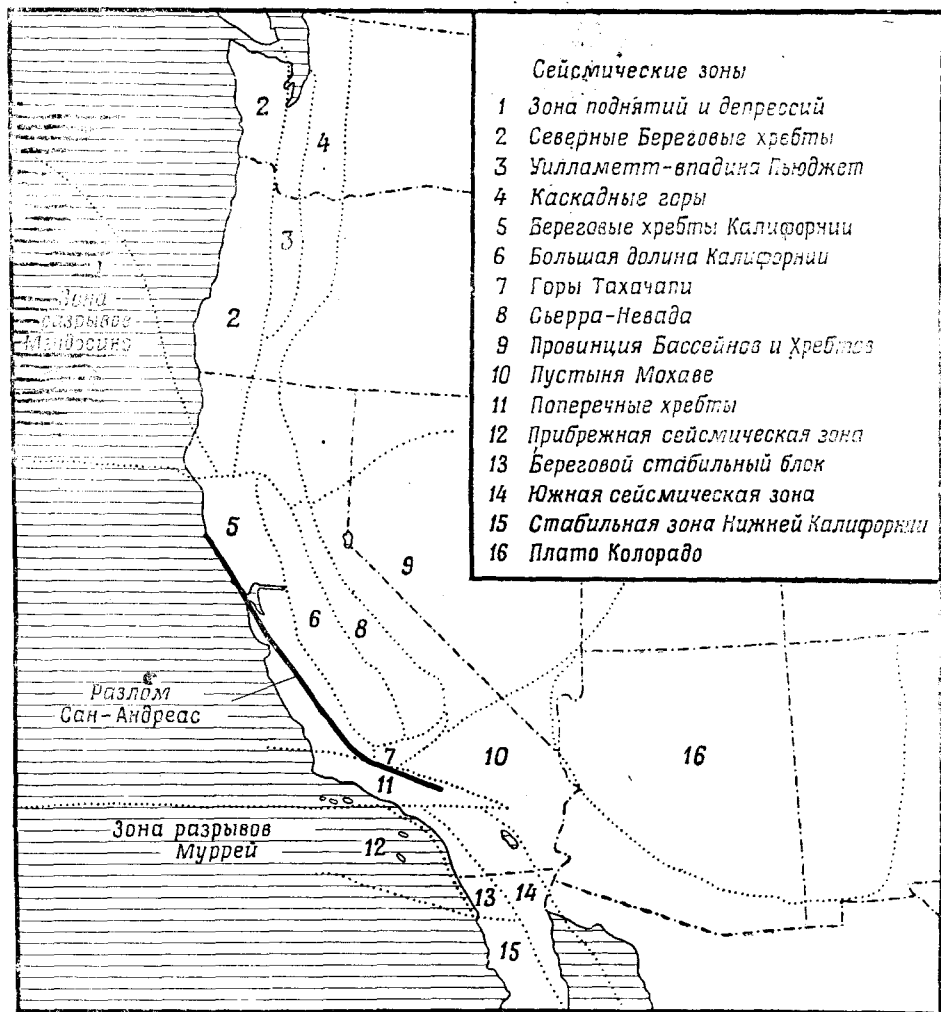
СТРУКТУРНЫЕ ПРОВИНЦИИ КАЛИФОРНИИ

Для наших целей достаточно рассмотреть тектонические области только в отношении проявления в них сейсмической деятельности и ее интерпре-

¹ 13 января 1956 г. недалеко от острова Норфолк близ 28° Ю, 167 1/2° В произошло землетрясение с магнитудой более 6.

тации. На некоторые из этих областей уже указывалось при описании структурообразующих разломов. Для Калифорнии в целом (фиг. 27-6 и 27-7) мы различаем следующие области.

1. Наиболее сейсмичная зона располагается в море к северу от зоны разрывов Мендосино, представляющей собой северо-западное продолжение



Фиг. 27-6. Сейсмические зоны Калифорнийского региона.

системы Сан-Андреас. Она расположена в южной части провинции «хребтов и трогов», по терминологии Менара и Дитца.

2. Северные прибрежные горы; геологически различные группы, включающие горы Кламат, береговые хребты Орегона и горы Олимпия штата Вашингтон. Это область низкой сейсмичности.

3. Впадина, включающая долину Уилламетт (Орегон) и залив Пьюджет-Саунд. Здесь сейсмичность возрастает к северу по направлению к Бри-танской Колумбии (однако наиболее сейсмичная зона лежит далеко в море).

4. Каскадные горы, со слабой сейсмичностью; некоторые имеют вулканическое происхождение (особенно вблизи горы Лассен, около южного края области).

5. Главная провинция Береговых хребтов между зонами разломов Мендосино и Муррей с умеренной (до сильной) сейсмичностью. Разлом Сан-Андреас не связывает ни эти области, ни их сейсмические зоны, а пересекает их под небольшим углом. Он имеет одну главную ветвь (разлом Хейгард), проходящую в северном направлении к востоку от Сан-Франциско. К западу от Сан-Андреаса находится разлом Начимьенто. Между ними лежит длинная узкая полоса, отличающаяся по своей стратиграфии (например, почти полным отсутствием францисканских пород) от районов, находящихся к востоку и к западу от нее. Разлом Начимьенто, вероятно, главный источник землетрясений.

Замечательной особенностью механизма сильных землетрясений является сравнительно малое количество слабых толчков вдоль секторов разлома Сан-Андреас, которые были сдвинуты в 1857 и 1906 гг. В соседних разломах известны землетрясения широкого диапазона магнитуд. Главные разрушения в 1952 г. в округе Керн произошли в пределах 10 миль, а некоторые из повторных толчков сосредоточились на еще меньшей площади, даже не захватывая зоны Сан-Андреас. Большое количество толчков с магнитудой до 5 возникло на участке, расположенном юго-восточнее района, захваченного землетрясением 1906 г. В 1922 г. произошло землетрясение с магнитудой $6\frac{1}{2}$, по-видимому, в непосредственной близости к северному краю зоны 1857 г. Восточнее перевала Кахон, вероятно вне юго-восточного окончания области землетрясения 1857 г., часто происходят слабые толчки, эпицентры которых располагаются между выходом на поверхность разломов Баннинг и Милл-Крик. Их можно отнести и к тому и к другому.

Здесь возможны две противоположные интерпретации. Более очевидным представляется предположение, что напряжения в окрестностях структурообразующего разлома были полностью сняты разрывами 1857 и 1906 гг. и до сих пор еще не начали накапливаться в этих участках. Но автор считает, что разрывы 1857 и 1906 гг. проходили через породы, способные выдерживать исключительно большие напряжения. Они могли претерпеть разрывные дислокации только тогда, когда накопление деформации достигло наивысшего уровня, в то время как другие части зоны разлома способны были смещаться даже под влиянием небольших напряжений.

6. Большая Долина Калифорнии. В этой области возникает очень небольшое количество толчков или их нет совсем. Толчки, происходящие вдоль западного побережья, тяготеют к структурам Берегового хребта; на востоке слабые толчки возникают на вторичных разломах в предгорьях Сьерры-Невады, как и во многих других районах древнего горообразования. Толчки южного конца Большой Долины относятся уже к следующей зоне.

7. Горы Техачапи. Бувалда рассматривает этот район как часть Поперечных хребтов с наличием элементов структуры Береговых хребтов. Северной границей этого района является разлом Уайт-Волф, место возникновения сильного землетрясения 1952 г., но эпицентральная зона повторных толчков землетрясений достигает на севере соседнего блока. В южном направлении горы Техачапи протягиваются до разлома Гарлок и пересекают его. Последний представляет собой разлом первого порядка с явными геологическими признаками современных левосторонних подвижек по простиранию, однако по соседству с ним нет никаких свежих следов смещений поверхности земли. Он простирается от разлома Сан-Андреас на перевал Техон к северо-востоку через пустыню Мохаве.

8. Сьерра-Невада. Краевая активность приурочена к западной стороне этого блока, а его восточный край сильно поднялся за четвертичное время и превратился в своего рода уступ, поднимающийся на 14 000 футов над уровнем моря. Внутри него возникло несколько землетрясений. Главный меридиональный разлом, впервые описанный Лосоном (Lawson, 1908), продолжается почти прямолинейно к верховьям реки Керн, но к нему можно отнести в настоящее время лишь очень слабую сейсмичность. Землетрясения вблизи восточного подножья Сьерры-Невады чаще всего принадлежат следующей провинции.

9. Провинция Бассейнов и Хребтов. Сьерра-Невада представляет собой западную границу серии в основном меридиональных горных хребтов, покрывающих значительную площадь от Калифорнии через Неваду до штата Юта. Здесь на поверхность выходят большей частью палеозойские породы (которые в других местах региона встречаются редко). Многие блоки, подобно восточному склону Невады, ограничены относительно молодыми обрывами. К большинству их них приурочены слабые землетрясения Калифорнии и соседней Сьерры-Невады. Сильные землетрясения Невады, происшедшие в 1932, 1954 и 1915 гг., образовавшие ряд разломов, имели эпицентры, располагающиеся в среднем вдоль линии север-северо-восточного простиранья. Если ее продолжить на юг-юго-запад, то она пройдет через плейстосейстовую область сильного землетрясения 1872 г. Структуры Бассейнов и Хребтов в Калифорнии тесно примыкают на юге к разлому Гарлок.

10. Пустыня Мохаве. Территория между разломами Сан-Андреас и Гарлок, где они сходятся западнее перевала Техон, вообще говоря, асейсмична, как показывают инструментальные наблюдения с 1929 г. Дальше к востоку на долготе Барстоу (117°3) сейсмичность вновь становится заметной. Здесь произошло известное землетрясение (Маникс, 1947 г.) с магнитудой около 6. Для этой области характерно большое количество более или менее параллельных разломов, протягивающихся к северо-западу; многие из них имеют ярко выраженный характер сдвигов по простиранью, некоторые секут конуса выноса и обнаруживают другие следы современной сейсмической деятельности.

11. Пояс Поперечных хребтов. Это широкая зона. В западной части она включает горы графства Санта-Барбара с большим широтным разломом Санта-Инес, разломы островов Сан-Мигель, Санта-Роса и Санта-Крус и разлом пролива Санта-Барбара, который обнаруживается по эпицентрам землетрясений. Где-то в этой области произошло сильное землетрясение 21 декабря 1812 г. Этот поперечный пояс протягивается на восток через горы Сан-Габриель и Сан-Бернардино с признаками меридиональных надвигов и широтных сдвигов, осложненных локальными трещинами прорыва вдоль разлома Сан-Андреас. К югу от Поперечных хребтов преобладающими становятся структуры с разломами северо-западного простиранья, о которых уже упоминалось; их можно разделить следующим образом.

12. Прибрежная зона, ограниченная с востока, возможно, зоной разлома Инглвуд¹. Она включает в себя разлом, следующий вдоль побережья острова Сан-Клементе. Морское дно имеет здесь весьма неправильный рельеф; острова и банки перемежаются с глубокими впадинами. Обычно ее считают затопленной частью континента, связанной на западе с крутым уступом, спускающимся ко дну Тихого океана, на севере — с островами Поперечного пояса; эта зона протягивается к югу в залив Себастьян-Вискайно

¹ Быть может, более важной структурной границей является разлом на северном коколе холмов Сан-Педро, простирающийся на запад в залив Санта-Моника.

у берегов Нижней Калифорнии. Последние исследования показывают, что граница Мохо находится здесь близко к уровню океана. Сейсмичность этого района умеренная. Наиболее сильное отмеченное землетрясение произошло вблизи южного окончания острова Сан-Клементе и имело магнитуду 5,9.

13. В общем несейсмичный блок, заключенный на севере между разломами Инглвуд и Эльсинор, а с юга ограниченный почти широтным разломом первого порядка с обильными признаками правосторонних горизонтальных смещений, простирающихся к югу от Энсенады почти до полуострова Нижней Калифорнии. Недалеко к северу от этой примечательной тектонической структуры находится параллельный ей активный разлом, вызвавший разрывы земной поверхности во время землетрясения 9 февраля 1956 г.

14. Главная сейсмическая зона, заключенная между разломами Эльсинор и Мишен-Крик, протягивающаяся к юго-востоку в долину Импириал и затем в южном направлении вдоль западной части Калифорнийского залива.

15. Нижняя Калифорния, к югу от разлома, описанного в (13), представляется почти асейсмичной.

16. Плато Колорадо, местами пересекаемое разломами со следами геологически современных смещений, однако малосейсмичное.

ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТОВ

Вопрос о местонахождении границы между континентальной и океанической областями Калифорнии никогда не вызывал больших споров. Уровень морского дна опускается здесь очень круто на глубину около 2000 морских сажен (или 4000 м) вдоль почти прямолинейного уступа. Последний и принимается обычно за край континента. Область прибрежных островов — см. выше (12) — лежит к востоку от него. Тем не менее последние результаты Пресса, приведенные в главе 18, указывают на океанический уровень залегания границы Мохо в зоне (12).

Однако относительно восточного берега Новой Зеландии возникают спорные проблемы. Андезитовая линия Маршалла, петрографически представляющая собой границу Тихого океана, проводится обычно вблизи впадины Кермадек и продолжается к восточному берегу Северного острова примерно до широты 43° Ю. Здесь она удаляется от берега Южного острова в виде большой дуги, огибая с востока острова Чатам, которые носят в общем континентальный характер. В 1950 г. это было подтверждено исследованиями банки Мерну, расположенной на Чатамской гряде в 90 милях к востоку от Южного острова, которая считается грядой невулканического происхождения. Взятые здесь образцы гальки состояли из аргилитов и песчаников, подобных палеозойским и мезозойским породам Новой Зеландии.

В этом направлении граница Тихого океана покидает полуостров Банкс, который выдается на восток несколько к югу, но, несомненно, относится еще к континенту. Полуостров состоит из двух кальдер, образующих гавани Литтелтон и Акароа, которые по форме и породам совершенно подобны вулканическим структурам Гавайских островов и Таити, определенно тихоокеанским по всем признакам. Больше ничего похожего на это в Новой Зеландии нет. Лавы западного кратера Литтелтон — андезитовые, Акароа — базальтовые. Из работ Маршалла видно, что он пытался проводить андезитовую линию между этими двумя кратерами — процедура несколько сомнительная.

В других частях Тихого океана главная зона неглубоких землетрясений сопровождает андезитовую линию. В Новой Зеландии активная восточная граница зоны проходит по восточному побережью Северного острова, затем пересекает пролив Кука и в районе горных сооружений Каикура переходит на Южный остров; далее она идет на юго-запад через холмы предгорий Южных Альп. Между этой зоной и полуостровом Банкс лежит обширная Кентерберийская равнина, практически не сейсмичная. Предполагалось, что она представляет собой геосинклиналь — заключение, совместимое с гравиметрическими наблюдениями. Некоторые предполагают, что геосинклиналь продолжается в бассейн Баунти, к югу от Чатамского поднятия. Какова бы ни была окончательная интерпретация, ясно, что континентальные и океанические структуры переплелись здесь в сложный узел¹. Структуры, промежуточные между типично континентальными и океаническими, в Новой Зеландии связаны с неглубоким залеганием границы Мохо (17—20 км ниже поверхности земли, как это было недавно показано Эйби и Оффисером), и в этом отношении имеется сходство с указанным ранее неглубоким уровнем ее у берегов южной Калифорнии.

СТРУКТУРНЫЕ ПРОВИНЦИИ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

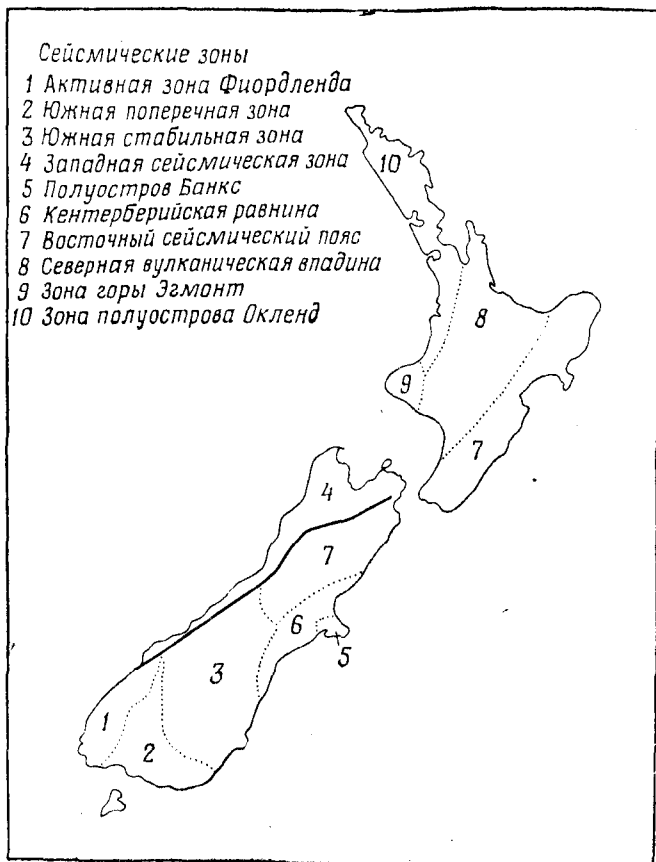
Для сейсмологических целей мы выделяем следующие области, начиная с юга (фиг. 27-8, 27-9).

1. Активный пояс, простирающийся от района фиордов на юго-западном окончании Южного острова почти до Южного полярного круга. Сейсмичность здесь заметно больше на юге, где известны два сильных землетрясения с магнитудой, близкой к 8, на 53° и на 56° Ю (1924, 1943 гг.).

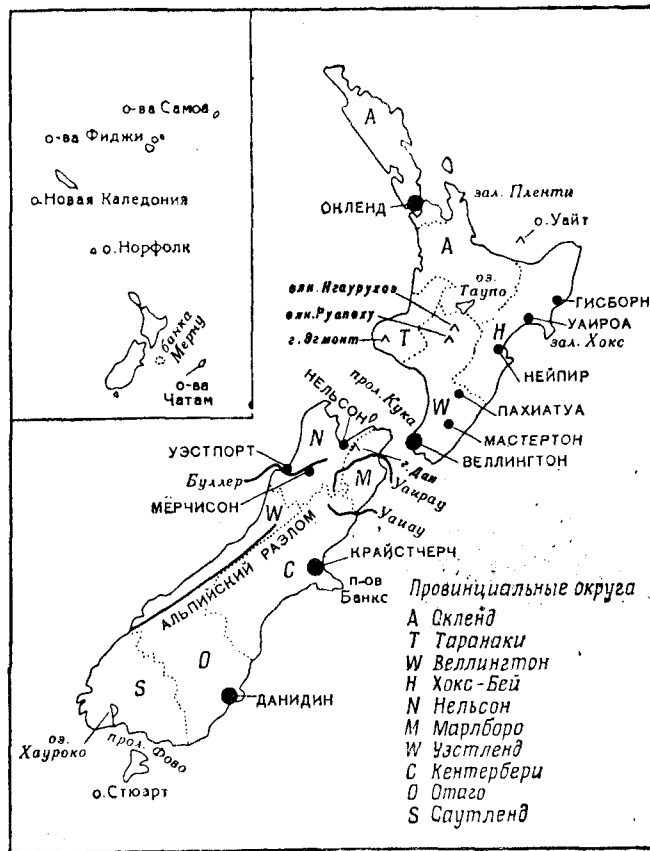
2. Южный поперечный пояс. Он включает в себя область пролива Фово. Сейсмичность здесь слабая, ее можно отнести за счет структур, связанных с предполагаемым продолжением Альпийского разлома к южному берегу Южного острова и, вероятно, за счет погребенных разрывных нарушений в южной синклинали. Здесь у возвышенности Тарингатура, около 45,7° Ю, 168,3° В, Кумс (Coombs, 1950) описал небольшой уступ 4—10 футов высоты (с юго-восточным опущенным крылом), пересекающий мезозойские породы и современные аллювиальные отложения.

Вуд (Wood, 1948) указывает на значительно более поразительный пример у горловины озера Хауроко (иногда пишется Хаурото), около 46,1° Ю, 167,3° В. Невысокая широтная ступень была обнаружена здесь в 1948 г. на аэрофотоснимках в виде прямолинейной структуры, секущей лесной массив. Наземная съемка показала сброс на 2 1/2—3 фута в южном направлении. Основные геологические линии здесь меридионального направления. Ступень сложена мягкими песчаниками. Вуд предполагает, что она представляет собой надвиг метаморфического комплекса Фиордленда, обнажающегося в нескольких милях к северу. По деревьям, растущим на уступе, Вуд определил его возраст в 60 лет. Согласно его оценке, здесь за 4—5 лет произошли небольшие подвиги в 2—3 дюйма. Эта дислокация является, вероятно, следствием землетрясения 21 апреля 1939 г. с магнитудой 6 (см. табл. 29-1), которое ощущалось повсеместно в Южной провинции. Эпицентр, приведенный нами в таблице, находится примерно в 30 милях к югу в проливе Фово. Однако локализация эпицентров здесь затруднительна и отличается

¹ Это важно, так как Тернер и Фёрхуген отнесли породы полуострова Банкс к континентальным вулканическим, затемнив тем самым различие между тихоокеанской и континентальной петрографией.



Фиг. 27-8. Сейсмические зоны Новой Зеландии.



Фиг. 27-9. Обзорная карта Новой Зеландии.

малой точностью, вследствие удаленности от главной группы станций. Малые подвижки могли быть вызваны сотрясениями или произойти по какому-либо другим причинам.

3. Южная стабильная зона. Это обширная асейсмичная территория, занимающая полностью округ Отаго, на которой коренные породы представлены преимущественно сланцами, обычно с включением четвертичных отложений, и чрезвычайно сложной серией вулканических пород, окружающих Данидин на побережье. Сланцы протягиваются в виде узкого пояса в северном направлении вдоль восточного крыла Альпийского разлома. Несколько восточнее проходит широкая полоса, где поверхностные породы представлены граувакками. К северу, примерно до широты Крайстчерча (между 43° и 44° Ю), эта полоса, видимо, несейсмична. Практически вся южная стабильная зона разбита на блоки по геологически молодым трещинам. В некоторых местах имеются небольшие ступени с признаками сравнительно недавнего их происхождения. Коттон сравнивает эту блоковую структуру с провинцией Бассейнов и Хребтов западной части Северной Америки (область (9) нашего перечисления)¹.

4. Альпийский разлом и район к северо-западу от него. Отсутствие любых других признаков активности Альпийского разлома, кроме геологических, представляет собой, вероятно, лишь временное обстоятельство, подобно отсутствию сейсмологических данных для некоторых частей разлома Сан-Андреас после 1906 г. Коттон (Cotton, 1954) недавно высказал предположение, что разлом Уайрау, представляющий, возможно, активное продолжение Альпийского, был вовлечен в землетрясение 1848 г.

Площадь севернее Альпийского разлома в северо-западной части Южного острова на большей части приподнята и характеризуется блоковой структурой с простирающимися разломами преимущественно слегка к север-северо-востоку. По крайней мере некоторые из разломов, ограничивающих блоки, активны, как это показывают вертикальные смещения во время землетрясения 1929 г. В этой области и в районе южной геосинклинали распространены палеозойские породы Новой Зеландии. Они подстилают здесь в общем тонкий покров неогцена. Интересно сравнить это с особенностями западной части провинции Бассейнов и Хребтов, к северу от разлома Гарлок.

5. Полуостров Банкс. Сейсмичность этой вулканической зоны не велика. Местные толчки регистрируются в Крайстчерче, иногда ощутимые. К западу от Крайстчерча встречаются нормальные разломы, подобные распространенным в северной вулканической депрессии.

6. Геосинклиналь Кентерберийской равнины. Подобно Большой Долине Калифорнии, она почти не сейсмична. Толчки на ее западном краю принадлежат следующей зоне.

7. Восточный сейсмический пояс обоих главных островов. Возможно, что его следовало бы разделить в области пролива Кука. На Южном острове он проходит через нагорье к западу от Кентерберийской равнины, где среди мезозойских (граувакковых) возвышенностей встречаются депрессии, выполненные четвертичными отложениями. На северо-востоке пояс входит в район Каикура, оставаясь более или менее параллельным блоковым горам. Активные разломы, подобные разломам долины Аватере, связаны с этими блоками, но часто образуют крупные структуры взброса. Такую тектонику Коттон одно время считал признаком обратных движений последнего геологического времени. Это толкование может быть правильно, но сам Кот-

¹ Cotton, «New Zealand Geomorphology», 1955, Chapter IX.

тон отмечает, что подобные явления могут произойти и вследствие больших сдвигов по простирианию (это явление рассматривается в главе 13 и в конце настоящей главы).

На Северном острове главный сейсмический пояс (неглубоких землетрясений) включает в себя восточное побережье. Небольшое количество эпицентров лежит здесь в море и за ними располагается депрессия, являющаяся южным продолжением желоба Кермадек. Некоторые авторы позднее рассматривали геосинклиналь Кентерберийской равнины как южное продолжение этой депрессии. Такое представление согласуется с объединением сейсмических поясов обоих островов по обе стороны пролива Кука. Сам пролив представляет тектоническую депрессию, поперечную по отношению к основным простирианиям. В нем часто располагаются эпицентры. В 1950 г. здесь произошло несколько толчков, два из которых были настолько сильны, что вызвали небольшие разрушения в Веллингтоне. Эпицентры их находились к северу от предполагаемой линии Альпийского разлома и могли принадлежать к зоне (4).

На сейсмических картах Новой Зеландии главная сейсмическая зона представляется в виде вытянутого прямоугольника. Она включает в себя все эпицентры рассматриваемой зоны и зоны (4), именно те, которые находятся в центральной впадине Северного острова, а также немного далее к западу. Это результат наложения блоковых и дуговых структур. Северный остров включает типичную Тихоокеанскую дугу, менее активную, чем северные, но с большим числом характерных признаков. Геофизика может найти здесь ключ к решению ряда задач, поставленных в предыдущей главе. Прибрежный желоб и береговой пояс неглубоких землетрясений соответствуют признакам А и Б дуговых структур.

8. Центральная котловина Северного острова. Она относится к признаку Г по классификации дуговых структур. Сюда включаются вулканы Руапеху, Тонгарио, Нгаурухоэ и остров Уайт, а также области горячих источников и гейзеров вблизи озера Таупо и Роторуа. В виде впадины острова Уайт котловина продолжается в северном направлении под заливом Пленти. Здесь обычны неглубокие землетрясения, многие из которых явно вулканического происхождения. Некоторые, как, например, землетрясение Таупо 1922 г., сопровождалось подвижками поверхностных блоков с образованием небольших уступов. Такие уступы, в общем типичные для нормальных сбросов, были обнаружены на территории всей котловины, включая ее продолжение в окрестностях Вангануи на северном берегу пролива Кука.

К этому же поясу относятся эпицентры многих глубокофокусных землетрясений. Большинство из них слабые, и определение их возможно только по данным местных станций (последние часто регистрируют четко фазу S_cS , которая хорошо фиксирует глубину очага). В *Международной сейсмологической сводке* к 1948 г. имелось 7 таких землетрясений с надежными данными для определения глубины очага и положения эпицентра по записям удаленных станций; их координаты хорошо согласуются с сейсмическими элементами слабых толчков, записанных в Веллингтоне.

Наиболее точно локализуемые эпицентры располагаются вдоль западного края Центральной котловины. Их линию можно продолжить к северу до островов Кермадек и на юг в пролив Кука. Большинство очагов лежит на глубине порядка 150—200 км; небольшое количество очагов имеет глубину 280—360 км. Последние располагаются севернее; два наиболее сильных из них находятся под заливом Пленти. Одно из землетрясений, с координатами эпицентра приблизительно 39° Ю, $174,5^\circ$ В и магнитудой $5\frac{1}{2}$, про-

изошло 24 марта 1953 г. Оно находится в том же поясе, что и другие, но глубина очага, определенная в Веллингтоне по данным 8 местных станций, оказалась равной 570 км. Этот результат был позже подтвержден по времени прихода волны P' на записи станции Кируна (Швеция) на расстоянии 149° . Другие удаленные станции это землетрясение не записали. Ошибка в определении глубины очага не превышает 50 км, а положения эпицентра — порядка 1° . Этот слабый толчок имеет для Новой Зеландии особое значение. Он показывает, что ее активная дуга принадлежит к обычному Тихоокеанскому типу, простираясь до большой глубины, подобно дугам Кермадек и Тонга. Положение эпицентра, сравнительно близкое к зоне промежуточных толчков, указывает на весьма крутое падение активной поверхности, что напоминает скорее Новые Гебриды, чем дугу Кермадек.

9. Окрестности горы Эгмонт (округ Таранаки, запад центральной части побережья Северного острова). Гора Эгмонт представляет собой хорошо сохранившийся плейстоценовый вулкан, аналогичный вулканам Каскадных гор Северной Америки. Его положение соответствует признаку D типичных дуг. Однако сейсмичность прилегающих районов не отличается ни поверхностными вулканическими землетрясениями, ни слабыми промежуточными толчками. Последние происходят в поясе, рассмотренном под номером (8). Напротив, у побережья к северу от горы Эгмонт известны неглубокие землетрясения с магнитудой по меньшей мере до 6. Одно из них с магнитудой более 5 произошло здесь 18 октября 1953 г. Эйби (Eiby, 1955) картирует в направлении с северо-востока на юго-запад линию эпицентров, проходящую почти через гору Эгмонт. Он полагает, что она представляет собой главную линию тектонического ослабления.

10. Полуостров Окленд. Структурная ось состоит здесь главным образом из изверженных пород и мезозойских отложений группы граувакков. Граничные разломы, параллельные восточному грабену, в котором расположен Фёрт-оф-Темз, вероятно, активны, но сейсмичность их не высока. Это обстоятельство акцентировалось в связи с оценкой сейсмической опасности для столицы Окленд. Сообщения о том, что сильное землетрясение 1834 г. произошло здесь, обычно считаются ошибочными. (См. работу Эйби.) Однако 7 апреля 1956 г. землетрясение из какого-то близкого источника вызвало в Окленде небольшие разрушения.

СРАВНЕНИЯ

Нельзя не поразиться общим сходством индивидуальных характерных особенностей тектоники Новой Зеландии и Калифорнии, но при попытке проследить их шаг за шагом обнаруживается другая картина. Как будто те же самые элементы используются для построения обеих групп структур, но в совершенно различных планах. В Калифорнии полностью отсутствуют характерные признаки Тихоокеанских дуговых структур, которые распознаются, хотя и не вполне определено, в Новой Зеландии. Мы уже отмечали, что поверхностные сравнение вулканов Каскадных гор с действующими вулканами Новой Зеландии приводит к заблуждению. Наиболее ясно видно это на примере горы Эгмонт. Глубокофокусные землетрясения совершенно отсутствуют в Калифорнии. Подобные землетрясения, равно как и другие характерные черты дуг, можно обнаружить только, направляясь отсюда на юг к Мексике, или на север к Аляске. Даже на Южном острове, на полуострове Банкс, встречаются особенности, совершенно чуждые западу Северной Америки.

Восточный береговой пояс Северного острова в отношении структуры и сейсмичности имеет сходство с Береговыми хребтами Калифорнии. Однако Альпийский разлом отделен от берегового пояса, в то время как разлом Сан-Андреас пререзает хребты. Кентерберийскую геосинклинали, с ее сейсмичностью на западном крыле, Альпийским разломом далеко на западе и массивом Южных Альп между ними, можно сравнить с долиной Сакраменто (северная часть Большой Долины Калифорнии), связанной с сейсмической зоной Береговых хребтов на своем краю и разломом Сан-Андреас на западе.

Черты сходства между северо-западной частью Северного острова и провинцией Бассейнов и Хребтов Калифорнии уже отмечались. Параллели, проводимые Коттоном в центральном Отаго и его окрестностях, местами паразительны.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ?

В Новой Зеландии имеются особенно яркие признаки несогласования современных подвижек с региональными чертами рельефа (фиг. 27-10 и 27-11). Коттон обращает внимание на то, что вдоль разлома Аватере и в других местах встречаются небольшие свежие уступы, обращенные в противоположном направлении по отношению к крупным уступам, ограничивающим главные блоки (фиг. 27-11). Это не следует толковать как непосредственную смену знака движений вследствие возникновения региональных напряжений противоположного направления. Здесь, как и в других местах, по преимуществу развиты значительные горизонтальные смещения, в то время как обращение, быть может, проявляется только в относительно небольших и случайных вертикальных подвижках. Или, если здесь был продолжительный период весьма небольших вертикальных сбросовых движений, горизонтальные смещения (сдвиги), накапливаясь, достигали нескольких миль и оси шарниров могли сдвинуться настолько, чтобы вызвать обратные уступы по отношению к первичному рельефу. В Новой Зеландии по крайней мере некоторые из современных трещин направлены под углом к более древним структурам. Например, на Северном острове имеется молодой уступ, впервые описанный Вагхорном (Waghorn, 1927), который косо сечет плоскость большого древнего обрыва. В долине Уаирау протяженный свежий уступ, возможно связанный с землетрясением 1848 г. и являющийся, вероятно, ответвлением Альпийского разлома, сечет долину от одного склона к другому под острым углом. Два миниатюрных сдвига в долине Уаиау-Хоп, один из которых был ареной смещений в 1888 г., косо поднимаются над уровнем реки до самой верхней террасы (см. фиг. 27-10). Всюду в основных активных зонах обоих островов встречаются микроуступы достаточно высокие и длинные для того, чтобы их происхождение можно было приписать одиночным сейсмическим ударам, без всяких указаний на признаки накопления или повторения подвижек, как будто расположение трещин постоянно смещалось (см. фиг. 27-12).

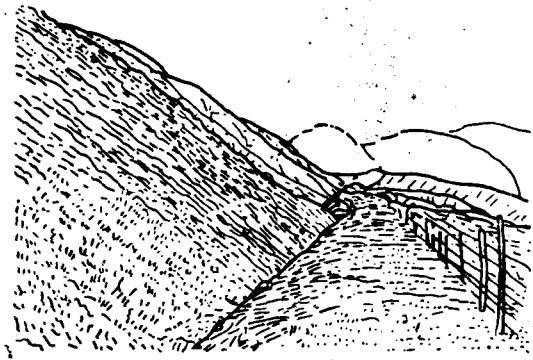
Подобные явления, но не такие ясные, наблюдаются и в Калифорнии. Вдоль разлома Сан-Андреас отмечаются небольшие молодые уступы, располагающиеся у подошвы больших и значительно более древних уступов, так что здесь, как и в других местах, наиболее современные движения представляются согласными со смещениями непосредственно предшествующего геологического времени. Однако отсутствие признаков самых молодых современных движений вдоль разлома Гарлок уже отмечалось, между тем как в 1952 г. разлом Уайт-Волф, слабо выраженный в рельефе, был местом силь-



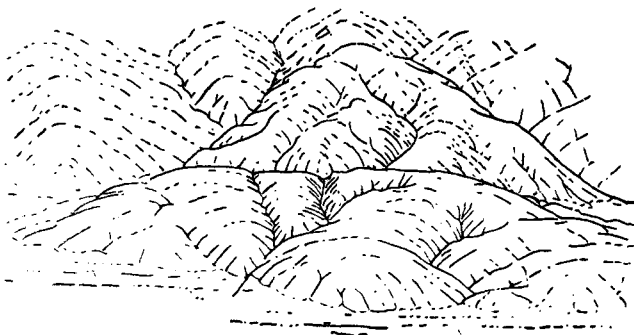
Фиг. 27-10. Сдвиг по разлому Хоп (на Южном острове, Новая Зеландия), связанный с землетрясением 1888 г., диагонально секущий террасы. (Авторское право сохранено. Публикуется с разрешения Земельного управления, Веллингтон.) Ср. с фиг. 29-4.

ного землетрясения. Еще один пример: в зоне большого уступа Сьерры-Невады в настоящее время отмечается слабая сейсмичность, а землетрясение 1872 г. в Оуэнс-Велли взломало поверхность земли у основания малых блоков Алабама-Хиллс. Отношение нарушений, вызванных землетрясением 1940 г. по разлому Импириал, к разлому Сан-Джасинто, а также разлома Агуа-Кальенте к разлому Эльсинор, указывают на постепенное смещение трещины. Для разлома Сан-Андреас Тальяферро (Taliaferro, 1942) отмечал,

что на некоторых участках современная зона разрывов сечет под малым углом протяженные древние блоки и синклинальные структуры, что иногда принималось за свидетельство древности процесса образования разломов.



Фиг. 27-11. Обратный микроуступ. Хребет Руахи-не, Северный остров, Новая Зеландия. (Согласно рисунку Коттона, по фото Вагхорна.)



Фиг. 27-12. Сдвиг по разлому у подножия древнего тектонического уступа, Новая Зеландия. (Согласно чертежу Коттона, по фото Рича.)

Такое общее отсутствие точной согласованности современной тектонической активности с видимыми структурными элементами наблюдается и в других местах. Землетрясения Анатолии, происходящие после 1939 г., дают другой пример этого (глава 31). Таким образом, геологам и сейсмологам совершенно необходимо не увлекаться слишком поспешными заключениями в истолковании сейсмичности, особенно при отсутствии инструментальных данных.

ЛИТЕРАТУРА

Работы, относящиеся к отдельным землетрясениям, перечислены в хронологической библиографии, приложение XVI. Литература по сдвиговым разломам дана в конце 13-й главы. Работы о строении земной коры в обоих регионах приведены в главе 18.

Калифорнийский регион

Основная литература по тектонике Калифорнии и общей ее геологии содержится в следующих изданиях California Department of Natural Resources, Division of Mines, San Francisco.

- Bull.* 118 (1943); includes Taliaferro N. L., Geologic history and structure of the central Coast Ranges of California, 119—163. (Приводит данные о разломе Сан-Андреас, цитированные выше.)
- Bull.* 154 (1951); Jenkins O. P., ed., Geologic guidebook of the San Francisco Bay counties.
- Bull.* 170 (1954); Johns R. H., ed., Geology of southern California, 1—392. (34 листа карт, дополнительные карты и схемы. Содержит некоторые ссылки из главы 13.) См. также 11 лист, Геология района Оуэнс-Велли и Hewett D. F., A fault map of the Mojave Desert region, in Chapter IV.
- Geological Map of California*, 1938. (Масштаб 1 : 500 000. Указаны разломы и стратиграфия. Вклейка: Геоморфологическая карта Калифорнии, масштаб 1 : 200 000, указаны разломы с поверхностной и подводной топографией, выпущена также отдельно.)
- Geological Map of California*. (30 листов, масштаб 1 : 200 000; предварительное одноцветное издание; 8 листов имелось в 1955 г.)
- См. также: *Tectonic map of the United States*, scale 1 : 2 500 000. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa, 1944.

Разлом Сан-Андреас и францисканские формации

- Lawson A. C., Geology of the coast system of mountains, in *The California earthquake of 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission* (1908), 1, 5—24.
- Lawson A. C., San Francisco Folio, *U. S. Geol. Survey*, 1914; geological atlas, folio 193.
- Weaver C. E., Geology of the Coast Ranges immediately north of the San Francisco Bay region, *Geol. Soc. Amer.*, Mem., 35 (1949). Исправлено и сокращено в «Geology and mineral deposits of the area north of San Francisco Bay», *Calif. Dept. Nat. Resources Div. Mines Bull.* (1949), 149.
- Louberback G. D., Characteristics of active faults in the central Coast Ranges of California, with application to the safety of dams, *BSSA* (1937), 27, 1—27.
- Taliaferro N. L., Geological history and correlation of the Jurassic of California and southwestern Oregon, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, (1942), 53, 71—112.
- Taliaferro N. L., Franciscan—Knoxville problem, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1943), 27, 109—219.
- Taliaferro N. L., Geology of the San Francisco Bay counties, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. of Mines Bull.* (1951), 154, 117—150.
- Schlocker J., Bonilla M. G., Imlay R. W., Ammonite indicates Cretaceous age for part of Franciscan group in San Francisco Bay area, California, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1954), 38, 2372—2381.

Рассмотрение важных общих вопросов
(сейчас несколько устарело)

- Reed R. D., Geology of California, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa (1933).
- Reed R. D., Hollister J. S., Structural evolution of Southern California, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1936), 20, 1529—1704. (Опубликовано также отдельно, позднее отпечатано вместе с предыдущей работой.)

Прибрежная топография

- Shepard F. P., Emery K. O., Submarine topography off the California coast, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 31 (1941).
- Menard H. W., Dietz R. S., Submarine geology of the Gulf of Alaska, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1951), **62**, 1263—1285.
- Menard H. W., Dietz R. S., Mendocino submarine escarpment, *Journ. Geology* (1952), **60**, 266—278.
- Menard H. W., Deformation of the northeastern Pacific basin and the west coast of North America, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1955), **66**, 1149—1198.
- Menard H. W., Fractures in the Pacific floor, *Scientific American* (July, 1955), **193**, № 1, 36—41.

Другие тектонические данные

- Hewett D. F., Structural features of the Mojave Desert region, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 62 (1955), 377—390.
- Curry H. D., Strike-slip faulting in Death Valley California (abstract), *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1938), **49**, 1874—1875.
- Allen C. R., Silver L. T., Stehli F. G., Agua Blanca fault — a major transverse structure of northern Baja California, Mexico (abstract), *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1956), **67**, 1664.
- Nolan T. B., The Basin and Range province in Utah, Nevada and California, *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 197—D (1943), 139—196.
- Longwell C., Tectonic history viewed from the Basin Ranges, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1950), **61**, 413—434.

НОВОЗЕЛАНДСКИЙ РЕГИОН

Общая геология и тектоника

- Официальное издание Геологической службы Новой Зеландии, *The Outline of the Geology of New Zealand* (сопровождается геологической картой в масштабе 16 миль в 1 дюйме), Wellington, 1948; (2 листа геологической карты в масштабе 1:1013760).
- Fleming C. A., The geological history of New Zealand (с литературой по происхождению и истории фауны и флоры), *Tuatara*, (1949), **2**, 72—90.
- Finlay H. J., Marwick J., The divisions of the Upper Cretaceous and Tertiary in New Zealand, *Trans. Royal Soc. N. Z.* (1940), **70**, 77—135.
- Finlay H. J., Marwick J., New divisions of the Upper Cretaceous and Tertiary, *N. Z. Journ.*, Section B. (1947), **28**, 228—236.
- Cotton C. A., Review of the Notocenozoic, or Cretaceo-Tertiary, of New Zealand, *Trans. Royal Soc. N. Z.* (1955), **82**, 1071—1122.
- Macpherson E. O., An outline of late Cretaceous and Tertiary diastrophism in New Zealand. *N. Z. Geol. Survey, Mem.* 6 (1946). (Работа имеет значение, хотя ее основные положения не были общепринятыми.)
- Lillie A. R., Notes on the geological structure of New Zealand, *Trans. Royal Soc. N. Z.* (1951), **79**, 218—259. (Глубокое рассмотрение, в котором вскрыты недостатки монографии Макферсона.)
- Lillie A. R., The geology of the Dannevirke subdivision, *Bull. N. Z. Geol. Survey* (1953), **46**, (N. S.). (Эта и следующая книги являются великолепными монографиями о небольших районах. Авторы рассматривают в них узловые вопросы геологии Новой Зеландии, в частности Северного острова.)
- Fleming C. A., The geology of the Wanganui subdivision, *ibid.* (1953), **52**, (N.S.).
- Wellman H. W., Structural outline of New Zealand, *Bull. N. Z. Dept. of Scientific and Industrial Research* (1956), **121**, 1—128.
- Cotton C. A., *New Zealand Geomorphology*, New Zealand University Press, Wellington (1955). (Перепечатка статей, первоначально датированных от 1912 до 1925 г. Вдвойне ценна для исследователей, так как содержит многочисленные аннотации, указывающие на позднейшие исправления и развитие исследований).

Тектоника и разломы

(см. также главу 13)

- Wellman H. W., Data for the study of Recent and Late Pleistocene faulting in the South Island of New Zealand, *N. Z. Journ.*, Section B (1953), 34, 270—288.
- Wellman H. W., Active transcurrent faulting in New Zealand (abstract) *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1953), 65, 1322.
- Wellman H. W., New Zealand Quaternary tectonics, *Geol. Rundschau* (1955), 43, 248—257.
- Cotton C. A., Tectonic relief; with illustrations from New Zealand, *Geographical Journ.* (1953), 119, 213—222.
- Cotton C. A., Rejuvenation of the Awatere fault cicatrice, *Trans. Royal Soc. N. Z.* (1947), 77, 273—274.
- Cotton C. A., Fault valleys and shutter ridges at Wellington, *N. Z. Geographer* (1951), 7, 62—68.
- Cotton C. A., Tectonic relief features in and around Wellington, *Proc. 7th Pacific Science Congress* (1953), 2, 5—6 (опечатка: Pahautanui, следует читать — Pauatahanui).
- Cotton C. A., Submergence in the lower Wairau valley, *N. Z. Journ.*, Section B (1954), 35, 364—369.
- Cotton C. A., Geomechanics of New Zealand mountain — building, *ibid.* (1956), 38, 187—200.
- Cotton C. A., Geomorphic evidence and major structures associated with transcurrent faults in New Zealand, *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* (1957), 1, series 2, 16—30.
- Waghorn R. J., Earthquake rents' as evidence of recent surface faulting in Hawke's Bay, *N. Z. Journ.* (1927), 9, 22—26.
- Fleming C. A., Earthquake traces near Waverley and their tectonic setting, *Trans. Royal Soc. N. Z.* (1947), 77, 274—275.
- Fleming C. A., The White Island trench; a submarine graben in the Bay of Plenty, New Zealand, *Proc. 7th Pacific Science Congress* (1953), 3, 210—213.
- Munden F. W., Notes on the Alpine fault, Haupiri Valley, North Westland, *N. Z. Journ.*, (1953), 33, Section B, 404—408.
- Coombs D. S., The geology of the northern Taringatura Hills, Southland, *Trans. Proc. Royal Soc. N. Z.* (1950), 78, 426—448.
- Wood B. L., A recent fault scarplet at the outlet of Lake Hauroko, Southland, *N. Z. Journ.* (1948), 30, Section B, 173—176.

Границы Тихого океана

- Speight R., The geology of Banks Peninsula, *Trans. N. Z. Inst.* (1917), 49, 365—392.
- Benson W. N., Cainozoic petrographic provinces in New Zealand and their residual magmas, *Am. Journ. Science* (1941), 239, 537—552.
- Hatherton T., Gravity profiles across the Canterbury Plains, *N. Z. Journ.* (1952), 34, Section B, 13—20.
- Fleming C. A., Reed J. J., Mernoo Bank, east of Canterbury, New Zealand, *ibid.* (1951), 32, № 6, 17—30.
- Gerard V. B., Aeromagnetic observations over the Banks Peninsula area and the Mernoo Bank, *ibid.* (1953), 35, 152—160.

Строение земной коры

(См. литературу по Новой Зеландии в конце 18 главы.)

Район Окленда

- Eiby G. A., The seismicity of Auckland city and Northland, *N. Z. Journ.* (1955), 36, Section B, 488—494.

Землетрясения Калифорнии

ИСТОРИЧЕСКАЯ ЗАМЕТКА

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ДО 1880 г.

Сведения о сейсмичности Калифорнии и Новой Зеландии ограничены сравнительно поздними датами, поскольку они не были ранее доступны для научных исследований.

Наиболее раннее из известных землетрясений Калифорнии датируется 28 июля 1769 г. Оно ощущалось с большой силой разведочной экспедицией Гаспара де Портола в долине реки Санта-Ана, вблизи нынешнего местечка Олив (около 30 миль юго-восточнее центра Лос-Анжелеса). Афтершоки ощущались все время, пока экспедиция работала на северо-западе. Кое-что известно о землетрясениях за период активной деятельности Францисканской миссии. Так, 8 декабря 1812 г. землетрясением была разрушена церковь в Сан-Хуан-Капистрано, причем пострадали 40 человек. Сильное землетрясение 21 декабря разрушило миссию Пьюрисима, вызвало разрушения в Сан-Фернандо, Сан-Буэнавентура, Санта-Барбара, Санта-Инес и сопровождалось цунами в проливе Санта-Барбара. С 1830 по 1850 г. документальные сведения отрывочны, так что о двух сильных землетрясениях в центральной Калифорнии в 1836 и 1838 гг. известно очень мало. С открытием золотоносных месторождений и началом притока населения начиная с 1849 г. появляется много записей о землетрясениях, особенно для центральной Калифорнии.

О важнейших землетрясениях 1857, 1868 и 1872 гг. известно еще недостаточно. Для первого из них сведения получены из ненаучных источников. Научное сообщение о втором утеряно. Доклад о землетрясении 1872 г. в Оуэнс-Велли опубликовал Уитни, который возглавлял геологическую службу, однако плейстосейстовая область была пустынной и малонаселенной, в связи с чем исследования были, естественно, неполноценными.

КАТАЛОГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Когда в 1887 г. на горе Гамильтон была основана обсерватория Лик, в ней и в Беркли были установлены лучшие для того времени сейсмографы. Директор Холден (Holden, 1898) опубликовал каталоги известных Тихоокеанских землетрясений, последнее заключительное издание которых включало сведения за годы с 1769 по 1897. Каталог за 1897—1906 гг. был опубликован Мак-Ади (Mc Adie, 1907). Он менее детальный, чем каталог Холдена, отчасти вследствие утери материалов во время пожара 1906 г. В 1939 г. Таунли и Аллен (Townley, Allen, 1939) издали каталог, содержащий исправленные материалы Холдена и Мак-Ади и продолженный до 1927 г. включительно.

Под руководством Береговой и геодезической службы США выпускались сборники, в которых суммировались сведения о сильных землетрясениях Калифорнии и западной части Невады, частично дополнялись данные каталога Таунли — Мак-Ади сведениями из других источников и, кроме того, содержались новые материалы (последнее исправленное издание под редакцией Вуда и Хека доведено до 1950 г.). Эта служба издавала более детальные ежегодные сведения в серии «Землетрясения США». Некоторые сообщения публиковались в виде статей и кратких заметок в журнале *Bull. of the Seimol. Soc. of America*. Координаты эпицентров и некоторые макросейсмические сведения публикуются Пасаденой и Беркли.

РАЗВИТИЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОСЛЕ 1906 г.

За наши научные сведения о сильном землетрясении 1906 г. мы находимся в неоплатном долгу перед Лосоном, который убедил губернатора Калифорнии основать Государственную комиссию по изучению землетрясений. Средства для работы Комиссии и издания ее трудов выделил Институт Карнеги в Вашингтоне. Лосон, как председатель, организовал исследовательскую работу; он являлся также главным редактором доклада, для которого предоставил много материалов.

Во многих округах разрушительные землетрясения служили стимулом для организации постоянных государственных институтов для исследований сейсмичности. Однако в Калифорнии эти хорошие начинания прекратились с изданием доклада Исследовательской комиссии. Вследствие возникшей «сейсмической боязни» от газет потребовали не печатать или давать лишь минимальные сведения о землетрясениях. Ученых обязали прекратить обсуждение и даже изучение землетрясений вследствие того, что это плохо влияло на деловую жизнь. Если прямое обращение не действовало, оказывалось косвенное давление. Американское сейсмологическое общество, организованное в 1911 г., с самого начала своей деятельности столкнулось с подобным сильным противодействием. Одним из самых сильных качеств комиссии была незаурядная личность самого Лосона, который недвусмысленно осветил создавшееся положение в статье, открывавшей первый номер первого тома бюллетеня Общества.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ

Интерес ученых к сейсмическим исследованиям, пробудившийся после 1906 г., был слишком большим, чтобы его можно было заглушить. Сейсмологическое общество продолжало свои издания. Две станции Калифорнийского Университета в Беркли, а также обсерватория Лик, приобрели улучшенную аппаратуру и начиная с 1910 и 1911 гг. издавали свои бюллетени.

В 1921 г. по инициативе Вуда Институт Карнеги в Вашингтоне разработал программу сейсмологических наблюдений и исследований, центром которых становится Пасадена. Для этой цели Андерсон и Вуд разработали крупный сейсмограф и летом 1927 г. в южной Калифорнии начали постоянные наблюдения четыре станции. Общественный интерес пробудился после разрушительного землетрясения в Санта-Барбара в 1925 г. Это имело своим следствием установку нового оборудования в Беркли и в обсерватории на горе Гамильтон, а также организацию новых станций в Станфордском университете и в Сан-Франциско.

В 1937 г. Калифорнийский технологический институт принял на себя руководство работами в южной Калифорнии. В 1956 г. здесь работало шестнадцать станций. С 1931 г. выпускаются бюллетени, в которых помещаются

Таблица 28-1

Землетрясения с магнитудой 6 и более; области Калифорнии — Невады,
за исключением расположенных в море у северных берегов¹

Дата		Время по Гринвичу, час мин сек	С. ш.	З. д.	М
24 января	1903 г.	05	31 ¹ / ₂	115	7+
18 апреля	1906 г.	13 12,0	38	123	8,3
19 «	1906 г.	00 30	32,5?	115,5?	6+
20 сентября	1907 г.	01 54	34,2?	117,1?	6
4 ноября	1908 г.	08 37	36?	117?	6 ¹ / ₂ ?
15 мая	1910 г.	15 47	33,7?	117,4?	6
1 июля	1911 г.	22 00,0	37 ¹ / ₄	121 ³ / ₄	6,6
23 июня	1915 г.	03 59	32,8	115,5	6 ¹ / ₄
23 «	1915 г.	04 56	32,8	115,5	6 ¹ / ₄
3 октября	1915 г.	06 52,8	40 ¹ / ₂	117 ¹ / ₂	7,6
21 ноября	1915 г.	00 13,7	32	115	7,1
23 октября	1916 г.	02 44	34,9	118,9	6
21 апреля	1918 г.	22 32 25	33 ³ / ₄	117	6,8
10 марта	1922 г.	11 21 20	35 ³ / ₄	120 ¹ / ₄	6 ¹ / ₂
23 июля	1923 г.	07 30 26	34	117 ¹ / ₄	6 ¹ / ₄
29 июня	1925 г.	14 42 16	34,3	119,8	6,3
22 октября	1926 г.	12 35 11	36 ³ / ₄	122	6,1
22 «	1926 г.	13 35 27	36 ³ / ₄	122	6,1
18 сентября	1927 г.	02 07 07	37 ¹ / ₂	118 ³ / ₄	6
4 ноября	1927 г.	13 50 43	34 ¹ / ₂	121 ¹ / ₂	7,5
1 октября	1931 г.	11 45 38	30	114 ¹ / ₂	6
21 декабря	1932 г.	06 10 05	38 ³ / ₄	118	7,3
11 марта	1933 г.	01 54 08	33,6	118,0	6,3
25 июня	1933 г.	20 45 27	39 ¹ / ₄	119	6,1
30 января	1934 г.	20 16 31	38	118 ¹ / ₂	6,5
8 июня	1934 г.	04 47 45	35,8	120,4	6,0
30 декабря	1934 г.	13 52 14	32 ¹ / ₄	115 ¹ / ₂	6,5
31 «	1934 г.	18 45 45	32	114 ³ / ₄	7,1
25 марта	1937 г.	16 49 03	33,5	116,5	6,0
8 февраля	1940 г.	08 05 59	39 ³ / ₄	121 ¹ / ₄	6
19 мая	1940 г.	04 36 41	32,7	115,5	7,1
14 сентября	1941 г.	18 39 12	37,6	118,7	6,0
21 октября	1942 г.	16 22 14	33,0	116,0	6 ¹ / ₂
15 марта	1946 г.	13 49 36	35,7	118,1	6 ¹ / ₄
10 апреля	1947 г.	15 58 06	35,0	116,6	6,4
4 декабря	1948 г.	23 43 17	33,9	116,4	6,5
29 «	1948 г.	12 53 28	39,5	120,1	6,0
21 июля	1952 г.	11 52 14	35,0	119,0	7,7
21 «	1952 г.	12 05 31	35,0	119,0	6,4
23 «	1952 г.	00 38 32	35,4	118,6	6,1
29 «	1952 г.	07 03 47	35,4	118,9	6,1
22 ноября	1952 г.	07 46 38	35,8	121,2	6
19 марта	1954 г.	09 54 29	33,3	116,2	6,2
6 июля	1954 г.	11 13 20	39,5	118,5	6,6
6 «	1954 г.	22 07 40	39,5	118,5	6,4
24 августа	1954 г.	05 51 32	39,5	118,5	6,8
31 «	1954 г.	22 20 35	39,5	118,5	6,3

Продолжение табл. 28-1

Дата		Время по Гринвичу, час мин сек	С. ш.	З. д.	М
24 октября	1954 г.	09 44 08	31,5	116	6,0
12 ноября	1954 г.	12 26 47	31,5	116	6,3
16 декабря	1954 г.	11 07 10	39,3	118,1	7,1
16 «	1954 г.	11 11 29	39,5	118,3	6,8
9 февраля	1956 г.	14 32 38	31,7	115,9	6,8
9 «	1956 г.	15 24 26	31,7	115,9	6,1
14 «	1956 г.	18 33 34	31,5	115,5	6,3
15 «	1956 г.	01 20 38	31,5	115,5	6,4

¹⁾ См. фиг. 28-2.

данные об удаленных и сильных местных землетрясениях, а с 1934 г. — список эпицентров и начальных времен слабых местных толчков. Северокалийфорнийская группа, руководимая из Беркли, в 1956 г. имела в своем составе одиннадцать станций, включая Рено (Невада) и Корваллис (Орегон).

Станции, входящие в состав Береговой и геодезической службы США или работающие в кооперации с ней, занимаются изучением землетрясений в этой области. В Калифорнии к ним относятся Международная широтная обсерватория в Юкайи и станция на плотине Шаста (последняя позднее перешла в Берклийскую группу). Станция Магнитной обсерватории в Таксоне, Аризона, работает с 1910 г. (и с 1937 г. — с улучшенной аппаратурой). С 1930 г. начала наблюдения группа из трех станций, расположенных вблизи искусственного озера Мид, в Неваде и в Аризоне. Позднее они были объединены в одну станцию в Боулдер-Сити, но часть оборудования была переведена в Юрику, в Неваде, где и работает весьма эффективно.

РАБОТА БЕРЕГОВОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ США

Ценная и обширная программа наблюдений над сильными землетрясениями с использованием специальных тригерных (самовключающихся) приборов низкой чувствительности выполняется Береговой и геодезической службой. Об этом уже упоминалось в главе 15. В главе 11 отмечались такие же важные работы Службы по сбору данных об ощущаемых землетрясениях при помощи специальных опросных карточек (рассылаемых исследователям, работающим в полевых условиях). Традиционная деятельность Службы в области сейсмологии дополняется геодезическими, нивелировочными и триангуляционными измерениями, что представляет собой работу исключительной важности. Результаты их использованы при изучении механизма землетрясений на многих страницах этой книги.

ИНЖЕНЕРЫ В СЕЙСМОЛОГИИ

Большой успех сейсмологии в Калифорнии, как и везде, имеет место благодаря интересу и энергичной поддержке ее со стороны инженерной общественности. Ее научный вклад осуществляется через посредство Сейсмологического общества и ряда инженерных организаций. Некоторые из инженеров, сосредоточившие свое внимание на содействии получению фактических

данных по сейсмологии, являются консультантами страховых компаний. Среди них следует упомянуть Фримана, объемистая книга которого, опубликованная в 1931 г., включает материал, собранный из многих разрозненных источников и часто отсутствующий в других книгах¹, и Энгла, инженер-консультанта Тихоокеанского бюро страхования от пожаров, который является издателем, редактором и соавтором многих ценных работ о воздействии землетрясений на инженерные сооружения. В 1926 г. Тихоокеанское бюро основало сейсмический отдел (см. также главу 24).

Таблица 28-2

Землетрясения с магнитудой 6 и больше; северная прибрежная зона Калифорнии¹

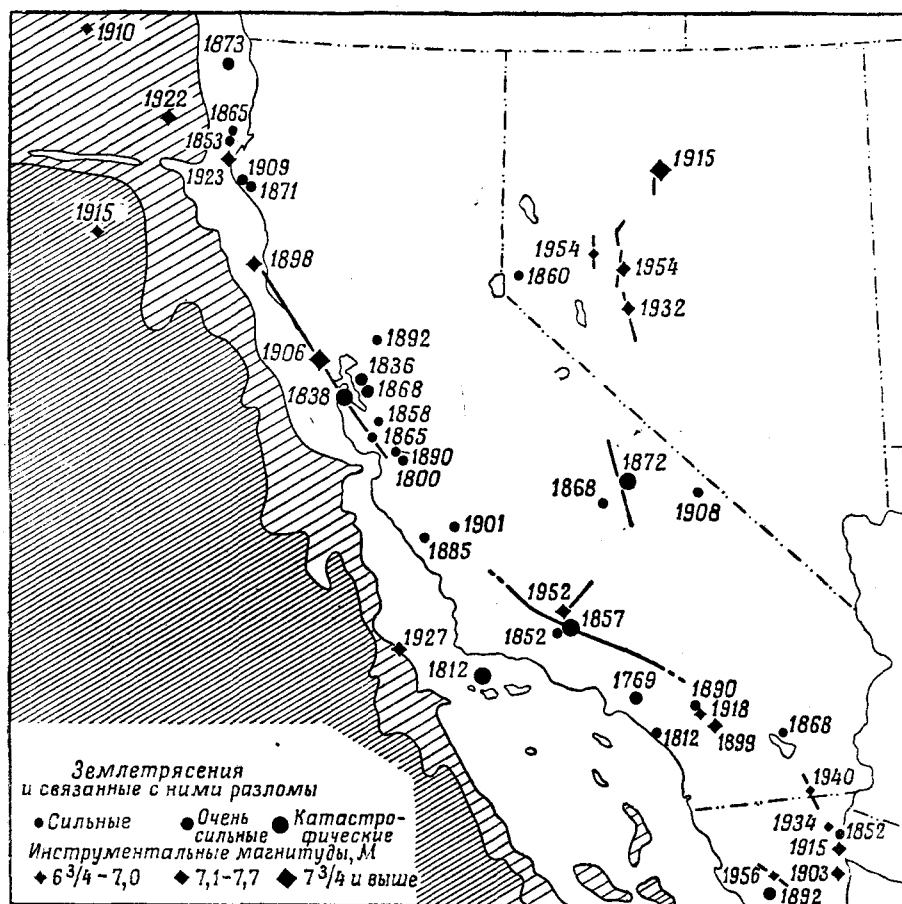
Дата	Время по Гринвичу, час мин сек	С. ш.	З. д.	М
28 октября 1909 г.	06 45	40,2 [?]	124,1 [?]	6+
19 марта 1910 г.	00 11	40 [?]	125 [?]	6+
5 августа 1910 г.	01 31,6	42	127	6,8
22 " 1914 г.	05 28,3	44	129	6 ^{3/4}
6 мая 1915 г.	12 09,0	39 ^{1/2}	126 ^{1/2}	6 ^{3/4}
31 декабря 1915 г.	12 20,0	41	126	6 ^{1/2}
10 июня 1917 г.	04 32,4	44	129	6 ^{1/2}
15 июля 1918 г.	00 23 00	41	125	6 ^{1/2}
26 января 1922 г.	09 31 20	41	126	6
31 " 1922 г.	13 17 22	41	125 ^{1/2}	7,6
22 " 1923 г.	09 04 18	40 ^{1/2}	124 ^{1/2}	7,3
4 июня 1925 г.	12 02 52	41 ^{1/2}	125	6
5 " 1926 г.	19 50 24	43	127 ^{1/2}	6
10 декабря 1926 г.	08 38 53	40 ^{3/4}	126	6
11 сентября 1928 г.	12 36 19	43 ^{1/2}	130 ^{1/4}	6,3
6 июня 1932 г.	08 44 22	40 ^{3/4}	124 ^{1/2}	6,4
6 июля 1934 г.	22 48 52	41 ^{1/4}	125 ^{3/4}	6,5
25 сентября 1936 г.	12 53 35	42 ^{1/2}	128	6,2
28 мая 1938 г.	10 14 01	42 ^{3/4}	126	6
9 февраля 1941 г.	09 44 04	40 ^{1/2}	125 ^{1/4}	6,6
13 мая 1941 г.	16 01 45	40	126	6
3 октября 1941 г.	16 13 08	40 ^{3/4}	125	6,4
19 мая 1945 г.	15 07 04	40 ^{1/4}	126 ^{1/2}	6,2
28 сентября 1945 г.	22 24 10	42	126	6,0
24 марта 1949 г.	20 56 56	42	126	6,2
17 июня 1951 г.	09 40 17	44 ^{1/2}	130	6
8 октября 1951 г.	04 10 36	40 ^{1/4}	124 ^{1/2}	6
20 августа 1952 г.	15 25 04	43 ^{1/4}	126 ^{1/2}	6,5
25 ноября 1954 г.	11 16 36	40,5	126	6,5
21 декабря 1954 г.	19 56 25	41	124	6,6
23 августа 1955 г.	15 23 40	43 ^{1/2}	128	6 ^{1/4}
11 октября 1956 г.	16 48 46	40 ^{1/2}	126 ^{1/2}	6

¹ См. фиг. 28-2.

¹ Истолкование этих материалов, даваемое Фриманом, а также его представление результатов инструментальной сейсмологии в некоторых отношениях несовершенно.

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАЛИФОРНИИ

Перечень сильных землетрясений, отмеченных в Калифорнийском регионе за 50 лет с их инструментальными магнитудами, приведен в табл. 28-1 и 28-2 (см. также фиг. 28-1, 28-2 и 28-3). Эти таблицы не полностью



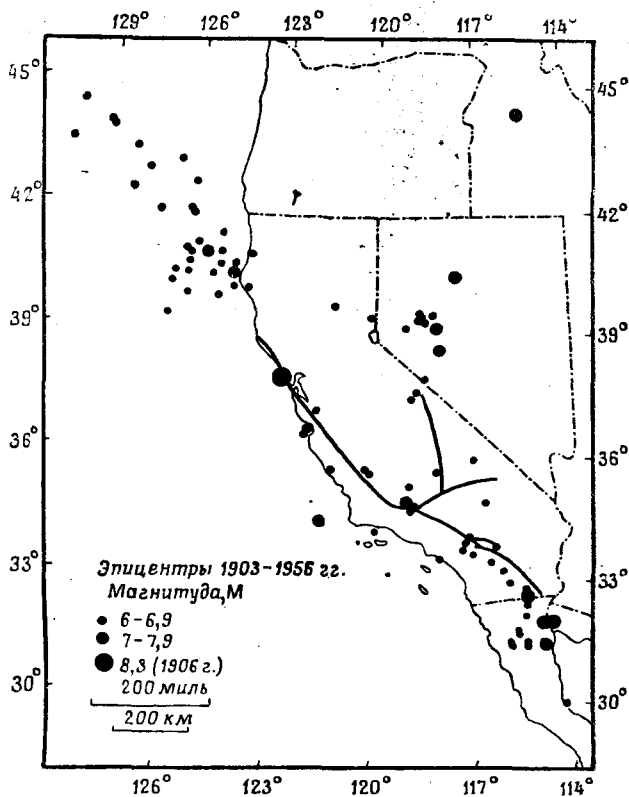
Фиг. 28-1. Сильные землетрясения Калифорнийского региона.
Пунктир — указана протяженность разломов.

отображают локальную сейсмичность в соответствии с историческими данными. В суммарном каталоге Вуда и Хека (Wood, Heck, 1951) под названием «сильные толчки» фигурируют следующие землетрясения.

28 июля	1769 г.	9 января	1857 г.	18 апреля	1906 г.
?	1790 г.	21 октября	1868 г.	2 октября	1915 г.
21 декабря	1812 г.	26 марта	1872 г.	31 января	1922 г.
10 июня	1836 г.	22 ноября	1873 г.	20 декабря	1932 г.
Июнь	1838 г.	23 февраля	1892 г.	18 мая	1940 г.

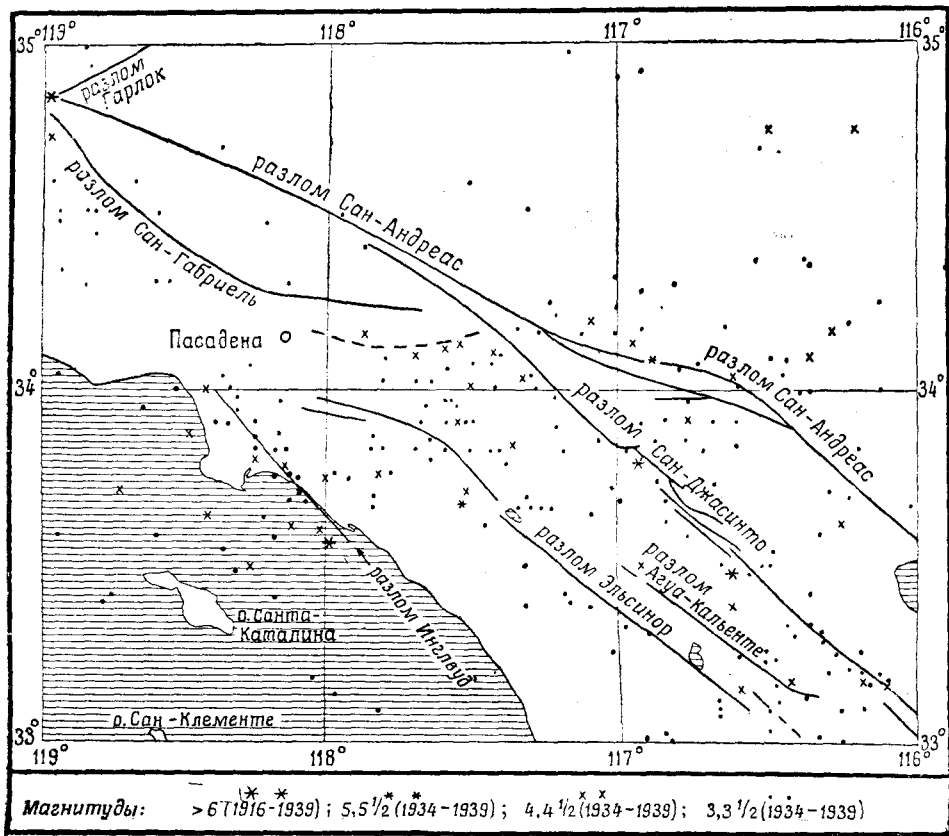
Землетрясения 1812, 1838, 1857, 1872 и 1906 гг. дальше указываются как «выдающиеся», 20 других толчков за 1800—1903 гг. и 16 толчков за 1909—1950 гг. отмечаются как «сильные» (магнитуда этих землетрясений 6 и больше).

О землетрясении 1812 г. из числа «выдающихся» сказано в нескольких словах почти все, что о нем известно. Его очаг расположен в районе Поперечных хребтов и, вероятно, в море. Землетрясения 1838, 1857 и 1906 гг.,



Ф и г. 28-2. Землетрясения Калифорнии — Невады, магнитуда 6 и больше; 1903—1956 гг. (По табл. 28-1 и 28-2).

связанные с разломом Сан-Андреас, рассматриваются совместно в следующем разделе. Толчок 1872 г., происшедший в Оуэнс-Велли, описывается в связи с землетрясениями Невады. Из остальных «сильных» толчков, землетрясение 1769 г., возможно, также произошло на разломе Сан-Андреас, но одинаково вероятны и другие его источники. О землетрясении 1790 г. известно по не вполне надежным сообщениям индейцев о сильном сотрясении в Оуэнс-Велли. Толчки 1836 и 1868 гг. связаны с разломом Хейуард и рассматриваются вместе с группой Сан-Андреас. Толчок 1873 г., известный как землетрясение Кресцент-Сити, был одним из самых сильных толчков в высокосейсмичной прибрежной зоне к северу от уступа Мендосино, однако он не превосходил землетрясения 1922 г. в этом же районе. Землетрясение 1892 г., происшедшее в Нижней Калифорнии, вкратце будет рассмотрено в конце главы совместно с ощущавшимся здесь же толчком 1956 г. Землетрясения Невады 1915, 1932 и 1954 гг. с явными признаками подвижек будут описаны все вместе. Землетрясением долины Импириал 1940 г. мы займемся одновременно с группой разлома Сан-Андреас. Рассмотрение землетрясения Керн-Каунти 1952 г. составит особый раздел; оно превосходит по магнитуде все здесь перечисленные.



Фиг. 28-3. Общее распределение эпицентров слабых толчков южной Калифорнии.

РАЗЛОМ САН-АНДРЕАС; 1838 И 1857 гг.

В июне 1836 г. и в июне 1838 г. произошли сильные землетрясения в районе залива Сан-Франциско. Документальных данных, относящихся к ним, немного, и, кроме того, имелась тенденция путать эти два события. Однако покойному профессору Лаудербаку (Louderbach, 1942) после тщательного изучения удалось провести между ними границу. Он указывает, что вследствие землетрясения 1838 г. открылась огромная трещина в несколько миль длиной. По не вполне надежным данным ее относят к той части Рифта Сан-Андреас, вдоль которого в 1906 г. были обнаружены следы разлома. Другие детали, пригодные для нашей цели, отсутствуют. Много таких признаков дислокаций перечислено в хрониках других регионов; их можно интерпретировать, только зная геологию, равно как и историю района.

Землетрясение 9 января 1857 г. было подобно катастрофе 1906 г. И в том и в другом случае наблюдались смещения по разлому Сан-Андреас. Однако местоположение последних (смещений) отделено расстоянием около 150 миль. О событии 1857 г. сведения пришли к нам от неопытных наблюдателей. Несмотря на слабую заселенность, площадь, на которой ощущались в то время сотрясения, сравнима с площадью катастрофы 1906 г., и различные сведения об интенсивностях сотрясений были получены в обоих слу-

чаях с примерно одинаковых расстояний от разлома. Магнитуды обоих толчков не могли сильно отличаться.

Большинство отчетов дает мало сведений о характере разлома, происшедшего в 1857 г. В них указывается, что почва раскрылась в виде большой трещины длиной в 40 миль поблизости от форта Техон. Это был военный пост, расположенный примерно в 4 милях от разлома Сан-Андреас на пути одной из современных автомагистралей (США 99) между Лос-Анжелесом и Сан-Франциско. Официальные сообщения указывают на то, что глинистые постройки были сильно разрушены. Один наблюдатель пишет относительно этой длинной «щели»: «Эта щель сейчас же закрылась, а освободившаяся земля, выкинутая из нее, не могла попасть обратно, и потому оставила на поверхности что-то вроде вала, который наметил линию извержения...» — неплохое описание эффекта трассирующего вала выдавливания, характерного для разлома со сдвигом по простиранью. В сообщениях говорится также об одном овечьем загоне, принявшем из круглой S-образную форму. Это явилось следствием правосторонних сдвигов вдоль линии, проходящей через загон.

«History of Tulare County», публиковавшаяся отдельными выпусками в газете «The Visalia Iron Age» в 1876 г., содержит следующее описание:

«Линия разрывов проходила по Береговому хребту около семидесяти миль к западу от Висейлии и затем выходила в пустыню Колорадо. Она была заметна по трещине на поверхности земли, протягивавшейся в одном направлении на расстоянии около двухсот миль. Трещина выглядела так, как будто бы земля была разрезана надвое, и обе части соскользнули одна относительно другой. Иногда с одной стороны трещины земная поверхность оказывалась на несколько футов выше, образуя вертикальную стену земли или пород. В некоторых местах скользящее движение, казалось, было горизонтальным, положение одной стороны трещины указывало на смещение к северо-западу, другой — к юго-востоку. Трещина проложила свой путь через холмы и ложбины, и иногда это скользящее движение придавало даже вершинам холмов и дну ущелий расчлененный вид».

Это безошибочное описание разлома со сдвигом по простиранью. Будь оно опубликовано после 1906 г., можно было бы заподозрить, что оно выдумано; но в 1876 г. такие явления не были известны даже специалистам. Однако автор этого сообщения, вероятно, не мог ясно отличить действительное смещение 1857 г. (которое он ошибочно датирует 1856 г.) от особенностей рельефа Рифта Сан-Андреас. К этому можно отнести, например, его сообщение о протяженности трещины в 200 миль и упоминание о пустыне Колорадо. По другим отчетам, юго-восточный конец линии видимых подвижек располагается вблизи Сан-Бернардино. Упомянутый загон, оказывается, был на равнине Каррисо, около 150 миль к северо-западу, а линия в 70 милях к западу от Висейлии должна проходить еще на 100 миль дальше.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ РАЗЛОМА ХЕЙУАРД; 1836 и 1868 г.

Разлом Хейуард представляет собой главную активную ветвь разлома Сан-Андреас в центральной Калифорнии. Он отходит от главного разлома южнее Холлистера и идет на север у подножия холмов на восточном берегу залива Сан-Франциско¹. На север от восточного ответвления залива, пред-

¹ Другая активная ветвь проходит в нескольких милях восточнее, примерно через город Уолнат-Крик, где были небольшие разрушения от землетрясения с магнитудой 5,4 23 октября 1955 г.

ставляющего собой тектоническую линию, искажающую главный разлом, он прослеживается не очень ясно. Здесь частично заметны следы горизонтальных смещений, сравнимые с главным разломом.

Землетрясение 21 октября 1868 г. вызвало огромные разрушения в Сан-Франциско, в частности на насыпных грунтах, и до 1906 г. его называли в этой местности «великим землетрясением». Наибольшие разрушения были в окрестностях Сан-Хосе и в Хейуарде, непосредственно на линии разлома. (Подробности, имеющие научное значение, потеряны.) Здесь, вдоль разлома, была огромная трещина, которая оставалась открытой и в народе называлась «бездонной». В отчетах того времени не упоминается о горизонтальных смещениях, но так как большая часть территории была ненаселенной, это обстоятельство не имело значения. В одном месте профессор Лаудербак нашел некоторые признаки остатков таких смещений. В этой области Береговая и геодезическая служба США проводила в то время триангуляцию. Впоследствии были изучены расхождения в положении реперов, особенно на горе Тамалпайс, к северу от Сан-Франциско, и они указали на значительные смещения, происходившие во время землетрясения или приблизительно в то время.

Землетрясение 10 июня 1836 г. было такой же, а возможно даже большей катастрофой. Очень вероятно, что по разлому Хейуард появились большие трещины. Сотрясения были настолько сильны, что вызвали разрушения даже в отдаленном городе Монтерей. Документы, относящиеся к этому землетрясению, были тщательно изучены профессором Лаудербаком.

КАЛИФОРНИЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 18 АПРЕЛЯ 1906 г.

Название «Калифорнийское землетрясение» использовалось в официальном докладе Комиссии по изучению землетрясений, и это соответствовало истине, ибо пострадала большая часть штата. Несмотря на это, при обычных обсуждениях его, вероятно, по-прежнему будут называть «Сан-Франциско землетрясение».

УБЫТКИ И ЧЕЛОВЕЧЕСКИЕ ЖЕРТВЫ

В докладе Комиссии это землетрясение не рассматривается вполне определенно как катастрофа. По интенсивности оно оценивается даже ниже многих других, включая катастрофу, постигшую Токио в 1923 г. Тем не менее, вследствие землетрясения и пожара пострадала значительная часть большого города; убытки составили около 400 млн. долларов, и погибших, вероятно, было около 700 человек.

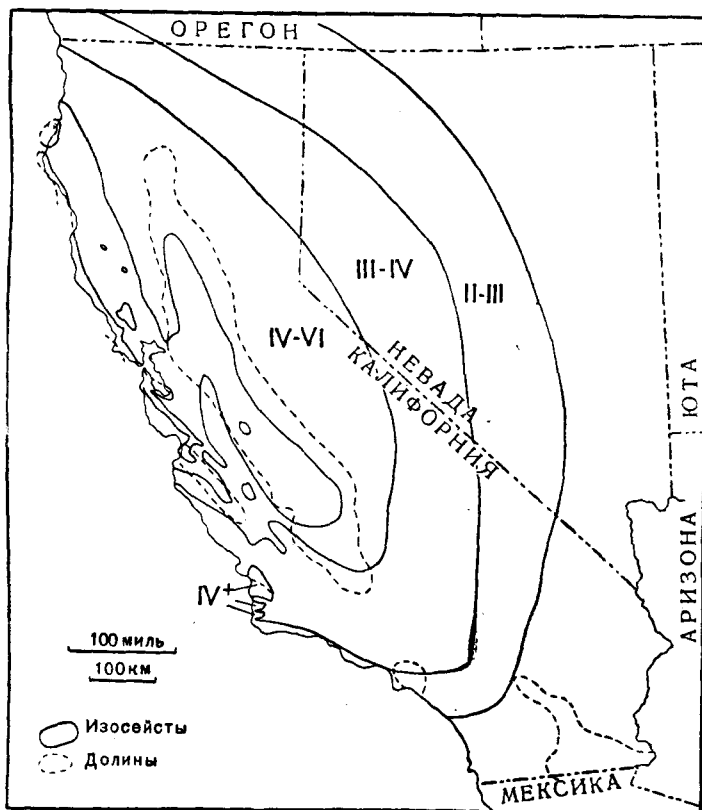
Теперь, по прошествии многих лет, в течение которых описание этого землетрясения повторялось в ряде книг, часто приуменьшают число пострадавших. Следует заметить, что вообще никто не знает, сколько людей погибло в Сан-Франциско. Обычно принимается цифра в 390 человек. Это довольно умеренное число, и основано оно в большой мере на догадках. Авторы отчетов того времени отмечали, что много погибших было похоронено в спешке без официальных записей и что много сооружений было полностью уничтожено пожаром, вследствие чего не удалось найти никаких следов людей, оказавшихся там как в западне. В 1906 г. не было полной переписи или справочников о постоянных жителях, в частности в густонаселенном районе

южнее Маркет-Стрит, который был уничтожен пожаром; тем более ничего не известно было о судьбе большого числа временных жителей.

Сведения о числе жертв вне Сан-Франциско более надежны. В докладе Комиссии сообщается о 189 известных случаях смерти. В это число входят 112 трагически погибших (причем возможно, что эта цифра не полная) обитателей государственной психиатрической лечебницы в Эгньюс, близ Сан-Хосе. Были зарегистрированы 61 погибший в Санта-Роса и 9 — в Лома-Приета-Мил недалеко от Санта-Крус. В докладе ничего не говорится о жертвах в Сан-Хосе, но современные газеты дают цифру 19. Кроме Сан-Франциско, особенно разрушенными оказались еще две общины Сан-Хосе и Санта-Роса. Исключительно сильные разрушения были в Санта-Роса, где все кирпичные и каменные здания деловых контор были почти полностью уничтожены землетрясением.

Цепь разрушенных городов тянется от Юрики на севере до Салинаса и дальше на юг. Землетрясение с большой силой ощущалось в Орегоне и в Неваде. Показанные на фиг. 28-4 и 28-5 изосейсты сильно вытянуты. Это связано, очевидно, с протяжением разломов, но, возможно, зависит также и от общего характера геологических структур.

Землетрясение нанесло повреждения Станфордскому университету вблизи Пало-Альто. Заслуживает внимания то обстоятельство, что особен-

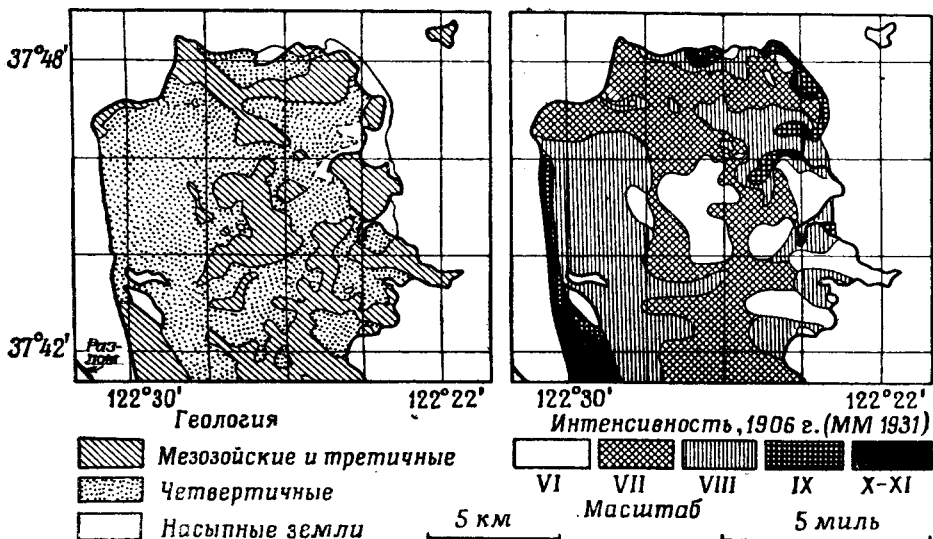


Фиг. 28-4. Изосейсты Калифорнийского землетрясения 18 апреля 1906 г. Интенсивность по шкале Росси — Фореля. (Воспроизводится согласно докладу Государственной комиссии.)

но сильные разрушения коснулись внешнего квартала и некоторых сооружений, построенных, вероятно, при слабом техническом контроле после смерти сенатора Станфорда. Калифорнийский университет в Беркли потерял небольшие разрушения.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В САН-ФРАНЦИСКО

Распределение интенсивности в городе Сан-Франциско является хорошо известным примером зависимости проявлений землетрясения от грунтовых и геологических условий (фиг. 28-6). Вуд тщательно обследовал каждый



Фиг. 28-6. Геология района Сан-Франциско и интенсивность землетрясения 1906 г. (По Лосону и Вуду.)

строительный блок города и детально закартировал наблюдаемую интенсивность. Ближайшая точка разлома Сан-Андреас находится вне пределов города, примерно в 8 милях от его делового центра. Внутри города интенсивность изменяется больше в зависимости от грунтовых условий, чем от расстояния до разлома. Наибольшая интенсивность, оцениваемая по модифицированной шкале Меркалли в IX баллов или несколько выше, приходится на район насыпных или «искусственных земель», которые в течение многих лет «отвоевывались» от залива Сан-Франциско. Наиболее показательна из этих площадей — нижняя часть Маркет-Стрит вследствие плотной застройки этого района крупными зданиями. Некоторые замечательные сооружения, как, например, новый почтамт, находились непосредственно за этой насыпной территорией, и хотя они были сильно разрушены, их оказалось возможным восстановить и использовать в дальнейшем. В отдельных местах на территории всего города даже небольшие насыпные площадки (подсыпка грунта делалась с целью выравнивания) показали большую интенсивность, чем окружающие районы, в то время как многие жилые кварталы, расположенные на возвышенностях, сложенных плотными породами (большая часть мезозойскими францисканскими отложениями), оказались относительно малоразрушенными.

ПОЖАР

Большой пожар, возникший в результате землетрясения, отчасти затмил эффекты самого землетрясения. Однако вследствие влияния грунтовых условий, разрушения от землетрясения по отношению к разрушениям от пожара были гораздо больше в районе Маркет-Стрит, чем в любом другом районе города. Вуд (Wood, 1934) придерживается того мнения, что разрушения от землетрясения составляли около 20% общего бедствия. Фриман в своей монографии, неоднократно цитируемой в этой книге, пишет, что действительная цифра, возможно, была даже много меньше. Хотя это утверждение основано на большом опыте в оценке убытков, оно, вероятно, ошибочно. Энгл, информированный в этом отношении более, чем кто-либо, полагает, что разрушения от землетрясения могут значительно превышать 20%. Возможности Фримана для такой точной оценки и изучения разрушений были ограничены. Он ничего не знал о существовании некоторых ценных документов и не имел доступа к сведениям, ставшим известными только после его смерти.

Борьба с разрушительным действием пожара, который явился следствием землетрясения, была затруднена, так как смещением по разлому Сан-Андреас был выведен из строя главный водопровод, а сотрясением были нарушены городские коммуникации. Пожар в конце концов был приостановлен посредством подрыва сооружений на пути его распространения, да и то только после трехдневных безуспешных попыток. Окончательно ликвидировать пожар удалось только после того, как подрывными работами стали руководить специалисты.

«ТИПОВОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ»

Событие 1906 г. вследствие его хорошей изученности при общих обсуждениях часто фигурирует как типовое землетрясение. Однако не следует забывать, что оно не характерно для широкого класса сейсмических явлений, к которым относятся, например, вулканические и глубокофокусные землетрясения; даже большинство неглубоких толчков отличается от землетрясения 1906 г. Многие из сильных землетрясений и определенная часть слабых связаны с большими дуговыми структурами Тихоокеанского кольца и Альпийского пояса (глава 26). В таких структурах складчатость и крупномасштабные надвиги являются преобладающими процессами, а разломы по блокам — подчиненными. В то же время в таких районах, как Калифорния и часть Новой Зеландии, преобладают блоковые разломы. В блоковых разломах, присущих землетрясению 1906 г., основными являются горизонтальные сдвиги, тогда как даже в той же Калифорнии и в Новой Зеландии многие землетрясения были связаны со значительной долей вертикальных смещений. Кроме того, линейная протяженность разлома этого землетрясения наибольшая из известных для единичного события (минимум 190 миль или 300 км и, возможно, даже 270 миль или 400 км).

Имея в виду, что сейсмограммы этого землетрясения были собраны со всех станций мира и опубликованы в докладе Комиссии, оценка его магнитуды 8,3 представляется исключительно надежной для столь давнего толчка (см. главу 22).

Среди наиболее ценных исследований этого землетрясения была триангуляционная съемка, которая послужила Риду основанием для его теории упругого последствия (глава 14). Обобщения, сделанные в результате этих

исследований, нуждались в подкреплении подобными наблюдениями над другими землетрясениями. Как отмечалось в главе 14, такие сведения вскоре появились, особенно в Японии. Суть теории, сначала не вполне ясно формулируемая, заключалась в утверждении, что подвижки, начавшись в процессе главного землетрясения, продолжают при афтершоках в форме упругого последствия. Как указывалось в главе 6, Бениофф обобщил такие наблюдения с позиций Рида.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

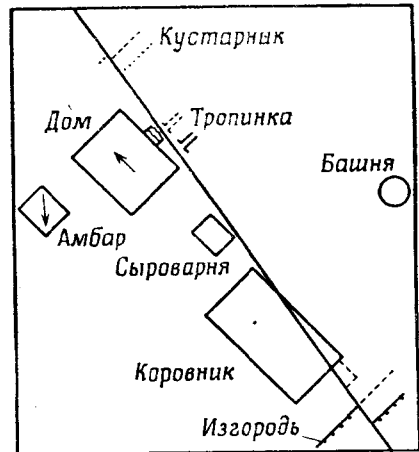
Вследствие большой протяженности и доступности Рифт Сан-Андреас предоставляет много типичных примеров особенностей рельефа, связанных со сдвигами по простиранию. Эти особенности вкратце уже рассматривались в главе 13. В 1906 г. горизонтальные смещения наблюдались на протяжении 190 миль вдоль Рифта, от мыса Арена на юго-восток. Вероятно, и в 1857 г. образовался примерно такой же разлом, предположительно начинающийся от ущелья Сан-Горгио. Благодаря изысканиям Аллена вновь возникают сомнения по поводу спорного вопроса, продолжают ли смещения в этом случае дальше на восток. Та часть Рифта, которая, вероятно, не оживала ни в 1857, ни в 1906 гг., имеет явные признаки, указывающие на значительные смещения в геологически весьма недавнем прошлом.

Наиболее значительные смещения. Самой замечательной особенностью трассы разлома 1906 г. являлось правостороннее горизонтальное смещение. Так как местность была в общем населенной, смещение прослеживалось почти всюду по таким искусственным признакам, как смещение дорог и изгородей. Наибольшие подвижки были отмечены по тщательно зарегистрированным данным в округе Марин к северу от пролива Золотые Ворота. Максимальный сдвиг там был около $15\frac{1}{2}$ футов. Однако во влажных аллювиальных грунтах вблизи залива Томалес он достигал 21 фута. Это отмечалось по многократным снимкам дороги, расположенной к западу от железнодорожной станции Рейес. Такое увеличение подвижек на мягких грунтах следует отнести за счет их податливости при наклонах.

Ранчо Скиннер. Согласно отчету, одним из наилучших мест для наблюдения 15-футового сдвига является территория ранчо Скиннер (Скиннер — это, по-видимому, фамилия арендатора, но не владельца). См. фиг. 28-7.

Гилберт указывает, что изгородь на этом ранчо к югу от коровника сдвинулась на 15,5 футов, и продолжает:

«Юго-западная часть коровника, под которым как раз проходит разлом, осталась стоять на фундаменте, тогда как его северо-западная часть была сброшена с фундамента и оттащена на 16 футов. Дорожка в саду, которая вела прямо к ступенькам крыльца, сдвинулась на 15 футов. Ряд кустов малины в саду был смещен на 14,5 футов».



Фиг. 28-7. Смещения на ранчо Скиннер, 1906 г. (По Гилберту.)

Джордан пишет:

«Эвкалипты перед сыроварней сдвинулись в сторону, противоположную коровнику, а одно дерево отделилось от других и к западу от трещины оказалось стоящим левее начала ряда вместо того, чтобы быть в конце его... Под каждым из восточных окон коровника лежали кучи навоза. Они не развалились, но каждая куча сдвинулась на шестнадцать с половиной футов к югу от окна, под которым она лежала».

Недалеко от этого места находилось ранчо Шафтера. Здесь вследствие разлома образовались широкие разрывы; люди, направлявшиеся на утреннюю дойку, в испуге смотрели на эти то открывавшиеся, то закрывавшиеся трещины. В одну из таких трещин провалилась корова; она получила увечья, и ее не смогли вытащить, так что скотоводы засыпали импровизированную могилу, оставив снаружи только хвост. Эту историю иногда рассказывают с преувеличениями, так что возникает ряд противоречий, но основные факты подтверждаются семейством Шафтеров, славившимся своей правдивостью, а тело коровы видели многие жители и среди них Гилберт. Это очень далеко от легендарных историй об огромных безднах, открывающихся вследствие землетрясений, в которые проваливаются люди и дома (и даже целые города). Читатель может сравнить эти описания с рассказами о землетрясении в Фукуи (глава 30).

СЕВЕРНАЯ ТРАССА РАЗЛОМА

К северу от рассмотренной площади Рифт погружается в море и образует здесь длинный и узкий вход залива Томалес. Смещения по разлому продолжались и здесь, что подтверждается разрушением дамбы у Инвернесса и многими другими признаками. Дальше на север прослеживаемая трасса проходит через песчаный перешеек залива Бодига, затем опять, после короткого погружения в море, Рифт и линия разлома достигают берега в округе Сонома близ Форт-Росса. Отсюда, в направлении на северо-запад, тектонические условия проявляются более определенно. Рифт частично следует вдоль почти прямолинейной долины реки Гуалала. В этом районе были обнаружены 15—16-футовые смещения изгородей и дорог. Часть трассы здесь проходит через береговой заповедник калифорнийского красного дерева (*Sequoia sempervirens*). Несколько больших деревьев были вырваны, и было поломано так много веток, что вся эта масса древесины покрыла землю и затруднила прослеживание линии разрыва.

Трасса разлома в округе Гумбольдт. В северо-западном направлении Рифт уходит в море у мыса Арена, и дальнейшее прослеживание его и всех явлений, связанных с событием 1906 г., может быть только предположительным. Однако в 1906 г. линия разлома подходила близко к берегу в округе Гумбольдт, почти параллельно главной линии, но далеко от нее на северо-востоке. Это был малонаселенный сельский округ, расположенный к северу от Шелтерков. Признаки разлома здесь были налицо, а о горизонтальных смещениях можно было только догадываться. Приведем цитату из отчета:

«Хотя при отсутствии в этом районе изгородей или других объектов достаточно определенной конфигурации оказалось невозможным доказать существование горизонтальных смещений по какой-либо из этих новых трещин, все же было сочтено оправданным рассматривать их как действительные разломы или сдвиговые трещины и отнести их к той же категории, что и найденные на юге, только в силу их поверхностного сходства.

В округах Сонома и Мендосино можно было наблюдать проявления горизонтального сдвига в открытой местности с густым травянистым покровом в ряде пунктов вдоль зоны разлома. Картина сдвига такова: на самой поверхности почвы, где условия простые и вертикальные движения отсутствуют, дерн разрывается и разламывается на неровные куски, которые часто оказываются перевернутыми и наваленными друг на друга. Поверхность нарушается вдоль узкой полосы, ширина которой изменяется, по-видимому, в зависимости от величины смещения. Вдоль главного разлома, где вертикальное перемещение доходило до 10 футов и более, ширина разрушенной полосы нередко составляла 5—6 футов. На вторичных трещинах, где вертикальное перемещение не превышало одного фута, взломанный пояс обычно имел ширину тоже один фут. Независимо от ширины полосы, дерн в пределах ее, так же как и подстилающий его почвенный покров, был разрыхленным и некомпактным. Естественно, что он занимал больше места, чем до того, как он был нарушен, и поверхность такого пояса оказывалась приподнятой на дюйм, фут или больше над общим уровнем почвы в соответствии с величиной нарушения. В пределах такой полосы, где густота дерна препятствовала появлению ясно выраженных трещин сдвига, редко наблюдаются хорошо заметные протяженные продольные трещины. В таких местах отчетливо видно преобладание диагональных разрывов, возникших в результате растягивающих усилий».

Этот отчет может служить примером тщательного изучения, необходимого для интерпретации явлений, наблюдаемых вдоль трассы в открытой местности. Но полевые исследования редко производятся столь детально, и мы, несомненно, теряем много ценных данных о сдвигах по простиранию, которые можно было бы наблюдать. Даже в приведенном выше столь детальном описании все же отсутствует указание на наблюдавшуюся ориентацию диагональных трещин, хотя всюду в отчете говорится о направлении правосторонних сдвигов и оно указывается на фотографиях. Кроме того, здесь нет сведений о том, какое отношение эти трещины или их направления имеют к трассе разлома в округе Гумбольдт.

Обособленный разлом? Существование активного разлома в этом районе округа Гумбольдт подтвердилось в последние годы наличием многих местных землетрясений. Некоторые из них вызвали разрушения в Верхнем Маттоле и Петролии, находящихся вблизи северо-западного участка линии Шелтерков. Отношение этого разлома к Рифту Сан-Андреас довольно неясное. Лосон (Lawson, 1911) предположительно указывает на их прямую связь. На его картах нанесена линия разлома с подводными отрезками, идущая от мыса Арена к Шелтеркову. В настоящее время (1956) большинство исследователей склоняется к противоположному мнению. Ничего существенного нового о событии 1906 г. не было получено и в результате открытия сейсмических станций в Ферндейле и в Аркате, в округе Гумбольдт, хотя точность определения эпицентров значительно повысилась. Часть последних попадает в море между мысом Арена и Шелтерковым, но большинство соответствующих землетрясений относительно слабые и, следовательно, не особенно надежны для локализации главного разлома. Возможное исключение представляет толчок 20 декабря 1940 г. (23 час 40 мин 54 сек по Гринвичу) с магнитудой $5\frac{1}{2}$ и координатами эпицентра $39\frac{3}{4}$ С, $124\frac{1}{2}$ З, в точке, находящейся почти на одной линии с продолжением Рифта Сан-Андреас на северо-запад от мыса Арена.

Немного далее к северу наблюдается внезапное значительное изменение. Мыс Арена находится несколько южнее 39° с. ш., Шелтерков несколько севернее 40° . На широте мыса Горда, примерно на $40,4^\circ$ С, эхолотированием обнаружен замечательный подводный уступ, обрывающийся на север и напра-

вленный почти точно на запад. Эта структура называется уступом Горда. Она лежит на одной линии с уступом Мендосино на западе; этот уступ прослеживается в Тихий океан на 1400 миль. Его обрыв обращен на юг и имеет высоту от 3300 до 10 500 футов. Для дальнейшего ознакомления с ним следует обратиться к главе 27.

Поскольку разлом в Шелтерковке находится восточнее, это указывает на то, что его ответвление от разлома Сан-Андреас или от сложной системы разломов, к которой он относится, начинается далеко на юге. Там же имеется главная ветвь разлома с характерными чертами, это разлом Хейуард, на котором произошло землетрясение 1868 г. Он не прослеживается на север, но структуры Береговых хребтов с таким же общим направлением и с рядом известных разломов продолжают на северо-запад, к востоку от разлома Сан-Андреас. Кажущаяся высокая интенсивность землетрясения 1906 г. в Санта-Роса может быть связана со вторичным его действием на некоторые близлежащие разломы. Однако аллювиальный характер грунтов и низкое качество местных зданий кирпичной кладки вполне достаточны для объяснения наблюдавшихся разрушений. Такой же вопрос возникает при рассмотрении высокой интенсивности на участке Лос-Банос, в западной части долины Сан-Хоакин. Большая мощность аллювиальных пород связана здесь с тем, что при относительно высоком уровне грунтовых вод эта местность часто затопляется.

СОПУТСТВУЮЩИЕ ТОЛЧКИ

Землетрясения, происходящие несколько севернее разлома Шелтерков с эпицентрами на побережье или даже дальше в глубь материка, еще более подтверждают, что участок разлома Шелтерков является частью структуры, лежащей к востоку от разлома Сан-Андреас. (Толчок, который причинил разрушения городу Юрика 21 декабря 1954 г., имел эпицентр определенно на материке). В результате этого землетрясения 1906 г. приходится считать более сложным явлением, при котором проявил активность не один разлом. Интересно, что в полдень того же дня, 18 апреля 1906 г., произошел сильный толчок в долине Импириал, которая в то время была слабонаселенной; однако разрушения были даже в Броли, а на железнодорожной станции Кокочач (Мексика) опрокинулась водочапка.

Землетрясение 1906 г. имело большое количество афтершоков. Сейчас нет возможности локализовать каждый из них; отмечают только, что толчок 23 апреля был довольно сильным в округе Гумбольдт и менее заметным к югу, а другой ощущался 17 мая на расстоянии от Напы до Сан-Луис-Обиспо.

ЮЖНОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ РАЗЛОМА

К югу от залива Томалес Рифт и линия разломов 1906 г. проходят по материк до Баннинга, затем опять уходят в море, проходя западнее Золотых Ворот и возвращаются на материк у Масл-Рок, юго-западнее Сан-Франциско. Здесь наблюдается огромная осевшая масса грунта, оползавшая в прошлом в течение нескольких лет и полностью обнажившая свою поверхность скольжения¹. Юго-восточнее трасса разлома входит в населен-

¹ Этот оползень изображен на 12-м листе доклада Комиссии, где заголовки фотографий А и В следует поменять местами.

ную местность полуострова Сан-Франциско, где смещения, измеренные по оградкам и другим искусственным сооружениям, значительно уменьшаются, от 15 до примерно 8 футов. Пересекая продолговатую долину, использованную для водохранилища Сан-Андреас и Кристал-Спрингс, разлом не разрушил дамб. Его поверхность проходит на расстоянии около 200 ярдов от бетонного основания тела плотины Кристал-Спрингс. Несколько лет спустя, когда это водохранилище было осушено, выяснилось, что небольшая земляная плотина внутри него была в свое время сдвинута по тонкой трещине и смещена вдоль линии разлома. Водопровод, связывающий водохранилище с Сан-Франциско, дважды пересекался разломом и был совершенно выведен из строя. Целые секции его были раздроблены, другие разорваны на части. Южнее трасса проходила в 6 милях от Станфордского университета (о некоторых разрушениях его уже упоминалось) и затем через горы Санта-Крус. Бревенчатый дом вблизи станции Райт был разорван на две части по изломанной трещине, но остался стоять. В Читендене разлом пересекает реку Пахаро. Здесь смещение заметно по нарушению бетонных устоев моста. На шоссе, идущем здесь вдоль реки, после ряда землетрясений образовались трещины. Это, по-видимому, результат оползания и осадки рыхлых пород зоны разломов, а не прямого действия разлома Сан-Андреас. Некоторые землетрясения, вызвавшие эти явления, определенно были связаны с другими разломами. Еще южнее величина наблюдаемых смещений заметно уменьшается и трасса дальше пункта, отстоящего примерно в 1 миле к востоку от Сан-Хуан-Баутиста, не прослеживается. Общая протяженность описанной трассы от этого места до мыса Арена составляет 190 миль.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Вертикальные смещения вдоль трассы были в общем незначительными и нигде не превышали трех футов. Эти смещения имели обратный знак относительно склона уступа. Нет полной уверенности в том, что это отражает истинную картину шарнирного эффекта, которая имела бы тектонический смысл. Эти образования часто были расположены между структурами, называемыми Гилбертом хребтовыми и впадинными фазами трассы (ridge and trench phases). Хребтовая фаза соответствует описанному выше эффекту образования вала вдоль разрыва. Она представляет собой не высокое вздымание, а скорее небольшое вспучивание поверхности. Это можно заметить по общему характеру травяного покрова местности. Здесь поверхность почвы действительно несколько отличается от долины Импириал, где в 1940 г. появились огромные валы выдавливания.

ВТОРИЧНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

В докладе систематически рассматриваются также вторичные проявления. Наиболее важные из них, включая изученные Лосоном оползни и сейсмические фонтаны, отмечены в главах 9 и 10.

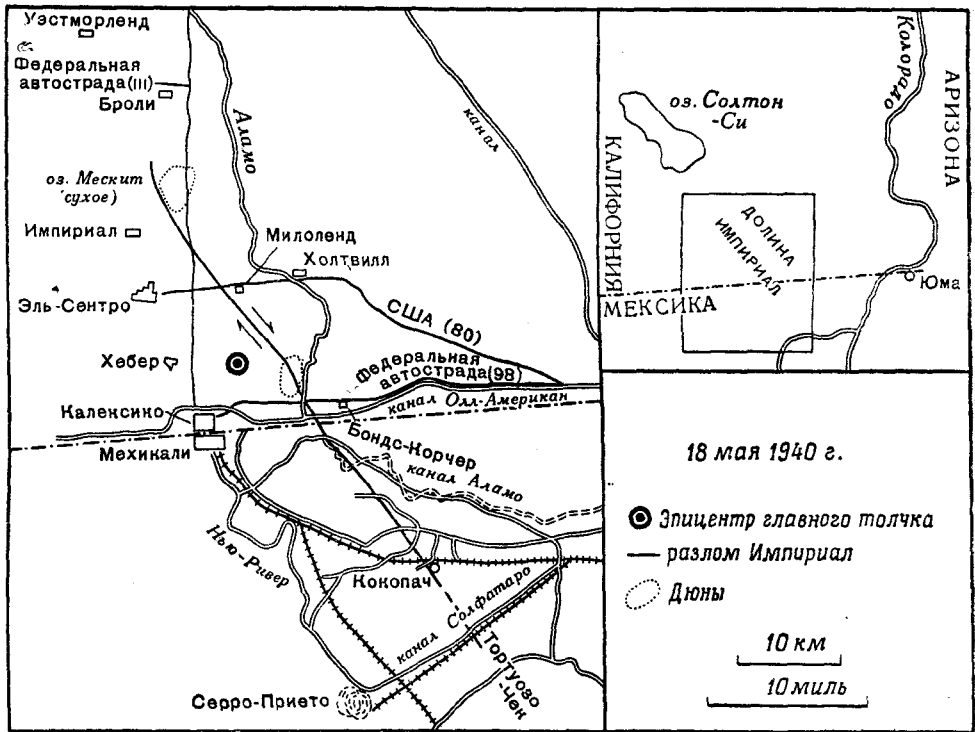
ВОССТАНОВЛЕНИЕ

После восстановления Сан-Франциско имеет запасной водопровод, использующий морскую воду для борьбы с пожарами; это полностью страхует город от любого пожара, подобного пожару 1906 г. Улучшенный контроль за строительством обеспечивает проведение определенных мероприя-

тий, против горизонтальных смещающих усилий. Таким образом, город постепенно становится все более безопасным в отношении землетрясений, хотя только немногие большие здания строятся с применением антисейсмических мероприятий.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1940 г. В ДОЛИНЕ ИМПИАРИАЛ

Наиболее серьезные проявления этого землетрясения, представляющие огромный геологический интерес, отмечаются в долине Импириал (фиг. 28-8). Эта долина протягивается через государственную границу из Калифорнии



Фиг. 28-8. Землетрясение долины Импириал, 1940 г. Расположение разломов, инструментальных эпицентров и т. д.

в северную часть Нижней Калифорнии (сейчас штат Мексика). Значительные разрушения наблюдались также в соседней долине Юма, в юго-западной части Аризоны. Пострадавший район включает также дельту реки Колорадо и депрессию к северу от нее. Значительная часть депрессии имеет отметку ниже уровня моря. Она была сухой до 1905 г., когда в результате ирригационных работ осуществили сток воды из озера Солтон-Си (в настоящее время уже установился постоянный уровень водной поверхности, так как потери на испарение регулируются стоком).

ЧЕЛОВЕЧЕСКИЕ ЖЕРТВЫ И РАЗРУШЕНИЯ

Во время землетрясения 18 мая 1940 г. погибло 7 человек из-за обвалов ветхих домов, один человек сгорел, а один умер спустя несколько дней от полученных увечий. Полный убыток оценивается в 5—6 млн. долларов,

часть которых относится за счет разрушения строений. Большой урон был нанесен посевам вследствие нарушения подачи воды, так как вся ирригационная система, особенно в западной части долины Импириал, вышла из строя из-за разрывов. Ее восстановление потребовало дорогого ремонта и реконструкции.

Значительные разрушения сооружений имели место во всех городах центральной и южной части долины Импириал: Броли, Импириал, Холтвилл, Эль-Сентро, Хебер, Калексико и Мехикали (два последних отделены друг от друга только государственной границей). Большинство разрушений было причинено относительно старым строениям с плохой кирпичной кладкой (кладка *C* и *D*, согласно обозначению, принятому в главе 11). Однако упали и две стальные водонапорные башни. В Броли было совершенно разрушено железобетонное здание гостиницы, а стены бетонно-каркасного магазина в Эль-Сентро сильно растрескались. Это землетрясение явилось первым серьезным испытанием эффективности Полевого акта, введенного государственными органами Калифорнии в 1933 г., которым утверждались улучшенные стандарты общественных построек. Школы в долине Импириал, построенные до 1933 г., были почти все более или менее разрушены, сооруженные же после 1933 г., согласно рекомендациям Полевого акта, не потеряли больших разрушений.

В целях хранения воды для городской системы водоснабжения использовались большие цистерны. Все цистерны, находившиеся в Импириал и Холтвилле, были разрушены. Искривление одной из цистерн в Холтвилле произошло с такой силой, что заклепки выстрелили, как пули, сквозь стены соседней насосной станции. Цистерна в Броли была установлена на высоких фермах; после предыдущих землетрясений ее укрепили для сейсмоустойчивости, согласно рекомендациям Тихоокеанского бюро страхования от пожаров¹. Она осталась невредимой и в 1940 г.

РАЗЛОМ ИМПИРИАЛ

Это землетрясение характерно проявлением правосторонних горизонтальных смещений, сравнимых с теми, которые наблюдались при землетрясении 1906 г., но прослежены они только на участке примерно в 40 миль (хотя и могли быть распространены далее на юг) вдоль ранее не известного разлома, который Бувалда назвал разломом Импириал. Он представляет собой часть системы Сан-Андреас в том же смысле, как и разломы Сан-Джасинто и Эльсинор. Но на поверхности земли на перевале Сан-Горгонио его связь с разломами Сан-Андреас и Баннинг проследить не удастся.

МАГНИТУДА

По ранее опубликованным данным магнитуда этого землетрясения составляет 6,7, но более поздний анализ, основанный на новых способах определения магнитуды, дает как более приемлемую величину 7,1 (по той же шкале магнитуд, по которой было ранее получено значение 6,7). Эта величина больше согласуется со значением магнитуд, определенных для других, подобных этому землетрясений.

¹ Эти правила, еще действующие поныне, были сформулированы Энглom и Шилдом, которые разработали и утвердили все узлы крепления цистерны в Броли 29*

ЭПИЦЕНТРЫ И СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ РАЗЛОМА

Эпицентр этого землетрясения, определенный по инструментальным данным, не очень точен, так как ближайшие станции находились по одну сторону от него. Он располагается восточнее Эль-Сентро в направлении к Холтвиллу и примерно на поверхности трассы разлома. На юго-востоке и северо-западе от этой местности в трассе разлома заметна определенная разница. На юго-востоке она прямолинейна и простирается под углом 30° к юг-юго-востоку. Смещения и сопутствующие им явления усиливаются по направлению к государственной границе. К северо-западу от указанного эпицентра сдвиговые смещения по простирающуюся уменьшаются и трасса перестает быть прямолинейной. Железная дорога между Эль-Сентро и Холтвиллем смещена примерно на 18 дюймов, но там, где трасса пересекает дорогу и проходит прямо на восток от Импириал, смещение меньше фута. Поверхностная трещина северо-западнее этого места искривляется вокруг основания древнего эрозионного уступа, который окружает сухое ложе озера Мескит. Приближаясь к железной дороге, идущей от Импириал к Броли, трасса разлома разветвляется на ряд линий со смещениями в несколько дюймов и, наконец, исчезает.

Главный толчок произошел в 8 час 36 мин после полудня, но основные видимые разрушения в Броли отмечались во время афтершока в 9 час 53 мин после полудня. Второй толчок в этом городе ощущался значительно сильнее, чем первый. С другой стороны, в Калексико, Эль-Сентро и Холтвилле толчок, который произошел в 9 час 53 мин, хотя и причинил разрушения, рассматривался как более слабый, чем первый в 8 час 36 мин. Естественно предположить, что главный сейсмический разрыв начался в 8 час 36 мин вблизи инструментально определенного эпицентра и продолжался на юго-восток, в то время как в результате афтершока в 9 час 53 мин образовалась небольшая северо-западная трасса. Вследствие темноты и общей паники нельзя было проводить наблюдений, которые могли бы это прямо подтвердить. Искривление небольшого участка трассы вдоль древнего эрозионного уступа можно объяснить влиянием рельефа на проявление сравнительно малого смещения на поверхности земли.

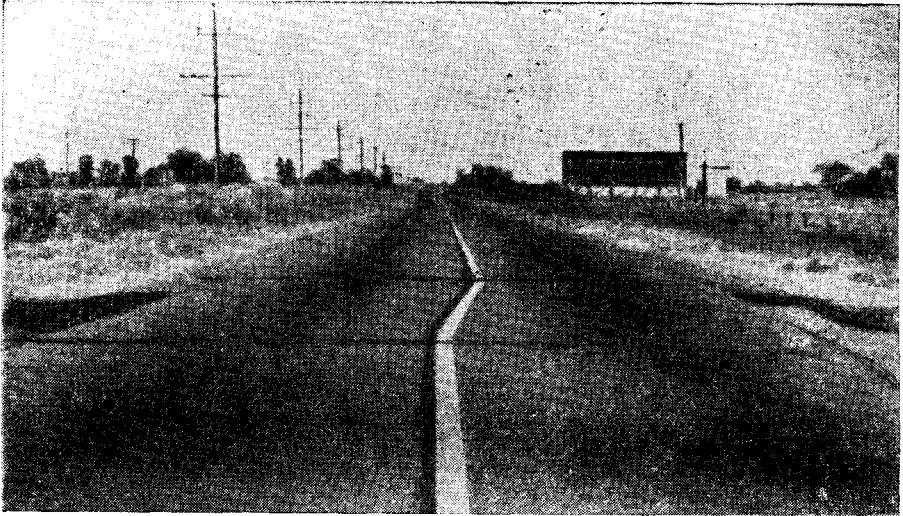
Настоящих форшоков не было отмечено, хотя 17 мая к северу от долины Импириал в районе гор Литтл-Сан-Бернардино произошло землетрясение с магнитудой 5,4. С большой силой оно ощущалось по всей долине вплоть до Лос-Анжелеса и имело довольно большую серию афтершоков, продолжавших регистрироваться и среди афтершоков землетрясения 18 мая, от которых их легко отличить.

К сожалению, эпицентр афтершока, происшедшего 18 мая в 9 час 53 мин, нельзя локализовать инструментальным путем с желаемой точностью, как этого нельзя сделать и для толчков, следовавших непосредственно после главного. Почти все сильные афтершоки были последними в серии последовательности землетрясений, из которых первое оказалось слишком слабым, чтобы его можно было хорошо зарегистрировать, в то время как записи последующих были уже настолько сильными, что запутывали запись наиболее сильного в каждой серии толчка.

ЮЖНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ТРАССЫ

Трасса сместила в сторону закрашенную центральную разделительную полосу шоссе, проходящего между Эль-Сентро и Холтвиллем сразу на юг от железной дороги. Один блок бетонного покрытия был повернут смещением по разлому (фиг. 28-9). Юго-восточнее этого места трасса большей

частью пролегла по населенной местности с дорогами, идущими с севера на юг и с востока на запад (квартальные межевые линии), и смещения можно было измерить на пересечениях трассы разлома с этими линиями. Сдвиги возрастают здесь до 3—4 футов; вздутия почвы по трещинам становятся все более и более заметными (фиг. 28-12А). Не доходя до следующей магистрали, трасса проходит через район песчаных дюн. Здесь разлом разветвляется на ряд линий, прослеживаемых по песку между дюнами. В одном месте небольшая песчаная грядка, пересеченная трассой, осела и затем раздвоилась.

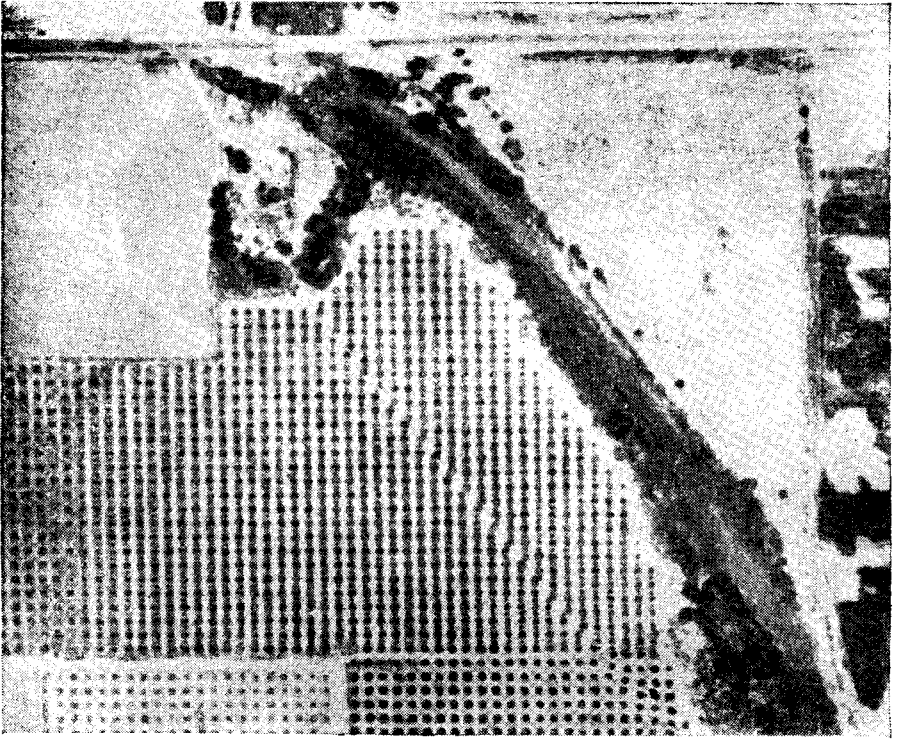


Фиг. 28-9. Землетрясение долины Импириал, 1940 г. Сдвиг автострады виден по смещению закрасенной центральной полосы. (Фото Бувалды.)

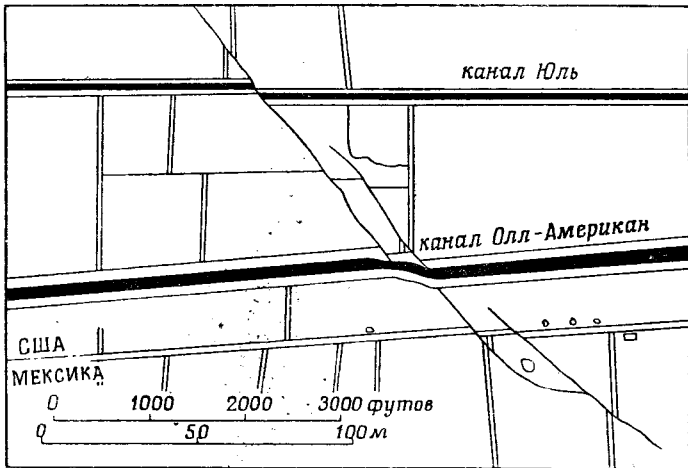
Окрестности реки Аламо. Детальные наблюдения проводились на шоссе, проходящем на восток от Калексико в Юму, на небольшом участке к западу от реки Аламо. Полотно дороги здесь было разорвано 4-футовым уступом, обращенным на восток. Ограды меридионального направления были сдвинуты примерно на 4 фута (фиг. 28-12Б), а широтные — на 7 футов; простираение трассы разлома 33° СЗ. Эффект смещения в зоне разлома был выражен очень ясно, что отмечалось по нарушению линии ближайших к трассе столбов. Проволока меридиональных изгородей ослабевала, широтных — натягивалась или рвалась. Сразу же на юг от шоссе трасса проходила через цитрусовую плантацию. Смещение рядов деревьев очень ясно указывало на сдвиг. Это особенно хорошо заметно с воздуха (фиг. 28-10).

Наибольшие смещения, измеренные при этом землетрясении, оказались вдоль небольших ирригационных каналов и второстепенных дорог, проходящих между этой местностью и границей с Мексикой. Наибольший сдвиг, определенный автором, был 19 футов (правосторонний сдвиг вдоль трассы).

Канал Олл-Американ. На государственной границе канал Олл-Американ был близок к завершению, но вода еще не была пущена. Его земляные откосы во многих местах были почти совсем разрушены, наблюдалось образование больших ступенчатых перекосов и сползание грунта в русло канала. Широкие насыпи с проездами для грузовиков были пересечены и сдвинуты трассой разлома. Меридиональный сдвиг северной насыпи достиг 14 футов 10 дюймов.



Фиг. 28-10. Землетрясение долины Импириал, 1940 г. Сдвиг, сместивший деревья на citrusовых плантациях. (Фото армии США; публикуется с любезного разрешения Марлиава.)



Фиг. 28-11. Землетрясение долины Импириал, 1940 г. Показаны линии разлома вблизи канала Олл-Американ.



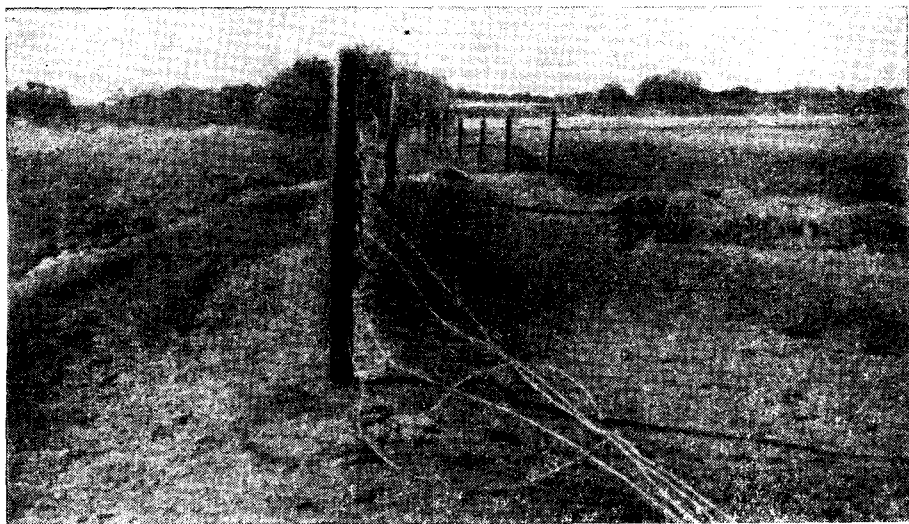
Фиг. 28-12. Землетрясение долины Импириал, 1940 г. Разрушение гаража в Милоленде. (Фото Бувалды.)



Фиг. 28-12А. Землетрясение долины Импириал, 1940 г. Линия разлома, иллюстрирующая возникновение вала выдавливания. (Фото Бувалды.)

По обе стороны канала трасса заметно раздвигалась. На северной стороне канала более восточная из двух ветвей разлома, с заметными вздутиями и смещениями, быстро затухает на расстоянии около полумили; западная же ветвь трассы смещает насыпь сильнее и протягивается к северо-западу как продолжение уже описанной главной трассы. На южной стороне западная ветвь трассы изгибается к востоку и быстро затухает, а восточная продолжается в Мексику (см. фиг. 28-11). Полное смещение было настолько симметрично по отношению к каналу, что трудно считать это случайным. Во всяком случае, возможно, что наличие глубинной широтной впадины в аллювии видоизменило здесь проявление разлома на поверхности земли.

Нижняя Калифорния. Каналы, составлявшие главную систему водоснабжения западной части долины Импириал, пересекались разломом к югу от мексиканской границы. Самый северный из них, канал Аламо, был смещен,



Фиг. 28-12Б. Землетрясение долины Импириал, 1940 г. Смещение изгороди к западу от Бондс-Корнер; вид с севера. (Фото Бувалды.)

в результате чего образовались местные утечки, пока не прекратили подачу воды и не произвели ремонтные работы. Дальше на запад акведук, по которому канал пересекал сухое русло, был совершенно разрушен сотрясением. В дальнейшем для восстановления водоснабжения вся эта система также потребовала ремонта.

В двадцати милях юго-восточнее трасса пересекает главную ирригационную артерию — канал Солфатара, близ трещины Тортуозо. Сдвиг здесь был не более 2 футов, но имелось значительное изменение уклона. По-видимому, западный блок разлома опрокинулся к востоку, перекрыв течение воды в этом направлении. В результате внезапного повышения уровня воды была прорвана северная насыпь к западу от Тортуозо. Под напором воды она сдвинулась на 10 футов, и это смещение многими наблюдателями ошибочно принималось за движение по разлому. Южнее этого канала, на протяжении полумили видимое смещение снижается менее чем до одного фута. Однако имеются сообщения, что разрывное нарушение продолжается довольно далеко на юг. Если это так, то должно было бы

наблюдаться новое увеличение смещений или, возможно, эшелонирование трассы разлома. Д-р Аллен на аэрофотоснимках, полученных в 1941 г., нашел серию больших меридиональных трещин растяжения на продолжении разлома в нескольких милях к юго-востоку от Тортуозо.

Между обоими каналами, к западу от станции Кокопач, трасса пересекает железную дорогу. Широкий участок пути здесь сдвинулся на 7 футов правосторонним сдвигом по простиранию. Однако при обследовании отрезка пути на протяжении около полумили не было обнаружено никакого искривления рельсов, за исключением искривления, вызванного надвигом; это говорит о том, что упругое последствие здесь было недостаточно велико, чтобы проявиться таким образом. Южнее железной дороги трасса сместилась небольшой канал и прошла через глинобитный дом, разрушив его. Сообщается также, что в Кокопаче вечером 18 апреля 1906 г. была сброшена землетрясением цистерна (спустя 11 часов после Сан-Францисского землетрясения; в Броли при этом падали дымоходы).

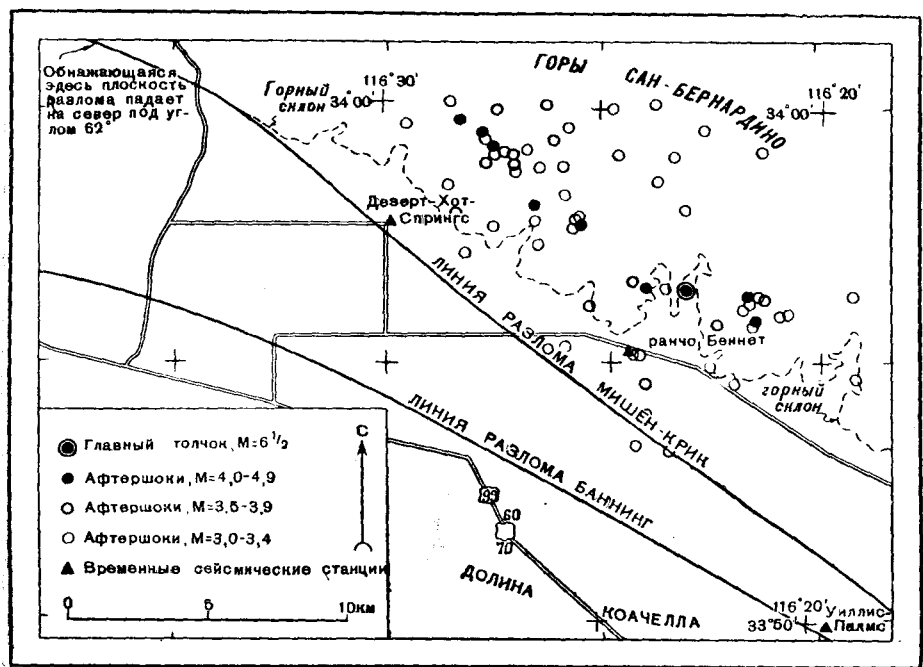
ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Блочные смещения, связанные с правосторонними горизонтальными сдвигами, были обнаружены повторной триангуляцией, проведенной Береговой и геодезической службой США. В качестве реперов, положение которых вновь определялось, были использованы пограничные столбы государственной границы. Но поскольку ни один из доступных реперов не находился близко к действительной трассе разлома, сдвиги, обнаруженные здесь триангуляцией, были малы по сравнению с теми, которые наблюдались вблизи разлома.

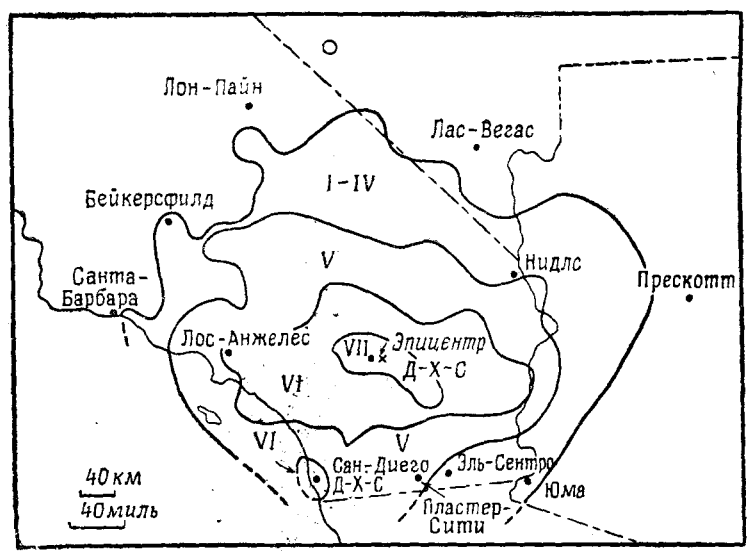
Воздействие этого толчка на грунтовые воды в долине Юма коротко описано в главе 9.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1948 г. В ДЕЗЕРТ-ХОТ-СПРИНГС

4 декабря 1948 г. близ Дезерт-Хот-Спрингс (новый курортный город; на некоторых картах сохранилось старое название «Семь Пальм») произошло землетрясение с магнитудой 6,5 непосредственно на разломе Мишен-Крик, в самой критической части системы Сан-Андреас, к востоку от перевала Сан-Горгио. Это землетрясение входило в круг проблем полевых исследований Аллена (глава 27). Он провел законченное сейсмологическое изучение. Эпицентры многочисленных афтершоков (фиг. 28-13) сосредоточены вдоль линии (на протяжении 18 км), проходящей параллельно разлому, где заметны поверхностные нарушения, но в 5 км к северу от него. На основании этого можно предположить, что плоскость сброса разлома падает на север под углом 73° , который согласуется с наблюдаемым падением слоев, обнажающихся в нескольких милях западнее Дезерт-Хот-Спрингс. Эпицентр главного толчка (фиг. 28-13А) расположен близ юго-восточного окончания активной линии, а афтершоки сосредоточены в основном у обоих ее концов. Это же обстоятельство проявляется при изучении ряда других серий землетрясений. Землетрясение было изучено по сейсмограммам подвижных и других временных сейсмических станций, располагавшихся в плейстоценовой области. Средняя величина разности $S-P$ на некоторых из этих записей аномально мала по сравнению с наблюдаемыми на близких расстояниях в других случаях (фиг. 18-5).



Фиг. 28-13. Землетрясения Дезерт-Хот-Спрингс 4 декабря 1948 г. — 20 декабря 1953 г. (Аллен.)



Фиг. 28-13А. Изосейсты землетрясения Дезерт-Хот-Спрингс (Д-Х-С), 1948 г. (Береговая и геодезическая служба США.)

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ САН-ДЖАСИНТО, 1899 и 1918 гг.

Разлом Сан-Джасинто в противоположность разлому Сан-Андреас характеризуется постоянством слабой сейсмичности, начиная от перевала Кахон и почти до границы с Мексикой. Нередки здесь и умеренно сильные землетрясения.

Землетрясение 25 декабря 1899 г. вызвало разрушения в Сан-Джасинто и более сильные в Собопа-Хот-Спрингс. Оно ощущалось на большей части южной Калифорнии, а также в Неваде и Аризоне и имело магнитуду, сравнимую с магнитудой землетрясения 1918 г. в этом же районе. Наиболее интересное описание его было опубликовано Данешом в журнале, который большинству исследователей Калифорнийских землетрясений остался неизвестным. С максимальной силой оно проявилось вдоль разлома Сан-Джасинто, вблизи его наиболее высокого уровня в горах. Данеш описывает разрывы пешеходных троп и упоминает о больших обвалах. Возможно, что это были результаты разлома, но подобное истолкование весьма ненадежно.

Эпицентр землетрясения 21 апреля 1918 г. располагался близ Сан-Джасинто и Хемета. Обоим городам были причинены большие разрушения. Плейстоценовая область хорошо изучена, особенно вблизи разлома, но его трассы не было видно. Магнитуда землетрясения 6,8.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ЛОНГ-БИЧ 1933 г.

Разрушительный толчок 10 марта 1933 г.¹ был связан с разломом Инглвуд (фиг. 28-14), одним из более или менее параллельных разломов, входящих в систему Сан-Андреас южнее Поперечных хребтов (глава 27). Некоторые основные факты были отмечены в других главах. О предшествующих толчках, в том числе об одном действительном форшоке, упоминается в главе 6.

ЭПИЦЕНТРЫ

Инструментально определенный эпицентр находился недалеко от Хантингтон-Бич, около 10 миль юго-восточнее Лонг-Бич. Эпицентры афтершоков, непосредственно следовавших за главным землетрясением, располагались вдоль зоны разлома Инглвуд, в пригородной зоне Лонг-Бич, близ нефтяных месторождений Сигнал-Хилл. После некоторого спада сейсмической активности, около этой возвышенности 2 октября 1933 г. вновь произошло сильное землетрясение с магнитудой 5,2, за которым последовало много афтершоков в смежных районах. Они продолжались в течение нескольких лет чаще всего вблизи обоих концов нарушенного участка разлома.

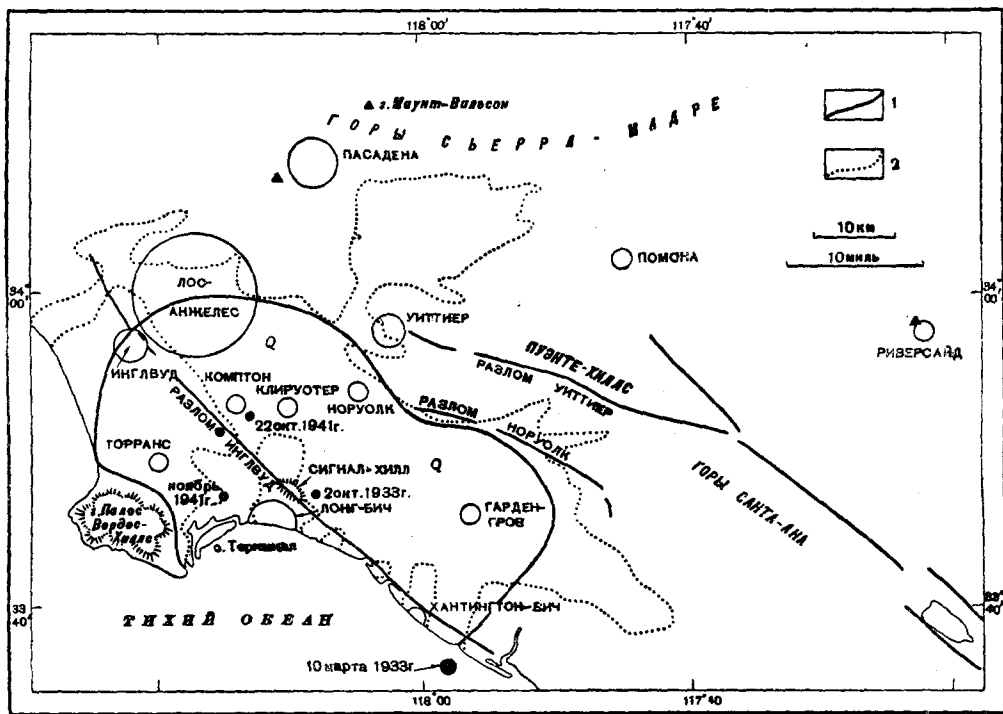
Определение эпицентров вполне надежно, особенно в отношении расположения различных толчков одной и той же серии. Эпицентральная область с трех сторон окружена сетью сейсмических станций южной Калифорнии и их данные дополнялись материалами подвижной станции, работавшей последовательно близ Лагуна-Бич, Хантингтон-Бич, Санта-Моника и в других местах, в том числе непродолжительно на острове Санта-Каталина. Хотя все данные указывают на то, что геологическое строение

¹ Местное время; по Гринвичу 11 марта.

этой области заметно отличается от строения областей далее в глубь материка, возможно, что дальнейшее накопление материалов о распространении сейсмических волн приведет к значительному пересмотру выводов, сделанных в 1933 г.

ЧЕЛОВЕЧЕСКИЕ ЖЕРТВЫ И РАЗРУШЕНИЯ

Хотя это землетрясение было по своей силе умеренным, оно относится к весьма разрушительным. Его магнитуда (6,3) была такой же, как у зем-



Фиг. 28-14. Землетрясение Лонг-Бич 10 марта 1933 г. Показана территория, на которой произошли разрушения, и некоторые эпицентры 1933—1944 гг.
1 — граница территории, на которой произошли сильные разрушения ветхих зданий;
2 — четвертичный аллювий (Q); депрессия Лос-Анжелес и др.

летрясения 1925 г. в Санта-Барбара, при котором человеческие жертвы и убытки были значительно меньше. Но плейстоценовая область землетрясения 1933 г. охватывала весьма населенную область аллювиального бассейна Лос-Анжелес, город Лос-Анжелес и его пригороды, а также небольшой городской центр Лонг-Бич.

Общее число человеческих жертв составляло 120, а убытки от разрушений 50 млн. долларов. Иногда для числа несчастных случаев даются несколько меньшие цифры. Но здесь имеется некоторая неясность, так как все смертные случаи, происходящие вплоть до 1935 г., относили за счет этого землетрясения. Цифра причиненных разрушений довольно умеренная, и она не покрывает всех «скрытых разрушений» деловых зданий, особенно в Лос-Анжелесе, где основательному ремонту подлежали сильно поврежденные внутренние стены и перегородки.

ПОСЛЕДСТВИЯ; ПОЛЕВОЙ АКТ

Это бедствие имело и некоторые положительные последствия. Оно положило конец попыткам дезинформировать и вводить в заблуждение общественность путем отрицания и замалчивания значительной сейсмической опасности, существующей в районе города Лос-Анжелес. Ужасные разрушения школьных зданий, которые привели бы к большому человеческим жертвам, случись землетрясение на несколько часов раньше (по местному времени оно произошло в 5 час 54 мин вечера), заставили законодательные учреждения издать Полевой акт (см. главу 8). Был опубликован ряд отличных отчетов о разрушениях и других обстоятельствах, которые все вместе привели к улучшению строительных норм, а также к применению антисейсмических мероприятий в городах, где ими раньше пренебрегали. Программа регистрации сильных движений, разработанная Береговой и геодезической службой США, нашла горячий отклик и поддержку. Внимание, проявленное к этому землетрясению, способствовало общему развитию сейсмологических работ в Калифорнии, хотя получение хороших результатов было несколько затруднено вследствие сильного экономического кризиса, разразившегося в то время.

ГОДОГРАФЫ

Другое научное использование результатов изучения землетрясения в Лонг-Биче оказалось возможным благодаря точному знанию положения эпицентра и начального времени возникновения землетрясения, что было необычным для толчка такой магнитуды. Наличие времен прихода волн *P* и других волн на таких удаленных станциях, как европейские и даже более дальние, было с успехом использовано для уточнения таблиц времен пробега сейсмических волн.

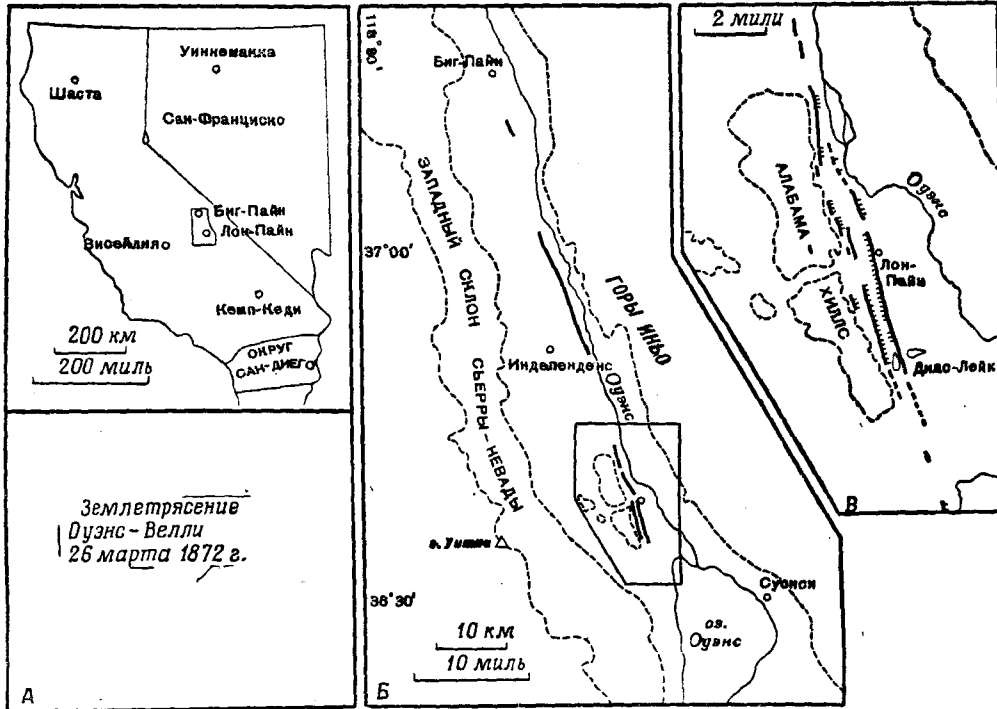
ПОЗДНЕЙШИЕ ТОЛЧКИ

Разлом Инглвуд оставался сейсмоактивным и после 1933 г. Толчки 1941 и 1944 гг. причинили небольшие местные разрушения в этом районе и, по-видимому, вызвали разрушительные подземные смещения на нефтяных месторождениях Доминг и Розекранс (глава 12). Землетрясение 14 ноября 1941 г., вероятно, произошло не непосредственно в зоне Инглвуд. Хотя его магнитуда была только 5,4, оно сопровождалось большими разрушениями в деловом центре города Торранс. Почти все эти повреждения произошли, очевидно, вследствие обрушения стен и зданий, плохо отремонтированных после землетрясения 1933 г.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ОУЭНС-ВЕЛЛИ 26 МАРТА 1872 г.

Это землетрясение, равно как и другие, рассматриваемые в следующих разделах, произошло в провинции Бассейнов и Хребтов. Толчок 1872 г. (фиг. 28-15) был, несомненно, наиболее сильным из известных для этой области. Он вообще считался самым сильным для региона Калифорния — Невада в целом, превышающим по магнитуде землетрясения 1857 и 1906 гг. на разломе Сан-Андреас. Это утверждение базировалось на силе его про-

явления в обширной плейстоценовой области, а также на том, что оно ощущалось на большом удалении от эпицентра.



Фиг. 28-15. Землетрясение Оуэнс-Велли 26 марта 1872 г.
А — обзорная карта; Б — структура Оуэнс-Велли; В — разломы 1872 г., картированные Джонсоном. (По Хобсу.)

ДОКУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Наши источники ограничены. Один из важнейших документов — это довольно краткий доклад, подготовленный проф. Уитни¹, бывшего в то время руководителем ныне не существующей Калифорнийской государственной геологической службы. Этот доклад, состоящий из двух частей, появился в Ежемесячнике Оверленда (Overland Monthly), не особенно широко распространенном журнале, издававшемся в Сан-Франциско. В настоящее время представляет ценность только первая часть доклада, вторая же состоит из обобщений и гипотез. Ограниченные данные Уитни были воспроизведены в статье Хобса, который добавил много нового важного материала, включая отдельные карты трасс разрывов, составленные в 1907 г. Джонсоном, работником Геологической службы США, на основании признаков, оставшихся на поверхности. Каталог землетрясений Холдена (Holden, 1898) также содержит уникальную информацию; Таунли (Townly, Allen, 1939), готовя свой исправленный каталог, дополнил материал и критически его рассмотрел. Исследования Кнопфа (1918) дали некоторые добавочные геологические сведения. Последняя геологическая карта находится в Бюлетене № 170 Калифорнийского горного отдела.

¹ Его именем названы гора Уитни, наиболее высокая вершина Сьерры-Невады и высочайшая точка Соединенных Штатов, исключая Аляску.

ЖЕРТВЫ, РАЗРУШЕНИЯ, ИНТЕНСИВНОСТЬ

Наиболее разрушительные эффекты землетрясения проявились в городе Лон-Пайн, с населением 250—300 человек. Во время землетрясения 23 человека было убито и 60 ранено, из которых 4 впоследствии умерли. Из 59 домов были разрушены 52; большинство из них глинобитные (из адоби).

Вследствие малой заселенности этого района в 1872 г. сведения о протяженности области, оцутности землетрясения, конечно, были не полные. Уитни отмечает, что толчок ощущался в Калифорнии от горы Шаста на севере, до округа Сан-Диего на юге. Холден приводит газетные статьи, из которых следует, что землетрясение ощущалось в долинах Сакраменто и Сан-Хоакин. Таунли указывает, что по всем признакам толчок был очень слабым или вообще не ощущался в Сан-Франциско. Область, в которой ощущалось землетрясение, протягивается через большую часть Невады, по крайней мере до Уиннемакка и, возможно, в штаты Юта и Аризона.

Холден утверждает, что в Камп-Кеди толчок был настолько сильным, что в результате него сдвинулись вагоны, а Уитни говорит, что мулы были сбиты с ног (странное наблюдение, если учесть, что это случилось в 2 час 30 мин ночи). Место это находилось в 140 милях от Лон-Пайна¹.

В Суонси, недалеко от Лон-Пайна, были разрушены строения; различные сведения о разрушениях поступили из ряда других населенных центров Оуэнс-Велли. Из последних наибольшие повреждения указываются в Висейлии, в то время только небольшого города на восточном краю долины Сан-Хоакин.

В горах Сьерра-Невада произошли большие оползни и обвалы. Мьюр в своей книге об Йосемитской долине оставил документальную зарисовку падения одного из небольших шпилей.

В озере Оуэнс возникла большая волна. Это мог быть сейш, однако Хобс и другие с достаточным основанием относят ее возникновение за счет наклонов, сопровождавших вертикальные смещения, которые описываются ниже.

УСТУПЫ

Разломы, закартированные Джонсоном, относятся главным образом к окрестностям Лон-Пайна близ восточного подножия холма Алабама-Хиллс, представляющего, очевидно, наклонный блок, внутренний по отношению к долине Оуэнс-Велли, которая в свою очередь представляет собой грабен между высокими обрывами Сьерры-Невады и горами Иньо, возвышающимися на западе и востоке на 14 000 футов над уровнем моря. Большинство описанных структур является вертикальными уступами. Наибольшее из замеченных смещений составляет 23 фута. Джонсон тщательно изучил отношение уступов, возникших в 1872 г., к более древним того же характера. Новые уступы возникали обычно на линии древних уступов или как прямое продолжение их, а в тех местах, где смещения в 1872 г. происходили непосредственно по древнему уступу, дополнительное новое смещение было относительно небольшим. Почти везде встречаются уступы, обращенные в противоположном направлении к склону, обычно на запад и на восток, с депрессией между ними. 23-футовый уступ, обра-

¹ Камп-Кеди был военным постом на южном берегу реки Мохаве около 34,9°С, 116,6°З, недалеко от эпицентра землетрясения Маникс в 1947 г.

щенный на восток, находится против уступа высотой более 10 футов, обращенного на запад, и чистое смещение оказывается не более 13 футов; это наиболее надежное из проведенных наблюдений.

Впрочем, вопрос о том, насколько эти уступы имеют действительно тектоническое происхождение, остается открытым. Они могут представлять собой результат локального раскалывания блоков в зоне дробления вследствие сотрясений или перераспределения деформаций при землетрясении, как это указывалось в главе 7. Другое обстоятельство, заслуживающее внимания, заключается в том, что некоторые из этих уступов, например близ озера Диас-Лейк, видны в аллювиальных отложениях, но затухают по мере приближения к коренным породам. Это подчеркивает возможность образования шарнирного сброса. Хобс обращает внимание на обратные срезы и рисует их на трассе в миле южнее и немного восточнее озера Диас-Лейк.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

К счастью, наши сомнения в отношении реальности существования разломов как таковых могли рассеяться, поскольку имелось много наблюдений горизонтальных смещений, а некоторые из них были ясно описаны Уитни, детализируя один из таких примеров, замечает:

«Это же самое было отмечено нами у Лон-Пайна и Биг-Пайна по оградкам и канавам; горизонтальное расстояние, на которое почва передвинулась, варьирует от трех до двенадцати футов. Однако это местное явление и оно не может служить указанием на общее движение долины в каком-либо определенном направлении».

Такое неосторожное обобщение может привести к тому, что мы упустим детали, имеющие значение для понимания механизма землетрясения.

Смещение, детализированное Уитни взято из диаграммы капитана Скунса и приурочено к дороге, проходящей в широтном направлении в 3 милях к востоку от Индепенденса. Западная часть дороги передвинулась на 18 футов к югу, претерпев тем самым левостороннее смещение. Подобный же левосторонний сдвиг на величину около 10 футов описан капитаном Килером у Холдена, замеченный им по смещению широтной изгороди в $1\frac{1}{2}$ милях к югу от Лон-Пайна. Правосторонний сдвиг описан Малхолландом следующим образом:

«В полумиле севернее Лон-Пайна в западном направлении, под прямым углом к железной дороге протягивается аллея высоких деревьев. На расстоянии около 100 ярдов от дороги наблюдается смещение этого ряда деревьев. За той точкой, где прямая линия деревьев изломана, деревья стоят на 16 футов дальше к северу, чем на линии от той же точки до дороги».

Хобс упоминает, вероятно, о том же смещении, но не разъясняет его смысла. Он воспроизводит также фотографию Джонсона, показывающую правостороннее смещение ряда деревьев на 9 футов, не указывая места этого явления.

Так как вдоль разломов одного и того же простирания наблюдаются и левосторонние и правосторонние сдвиги порядка 15 футов, это указывает на механическую сложность явления, анализ которого по имеющимся отрывочным данным невозможен. Тем не менее очевидность существования сдвига восточнее Индепенденса остается. Он относится к разлому, указываемому на современных геологических картах и простиранию на северо-запад к Биг-Пайну. О нем же пишет Эрл в письме, цитированном в книге Фримана на стр. 229.

Уитни неоднократно указывает, что особенности, наблюдаемые вблизи Биг-Пайна, сравнимы с особенностями у Лон-Пайна. Хобс даже иногда путает эти два названия. Недалеко от Биг-Пайна есть плейстоценовый конус вулканического пепла, который прорезается молодым разломом. У подножия большого уступа здесь заметен меньший уступ, который можно датировать 1872 г.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ШТАТАХ НЕВАДА И ЮТА, 1915, 1932 и 1934 гг.

ДОЛИНА ПЛЕЗАНТ-ВЕЛЛИ, 1915 г.

О землетрясении 1915 г. в штате Невада часто не знают, хотя оно сразу же было подробно описано Джонсом, а образовавшиеся при этом разрывные уступы были вновь изучены Пейджем в 1935 г. Плейстоценовая область этого землетрясения находилась в долине Плезант-Велли, около 40 миль южнее и несколько восточнее Уиннемакки. В нее попадают небольшой шахтерский городок Кеннеди и несколько ранчо.

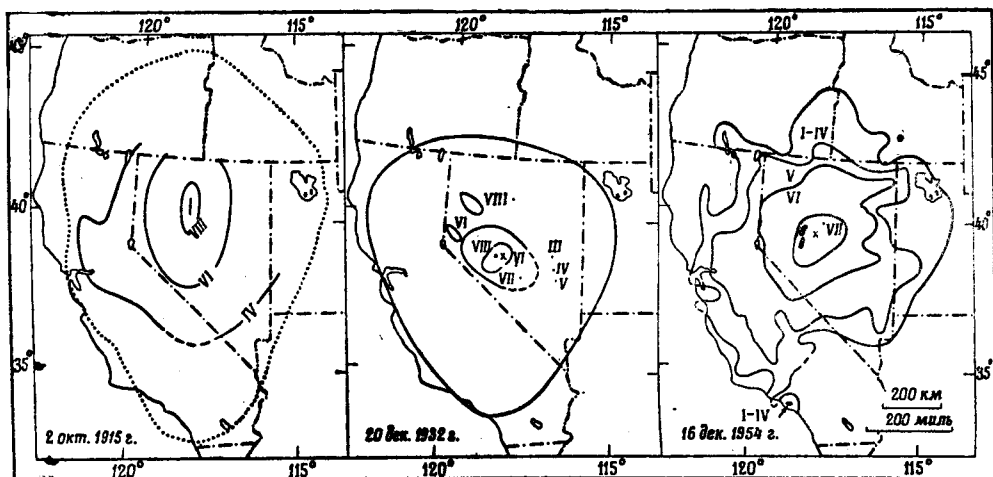
Форшоки. 2 октября 1915 г. в 3 час 40 мин пополудни ощущалось резкое землетрясение в северной части штата Невада, охватившее также город Рено (125 миль от Плезант-Велли). В Кеннеди разрушений не было, но толчок вызвал панику среди населения. В 5 час 49 мин пополудни произошло сильное землетрясение. В Кеннеди было трудно стоять на ногах; в Рено останавливались часы; и область, где толчок ощущался, распространяется по крайней мере на 200 миль от Плезант-Велли в пределы Калифорнии. Наблюдатель из Кеннеди пишет (по сообщению Джонса):

«После этого толчка было заметно непрерывное дрожание, земля ни на минуту не оставалась в покое. Около девяти часов мы легли спать. Если закрыть глаза, то казалось, что лежишь в пульмановском вагоне, где скрипят и трещат окна и где просыпаешься внезапно от грохота, который возникает через интервалы в двадцать — тридцать минут и продолжается каждый раз пять-десять секунд. В 10 час 54 мин все успокоилось, или, быть может, мы невольно уснули, когда вдруг послышался ужасный рев и грохот, и мы были выброшены из кроватей...»

Это было главное землетрясение (магнитуда 7,6, в 06 час 52,8 мин по Гринвичу). В Кеннеди некоторые здания из адоби были разрушены. Были также разрушения в шахте и на ее обогатительном предприятии, впрочем вскоре восстановленные. Постройки из адоби на всей территории Плезант-Велли были сильно повреждены. Каркасные дома расшатались и сдвинулись с фундаментов. В зданиях, расположенных ближе к самому разлому, разрушений было меньше, чем в долине на некотором расстоянии от него.

В Уиннемакка многие кирпичные и глинобитные дома были повреждены, а дымоходы разрушены от уровня крыш. Землетрясение ощущалось на очень большой площади. Джонс указывает, что оно распространилось от Бэкера, штат Орегон, до Сан-Диего и от Тихоокеанского побережья до Солт-Лейк-Сити. Такие же общие сведения помещены во всех каталогах. Как правило, в них не проводилось должного различия между действительно ощущаемыми сотрясениями и такими побочными эффектами, как качание люстр. Бюллетень станции в Беркли, например, отмечает, что «одна газета сообщила, что толчок ощущался в Сан-Франциско». Однако Джонс показывает изосейсты только для штата Невада (см. фиг. 28-16).

Образование разломов. На восточной стороне южной части долины Плезант-Велли, напротив Кеннеди, появился сбросовый уступ, высотой от 5 до 15 футов. Он был трассирован на расстояние свыше 22 миль вдоль подножия хребта Сонома и дальше на 2 мили южнее, где он распадается на несколько ветвей, которые затухают на коротком расстоянии. Хребет Сонома — один из типичных хребтов меридионального простираения провинции Бассейнов и Хребтов. В районе тектонического уступа породы



Фиг. 28-16. Изосейсты землетрясения Невады 1915 г. (R. F.), 1932 и 1954 гг. (M. M.)

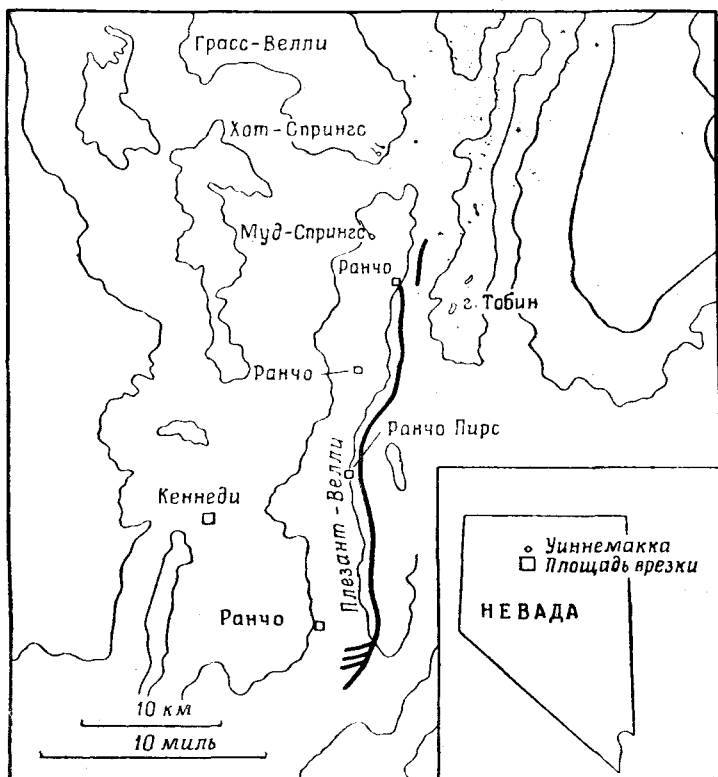
представлены главным образом доломитами с прослоями риолитов и базальтов. В северной части долины ясно видна древняя трасса постплейстоценового разлома высотой от 6 до 10 футов. Его можно проследить на юг до линии уступа 1915 г. Джонс пишет:

«Современный тектонический уступ, образовавшийся во время землетрясения, почти точно совпадает с древним разломом. Намечается определенная тенденция к смещению разрыва несколько западнее пересечения сбросом аллювиальных конусов выноса, где он оставляет свои следы в виде тонких слоев аллювия, покрывающих коренные породы. Однако там, где сдвиг пересекает твердые породы, трассы древнего и молодого разломов практически совпадают».

Дальше эта мысль развивается следующим образом.

«Лучшее и наиболее доступное место для изучения рифта, возникшего вследствие землетрясения, — это ранчо Пирса. Оно расположено на расстоянии в несколько сотен футов от рифта... От амбара поднимается по склонам гор изгородь, проходящая на восток через линию сброса... Как можно определить на глаз... в горизонтальном направлении изгородь не переместилась. На разломе она сломана, и открытая щель глубиной пятнадцать футов обнажает поверхность пород, залегающих в ее основании, представляя тем самым удобный случай определить истинное падение плоскости разлома... Поверхность сброса штрихованная и покрыта тонким слоем мягкой глины трения, образовавшейся при движении по разлому. Штрихи отклонены от вертикали меньше чем на пять градусов к северу... Вертикальное смещение, измеренное здесь, составляет 12 футов и 5 дюймов. Видимое падение разлома по поверхности пород 54° на запад. Горизон-

тальное расхождение вертикальных стенок аллювия, покрывающего плоскость разлома, было 9 футов. Эта величина близко совпадает с расстоянием, вычисленным по вертикальному смещению и падению.



Фиг. 28-17. Землетрясение Невады 2 октября 1915 г. Плейстоценовая область и разломы. (По Джонсу.)

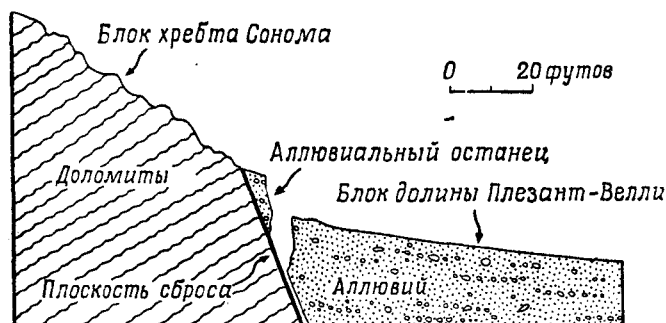
«Причина образования обычной вертикальной плоскости разлома при землетрясении весьма очевидна. Когда плоскость разлома достигала поверхности... тонкий рыхлый слой аллювия оказывал меньшее сопротивление движению, чем породы более протяженной контактной зоны между аллювиальным слоем над разрывом и плоскостью разлома. В результате произошел разрыв на поверхности на коротком расстоянии к западу от выхода древнего разлома... (см. фиг. 28-18).

Развитие открытых щелей, подобных описанной, встречается вдоль разлома чрезвычайно редко... Верхние слои почвы часто могли зависать, когда более глубоко расположенная масса аллювия соскальзывала вниз по плоскости разлома. На поверхности горизонтальное движение на запад было широко представлено вторичными трещинами в верхних слоях почвы, и рифт заполнялся обломками раздробленных сброшенных блоков.

Описанные особенности дают ключ к пониманию общей тенденции образования двух и более ветвей рифта при пересечении им мощных аллювиальных отложений. Часто одни ветви затухают, заменяясь на коротком расстоянии другими, вниз по уклону. Только там, где рифт следует точно

по линии обнажения древнего разлома, он представлен единственной непрерывной плоскостью».

Джонс приводит фотографию, на которой показано дерево, наклоненное относительно смещением глубоких и поверхностных слоев.



Фиг. 28-18. Землетрясение Невады, 1915 г. Связь молодого тектонического уступа с древней плоскостью сброса. (По Пейджу, из работы Gilluly J., Waters A. C., Woodford A. O., Principles of Geology, San Francisco, W. H. Freeman and Company, 1951.)

После землетрясения на поверхности появилось необычное для такой пустынной местности количество грунтовых вод. В Муд-Спрингс (горячий источник на линии разлома в северной части долины) «с каждым перекосом грунта источник, который вытекал обычно спокойно, начинал фонтанировать на высоту двух-трех футов». Это было одним из немногих описаний пульсирующего извержения грунтовых вод.

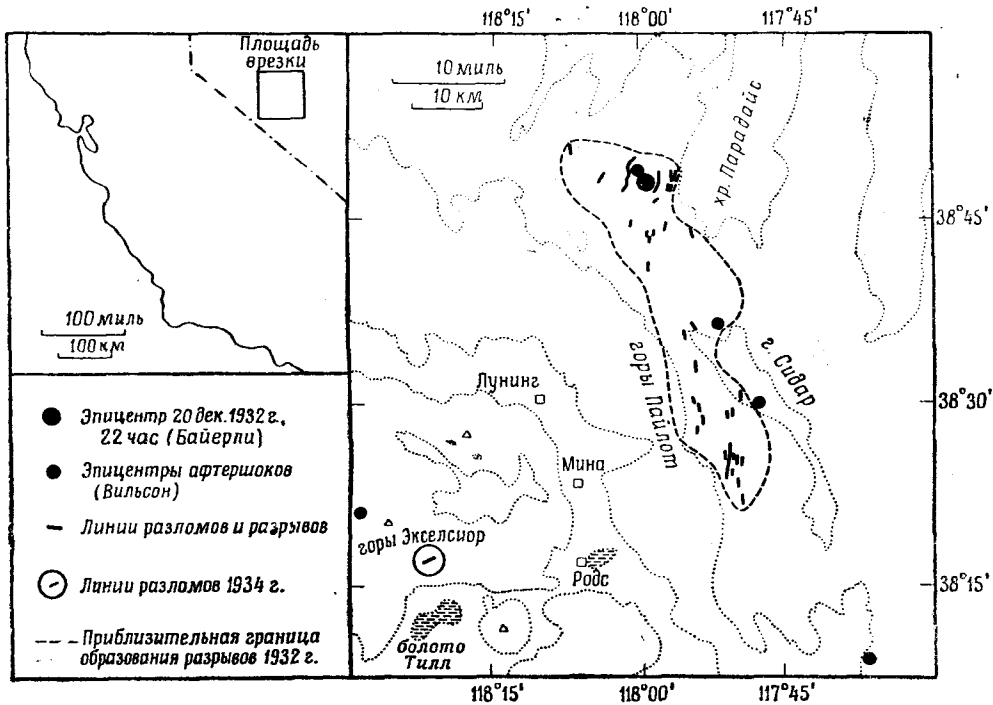
Пейдж, изучивший эти проявления спустя 20 лет, обнаружил там довольно свежие их следы. Он выделил в северной части уступ длиной 4,6 миль, а в южной, в 2 милях западнее, — длиной 16,7 миль. Он обнаружил плоскости скольжения, оставшиеся на доломитах, имеющих падение 49° к западу. Пейдж подтвердил мнение, что в 1915 г. образование разлома происходило и в других местах, включая хребет Стиллуотер, далеко на юге. Он не исследовал этот район, представляющий также интерес в связи с землетрясением 1954 г. Другие уступы дальше на север, образовавшиеся также в 1915 г., видны на планшетах карт, выпущенных позднее Геологической службой США (планшет горы Тобин, 1951 г.; планшет Голконда, 1952 г.). Некоторые наблюдатели посещали долину Плезант-Велли до 1955 г. и нашли заметные уступы, местами сильно измененные оползанием и размывом.

ГОРА СИДАР, 1932 г.

20 декабря 1932 г. (21 декабря 06 час 10 мин 05 сек по Гринвичу) в центральной части Невады произошло землетрясение с магнитудой 7,3. Оно ощущалось по всей территории Невады (в Рено VI баллов) и в соседних штатах, а также в Сан-Франциско, Лос-Анжелесе и Солт-Лейк-Сити (фиг. 28-16). Плейстосейстовая область (фиг. 28-19) располагалась в одной из грабенообразных долин Большого Бассейна, окаймленного блоковыми горами. Это одна из последних малонаселенных частей Соединенных Штатов. Во время землетрясения там насчитывалась едва ли дюжина жителей. В результате толчка развалилась каменная будка, претерпела значительные

повреждения фабрика на одной из шахт и появились подземные обвалы в различных действующих рудниках.

Признаки образования разломов. Основание долины представляет собой часть изрезанной депрессии, сложенной третичными озерными отложениями и вулканическими породами. Явления, свойственные образованию разломов, были обнаружены в полосе шириной от 4 до 9 миль и длиной 38 миль, простирающейся в направлении 21° СЗ. Прослежено 60 отдельных трасс разломов длиной от нескольких сотен футов до 4 миль. Они состояли главным образом из трещин, осложненных иногда вертикальными и горизонтальными подвижками. В некоторых местах трещины раздвигались, образуя небольшие грабены.



Фиг. 28-19. Плейстоценовая область землетрясения Невады 20 декабря 1932 г. (По Джайнелла и Каллахану.) Инструментальные эпицентры и разломы землетрясения 30 января 1934 г.

Геологи Джайнелла и Каллахан подчеркивают, что вторичные явления, возникшие благодаря сотрясениям, здесь не имели место. Разрывы прослеживались в каменных утесах и исчезали в аллювии. Они часто следовали вдоль небольших обрывов или проходили по депрессиям поперек хребтов, подчеркивая тем самым возможность существования вдоль их линий старых древних разломов.

В общем разрывы образовали кулисообразную систему с преобладающим север-северо-восточным простиранием, но часть из них простирается на север-северо-запад. Вдоль некоторых линий наблюдались также кулисообразные боковые ответвления, в которых отдельные трещины имели более восточное простирание, чем вся трасса в целом, что соответствует напряжениям при правосторонних сдвигах. Вертикальные подвижки были небольшие, обычно несколько дюймов, хотя вдоль одной из линий они достигали 2

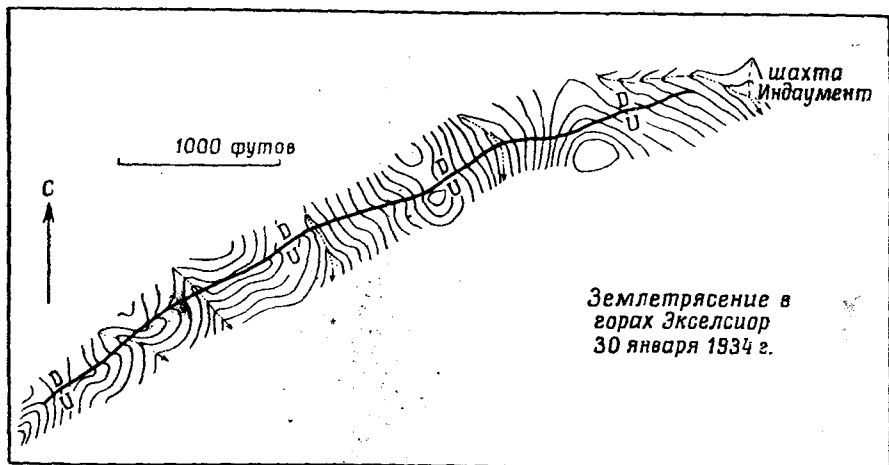
футов. Опущенные крылья были обращены как на восток, так и на запад. На некоторых участках заметны были обращения, указывающие на шарнирные явления. На одной дороге обнаружен правосторонний сдвиг на 34 дюйма. Некоторые трассы носили признаки зигзагообразных изменений простиранья. Участки, направленные на северо-запад, характеризовались валами выдавливания, а простирающиеся на северо-восток оставались в виде открытых трещин.

Все эти явления можно легко объяснить, предполагая существование правостороннего сдвига по простиранью вдоль разлома, проходящего под дном долины, но не достигающего ее поверхности в виде непрерывного разрыва. Это особенно правдоподобно, если учесть относительно малую прочность осадочных пород, в которых обнаружены разломы.

Эпицентр главного землетрясения и афтершоки. Эпицентр, локализованный Байерли и другими по инструментальным данным, располагался вблизи северного окончания плейстоценовой области. Ряд сильных повторных толчков был специально исследован Вильсоном (Wilson, 1936). Эпицентр одного из них находился вблизи эпицентра главного землетрясения, других — вдоль зоны нарушений, но несколько юго-восточнее. Один афтершок был локализован далеко на северо-западе, совершенно вне активной зоны (но в области землетрясения 1934 г., описываемого ниже). В последующие несколько лет в этой части Невады часто происходили слабые землетрясения. 25 июня 1933 г. толчок с магнитудой 6,1 вызвал разрушения в небольшом селении Уобаска и распространился до Йерингтона и Виргиния-Сити. Эпицентр его находился далеко на западе от эпицентра 1932 г.

ГОРЫ ЭКСЕЛСИОР, 1934 г.

30 января 1934 г. в 12 час 16 мин по местному времени произошло землетрясение с магнитудой 6,5 в 50 милях от плейстоценовой области 1932 г. (в 11 час 24 мин ощущался предварительный толчок с магнитудой 5,5). Последствия этого землетрясения были изучены в поле теми же учеными (Каллахан и Джайнелла). Было обнаружено много тектонических особенностей вторичного характера. Однако на южном склоне гор Экселсиор были видны следы первичного разлома (фиг. 28-20) в зоне дробления,



Фиг. 28-20. Линия разлома землетрясения Невады 30 января 1934 г. (Джайнелла и Каллахан.)

образующей поверхностное выражение древнего разрыва, простирающегося здесь на 65° СВ. В этой зоне преобладали в основном метаморфизованные породы, но на севере на коротком расстоянии они контактировали с вулканическими породами. Здесь не обнаружено древнего тектонического уступа или других поверхностных следов, которые указывали бы на существование разлома до землетрясения.

Молодой тектонический уступ прослежен на протяжении 4500 футов с максимальным смещением только 5 дюймов. Местами он прерывается и состоит из серий кулисообразно расположенных трещин с общим простираанием на север. Севернее его трасса изгибается по оврагам, имея северо-западное падение около 73° . Однако наиболее замечательным признаком является направление опущенного крыла на северо-запад по восстанию. Эта особенность не присуща оползням, но имея в виду указанное падение, можно полагать, что она соответствует нормальному сбросу, который, вероятно, скорее можно отнести за счет действия силы тяжести при сотрясении, чем непрерывного взламывания, направленного от гипоцентра к поверхности.

ЮТА, 1934 г.

Землетрясение 12 марта 1934 г. в штате Юта вызвало небольшие разрушения и некоторую панику в Солт-Лейк-Сити. Явления, которые можно отнести за счет разломов, наблюдались близ Космо на северном берегу Большого Соленого озера. Они прослеживаются по границе Ханзель-Велли, типичной для провинции Бассейнов и Хребтов. Хотя геологическими исследованиями здесь и не обнаружено разлома, но наблюдались крутые уступы, которые могут быть связаны с ним. Появились источники, приуроченные к полосе трещин длиной не менее 5 миль.

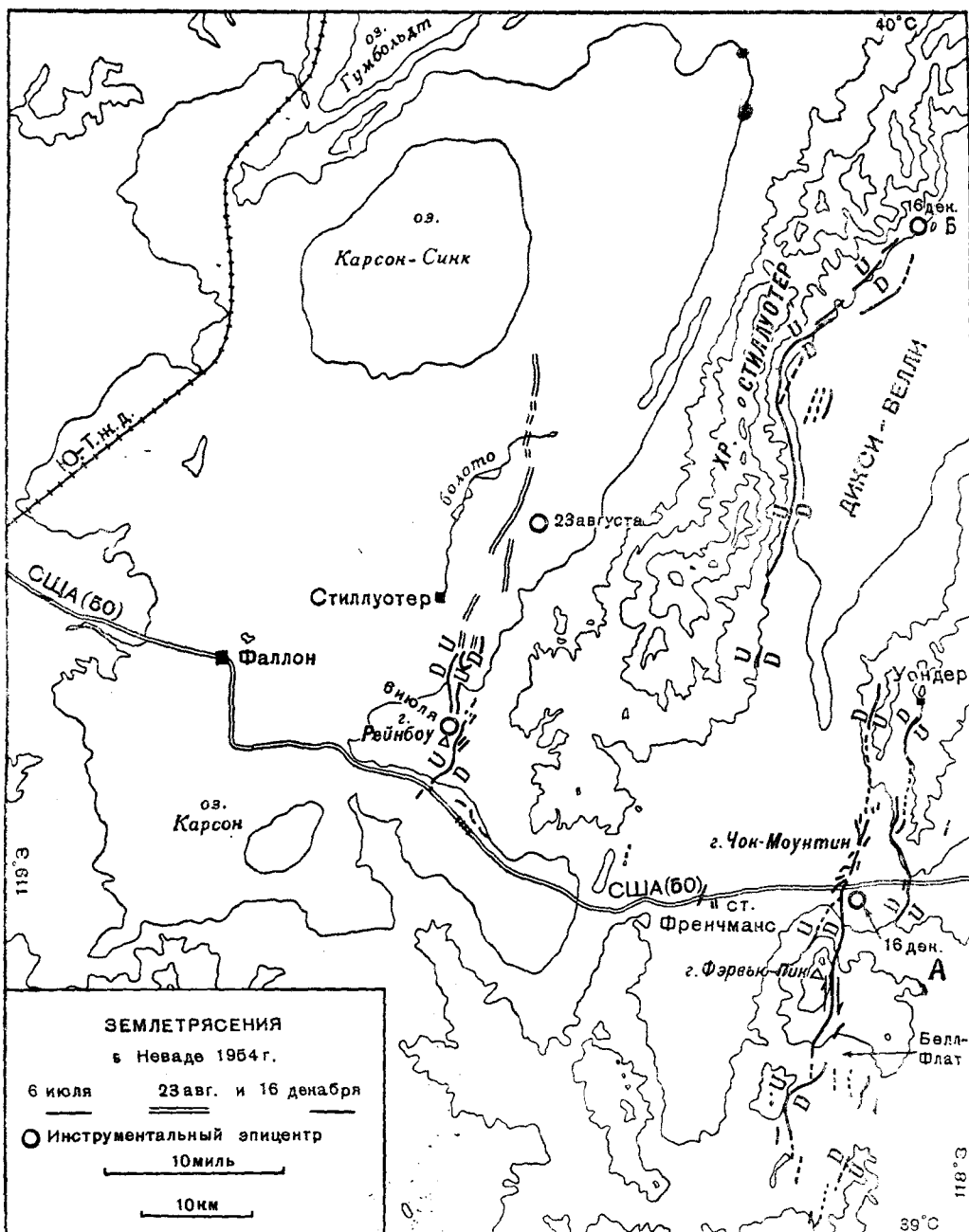
Отчет о полевых исследованиях был подготовлен Шеноном, сотрудником Геологической службы США. Он отмечает вертикальное смещение между двумя сторонами трещин в 20 дюймов. Ясных следов горизонтальных смещений не обнаружено. Все эти трещины располагаются в пластах соли или слабо уплотненном гравии. «Таким образом, — пишет Шенон, — нельзя определенно утверждать, что трещины не образовались по оползням и оседаниям в результате сейсмических воздействий». Далее он подчеркивает тесную связь трещин с террасами и линиями древних источников и высказывает предположение, что они могли образоваться вследствие подвижек глубинных коренных пород. Это один из многих примеров проблемы интерпретации вероятных трасс разломов, рассмотренных в главе 7.

НЕВАДА, 1954 г.

Землетрясения, возникшие к востоку от Фаллона в июле, августе и декабре 1954 г. (фиг. 28-21), имеют для наших целей наибольшее значение. Полное изучение сопутствующих им явлений было выполнено совместными усилиями групп, возглавлявшихся профессорами Джайнелла и Слеммонсом (университет Невады) и Байерли (Калифорнийский университет).

ИЮЛЬСКИЕ И АВГУСТОВСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Этим событиям не предшествовало ни одного заметного толчка (быть может, был один форшок с магнитудой 3). Первое сильное землетрясение (исправленная магнитуда 6,6) 6 июля было разрушительным в Фаллоне.



Фиг. 28-21. Плейстоценовая область и разломы. Землетрясения Невады, 1954 г.

За ним следовали продолжительные серии афтершоков, включая землетрясение с магнитудой 6,4, на 11 часов позднее первого. Второе сильное землетрясение (магнитуда 6,8) произошло 23 августа и за ним также последовало много повторных толчков. Согласно Дон-Точеру (Tocher, 1956), июльские

и августовские землетрясения «... произошли вследствие смещений по разлому, простирающемуся на север, вдоль восточного склона горы Рейнбоу (15 миль восточнее Фаллона), к южному краю озера Карсон-Синк. Подвижки после землетрясения 6 июля проявились на поверхности в виде свежего вертикального уступа высотой от одного до двенадцати дюймов, с поднятым западным крылом относительно восточного, или в виде трещин без видимых смещений вдоль них, или вдоль узкой линейной зоны, проходившей на протяжении 11 миль по аллювиальной долине размыва у подножия горы Рейнбоу и на севере переходящей в плоскую пустыню... Движение по разлому, сопровождавшее землетрясение 23 августа, распространялось примерно на 14 миль севернее, чем дислокации 6 июля. Были видны также признаки увеличения смещений на северном конце разрыва 6 июля.

Гора Рейнбоу представляет собой наклонный блок третичных пород, падающий на запад под углом от 35 до 50°. Следы разломов вдоль его восточного края видны везде, как в проллювиальном откосе (аллювиальная долина) вдоль подножия горы Рейнбоу, так и далее на восток по дну долины, сложенной современными наносами алевритов и выносами гравия озера Лахонтан. К северу от северного окончания горы Рейнбоу разлом виден лишь в рыхлых озерных отложениях...

Все разрывы грунта... прослежены в слабо уплотненных поверхностных слоях... Тем не менее непрерывность отдельных трещин (некоторые из них можно проследить на расстоянии до пяти миль) и выдержанная прямолинейность зоны на протяжении 25 миль, включающей эти трещины, заставляет полагать, что движения на поверхности полностью отражают перемещения пород фундамента, поскольку они указывают на простираение разлома горы Рейнбоу, секущего фундамент.

Смещения 23 августа были более непрерывными, чем 6 июля, вероятно, в результате относительно больших смещений (от 30 до 12 дюймов).

ГЛАВНЫЕ ТОЛЧКИ 16 ДЕКАБРЯ

Рассматриваемые события достигли кульминационной точки 16 декабря, когда произошло главное землетрясение с магнитудой 7,1, за которым спустя четыре минуты последовал толчок с магнитудой 6,8. Оба толчка возникли в 30 милях восточнее июльского и августовского, в районе обычно малонаселенном, а в это время года и совсем пустынном. Разведочными исследованиями было обнаружено образование разломов в таких эффектных размерах (фиг. 28-21А, 28-21Б) и такой протяженности, что магнитуда землетрясения вначале казалась заниженной. Однако сейсмограммы удаленных и близких станций подтвердили указанное ее значение. Более того, протяженность изосейст и интенсивность на одинаковых эпицентральных расстояниях оказались меньше, чем для землетрясения в Неваде в 1915 г. (фиг. 28-16).

Образование разломов. Общая протяженность зоны разломов составляет около 65 миль¹. Она состоит в основном из двух примерно равных участков, расположенных кулисообразно, со смещением примерно на 10 миль и направленных на северо-северо-восток. Южный участок проходит в 5

¹ Многие из дальнейших сведений, включая и цитаты, взяты из предварительных материалов, распространенных на заседании Геологического и сейсмологического общества Америки в апреле 1956 г. в городе Рено. Другие детали были предоставлены проф. Джайнелла.



Ф и г. 28-21А. Образование разлома близ Фэрвью-Пик, Невада; декабрь 1954 г.
(Фото Бениоффа.)



Ф и г. 28-21Б. Образование разлома близ Фэрвью-Пик, Невада; декабрь 1954 г.
(Фото Бениоффа.)

милях от северной зоны разломов, обнаруженной Джайнелла и Каллахана в 1932 г.

Согласно исследованиям Ромни, по инструментальным данным эпицентр главного землетрясения располагался на южном участке, а эпицентр сильного толчка, происшедшего четыре минуты спустя после главного, — на северном. Можно поэтому полагать, что оба разлома возникли раздельно, именно во время этих землетрясений. Оба участка не связаны ни видимыми следами разрывов на поверхности земли, ни какими-либо другими дислокациями. Северный разлом имел смещение не менее 7 футов по вертикали и, быть может, только небольшие горизонтальные подвижки. Южная зона разломов «... имеет до 12 футов вертикальное смещение и до 12 футов горизонтальное. Эти максимальные значения отмечаются в разных местах. Там, где грабены приурочены к главному разлому, основной уступ достигает высоты более 7—12 футов. Наиболее высокий уступ... достигает 23 футов высоты. Вертикальные и горизонтальные смещения в 2—3 фута встречаются обычно и по другим разломам на территории, испытавшей подвижки во время землетрясения 16 декабря 1954 г. Разломы везде нормального типа с падением, как правило, от 55 до 70°».

«Большинство разломов проходит по границам между горстами блоков фундамента и блоками грабена долины, покрытыми аллювием. Однако местами разломы образуют короткие сечения поперек изрезанных краев горных или долинных блоков. Большинство разломов... следует вдоль одного края разорванного блока, но по крайней мере в одном месте — в долине к востоку от Чок-Маунтин — блок грабена передвинулся одновременно с оживлением разломов, ограничивающих обе его стороны... Разломы выступали в виде простых одиночных трещин, в частности в коренных породах, но могли образовывать также ветвящиеся зоны или «зоны рассеченных грабенов». ... Формы, называемые здесь «рассеченными грабенами», являются структурами гравитационного обрушения, образующимися при увеличении угла падения плоскости сброса по мере ее приближения к поверхности. Изменение угла падения поверхности вместе с нормальным перемещением по разлому создает в верхней его части пустоту; обрушение всякого блока под влиянием силы тяжести облегчается, вероятно, под действием вибраций, вызываемых землетрясением. Эти структуры обрушения образуют узкие зоны грабенов, которые следуют вдоль края сброшенного блока, подчеркивая тем самым высоту основного уступа... Оползание вершины основного уступа может еще более увеличивать кажущееся смещение по разрыву».

Сравним это с описанием Джонса для 1915 г.

Уступы северного участка «редко имели заметные горизонтальные смещения, а там, где они были, их направление менялось от места к месту». На южном же отрезке «преобладали правосторонние горизонтальные составляющие смещений движения». «Горизонтальные движения выражались в образовании кулисообразно расположенных трещин, в сдвигах дорог, русел рек или линий возвышенностей, подтверждающая возникновение правосторонних сдвигов». Ромни на основании изучения сейсмограмм нашел, что начальное движение при главном землетрясении носило характер правостороннего смещения, а у последовавшего за ним толчка четыре минуты спустя горизонтальное смещение отсутствовало. Правосторонние горизонтальные смещения были обнаружены также повторной триангуляцией, выполненной Береговой и геодезической службой США.

Южный отрезок, проходящий через Фэрвью-Пик, является настоящей трассой разлома, хотя он и усложнен небольшим грабеном, описанным гео-

логами-разведчиками. Северный отрезок отличается от него по своему характеру. Он имеет менее линейный вид, проявляя тенденцию следовать контурам западной части Дикси-Велли. Местами он врзается в горы, пересекая при этом их отроги, так, как это обычно наблюдается вдоль южной трассы. Здесь имеется по крайней мере один относительно высокий уступ. Хотя Ромни помещает эпицентр второго землетрясения 16 декабря близко к этой трассе, он считает глубину гипоцентра равной 40 км, против 15 км для первого сильного толчка. Следовательно, более вероятно, что северная трасса не так непосредственно связана с подвижками в гипоцентре. Остается неясным, какие разрывы северного отрезка разлома образовались вследствие первого землетрясения и какие из них являются вторичными и возникли как результат сотрясения. Блоки земной коры у поверхности оказываются раздробленными, образуя линию разлома. Относительно этого разлома возникает лишь одно сомнение: связан ли он с подвижками на глубине. Если не принимать во внимание сотрясения, то становится ясно, что, поскольку первый толчок сопровождался региональными нарушениями, это могло проявиться в смещении блоков вдоль северного отрезка.

Геодезические и гравитационные данные. Факты региональных нарушений, суммированные Уиттенем (Whitten, 1956), необычайно ценны. Съёмка началась после июльского и августовского землетрясений и была закончена незадолго до декабряских толчков. Триангуляция и нивелировка были повторены в начале 1955 г., так что смещения поверхности Земли были измерены тотчас же после того, как они произошли, быстрее, чем когда-либо ранее в подобных случаях. Из полевых наблюдений хорошо определяется правостороннее горизонтальное (сдвиговое) смещение, которое довольно близко согласуется с результатами, полученными Ромни из инструментальных сейсмических наблюдений (он определил простирание 11° СВ и падение 62° на восток с вертикальным смещением, вдвое меньшим правостороннего горизонтального смещения). При повторной съёмке выявлено образование высвобожденных деформаций, которые уменьшаются по мере удаления от разлома. Интересное, согласующееся с этим наблюдение сделал проф. Джайнелла. Вдоль дороги, проходящей северо-восточнее Белл-Флат к югу от Фэрвью-Пик, была обнаружена серия трещин протяженностью $3\frac{1}{2}$ мили с вертикальными и правосторонними горизонтальными смещениями, величина которых постепенно убывала с расстоянием от главного разлома. Воздействие транспорта и погоды уничтожило эти признаки в течение нескольких недель.

Позднее Томсон (Thompson, 1957) сообщил следующее:

«Дикси-Велли и Фэрвью-Велли характеризуются местными отрицательными аномалиями силы тяжести свыше 20 мел. Это свидетельство того, что долины заполнены легкими кайнозойскими отложениями, мощность которых несколько тысяч футов, и что ложе их фундамента близко к уровню моря. Разломы 1954 г. представляют собой, таким образом, только самые малые из серии смещений, образовавших не только видимый топографический рельеф в 5000 футов, но также и погребенный рельеф сравнимой величины».

Следы предыдущего землетрясения. Недалеко от Уондер (Невада), который находится к югу от Дикси-Велли, и близ северо-восточного продолжения линии разлома Фэрвью-Пик — Чок-Маунтин видны многочисленные следы, по-видимому, очень молодых разрывов. Имеется беглое сообщение, что эти дислокации или часть их образовались при землетрясениях 1906 и 1907 гг. Об этом же упоминается в докладе Шрадера, представленного Горнорудному бюро США, и сообщено Джайнелла одним старым местным

жителем. Относятся ли оба сообщения к одному и тому же явлению, неизвестно. Сильного землетрясения, подтверждающего эти данные, в каталогах нет. Событие это настолько сомнительное, что мы исключили его из наших таблиц и карт.

ВОСТОЧНАЯ КАЛИФОРНИЯ, 1875? и 1950 гг.

В 1896 г. Тернер писал:

«Разломы с небольшими сбросами в плейстоценовых отложениях отмечались по восточному берегу реки Миддл-Фезер, напротив почтовой конторы Уош, и на южной отмели реки около одной мили вверх от этой конторы. Примерно с милей дальше к востоку во время землетрясения (около 1876 г.) в тухах и брекчиях образовались трещины».

Местные жители сообщили Тернеру, что эти трещины имели около двух футов ширины. На планшете Даунивилл эта местность находится близ $39^{\circ}44' \text{ С}$, $120^{\circ}34' \text{ З}$. Упомянутое событие может быть землетрясением 24 января 1875 г., с особой силой проявившимся в северо-восточной части Калифорнии и в Карсон-Сити.

Проф. Джайнелла позднее сообщил о небольших разломах в горах Форт-Сейдж, близ Дойла, в юго-восточной части округа Лассен, Калифорния (недалеко от границы с Невадой). Они связаны с землетрясением 14 декабря 1950 г. (магнитуда 5,6; эпицентр около $40,1^{\circ} \text{ С}$, $120,1^{\circ} \text{ З}$). На западном склоне гор имеются трассы трех разломов с общей длиной около 6 миль и с уступами высотой 8 дюймов.

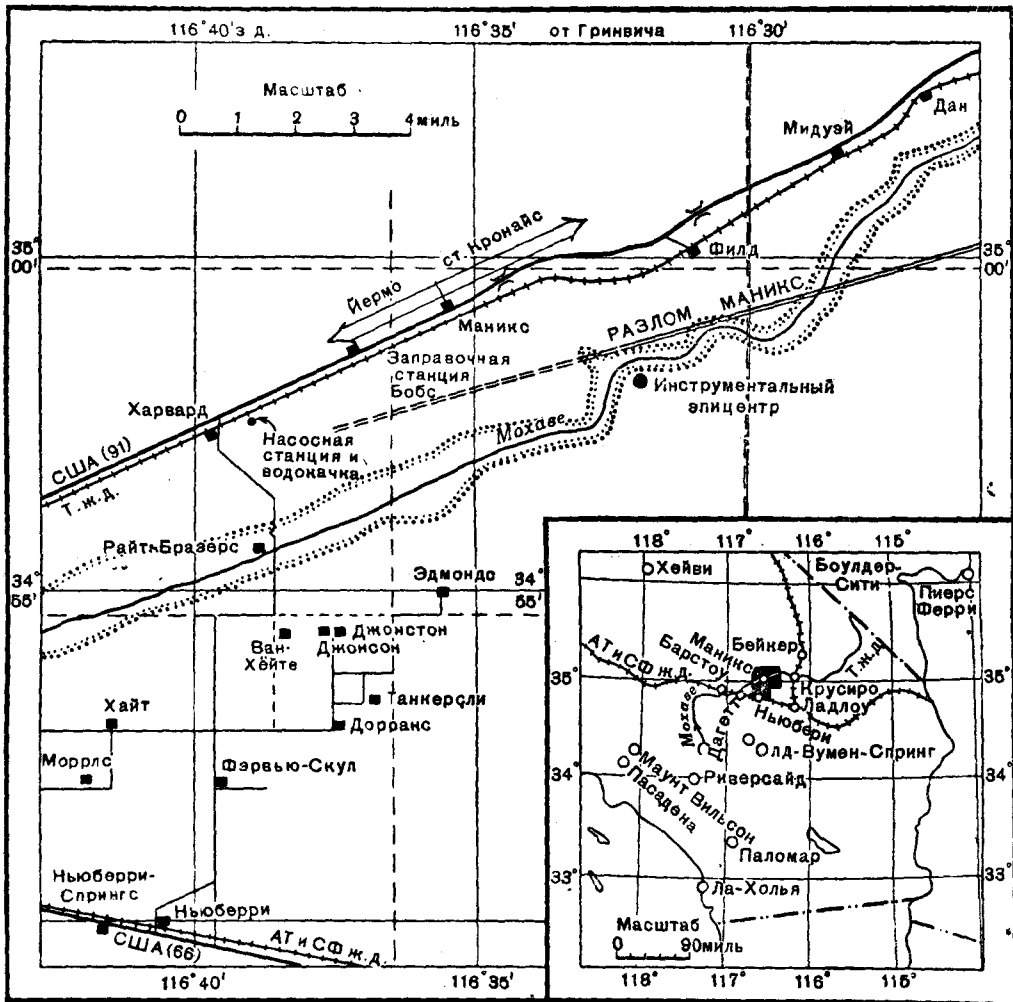
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ МАНИКС, 1947 г.

Маникс, Калифорния, — это станция на железной дороге Юнион Пасифик в пустыне Мохаве, около 25 миль к востоку и немного севернее Барстоу. 10 апреля 1947 г. здесь, в нескольких милях восточнее (фиг. 28-22), произошло землетрясение с магнитудой 6,4. Толчок ощущался на большой площади, включая Лос-Анжелес. Разрушения отмечались только на редко рассеянных по территории ранчо, на железнодорожных станциях и бензозаправочных станциях на соседней автостраде (США 91). Правая колея железной дороги в каньоне Афтон была разрушена обвалами и потребовала капитального ремонта. Во время главного землетрясения и при многих афтершоках поднимались огромные облака пыли от обвалов на обрывах Маникса, вдоль южных склонов которых на небольшом отрезке течет река Мохаве. Эти обрывы простираются с север-северо-востока на юг-юго-запад, намечая разлом Маникс, вдоль которого плейстоценовые (или, возможно, плиоценовые) озерные отложения надвинуты на конгломераты, образующие обрывы.

ТРАССА РАЗЛОМА

У западного края этих обрывов находится терраса, расположенная выше, чем сильно изрезанные слоистые отложения глин и песков озера Маникс. После землетрясения оказалось, что террасу пререзает почти прямолинейный разрыв, образующий одну прямую линию с разломом Маникс. Этот разрыв представлен главным образом открытыми трещинами. Трасса разлома пересекает ряд мелких сухих оврагов, спускающихся по обрывам. Детальное изучение многих из них показало наличие левосторонних сдвигов в 2—3 дюйма. Западнее трасса входит в изрезанную область развития кон-

гломератов конуса выноса, перекрытых песками. Здесь непрерывный разрыв часто сопровождается или даже заменяется серией трещин растяжения, простирающихся приблизительно на северо-восток и связанных в направлении



Фиг. 28-22. Обзорная карта землетрясения Маникс 10 апреля 1947 г. (07 час 58 мин — летнее тихоокеанское время; 15 час 58 мин — по Гринвичу.)

растяжения с левосторонними сдвигами. Общая длина, на которой прослеживается трасса, составляет немногим более мили. Как показывают многие особенности смещений в осадочных породах, она полностью совпадает с зоной разломов Маникс.

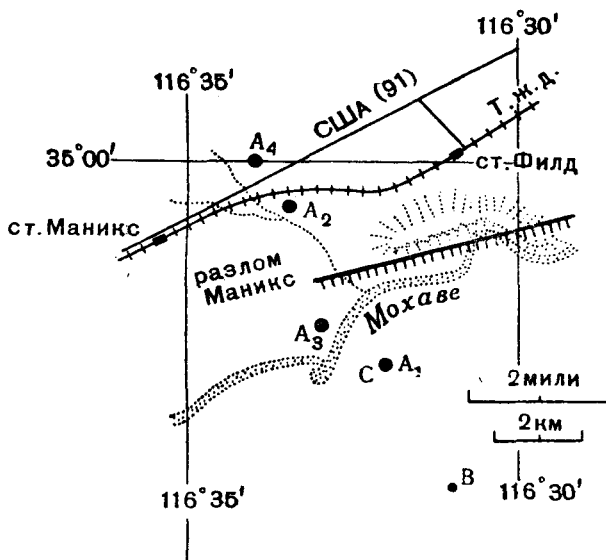
ЭПИЦЕНТРЫ

Постоянные сейсмические станции со всех сторон окружают район Маникса, но находятся от него на расстояниях, больших 100 км. Для наблюдений над афтершоками были организованы две временные станции

на расстоянии 22 и 60 км, работавшие в течение короткого периода, с отличной службой времени. Их данные можно сравнить с записями главного толчка на постоянных станциях. Таким образом, был определен эпицентр главного толчка, который оказался расположенным в 2 мили севернее разлома Маникс в области, подвергшейся значительным нарушениям.

СКРЫТЫЕ РАЗЛОМЫ?

При сравнении на постоянных станциях разностей времен прихода первых вступлений сейсмических волн главного землетрясения с соответствующими разностями для афтершоков были получены неожиданные результаты. Относительное положение группы некоторых эпицентров оказалось возможным определить с ошибкой, значительно меньшей, чем положение каждого эпицентра в отдельности, так как разностные методы менее подвержены влиянию несовершенства наших знаний в отношении скоростей сейсмических волн и строения земной коры. Эпицентры образовали вытянутую зону, но не на разломе Маникс, а по линии, простирающейся в направлении 30° СЗ, примерно перпендикулярно разлому (фиг. 28-23). Применение любых других методов интерпретации, по-видимому, не изменит существенным образом этого результата.



Фиг. 28-23. Эпицентры землетрясения Маникс и его афтершоков. A_1 , A_2 , A_3 , A_4 , B , C представляют собой группы от 3 до 14 толчков. Главное землетрясение обозначено эпицентром A_2 . (Рихтер, Нордуист.)

Знаки первого смещения на нескольких станциях согласуются либо с левосторонним сдвигом по разлому Маникс, либо с правосторонним сдвигом по разлому, идущему вдоль линии эпицентров. Автор считает более вероятным второй случай. Это означает, что небольшие смещения, обнаруженные в разломе Маникс, являются вторичными. Предполагается, что смещение на не известном в других отношениях разломе привело к слабому смещению вдоль древней линии ослабления (разлом Маникс). Механическую сторону явления можно вполне удовлетворительно объяснить, основыв-

ваясь на наблюдениях. Направление обоих движений, например, может являться следствием воздействия рельефа на исходное скольжение вследствие меридионального сжатия. Единственное возражение заключается в том, что разлом по линии эпицентров не известен. Рассматриваемая область геологически изучена недостаточно, отчасти потому, что нет хороших топографических карт. Расположенные здесь хребты сложены изверженными и метаморфизованными породами, полого погружающимися под речные и озерные отложения. Геологическая съемка местности не дает никаких указаний на существование разломов. Единственным признаком последних является наличие линии раздела, протягивающейся в ожидаемом направлении, западнее которой обнажаются главным образом метаморфизованные породы, в то время как к востоку выходят третичные вулканические породы (риолиты и базальты).

Принципиально вполне возможно предположить существование активного разлома в породах фундамента, не выходящего на поверхность. Эта концепция прилагается и к некоторым землетрясениям 1952 г. в округе Керн.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПЕРЕВАЛА УОЛКЕР, 1946 г.

15 марта 1946 г. на перевале Уолкер близ восточной границы Сьерры-Невады, примерно на широте ее перехода к хребту Техачапи, произошло землетрясение с магнитудой 6,3. Ему непосредственно предшествовал сильный толчок (магнитуда $5\frac{3}{4}$), а за землетрясением последовало много повторных толчков. Для регистрации афтершоков было установлено несколько подвижных станций. Обобщение данных их наблюдений было опубликовано Чакрабарти и Рихтером, однако ряд подробностей, вероятно, потребует некоторого исправления, когда будут получены полные результаты изучения записей землетрясений Керн-Каунти 1952 г. и последующих его толчков, так как оба эти явления имеют довольно тесную тектоническую связь.

Никаких эффектов, свидетельствующих о возможных разломах) не, наблюдалось. Эпицентры афтершоков имеют тенденцию (не очень четко выраженную) к образованию зоны, вытянутой в направлении с северо-востока на юго-запад. Они располагаются на массиве Сьерры-Невады, но гипоцентры можно отнести на краевой разлом, если принять, что плоскость сброса падает под углом $60-70^\circ$. Некоторые из последних толчков, рассматриваемые в опубликованных статьях повторными по отношению к главному землетрясению, оказываются далеко на западе от основной группы эпицентров, попадают в область распространения землетрясений 1952 г. и являются, таким образом, ценным звеном, связующим оба эти явления.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КЕРН-КАУНТИ 1952 г.

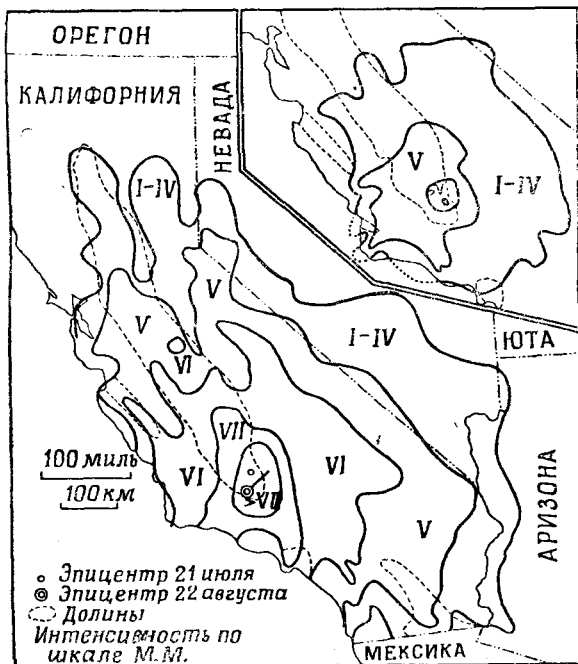
Описываемые ниже события представляют собой первую благоприятную возможность детальных сейсмических исследований одного из сильных Калифорнийских землетрясений после установления на сейсмических станциях современных сейсмографов. Многие из полученных результатов

¹ Это исследование остается до сих пор (1962 г.) лучшим из того, что было сделано американскими сейсмологами по детальному изучению последствий сильного землетрясения, главным образом — его последующих толчков (афтершоков). — *Прим. ред.*

имеют исключительно важное значение. О них уже упоминалось в других главах (особенно в главе 8), но дальнейшее рассмотрение будет касаться всех основных данных. Изучение результатов наблюдений еще полностью не завершено.

ТЕКТОНИКА И ПРОШЛАЯ ИСТОРИЯ

Главное землетрясение, происшедшее в округе Керн 21 июля 1952 г. (фиг. 28-24), было во многих отношениях неожиданным. Разлом Уайт-Волф, на котором оно возникло, упоминался и описывался Хутсом и был закартирован на официальной геологической карте Калифорнии, но не было в общем никаких оснований выделять его из ряда других разломов как возможное место сильнейшего землетрясения. К юго-западу разлом этот был закартирован лишь до того места, где он исчезает под аллювиальными отложениями долины Сан-Хоакин. Геофизические разведочные исследования показали, что он продолжается дальше и проявляется весьма высоким уступом фундамента. Но эти подробности стали достоянием общественности только после землетрясения.



Фиг. 28-24. Изосейсты землетрясения Керн-Каунти 21 июля 1952 г. Врезка: изосейсты афтершока 22 августа 1952 г. («Бейкерсфилдское землетрясение»). (По данным Береговой и геодезической службы США.)

Частично вследствие неравномерного распределения населения, частично из-за поздней организации сейсмических станций в южной Калифорнии сейчас трудно выяснить, были ли до 1929 г. связаны с этим разломом умеренные и слабые толчки. Землетрясение 22 октября 1916 г., имевшее магнитуду около 6, ощущалось с особой силой на перевале Техон и на основании макросейсмических данных было отнесено к разлому Сан-Андреас.

Однако эти данные не исключают возможности расположения его эпицентра близ эпицентра землетрясения 1952 г. В еще большей степени это может быть отнесено и к небольшому, но ощущавшемуся на значительной площади толчку 16 февраля 1919 г.

В течение 1929—1952 гг., когда методы регистрации слабых толчков улучшались очень медленно, в южной части долины Сан-Хоакин и вблизи каньона реки Керн все же было локализовано довольно много эпицентров. В прошлом они, казалось, были рассеяны по всей площади, которая стала активной в 1952 г., но в этом отношении последняя ничем не отличается от рассеянного распределения эпицентров на большей части южной Калифорнии.

В первой половине 1952 г. (и в первые три недели июля месяца) общая сейсмичность в южной Калифорнии была ниже средней и ничто не предвещало последующих событий¹.

Главному землетрясению 21 июля предшествовал только один толчок за 2 час 9 мин до главного (в 09 час 43 мин 04 сек по Гринвичу). Он был небольшой магнитуды 3,1, и его эпицентр располагался несколько западнее главного.

СОБЫТИЯ 21 ИЮЛЯ 1952 г. И ПОСЛЕДУЮЩИХ ДНЕЙ

Главному землетрясению, происшедшему 21 июля в 4 час 52 мин ночи по гражданскому летнему времени (11 час 52 мин 14 сек по Гринвичу), приписывается магнитуда 7,7. Оно является сильнейшим землетрясением Калифорнии после 1906 г. Спящие проснулись почти во всех населенных пунктах южной Калифорнии; среди них были сотрудники лаборатории Пасадена, многие из которых, поняв всю важность события, были на своих местах уже в 7 час утра. Они тотчас же проявили сейсмограммы и обработали их. Эпицентр был определен на расстоянии 80—100 миль к северо-западу. Все время звонили телефоны. Много запросов было от газет и должностных лиц, все время происходил обмен информацией. Как всегда, большое количество звонков было со стороны сильно взволнованных жителей. После первых противоречивых сообщений, наконец, пришли сведения о сильных разрушениях в Техачапи, маленьком городке близ перевала Техачапи, на участке железнодорожной линии между Мохаве и Бейкерсфилдом, принадлежащем двум железнодорожным компаниям: Саузерн-Пасифик и Санта-Фе. Сообщалось, что железные дороги и магистральные шоссе к западу от Техачапи были засыпаны обвалами. В 7 час утра из Пасадины выехала экспедиция с подвижной сейсмической станцией, и в 11 час 57 мин она начала регистрацию в пункте, расположенном несколько юго-восточнее Техачапи. Здесь было зарегистрировано большое количество быстро следовавших друг за другом афтершоков; многие из них резко ощущались людьми.

В результате обрушения зданий слабой несовременной кирпичной кладки в Техачапи погибло одиннадцать человек. Многие здания на главной улице были именно такого типа. Разрушения оказались настолько сильными, что некоторые неосторожные наблюдатели оценивали интенсивность землетрясения в этой местности в VIII баллов, хотя вряд ли здесь было более VII баллов. Более новое сооружение, ранее здание клуба, оста-

¹ Наблюдениями в СССР над процессами разрушения горных пород в лаборатории, в шахтах при горных ударах, а также непосредственно над землетрясениями (в районе южных Курильских островов) показано, что перед главным толчком часто, если не всегда, наблюдается временное затишье. — *Прим. ред.*

лось неразрушенным и послужило пристанищем для раненых и оставшихся без крова¹.

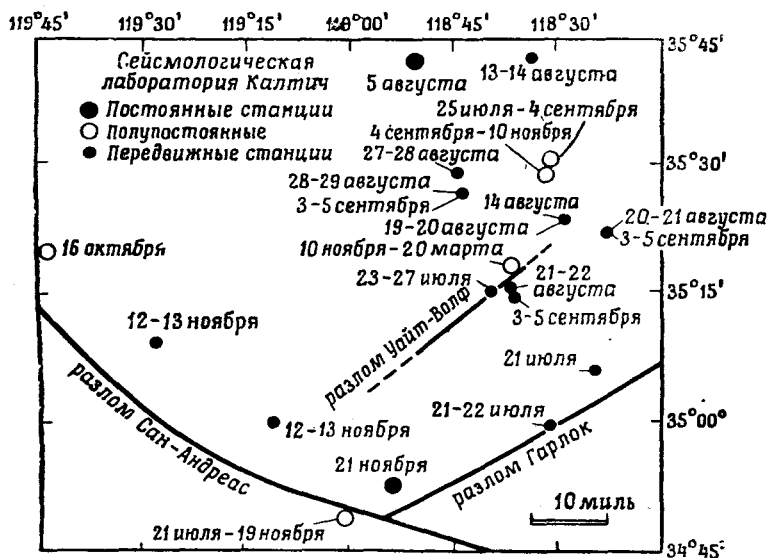
Из окрестностей Техачапи подвижная станция переехала в Уайт-Ок-Лодж, на вершине гор Техачапи (в зоне разлома Гарлок), и затем вернулась в Пасадену. Полевые наблюдения вдоль зоны разлома Гарлок не обнаружили существенных нарушений. Явление, интерпретировавшееся некоторыми наблюдателями как процесс образования разломов, было изучено и отнесено к местному падению небольшого блока пород в зоне разлома, что произошло, вероятно, вследствие сотрясения или общего перераспределения напряжений на большой площади (см. главу 7).

Вторая партия установила 21 июля на непрерывную регистрацию временную станцию в лесной сторожке Чачапейт близ Фрейзер-Маунтин. Эта станция, переведенная затем в форт Техон, оказалась расположенной ближе всех других станций к эпицентру главного землетрясения 21 июля.

Д-р Аманд еще в то время, когда новые сообщения были далеко не полными и противоречивыми, локализовал и изучил главную трассу вдоль линии разлома Уайт-Волф на западном склоне гор Бир-Маунтин. Она проходила в нескольких милях восточнее города Арвин, где были значительные разрушения (интенсивность VIII—IX баллов).

РАСПОЛОЖЕНИЕ СТАНЦИЙ И ЭПИЦЕНТРОВ

В момент главного землетрясения ближайшими постоянными сейсмическими станциями к эпицентру главного землетрясения были Санта-Барбара, приблизительно в 90 км к юго-западу от него, и Чайна-Лейк, примерно на таком же расстоянии к северо-востоку от другого конца активной площади. В течение следующих недель в различных местах, от нескольких часов до нескольких дней в каждом, работала подвижная станция. Дополнительно были организованы непрерывные наблюдения в Хейвилахе (25



Фиг. 28-25. Изучение землетрясений Керн-Каунти 1952 г. Расположение и периоды работы временных и новых постоянных станций.

¹ Подробнее о разрушениях во время этого землетрясения см. главу 8.

июля; позднее станцию перевели в ранчо Нокс и в 1954 г. — в Изабелла), в Вуди (5 августа) и в ранчо Кинг (4 ноября). Все эти пункты показаны на фиг. 28-25. Специальная программа наблюдений выполнялась 3—5 сентября группой из трех подвижных станций.

Комбинируя наблюдения всех станций, в том числе и временных, оказывается возможным определить эпицентры всех сильных толчков и последующих афтершоков. Из них те, которые имели магнитуду 4 и больше, определялись особенно тщательно. Начиная с января 1953 г. толчки, имевшие магнитуду 3 и больше, локализовались обычными методами со специальным систематическим контролем.

СТАТИСТИКА И КАРТИРОВАНИЕ

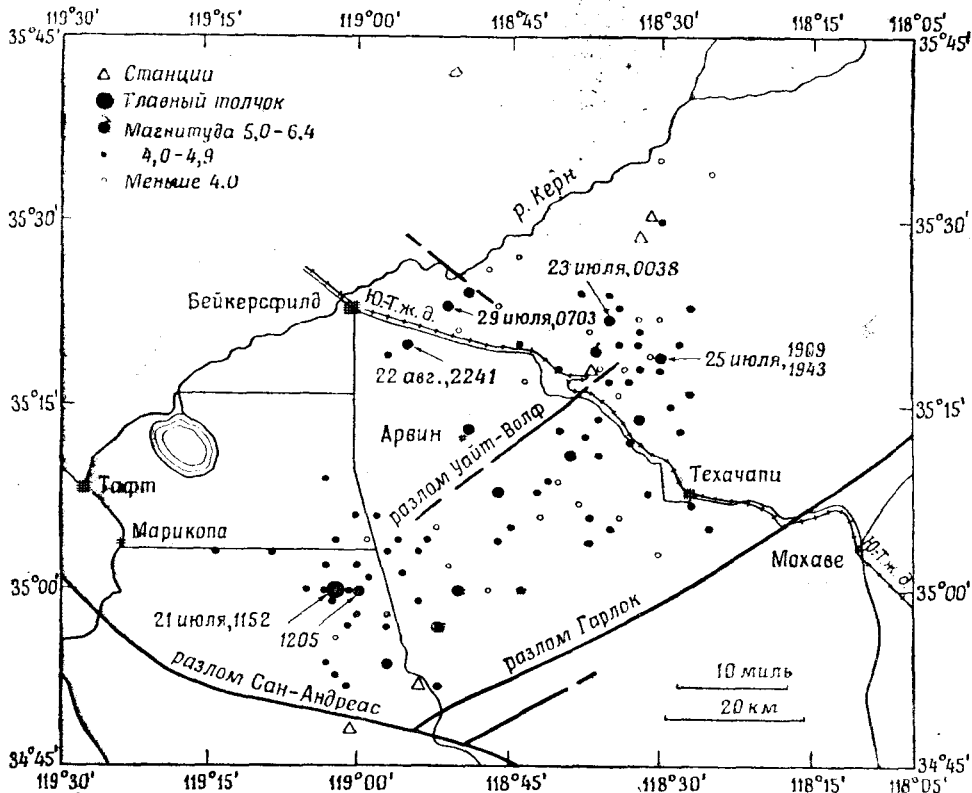
Статистические данные афтершоков с магнитудой 3 и больше приведены в табл. 28-3, а местоположение эпицентров на фиг. 28-26. Они оказываются распределенными в прямоугольнике с резко очерченными южной, западной и северной сторонами. Граница обозначена и на востоке, но отдельные эпицентры находятся и вне ее. Южная и западная границы примыкают к известным разломам Сан-Андреас и Гарлок, немного не доходя до них. Северная граница соответствует господствующим в области структурным

Таблица 28-3

Количество афтершоков на территории активной зоны округа Керн, Калифорния

Дата	Магнитуда		Дата	Магнитуда	
	4,0 и больше	3,0—3,9		4,0 и больше	3,0—3,9
Июль 1952 г.	135	—	Июль 1954 г.	0	10
Август	32	—	Август	0	7
Сентябрь	12	—	Сентябрь	0	9
Октябрь	4	—	Октябрь	0	6
Ноябрь	5	—	Ноябрь	0	4
Декабрь	2	17	Декабрь	0	2
Январь 1953 г.	2	26	Январь 1955 г.	1	4
Февраль	1	30	Февраль	1	7
Март	2	17	Март	0	3
Апрель	1	12	Апрель	0	4
Май	3	31	Май	1	4
Июнь	1	15	Июнь	0	12
Июль	0	10	Июль	1	5
Август	2	10	Август	2	6
Сентябрь	3	9	Сентябрь	0	3
Октябрь	1	9	Октябрь	0	2
Ноябрь	1	17	Ноябрь	1	3
Декабрь	1	12	Декабрь	0	2
Январь 1954 г.	4	23	Январь 1956 г.	0	2
Февраль	4	9	Февраль	0	1
Март	0	7	Март	2	5
Апрель	0	12	Апрель	0	4
Май	2	19	Май	0	5
Июнь	0	8	Июнь	1	7

простирациям, она примерно параллельна разлому Гарлок. Однако эта граница проходит в районе, где простирация поверхностных структур иные и более согласны с простираем разлома Сан-Андреас. Это приводит к выводу о существовании глубинного активного разлома, залегающего ниже поверхностных структур и отличного от них простираем, что напоминает о явлениях, обнаруженных после землетрясения в Маниксе в 1947 г.



Фиг. 28-26. Эпицентры афтершоков Керн-Каунти, 1952—1953 гг.

В табл. 28-4 приводятся дата, начальное время, координаты эпицентров и магнитуда всех толчков серии, для которой характерны магнитуды 5,0 или больше, как они уже были опубликованы. (Список заканчивается 1956 г.; некоторые из значений магнитуд, близкие к 6, возможно, потребуют исправления после того, как будет завершено проводимое сейчас изучение шкалы магнитуд.) Многие из этих землетрясений уже упоминались в связи с рассмотрением вторичных афтершоков в главе 6. Время дано по Гринвичу, отличающемуся от летнего Тихоокеанского времени, которое используется в Калифорнии, на 7 часов.

ОСНОВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Особенности тектоники, обнаруживаемые расположением эпицентров (а для главного толчка и непосредственными наблюдениями в поле) могут заключаться в следующем.

Сильные толчки серии Керя-Каунти (магнитуда 5 и более)

Дата	Время по Гринвичу час мин сек	С. ш.	З. д.	Магнитуда
21 июля 1952 г.	11 52 14	35° 00'	119° 02'	7,7
21 "	12 02			5,6
21 "	12 05 31	35,0	119,0	6,4
21 "	12 19 36	34 57	118 52	5,3
21 "	15 13 59	35 11	118 39	5,1
21 "	17 42 44	35 14	118 32	5,1
21 "	19 41 22	35 08	118 46	5,5
23 "	00 38 32	35 22	118 35	6,1
23 "	03 19 23	35 22	118 35	5,0
23 "	07 53 19	35 00	118 50	5,4
23 "	13 17 05	35 13	118 49	5,7
23 "	18 13 51	35 00	118 50	5,2
25 "	13 13 09	35 19	118 30	5,0
25 "	19 09 45	35 19	118 30	5,7
25 "	19 43 23	35 19	118 30	5,7
29 "	07 03 47	35 23	118 51	6,1
29 "	08 01 46	35 24	118 49	5,1
31 "	12 09 09	35 19	118 36	5,8
1 августа	13 04 30	34 54	118 57	5,1
22 "	22 41 24	35 20	118 55	5,8
1953 г., нет				
12 января 1954 г.	23 33 49	35 00	119 01	5,9
27 "	14 19 48	35 09	118 39	5,0
23 мая	23 52 43	34 59	118 59	5,1
1955 г., нет				
1956 г., "				

21 июля, 11 час 52 мин. Главный толчок. Разлом начался в гипоцентре на глубине 16 км под эпицентром, координаты которого помещены в таблице, и продолжался на северо-восток вдоль разлома Уайт-Волф. Плоскость сброса падает на этом участке под углом около 60°, однако далее на северо-восток падение, вероятно, становится гораздо меньшим. Эпицентры афтершоков, глубина очагов которых сравнима с глубиной залегания гипоцентра основного землетрясения, ложатся на юго-восток от выхода на поверхность разлома Уайт-Волф. Эпицентральная зона вытянута вдоль линии, проходящей недалеко от Техачапи. Начальное возмущение, вероятно, произошло по этой линии на соответствующей глубине, что отвечает наблюдавшейся интенсивности землетрясения в районе Техачапи. Трещины развивались вверх и на запад, рассекая поверхность земли вдоль только что описанной трассы.

21 июля, 12 час 05 мин. Сильнейший афтершок с эпицентром вблизи главного землетрясения.

23 июля, 00 час 38 мин. Сильный афтершок, свидетельствующий об изменении тектонической обстановки. Все предыдущие афтершоки хорошо локализовались (насколько это возможно было определить по имевшимся

сложным данным) на юго-восточной стороне разлома Уайт-Волф. Таким образом, они принадлежали поднятому блоку. После главного толчка и до 23 июля на опущенном крыле не отмечалось ни одного эпицентра. Однако эпицентр этого сильного афтершока и других следовавших за ним толчков легли на северо-западной стороне разлома, и следовательно, принадлежали опущенному блоку. Если по всем толчкам на поднятом блоке и тем, которые последовали за сильным афтершоком на опущенном крыле, построить кривую высвобожденных деформаций по Бениоффу, то это будет тип кривой скальвания. Толчки же на опущенной стороне до и после главного толчка образуют кривую высвобожденных деформаций типа сжатия (фиг. 6-16).

25 июля, 19 час 08 мин и 19 час 43 мин. Два довольно сильных афтершока, соответствующих, вероятно, небольшому продвижению разлома в северо-восточном направлении и давших начало конечному эпицентру, который оставался весьма активным в последующие месяцы.

29 июля, 07 час 03 мин. Распространение высвобождения деформации до окрестностей Бейкерсфилда. Серия толчков, образующих границу активной зоны.

22 августа, 22 час 41 мин. Бейкерсфилдское землетрясение с эпицентром, только немного отличающимся от эпицентра 29 июля, но вызвавшее более сильные разрушения.

12 января 1954 г. Сильнейший толчок после 22 августа 1952 г. Эпицентр очень близок к эпицентру главного землетрясения.

ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК; ИНТЕНСИВНОСТЬ И ИЗОСЕЙСТЫ

Изосейсты главного землетрясения 21 июля, построенные по материалам Береговой и геодезической службы США, показаны на фиг. 28-24. Более детальное изображение изосейст в плейстосейстовой области, где интенсивность была VIII баллов и выше, не делалось. При определении интенсивности по макросейсмическим эффектам на трассе разлома возникают противоречия. Интенсивность, определенная по разрушениям на трассе разлома, составляет XI баллов и выше (по шкале М. М.), хотя по сведениям о разрушениях сооружений в пунктах вблизи трассы не было никаких признаков особенно сильных сотрясений. Интенсивность IX баллов была установлена на большей части площади вблизи разлома, и эффекты, вызванные сотрясением в X баллов (такие, как широкие трещины и разрушения подземных труб) были отмечены во многих местах.

Особенно замечательным является показанная на карте общая вытянутость внешних изосейст в направлении с северо-запада на юго-восток, параллельно региональным структурным простираниям, хотя простирание разлома Уайт-Волф почти перпендикулярно им¹.

Местоположение инструментально определенного эпицентра на краю плейстосейстовой области далеко от ее центра вполне очевидно и оно соответствует тому, что наблюдалось и при других землетрясениях. Это согласуется также с общим планом развития процесса образования разломов в сторону от эпицентра, хотя было бы естественным предположить, что большая часть энергии могла освободиться от разлома вблизи его середины.

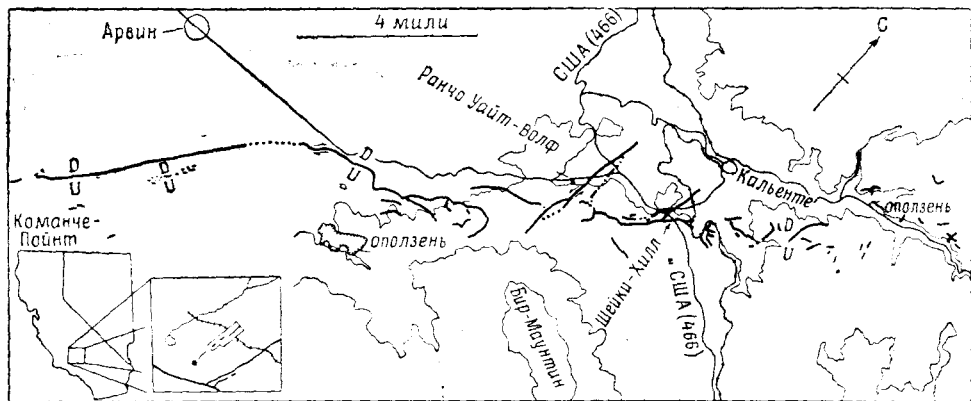
¹ Исследованиями в СССР показано, что затухание сейсмических колебаний при распространении вдоль простирания основных тектонических структур гораздо меньше, чем по направлению поперек простирания. Вытянутость внешних изосейст, о которой говорит автор, легко объясняется этим обстоятельством. — Прим. ред.

Здесь наблюдается, таким образом, прямой эффект распространения волн из движущегося источника. К этому явлению мы вернемся несколько ниже.

Землетрясению сопутствовали сильно развитые длиннопериодные процессы, которыми, по-видимому, можно объяснить высокую интенсивность на удивительно больших расстояниях. Большинство этих процессов проявилось в виде оползней и трещин во влажных грунтах.

ТРАССА РАЗЛОМА

Основное отображение процесса образования разломов на поверхности (фиг. 28-27) проявилось на западном склоне Бир-Маунтин в виде уступа высотой в общем около 4 футов, падающего на запад. Сама трасса сильно искривлена и образует ряд кулисообразно расположенных ответвлений. Так как она проходит главным образом по рыхлым оползневым породам, это вызывало сомнения в ее природе. Однако повторная нивелировка, выполненная Береговой и геодезической службой США, показала, что разлом представляет собой реальный взброс массива Бир-Маунтин. У основания уступа выделяются разбитые трещинами массы грунта, неправильной формы, ограниченные гребнями выдавливания с одной стороны и открытыми трещинами растяжения — с другой. Однако эти ясные признаки сдвига не обнаруживают согласного или непрерывного развития на больших отрезках трассы. Более того, ряды изгородей, пересекаемых трассой, оказались не смещенными, за исключением нарушений вблизи уступа. Эти линии изгородей — старые и, вероятно, они были выстроены раньше, чем начался процесс накопления деформаций, высвобожденных землетрясением.



Фиг. 28-27. Трасса разлома. Землетрясение Керн-Каунти 21 июля 1952 г.
(По Бувалде и Сен-Аману.)

U — поднятия, D — опускания.

Рассматриваемую трассу можно проследить со всеми ее осложнениями от Команче-Пойнт (холмистая местность, вдающаяся в долину к юго-востоку от Арвина) на северо-восток за железную дорогу, проходящую через перевал Техачапи. На полпути расположено ранчо Уайт-Волф, где находился один из самых старых домов этого района. Он был смещен со своего фундамента, но разрушен не очень сильно, так как, учитывая опыт великих землетрясений 1857 и 1872 гг., каркас дома был хорошо скреплен диагональными связями. За усадьбой ранчо, протягиваясь почти на север, проходила ясно выраженная зона дробления с левосторонними подвиж-

ками. Сдвиги были видны по смещениям оград вблизи этой усадьбы и по смещениям заборов в холмистой местности на юге. Эта особенность напоминает поперечный сдвиг отрезка трассы Новозеландского землетрясения 1931 г. (глава 29).

Ясно выраженная трасса отходит от северного склона Бир-Маунтин несколько южнее автострады 466, которая пересекается разломом, выраженным здесь в виде зоны дробления шириной около 20 футов, с левосторонним смещением. Шоссе вскоре отремонтировали, но к северу, где трасса взбирается на холм, она была хорошо заметна по трещинам и небольшим уступам. Это место часто посещали туристы, и оно стало известно под названием «качающийся холм», так как те, которые останавливались, чтобы посмотреть на него, обычно чувствовали один или несколько толчков, ощущавшихся на всей площади. Подобная этой трасса, только меньшая по размеру, проходит в четверти мили к западу.

К северо-востоку от нее наблюдалось одно из наиболее примечательных проявлений землетрясения — смещение и разрушение железнодорожных туннелей (см. главу 8). Трещиноватость и другие признаки указывали на небольшие смещения на поверхности непосредственно над туннелями. Это можно сравнить с аналогичными наблюдениями в туннеле Танна во время Японского землетрясения 1930 г. (глава 30).

Эффектные трещины и оползание указывали на общее северо-восточное направление разлома, оканчивающегося недалеко от эпицентра сильных афтершоков 25 июля.

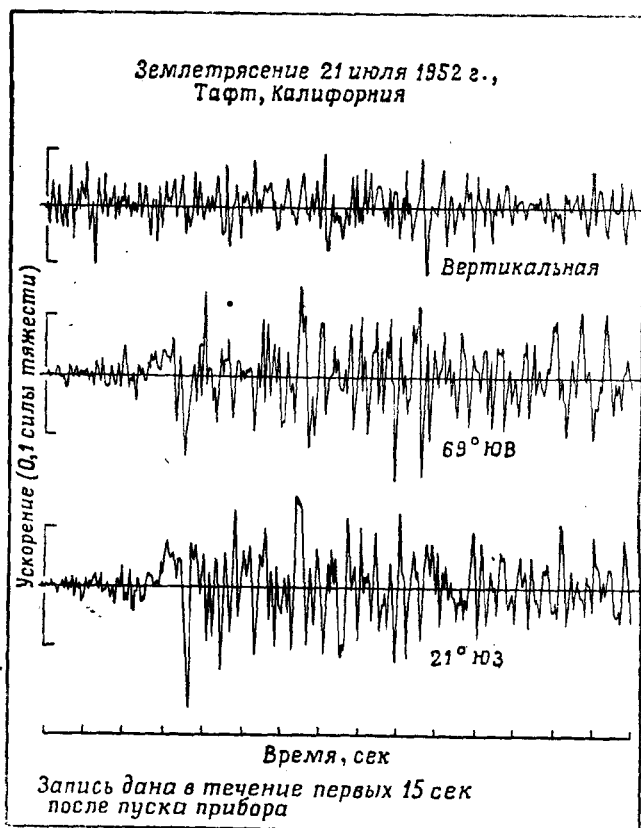
РАБОТЫ БЕРЕГОВОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ США

Сотрудники Береговой и геодезической службы США немедленно после землетрясения выехали в поле. Среди других результатов их работ были собранные ими фотографии и другие документальные данные о проявлениях землетрясения, которые были использованы при построении карт изосейст (фиг. 28-24). При помощи сейсмографов для регистрации сильных движений сотрудники Службы получили ценные записи. Из них наиболее интересной оказалась сейсмограмма станции Тафт (фиг. 28-28), находившейся только в 45 км (28 миль) от эпицентра главного землетрясения. Дополнительные комплекты аппаратуры этого типа были установлены в эпицентральной области на весь период афтершоков. Таким путем было получено много ценных сейсмограмм для изучения сейсмических колебаний на малых эпицентральных расстояниях.

Большое значение имели результаты повторной точной нивелировки и триангуляционной съемки в эпицентральной области. Некоторые из линий, вдоль которых проводились повторные наблюдения, были заложены всего за несколько месяцев до землетрясений. Уитни сообщил:

«Массив Бир-Маунтин, к юго-востоку от разлома, передвинулся на север-северо-восток на расстояние порядка от одного до двух футов, но юго-западная часть его... оказалась сдвинутой вверх по долине в направлении на северо-запад. Смещение одного из триангуляционных реперов в тальвеге долины свидетельствовало о том, что движение ее блока произошло на такое же расстояние в запад-юго-западном направлении. Наибольшее вертикальное смещение на величину до 2 футов, по-видимому, произошло... с блоком Бир-Маунтин, поднятым и наклоненным на восток, но передвинувшимся на северо-запад. Депрессия борта долины имела величину порядка полутора футов с центром в котловине на юго-запад от Арвина».

Это описание рисует разлом типа взброса (обратного), сопровождавшегося левосторонним сдвигом по простиранию, что согласуется с полевыми наблюдениями и инструментальными сейсмическими данными (см. фиг. 28-29).



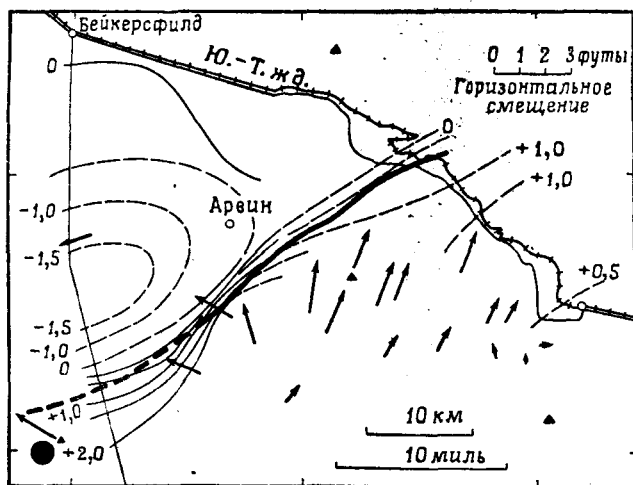
Фиг. 28-28. Сейсмограмма главного толчка землетрясения Керн-Каунти 21 июля 1952 г., зарегистрированная в Тафте сейсмографом для сильных движений на расстоянии 45 км (25 миль) от инструментально определенного эпицентра. (Береговая и геодезическая служба США.)

ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК; ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Благодаря организованному международному обмену в Пасадене были собраны и обработаны Гутенбергом сейсмограммы или их копии с сейсмических станций всего мира. Для выяснения механизма возникновения землетрясения была изучена природа первых вступлений (сжатие и разрежение) на различных станциях. Полученные данные очень хорошо соответствуют движению типа взброса по разлому Уайт-Волф, с падением под углом около 62° в гипоцентре. Менее определенные признаки указывают дополнительную составляющую левостороннего сдвига, который дает точное направление начального перемещения блока почти с севера на юг.

При изучении максимальных амплитуд поверхностных волн для определения магнитуды было обнаружено, что записи Европейских станций дали неожиданно высокие показания. Амплитуды же на записях Австра-

лийских и Новозеландских станций оказались, наоборот, слишком низкими. На этих станциях вторая группа поверхностных волн, распространявшихся вокруг земного шара по большей дуге, оказалась более сильной, чем волны, прошедшие по прямому пути через Тихий океан. Эти результаты можно



Фиг. 28-29. Горизонтальные и вертикальные смещения по данным повторной геодезической съемки в Керн-Каунти после землетрясения 21 июля 1952 г. [Береговая и геодезическая служба США. По Уиттену.]

объяснить накоплением энергии сейсмических волн в направлении, в котором развивался разрыв вдоль разлома Уайт-Волф, начиная от инструментально определенного эпицентра. Можно предположить, что скорость продвижения такого разрыва имеет значение того же порядка, что и поверхностные волны (3—4 км/сек). В результате должно было наблюдаться некоторое подобие эффекта Доплера с увеличением концентрации энергии в направлении разламывания. Это может относиться и к видимой интенсивности в Техачапи.

МЕХАНИЗМ АФТЕРШОКОВ

Д-р Бот во время своего пребывания в Пасадене (1956—1957 гг.) определил первые вступления на записях 57 сильных афтершоков. К югу от разлома Уайт-Волф преобладали левосторонние сдвиги, с простиранием примерно параллельно разлому. К северу от разлома, в районе сильного землетрясения 23 июля, были распространены правосторонние сдвиги различных ориентаций, связанные со сбросовыми движениями. Из толчков близ Бейкерсфилда три имели правосторонний сдвиг, почти параллельный разлому Уайт-Волф, а три других были связаны со сбросами или правосторонними сдвигами различной ориентации.

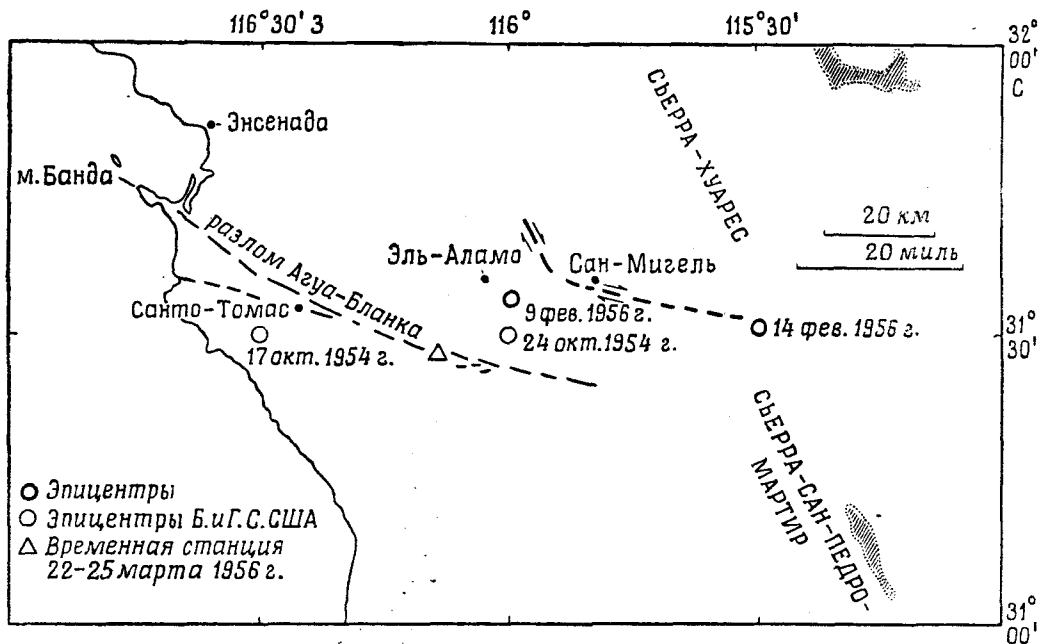
Таким образом, механизм северных афтершоков оказался не простым; это имеет большое значение для развития теорий региональных деформаций.

ПРОЧИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Два основных отчета о землетрясениях Керн-Каунти содержат обширную разнообразную информацию, принадлежащую различным авторам. Отчет инженеров, рассмотренный в главе 8, содержит ценные сведения о геологии и один из двух главных обзоров трассы разлома. Другие описания образования разломов включены в большую монографию Бюллетеня № 171 Горного отдела. Особая статья посвящена детальному разбору замечательной системы значительных поверхностных разрывов, развитых в аллювиальном покрове долины Сан-Хоакин. Они оказались подобными по своей природе и простираению древним трещинам, признаки которых наблюдались в краевой части долины. В бюллетене помещен также интересный доклад о явлениях, связанных с грунтовыми водами, а также изменением уровня в скважинах типа описанных в главе 9.

НИЖНЯЯ КАЛИФОРНИЯ, 1892 и 1956 гг.

В этом разделе приводятся неполные и большей частью не опубликованные исследования. В 1954 г. в Нижней Калифорнии произошли три важных землетрясения (фиг. 28-30): 17 октября с магнитудой 5,7; 24 октября



Фиг. 28-30. Землетрясения Нижней Калифорнии, 1954—1956 гг.

с магнитудой 6,0 и 12 ноября с магнитудой 6,3. Каждое из них сопровождалось большим количеством афтершоков. Эпицентры, определенные Береговой и геодезической службой США с точностью до четверти градуса, имели координаты $31,5^{\circ}$ С, $116,5^{\circ}$ З для землетрясения 17 октября и $31,5^{\circ}$ С, 116° З для землетрясений 24 октября и 12 ноября. Эти данные подтверждают широтное направление структуры, видимой с воздуха и проходящей на этой широте через полуостров Нижняя Калифорния.

26 ноября 1955 г. в этой же области произошел толчок с магнитудой 5,4, а 9 февраля 1956 г. — землетрясение с магнитудой 6,8, сопровождавшееся сложной последовательностью афтершоков с образованием видимых трасс разломов и других явлений, позволяющих провести интересную параллель с нарушениями в округе Керн в 1952 г.

Полевые наблюдения и изучение трассы разлома проводили Шор (Институт океанографии Скриппса, Ла-Холья) и независимо от него Брукс и Робертс (Государственный колледж, Сан-Диего). Аллен, Стэли и Силвер (Калифорнийский технологический институт) исследовали упомянутую выше большую структуру на земле и с воздуха. Подвижные сейсмические станции производили регистрацию в эпицентральной области в течение 60 часов с 22 по 25 марта.

Полученные результаты кратко можно сформулировать следующим образом. Процесс образования разломов начался 9 февраля в районе $31,7^{\circ}$ С, $115,9^{\circ}$ З, недалеко от горняцкого города Эль-Аламо. Здесь в окрестностях города появились новые, первоначально горячие источники. Максимальные разрушения наблюдались несколько восточнее в селении Сан-Мигель (тогда временно ненаселенном). Была обнаружена трасса разлома, резко изменяющая свое направление, или же два разлома, сливающиеся у Сан-Мигеля: восточный, простирающийся 60° СЗ, и западный — 40° СЗ. Наблюдались вертикальные смещения с падением от 1 до 8 футов на юго-запад. В некоторых местах можно было наблюдать правосторонний сдвиг, не менее чем на 2 фута.

Разрыв, образовавшийся 9 февраля, вероятно, простирался на восток до $31,5^{\circ}$ С, $115,5^{\circ}$ З в ненаселенной и труднодоступной местности. 14 февраля здесь началась новая серия землетрясений, в том числе произошли два толчка с магнитудами 6,3 и 6,4 и большое количество более слабых (это обстоятельство имеет сходство с концентрацией афтершоков в конечной точке сейсмического разлома Керн-Каунти после 25 июля 1952 г.). Кривые высвобождения деформаций указывают, что вся серия толчков составляет одну последовательность. Поэтому гипотеза о независимых событиях не подтверждается.

Этот разлом расположен севернее большой тектонической линии, исследованной Алленом и другими, — огромного разлома, Агуа-Бланка, который почти на половине своей длины проходит по полуострову и отмечен исключительно ясными геологически современными следами правостороннего сдвига. Это, вероятно, важнейшая граничная тектоническая линия. Ее отношение к ближайшему активному разлому, находящемуся к северу от нее, подобно отношению разрыва Гарлок к разлому Уайт-Волф.

В этой же области было сильное землетрясение 23 февраля 1892 г. Имеются сведения, что оно очень сильно ощущалось в Энсенате и Эль-Аламо. В Сан-Диего многочисленные небольшие разрушения проявлялись в виде трещин в строениях. К северу землетрясение ощущалось до Висейлии. По магнитуде оно, вероятно, превышало толчок 1956 г. Образовалось ли оно на том же разломе или на разломе Агуа-Бланка, сказать нельзя.

ДРУГИЕ ИНТЕРЕСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

4 сентября и последующие даты 1868 г. Большое количество местных катастрофических толчков, которые вызвали обвалы в районе верхнего течения реки Керн в горах Сьерра-Невада. На них часто ссылаются, рассматривая возможную активность хорошо выраженного меридионального разлома, описанного Лосоном.

11 апреля 1885 г. Землетрясение, ощущавшееся на значительной площади центральной Калифорнии. Его обычно относят к разлому Сан-Андреас. Однако по имеющимся сведениям, наибольшим эффектом землетрясения было падение дымоходов в Лас-Таблас, в 30 милях от Сан-Луис-Обиспо. Поэтому можно полагать, что землетрясение было приурочено к сбросу Начимьенто. 21 ноября 1952 г. произошел толчок с магнитудой 6 вблизи небольшого населенного пункта Брайсон, расположенного недалеко от разлома Начимьенто в общем в той же местности. Этот толчок был довольно сильным в Сан-Симеоне. Примечательно, что в записях 1852 г. упоминается о разрушительных толчках в Сан-Симеоне.

19 и 21 апреля 1892 г. Толчки разрушительные в городах, расположенных в долине к западу от Сакраменто и к северу от залива Сан-Франциско. Соответствующие им разломы установить не удалось.

22 июля 1899 г. Землетрясение ощущалось почти во всей южной Калифорнии с наибольшей известной интенсивностью в окрестностях разлома Сан-Андреас, на перевале Кахон. Многочисленные обвалы перекрыли магистральное шоссе на этом перевале. Разрушения отмечались в Сан-Бернардино, в Паттоне и даже в Лос-Анжелесе.

19 сентября 1907 г. Землетрясение, подобное предыдущему. Обвалы в горах; разрушения в Сан-Бернардино и в Сан-Джасинто.

4 ноября 1908 г. Сильнейший из серии толчков в районе Долины Смерти. В Лон-Пайне интенсивность VI баллов; напуганные изыскатели покинули плейстоценовую область землетрясения. Записано многими сейсмическими станциями.

15 мая 1910 г. Землетрясение с магнитудой 6, возникшее, вероятно, по разлому Эльсинор.

22 июня 1915 г. Разрушительное в долине Импириал. Приписывается разлому Сан-Джасинто (только по полевым наблюдениям).

21 июня 1920 г. Землетрясение в Инглвуде. Вызвало небольшие разрушения. Оно обратило на себя внимание в связи с существованием разлома Инглвуд и его вероятной активности, что было потом подтверждено землетрясением Лонг-Бич в 1933 г.

10 марта 1922 г. Магнитуда $6\frac{1}{2}$. Землетрясение возникло вблизи разлома Сан-Андреас, в окрестностях Чоламе (около $35\frac{3}{4}^{\circ}$ С, $120\frac{1}{4}^{\circ}$ З). Трещины, вероятно, вторичного характера, в рыхлых породах зоны Рифта. Возможно, что эпицентр этого землетрясения образует северную границу зоны образования разломов 1857 г. Юго-восточнее его, вдоль разлома Сан-Андреас, с 1927 г., то есть с начала планомерных инструментальных наблюдений, редко регистрируются даже слабые толчки, в то время как северо-западнее разлома часто происходят толчки с магнитудой до $5\frac{1}{2}$. Эпицентральная область доходит до Холлистера, расположенного к юго-востоку от границы разломов 1906 г.

29 июня 1925 г. Землетрясение в Санта-Барбара с магнитудой 6,3. Положение эпицентра точно определить не удалось, но записи афтершоков, полученные в Санта-Барбара в июле 1927 г., указывают на нахождение эпицентра близ этого города (не далее 10 миль к западу). Его связывают предположительно с одним из известных разломов в районе прибрежного нефтяного месторождения Илвуд. Наиболее существенное значение нарушений, вызванных этим землетрясением, заключалось в его воздействии на антисейсмические строения в Калифорнии и в других местах. Выявленные в результате этого землетрясения случаи неправильного применения антисейсмических мероприятий способствовали разработке и принятию улучшенных норм строительства во многих округах. Однако этот процесс

развивался слишком медленно, пока в 1933 г. в Лонг-Бич не произошло катастрофическое землетрясение. Но даже и после этого индифферентность обществности и инерция официальных кругов продолжали тормозить общее внедрение нужных правил.

4 ноября 1927 г. Сильное землетрясение с магнитудой 7,5, возникшее на краю континентального шельфа, на северной границе зоны дробления Муррей. Вдоль ближайшей береговой линии (западный берег округа Санта-Барбара) наблюдались большие оползни, и сообщение по Южнотихоокеанской железной дороге, следующей здесь вдоль побережья, было прервано. На этом берегу поднялась морская волна до 6 футов высотой. Она зарегистрирована мареографами Калифорнии и на Гавайских островах. В Ломпоке и других прибрежных селениях развалились или повреждены дымоходы.

25 февраля и 1 марта 1930 г. Толчки, вызвавшие частичные разрушения в Уэстморленде и Броли в долине Импириал. Интересны в связи с обнаружением существования активных разломов в этой области.

4 января 1933 г. Магнитуда $5\frac{1}{2}$; эпицентр 28° С, $126\frac{1}{2}^{\circ}$ З, далеко в море.

7 июня 1934 г. Разрушительный толчок в Паркфилде на разломе Сан-Андреас, к северо-западу от эпицентра 1922 г., магнитуда 6. Это землетрясение и связанная с ним группа толчков, представляют значительный тектонический интерес в связи с детальным исследованием Вильсона. Сильный форшок произошел к северо-западу от эпицентра главного землетрясения. Эпицентральная зона афтершоков простирается в юго-восточном направлении от последнего, на расстояние 20 км (12 миль).

30 и 31 декабря 1934 г. Толчки с магнитудами 6,5 и 7,1 возникли к югу от долины Импириал, на Мексиканской территории, возможно вдоль системы разломов, по которой были отмечены смещения в 1940 г. Были разрушены железнодорожные мосты, а пути нарушены так, будто в то время произошло образование разлома.

8 мая 1937 г. Местный разрушительный толчок, возникший на разломе Хейуард в нескольких милях от станции Беркли (Калифорнийский университет).

8 февраля 1940 г. Разрушения в Чико и в Грасс-Велли, магнитуда 6. Эпицентр на западной границе провинции Сьерры-Невады; локализовать его трудно. Имеются признаки необычно глубокого залегания гипоцентра, возможно 35 км.

30 июня 1941 г. Пролив Санта-Барбара, напротив Карпинтерии, магнитуда 5,9. Разрушения в Санта-Барбара и Карпинтерии, главным образом зданий, ослабленных землетрясением 1925 г.

25 декабря 1951 г. Магнитуда 5,9; эпицентр близ юго-восточного мыса острова Сан-Клементе, на $32,8^{\circ}$ С, $118,3^{\circ}$ З. Наиболее сильный толчок в южной приморской области.

21 декабря 1954 г. Разрушительный толчок в Юрике; магнитуда 6,6; эпицентр, определенный станцией Беркли — $40,47^{\circ}$ С, $123,52^{\circ}$ З. Интересен тем, что находился на материке, но севернее зоны дробления Мендосино.

23 октября 1955 г. Толчок с магнитудой 5,4. Интенсивность VI баллов в Сан-Франциско; разрушения (VII баллов) в Уолнат-Крик и некоторых других пунктах к востоку от залива Сан-Франциско. Эпицентр, вероятно, на разломе Калаверас (или Суноле), который ответвляется на восток от Хейуарда.

22 марта 1957 г. Магнитуда 5,3; эпицентр на разломе Сан-Андреас, близ скалы Муссел на берегу, непосредственно за городом Сан-Франциско.

Первый из толчков, происшедших после 1906 г. на разломе Сан-Андреас и по магнитуде приближающихся к землетрясению 1906 г. Соответственно этому он был сильнейшим для Сан-Франциско после 1906 г. Хотя между этими двумя событиями такое же соотношение, как между ударом хлопушки и пушечным выстрелом, он вызвал исключительную сенсацию у журналистов и панику среди населения. Интенсивность его едва достигала VII баллов в береговой полосе. Участок автострады, проложенной по крутому обрыву к северу от скалы Муссел, был засыпан обвалами. В населенной местности убытки могли превышать полмиллиона долларов, причем эта цифра составила из отдельных мелких сумм. Наиболее сильными были разрушения в Дели-Сити (южный пригород Сан-Франциско, расположенный на берегу вблизи эпицентра). Было разрушено много дымоходов, свыше сорока из них было снесено во время тушения пожара. Наблюдалось много случаев обвалов штукатурки, особенно в домах, находившихся в новых кварталах на рыхлых породах, по соседству с береговыми обрывами.

СПИСОК КАЛИФОРНИЙСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПОСЛЕ 1903 г.

В табл. 28-1 и 28-2 (фиг. 28-2) сделана попытка каталогизации всех землетрясений Калифорнийского региона, начиная с 1903 г., с магнитудой 6 и более. Для периода до 1915 г. список, конечно, неполный. В табл. 28-1 перечисляются толчки севернее 30° с. ш. (землетрясения с магнитудой $6+$ между 30° и 32° , вероятно, были пропущены) за исключением тех, которые расположены на северном берегу или в море западнее 124° . Последние помещены в табл. 28-2. Данные взяты главным образом из «Сейсмичности Земли». Один толчок, относящийся к 1903 г., недавно определен Гутенбергом, им же исправлены магнитуды сильных землетрясений (в нашей таблице величина m заменена на M в соответствии с табл. 22-4). На основании макросейсмических данных добавлено несколько толчков 1909—1915 гг. Для последних магнитуды определялись приблизительно, что же касается координат, то их определения лишь немного лучше предполагаемых. Все небольшие магнитуды толчков, помещенных в таблице, были пересмотрены автором и в некоторых случаях несколько изменены. Время дано по Гринвичу; чтобы привести к стандартному Тихоокеанскому времени, надо отнять восемь часов.

ЛИТЕРАТУРА

Работы, относящиеся только к отдельным землетрясениям (включая землетрясения 1906 г.), даются в хронологической библиографии (приложение XVI), где добавлены указания для идентификации источников материала этой главы.

Каталоги и т. д.

- Holden E. S., Catalogue of earthquakes on the Pacific coast 1769 to 1897, *Smithsonian Inst. Misc. Collections* (1898), № 1087.
 McAdie A. G., Catalog of earthquakes on the Pacific coast 1897—1906, *ibid.* (1907), № 1721.
 Townley S. D., Allen M. W., Descriptive catalog of earthquakes of the Pacific coast of the United States 1769 to 1928, *BSSA* (1939), 29, 1—297.
 Wood H. O., Heck N. H., Earthquake history of the United States. Part II, Stronger earthquakes of California and western Nevada, *U. S. Coast Geodetic Survey*, Ser. № 609, rev. ed. (1951).

- United States Earthquakes* — serial published for individual years 1928 ff. by the U. S. Coast and Geodetic Survey.
- Freeman J. R., *Earthquake Damage and Earthquakes Insurance*, McGraw-Hill, New York 1931. (Содержит много первоисточников о Калифорнийских землетрясениях.)
- Williams J. S., Tarner M. L., *Earthquake history of Utah, 1850—1949*, *BSSA* (1953), 43, 191—218. (На стр. 212 проявление землетрясений Невады в 1932 и 1934 гг. в Солт-Лейк-Сити ошибочно приписано местному источнику.)
- Milne W. G., *Seismic activity in Canada, west of the 113th meridian, 1841—1951*, *Publ. Dominion Observatory, Ottawa* (1956), 18, 119—146. (Среди других толчков описывается сильное землетрясение 14 декабря 1872 г. с эпицентром, вероятно, в Британской Колумбии около $49^{\circ}10' \text{ С}$; $121^{\circ}00' \text{ З}$.)

История сейсмологии региона

- Большинство важных работ после 1910 г. нашли свое отражение на страницах *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*. Некоторые исторические детали можно найти в следующих работах:
- Lawson A. G., *Seismology in the United States*, *BSSA* (1911), 1, 1—4.
- Louderback G. D., *History of the University of California seismographic stations and related activities*, *ibid.* (1942), 32, 205—230.
- Wood H. O., *Earthquake study in Southern California*, *Scientific Monthly* (1934), 39, 323—344.
- Day A. L., *An adventure in scientific collaboration*, *Carnegie Inst. Publ.* (1938), № 501, 3—35. (История сейсмологических работ в Пасадене в 1936 г.)
- Ulrich F. P., *The California strong-motion program of the United States Coast and Geodetic Survey*, *BSSA* (1935), 25, 81—95. См. также *Earthquake investigations in California 1934—1935*, *U. S. Coast Geodetic Survey, Spec. Publ.* (1936), 201.
- Обзоры работ Береговой и геодезической службы США появлялись примерно ежегодно в *BSSA* и в *United States Earthquakes*.
- Обзоры развития работ по программе Пасадены печатались в *Year Book of the Carnegie Institution of Washington* в 1941 г. и, начиная с 1944 г. в *Transactions of the American Geophysical Union*.

Прочая литература

- Wilson J. T., *Foreshocks and aftershocks of the Nevada earthquake of December 20, 1932, and the Parkfield earthquake of June 7, 1934*, *BSSA* (1936), 26, 189—194.
- Eckart N. A., *Development of San Francisco's water supply to care for emergencies*, *ibid.* (1937), 27, 185—204.
- Buerly P., *Earthquakes in the San Francisco Bay area*, *Calif. Dept. Nat. Resources Div. of Mines, Bull.* 154, (1951), 151—160.
- Buerly P., *Earthquakes off the coast of northern California*, *BSSA* (1937), 27, 73—96.
- Buerly P., *The earthquake of July, 6, 1934: amplitudes and first motion*, *ibid.* (1938), 28, 1—13. (Одно из землетрясений, описанное в предыдущей работе.)
- Toscher D., *Earthquakes off the north Pacific coast of the United States*, *ibid.* (1956), 46, 165—173.
- Wood H. O., *Earthquakes in southern California with geologic relations*, *ibid.* (1947), 37, 107—157, 217—257. (Содержит хорошую карту разломов. Карты и рассмотрение эпицентров может быть использовано для общих целей, но эти данные не выдерживают критики и недостоверны в деталях.)
- Whitten C. A., *Crustal movement in California and Nevada*, *Trans. Amer. Geophys. Union* (1956), 37, 393—398.
- Thompson G. A., *Gravity measurements between Hazen and Austin, Nevada*, (abstract), *ibid.* (1957), 38, 408—409.

Землетрясения Новой Зеландии

ИСТОРИЧЕСКАЯ ЗАМЕТКА

Каталог землетрясений Новой Зеландии обычно начинается с 1834 или 1835 г., когда было установлено возникновение сильных землетрясений в области Окленда. Место этого события — вопрос спорный. Допускалось, что землетрясения могли произойти где-то на большом расстоянии от Окленда, например в области озера Таупо.

В списке Бастингса (Bastings, 1935) приводится 69 Новозеландских землетрясений для периода 1835—1934 гг., по имеющимся сведениям достигавших интенсивности VIII баллов и более по шкале Росси — Фореля. Этот список, особенно для ранних годов, представляет более или менее случайную выборку событий, зависящих от распределения населения и обстоятельств, при которых поступали сведения о них.

Наибольшее историческое значение имеют землетрясения Новой Зеландии 1848, 1855, 1929 и 1931 гг. (фиг. 29-1), сопровождавшиеся появлением разломов, а также более слабый толчок 1888 г., исключительно интересный тем, что это первый хорошо задокументированный случай образования сдвига по простиранию.

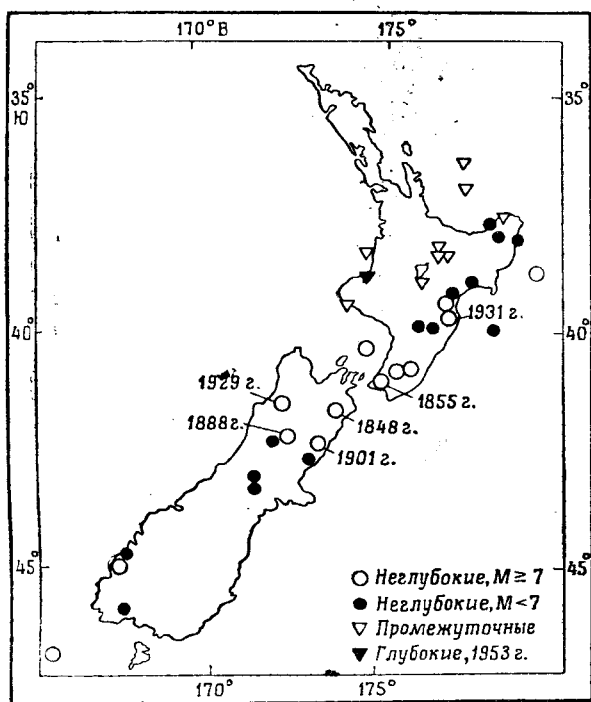
Каталоги землетрясений за 1848—1890 гг. опубликованы Хогбеном, а за 1868—1890 гг. — Гектором. Ежегодные списки за 1869—1902 гг. появлялись в Transactions of the New Zealand Institute. Материал за 1903—1920 гг. хранится в Государственной обсерватории в Веллингтоне, но опубликован он еще не весь. Хейс (Hayes R. C.) дал резюме на двух страницах. С 1921 г. Обсерваторией издаются ежегодные сводки.

Благодаря стараниям Милна в Веллингтоне (в 1898 г.) и в Крайстчерче (в 1901 г.) были организованы сейсмические станции. Однако в течение более чем 20 последующих лет новые станции не устанавливались, и за это время в Новой Зеландии опубликовано совсем немного работ, посвященных сейсмичности островов.

Новые станции стали устанавливаться лишь после землетрясения 1929 г. С этого времени начинают развиваться сейсмологические исследования, получившие особенно большой стимул вследствие катастрофы 1931 г. Ценные работы по сейсмичности Новой Зеландии являются главным образом в журналах: «New Zealand Journal of Science and Technology» и в «Transactions of the Royal Society of New Zealand». Много было сделано Государственной обсерваторией, продолжавшей также выпускать бюллетени сейсмических станций. Теперь из Веллингтона сообщают данные 12 станций, включая Сува (острова Фиджи). Для местных землетрясений определяются эпицентры и начальное время. Многие станции оборудованы крутильными

сейсмографами того же стандартного типа, который принят в Калифорнии, а магнитуды землетрясений определяются на базе Калифорнийских таблиц для первой формы шкалы магнитуд.

Много важных работ по тектонике и геологии землетрясений опубликовано Геологической службой Новой Зеландии в Веллингтоне. Выдающийся



Фиг. 29-1. Эпицентры Новозеландских землетрясений. (Табл. 29-1 и 29-2 с добавлением эпицентров 1848, 1855, 1888 и 1901 гг.)

геоморфолог Коттон, профессор колледжа Университета Виктория в Веллингтоне, опубликовал сам и способствовал изданию ряда книг и статей по проблемам тектоники. Отдел научных и промышленных исследований, к которому сейчас присоединилась Государственная обсерватория, стимулировал много сейсмологических и геологических исследований.

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПОСЛЕ 1914 г.

В табл. 29-1 приводится список неглубоких землетрясений Новой Зеландии от 36° до 47° ю. ш. В ней помещены толчки с магнитудой 6 и больше, содержащиеся во втором издании «Сейсмичности Земли» (Seismicity of the Earth, 1954) с дополнениями за 1947 и 1948 гг., заимствованными из *Международной сейсмологической сводки*.

Табл. 29-2 содержит список глубокофокусных землетрясений всех магнитуд, взятый из той же книги, с двумя важными дополнениями за 1953 г. Эти каталоги далеко не полны, так как они содержат только толчки, хорошо записанные удаленными станциями. Бюллетени Веллингтона содержат зна-

чительно больше толчков, особенно из главного пояса промежуточных землетрясений (глубины от 150 до 200 км), отмеченного в главе 27.

Эпицентры землетрясений, перечисленные в этих двух таблицах, а также эпицентры четырех более ранних землетрясений показаны на карте фиг. 29-1.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ АВАТЕРЕ 19 ОКТЯБРЯ 1848 г.

Лейель¹ опубликовал краткий очерк об этом сильном землетрясении в «Основах геологии». Оно ощущалось почти на половине территории Новой Зеландии и с большой силой по обеим сторонам пролива Кука. В Веллингтоне

Таблица 29-1

Новозеландские неглубокие землетрясения¹

Дата (по местному времени)	Ю. ш.	В. д.	М	Район
7 октября 1914 г.	38	178 ^{1/2}	6 ^{1/2}	Провинция Гисборн
28 октября 1914 г.	40	178	6 ^{1/2}	Провинция Гисборн
3 ноября 1918 г.	47	165	6 ^{3/4}	
25 декабря 1922 г.	43	173	6 ^{1/4}	Северная часть провинции Кентербери
26 февраля 1927 г.	38	178	6 ^{3/4}	
9 марта 1929 г.	42 ^{1/2}	172	6,9	Перевал Артур
17 июня 1929 г.	41 ^{3/4}	172 ^{1/4}	7,8 ²	Западная часть провинции Нельсон (граф. Буллер)
3 февраля 1931 г.	39 ^{1/2}	177	7,9 ²	Залив Хокса
8 " 1931 г.	39 ^{1/2}	177	6 ^{1/2}	Залив Хокса
13 " 1931 г.	39 ^{1/2}	177	7,3 ²	Залив Хокса
16 сентября 1932 г.	39	177 ^{1/2}	6,8	Уаироа
5 марта 1934 г.	40 ^{1/2}	175 ^{1/2}	7,6 ²	Пахиатуа
15 " 1934 г.	40	176	6 ^{1/4}	Залив Хокса
24 октября 1937 г.	37 ^{3/4}	177 ^{3/4}	6 ^{1/4}	
17 декабря 1938 г.	45	167	7,0	Саутленд, Отаго
30 " 1938 г.	40 ^{1/4}	176 ^{1/2}	6 ^{1/4}	Залив Хокса
21 апреля 1939 г.	46 ^{1/2}	167 ^{1/2}	6	
24 июня 1942 г.	41	175 ^{1/2}	7,3 ²	Уаирарапа
2 августа 1942 г.	41	175 ^{3/4}	7,3 ²	
2 " 1943 г.	45	167	6 ^{3/4}	
2 сентября 1945 г.	46 ^{1/2}	165 ^{1/2}	7,2	
27 июня 1946 г.	43	171 ^{1/2}	6 ^{1/2}	Озеро Колридж
28 " 1946 г.	43 ^{1/2}	171 ^{1/2}	6	Озеро Колридж
26 марта 1947 г.	38 ^{3/4}	178 ^{1/2}	7,1 ²	Разрушения в Гисборне, слабое цунами
17 мая 1947 г.	39	179	6 ^{1/2}	
28 августа 1947 г.	39 ^{1/4}	179	6 ^{3/4}	
23 мая 1948 г.	42 ^{1/2}	172 ^{3/4}	6 ^{1/4}	Уаиау, Ханмер

¹ Из «Сейсмичности Земли» и *Международной сейсмологической сводки*. Даты по Гринвичу изменены в необходимых случаях.

² В магнитуды, помещенные в «Сейсмичности Земли», внесены изменения.

были три человеческие жертвы. Корреспондент Лейеля, Уэлд, описывает трещины, простирающиеся на много миль вдоль Аватере-Велли, точнее в зоне разломов Аватере.

Т а б л и ц а 29-2

Новозеландские промежуточные и глубокие землетрясения. (Магнитуды слабых толчков даны округленно.)

Дата (по Гринвичу)	Ю. ш.	В. д.	Глубина, км	М
22 ноября 1914 г.	39	176	100	7
28 июня 1921 г.	38 ¹ / ₂	175 ¹ / ₂	140	6 ³ / ₄
21 сентября 1931 г.	37 ¹ / ₂	178	80	6 ³ / ₄
30 октября 1938 г.	38 ¹ / ₂	176 ¹ / ₂	150	5
1 ноября 1938 г.	38 ¹ / ₂	176 ¹ / ₂	150	5
14 мая 1939 г.	36 ¹ / ₂	179	80	6
7 октября 1940 г.	38 ¹ / ₂	176 ³ / ₄	170	5 ³ / ₄
28 марта 1951 г.	36 ¹ / ₂	177	360	6 ¹ / ₄
9 февраля 1949 г.	39 ³ / ₄	174	170	6 ¹ / ₄
24 марта 1953 г.	39	174 ¹ / ₂	570	5 ¹ / ₄
29 сентября 1953 г.	37	177	300	6,8

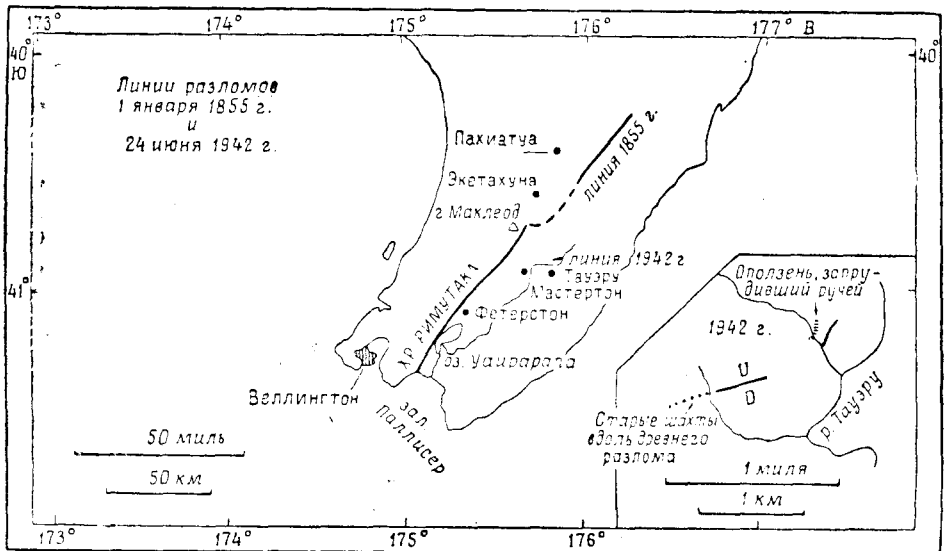
Они были обнаружены сразу же после землетрясения. Сейчас нет возможности выяснить ни того, какая часть трещин имеет вторичное происхождение и возникла в результате сотрясения, ни того, в какой мере наблюдатели 1848 г. могли принять следы древних разломов за новые разломы (хотя они отдавали предпочтение относительно свежим признакам). До последнего времени информированные исследователи Новой Зеландии считали эти обстоятельства свидетельствующими против того, что в 1848 г. действительно происходили смещения по разлому Аватере.

Коттон в 1954 г. снова рассмотрел этот вопрос. Он установил, что депрессия в устье реки Уаирау, часто относимая к землетрясению 1855 г., могла сопровождать землетрясение 1848 г. Согласно этому, свежие сбросы и другие проявления разрывов по разлому Уаирау могли возникнуть в 1848 г. Коттон считает, что активность проявили оба разлома — и Аватере и Уаирау, с одновременным опусканием блока, заключенного между ними.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1855 г.

Землетрясение 1855 г. и сопровождавшее его образование разломов также было описано Лейелем. Это был первый случай наблюдения образования разломов, получивший широкую известность. Наши знания об этом событии были пополнены данными полевых наблюдений, сообщенными в 1943 г. Онгли, который расширил сведения, опубликованные Лейелем, и внес в них поправку. Трасса разлома 1855 г. все еще прослеживалась на поверхности (фиг. 29-2). Она проходила примерно в 15 милях от столицы Веллингтона, где отмечались серьезные разрушения, далее шла в северо-восточном направлении, согласно с простиранием главных структур этой части Северного острова. Район к западу подвергся в общем поднятию. Онгли, проследивший трассу, обнаружил здесь признаки взброса от 3 до 10 футов, хотя случайно он нашел два места, где восточная сторона имела относительное поднятие от 7 до 10 фу-

тов (шарнирное поднятие?). Корреспонденты Лейеля описывают трассу на протяжении 90 миль, что в общем подтверждает и Онгли. В одном месте вблизи трассы произошел большой обвал с горы, который запрудил устье и образовал озеро. Появилось сообщение о том, что гора (гора Маклеод) «раскололась надвое».



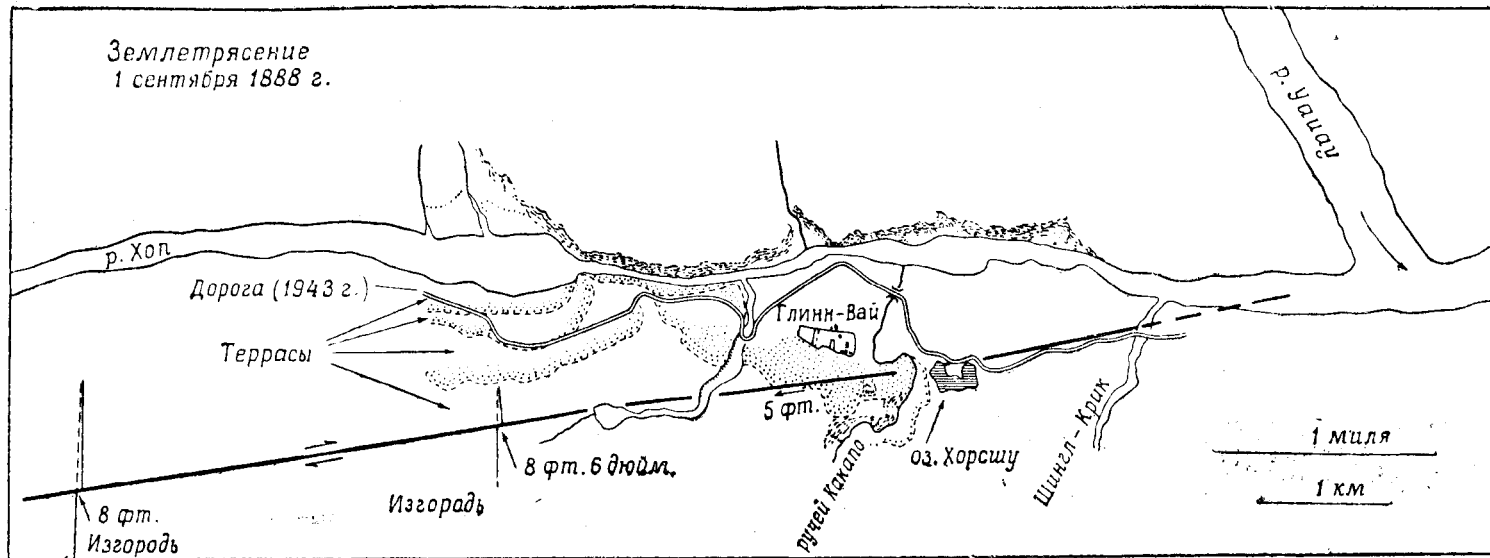
Фиг. 29-2. Местоположение разлома; Новая Зеландия, 1855 г. Врезка: разломы землетрясения Уаирапара, 1942 г. (По Онгли.)

Лейель заблуждался в одной очень важной детали. Он опубликовал схематический рисунок, показывающий разлом в породах, обнажающихся в обрыве берега озера. Однако Онгли сообщает, что эта местность лежит на древнем разломе, далеко к востоку от трассы 1855 г. Он не смог проследить истинных смещений вниз к самому берегу. Но обстановка становится ясной, если подняться на скалу, закрывающую гавань Веллингтона и противоположный берег. До землетрясения по подножию обрывов, выше уровня прилива, была проложена новая дорога; после землетрясения на этом месте образовалась довольно высокая отмель, предохранившая дорогу от приливов.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1888 и 1901 гг.

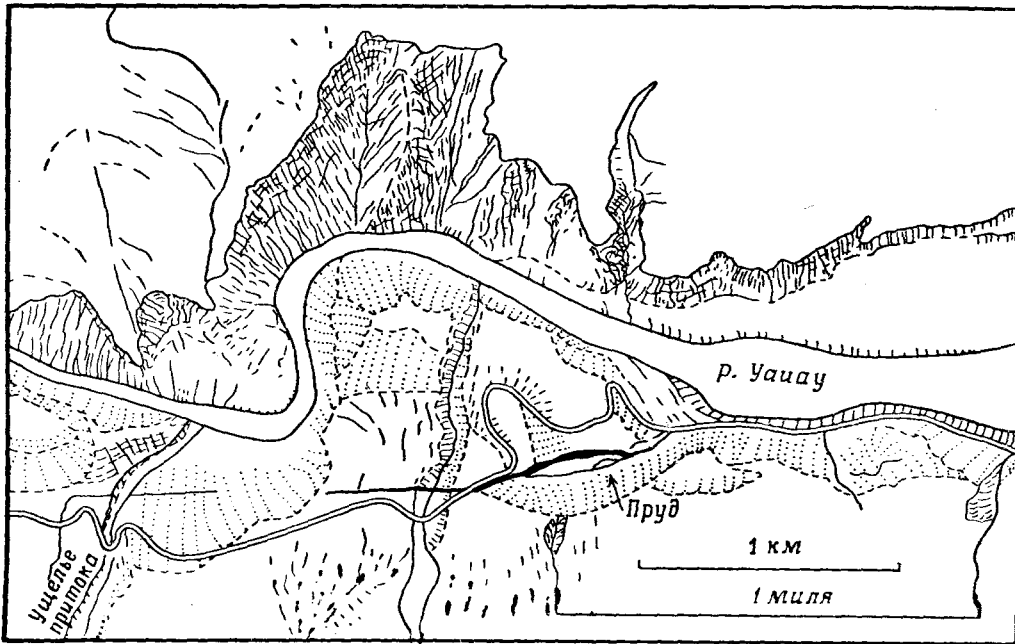
Новозеландские авторы называют землетрясение 1 сентября 1888 г. Амури, по наименованию района, в котором располагалась плейстоценовая область. Это северная часть Южного острова, близ его средней линии. На участке в несколько миль в структуре, названной Коттоном разломом Хоп, наблюдались правосторонние сдвиги, по которым изгороди сместились на 8 футов и более. Это явление (фиг. 29-3) было описано одним из известнейших новозеландских геологов Мак-Кеем. В то время о сдвигах, как результате землетрясения, практически никто не слышал. Не удивительно поэтому, что другие геологи, работая в тех же местах и наблюдая те же самые явления, ошибочно интерпретировали их как серию оползней.

При посещении этого района автор был поражен сходством тектоники разлома Хоп с разломом Сан-Андреас. Его также удивило, что в обоих слу-



Фиг. 29-3. Образование разломов при землетрясении Амури 1888 г., согласно Мак-Кею. Топография дается по аэрофотоснимкам 1943 г. (Авторское право сохранено. Публикация разрешена Управлением землеустройства. Веллингтон.)

чаях миниатюрный рифт (фиг. 27-10, 29-3, 29-4) косо поднимается от уровня реки до высокой террасы. В одном месте находилось большое озеро, напоминающее водоем оседания. Горизонтальное смещение гряды сдвинуло здесь нижнее течение реки, и река оказалась запруженной, пока она не нашла новое русло. Небольшие водоемы оседания действительно встречаются поблизости в зоне разлома.



Фиг. 29-4. Образование разлома в зоне рифта Хоп, к востоку от разлома, показанного на фиг. 29-3. Чертеж по фотографиям. (Авторское право сохранено Печатается с разрешения Управления землеустройства, Веллингтон.) Ср. с фиг. 27-10.

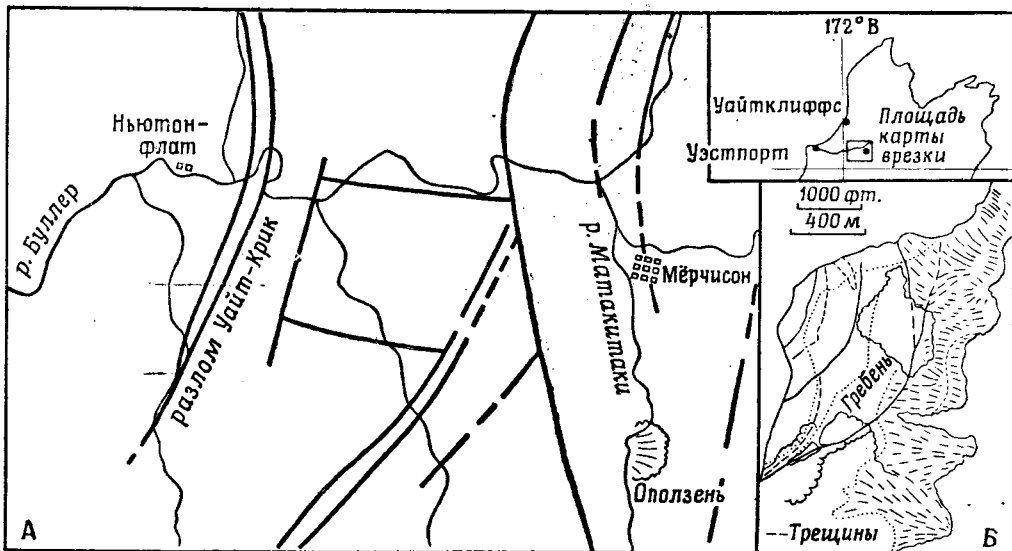
О сильном землетрясении Шевиот 16 ноября 1901 г. с эпицентром в структурах северо-восточного простираения в северной части провинции Кентербери сообщается, что оно сопровождалось образованием трещин и, возможно, микроуступов. Однако в описании этого землетрясения, данном Мак-Кеем, отмечаются только вторичные проявления.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1929 г.

17 июня 1929 г. (по местному времени; 16 июня по Гринвичу) на Южном острове произошло сильное землетрясение (фиг. 29-5). В публикациях оно называется то землетрясением Вест-Нельсон (по имени провинции), то Буллер (графство), то Мёрчисон (ближайшее графство и наиболее пострадавший город). Это было первое землетрясение после 1855 г., от которого пострадала населенная область Новой Зеландии. Было известно, что во время прежних Новозеландских землетрясений погибло 11 человек, а в 1929 г. — 17.

Население Мёрчисона составляло в то время около 300 человек. Большинство зданий представляло собой одноэтажные деревянные конструкции. Часть из них перекосилась или сильно пострадала. «Наиболее поврежденным

оказался бетонный двухэтажный магазин... который опасно наклонился в одну сторону и впоследствии, при повторных толчках, был совершенно разрушен». В Уэстпорте, городе с населением около 4000 человек, и его окрестностях, в 30 милях к западу, было больше кирпичных зданий и соответственно больше разрушений. Сотрясения ощущались на большой площади, включая значительную часть Южного острова и распространялись далеко за Веллингтон, на Северный Остров на расстояние свыше 250 миль.



Фиг. 29-5. Новозеландское землетрясение 1929 г.: А — плейстоценовая область
Б — обвал Уайт-Клиффс. (По Гендерсону.)

В результате землетрясения образовался уступ высотой 14 футов 9 дюймов, пересекавший большую дорогу, проходившую вдоль реки Буллер, около 14 миль к западу от Мёрчисона. Он находился на линии разлома Уайт-Крик, восточного из двух параллельных друг другу разломов, между которыми слой третичных известняков, песчаников и других пород, длиной 7 миль и шириной 2000 футов, взломан до гранитного основания. Граничные разломы падают почти вертикально и сходятся на севере и на юге у концов этого слоя. Уступ 1929 г., обрывающийся к западу, имел наибольшую высоту в месте пересечения им реки и дороги. Сотрудник Геологической службы Файв проследил этот уступ на 3 мили к северу и на 2 мили к югу, до полного его исчезновения, и установил здесь затухание других признаков, таких, как трещины и раскалывания деревьев. (Он совершил немалый подвиг, как мог заметить каждый, кому приходилось пробираться по новозеландскому кустарнику.) Смещенные изгороди к югу от реки указывают на левосторонний сдвиг. Восточный блок претерпел относительное смещение на 7,2 фута к северу и на 5 футов к западу, а западный блок должен иметь падение 70° на восток. На южном берегу реки Буллер в результате смещения образовалась ступень на речной террасе, которая сперва была почти горизонтальной и не обнаруживала никаких признаков древних нарушений подобного типа.

Повторная нивелировка реперов вдоль железнодорожных линий в этой области указала на наличие взбросов по обе стороны разлома, причем под-

нятие на востоке оказалось большим, но быстрее затухающим с удалением от разлома. Точек наблюдений было немного.

При описаниях землетрясений Новой Зеландии почти всегда указывали на наличие оползней. Особенно эффектны они были при землетрясении 1929 г. Гендерсон (Henderson, 1943) отмечает:

«Землетрясение произошло в середине зимы, когда почва и подпочва были насыщены водой и повсюду на участках, подвергшихся сильному сотрясениям, масса оплывов спускалась по склонам террас, холмов и гор. Именно вследствие этих оплывов произошло больше всего несчастных случаев и причинен наибольший материальный ущерб. Главные дороги через ущелье Ляйелл и между Седдонвиллем и Карамиа были закрыты для колесного транспорта на много месяцев».

Другие дороги были наскоро отремонтированы, а через один из потоков переброшен временный мост. Ущелье Буллер, где 14-футовый уступ нарушил дорогу, уже через неделю сделали проезжим, хотя всюду в 10-мильной полосе к западу от разлома Уайт-Крик появилось много больших сплывов. В трех милях южнее Мёрчисона, где третичные отложения круто падают в долину Матакитаки, «... весь склон горы до вершины хребта обрушился, засыпав дно долины и нижние террасы — в некоторых местах на высоту до 180 футов и больше — и перекрыв 100-футовую террасу на восточном берегу реки... Образовался весьма пологий конус обломков в милю шириной; теперь долину покрывает озеро длиной 3 мили и глубиной 80 футов... Усадьбы Буш и Морел были разрушены, погибло 5 человек».

Описано несколько больших оползней, у которых язык поднимался значительно выше своего прежнего уровня. Наибольший из этих оползней находился на западном берегу у Уайтклиффс к югу от Карамиа (см. фиг. 29-5, А). Он вызвал куполообразное поднятие площади в милю длиной и несколько меньше полумили шириной в самом широком месте. Отложения третичные, главным образом песчаники, но встречаются и известняки, брекчии и т. д. Обрывы здесь имеют высоту около 1200 футов. До землетрясения у основания обрывов проходила широкая терраса, возвышавшаяся на 300 футов над уровнем моря. Оползень образовался сперва по трещине у основания этой террасы, вогнутой к морю, где оползневые массы опустились затем почти на 120 футов. Поднятый язык оползня образует западную часть купола. В этом месте часть прежнего морского дна шириной более 300 футов, длиной около одной мили была поднята на высоту 40 футов. На этой площади или близ нее, между третичными породами и гранитом, проходит известный разлом. Предполагалось, что подвижки по этому разлому могли быть последующим проявлением землетрясения. Однако признаков этого не найдено. Имеются основания полагать, что, как и в других случаях, землетрясение, возникшее по разлому Уайт-Крик, послужило спусковым механизмом к опусканию блока по местному разлому вблизи Уайтклиффс и что это в свою очередь вызвало оползень.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1931 г. В ЗАЛИВЕ ХОКС

Землетрясение 3 февраля 1931 г. (местное время; 2 февраля в 22 час 46 мин 42 сек по Гринвичу) было первой большой сейсмической катастрофой в Новой Зеландии. Во время землетрясения погибло 255 человек. Материальные же убытки от разрушений так и не были оценены достаточно точно. Около 2 1/2 млн. фунтов было выплачено в качестве государственных пособий и страховых премий, но, несомненно, общие убытки были гораздо боль-

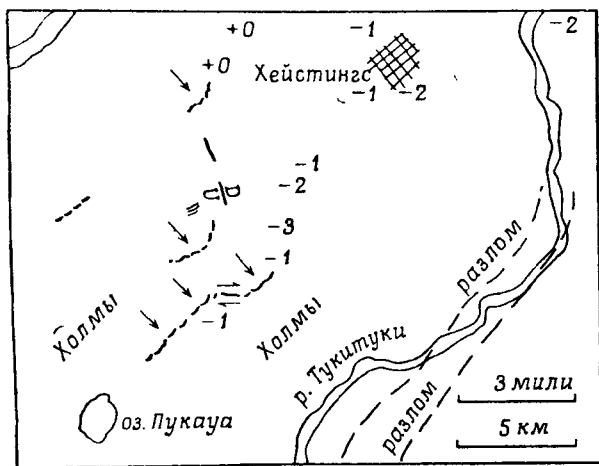
ше. Большая их часть представляет разрушения вследствие землетрясения и пожара в городах Нейпир и Гастингс, с населением 16 000 и 10 000 человек.

НЕЙПИР

Землетрясение получило название по наиболее пострадавшей провинции Хокс-Бей (залив, на берегу которого расположен Нейпир, чаще называют и обозначают на картах как залив Хок). Нейпир находится на полуострове, северная часть которого представляет собой известняковый холм¹, где расположены жилые кварталы и общественные учреждения, в том числе госпиталь. Главный деловой район располагался в низине, примыкающей к холму. Здания деловых контор почти все были каменные. Многие из них получили серьезные повреждения, а некоторые полностью развалились, засыпав улицы обломками. Небольшое количество домов лучшей конструкции выдержало землетрясение без повреждений. Заметной разницы в интенсивности землетрясения на холме и в низине, которую следовало ожидать, в действительности не наблюдалось. Жилые здания на холме, особенно двухэтажные, были сильно повреждены и перекошены. Госпиталь сильно разрушен, а его трехэтажный лечебный корпус превратился в груды развалин. Здесь лучшая проводимость сейсмических волн в известняках могла оказаться скомпенсированной нормальным увеличением амплитуды в мягких грунтах низины (ср. описание Монгхира при Индийском землетрясении 1934 г., глава 5). Территория возле Нейпира претерпела поднятие, и прежние лагуны превратились в илестые равнины. Разлагающиеся остатки морских организмов в этих болотах создали серьезную санитарную опасность.

ИЗОСЕЙСТЫ

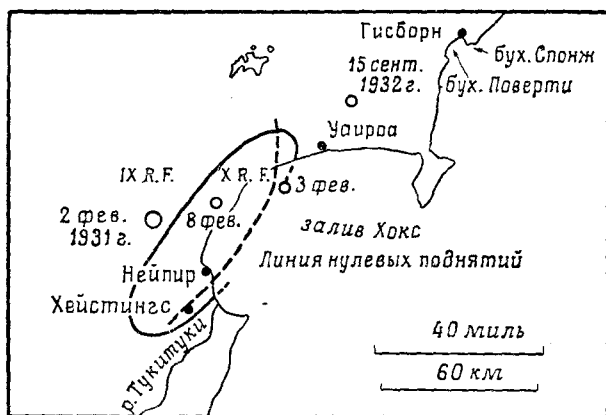
Плейстосейстовая область с интенсивностью IX баллов и выше (фиг. 29-6 и 29-7) простиралась на расстоянии 100 миль с северо-востока на



Фиг. 29-6. Плейстосейстовая область и линии разлома землетрясения залива Хокс, 1931 г. (По Гендерсону.)

¹ Этот холм является в действительности соединенным с материком островом и известен как остров Синд.

юго-запад и имела ширину около 30 миль. Нейпир расположен близ центра этой зоны. Все изосейсты одинаково вытянуты в направлении, параллельном общей структуре Новой Зеландии. Землетрясение ощущалось даже в Тимару



Фиг. 29-7. Район залива Хокс. Изосейсты IX—X (R. F.) землетрясения 1931 г. и линия нулевых поднятий. (По Гендерсону.) Инструментальные эпицентры. (Буллен.)

на Южном острове, на расстоянии 460 миль к юго-западу от эпицентра, но не было ощутимо в Окленде, в 200 милях к северо-западу от него. На большой площади южного берега пролива Кука интенсивность была аномально низкой (IV балла) — так называемая «сейсмическая тень».

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Землетрясение было хорошо зарегистрировано удаленными станциями. Их сейсмограммы (так же, как и для землетрясения 1929 г.) были тщательно обработаны с целью изучения строения земного ядра. Европейские станции, в частности, находились на больших расстояниях (антиподом Нейпира является центральная Испания), и волны, достигшие их из Новой Зеландии, проходили вблизи центра Земли. Землетрясение было зарегистрировано также четырьмя новозеландскими станциями, две из которых находились на Северном острове и две на Южном. Из них две станции имели только малочувствительную аппаратуру для записи сильных движений, так что времена первых вступлений на них определяются с меньшей надежностью, чем на двух главных станциях в Веллингтоне и Крайстчерче.

ОБРАЗОВАНИЕ СБРОСОВ И РАЗЛОМОВ

Тщательные геологические исследования обнаружили явления, не совсем похожие на эффекты любых других, хорошо описанных землетрясений. Однако многие детали были поразительно подобны тем, которые наблюдались при Калифорнийском землетрясении 1952 г. (глава 28). Все проявления землетрясения указывали на образование надвига большого блока в направлении к морю.

Наиболее интересные явления наблюдались в долине Пукауа, простирающейся с северо-востока на юго-запад в нескольких милях юго-западнее Гастингса. Здесь почти всюду, за исключением небольших участков с аллювиальным покровом, обнажаются третичные песчаники, падающие под углом 15—20° на северо-восток. Примерно на 6 миль вдоль этой долины наблюдалась зона гряд, разрывов и трещин. Гендерсон сообщает:

«Гряды возникали, очевидно, благодаря сокращению поверхности и наминали валы выдавливания, образующиеся у основания поверхностного оползня. Подобно валам выдавливания, они также появляются обычно у подножия склона, но их протяженность на несколько миль в одном направлении и тот факт, что во многих местах выше по склону не появлялись открытые трещины, указывает на то, что эти гряды — не просто результат обычного поверхностного сплыва. Гряды достигают обычно высоты 3—4 футов, местами 6—8 футов над общей поверхностью. В одних местах главный рифт разветвляется, в других — имеются две или три субпараллельные гряды. Местами плотный сухой дерн смят в разорванные опрокинутые складки или же массы дерна надвинуты на почву и покрывают ее на протяжении нескольких футов. В общем эти складки и надвиги указывают на относительное смещение западного блока трещины на восток. По ослаблению натяжения проволоки изгородей, пересекающих трещины, можно видеть, что это смещение измеряется скорее футами, чем дюймами. Непосредственно к западу от трещины почти повсюду почва оказывается сильнее нарушенной, чем к востоку. Обычно на несколько ярдов от трещины поверхность вспучивается, а открытые трещины создают впечатление, будто грунт под поверхностью вздувался и растягивал дерновой слой...»

Это описание относится в действительности к двум различным кулисообразно расположенным участкам разлома северо-восточного простираения. Юго-западный участок длиной около 3½ миль соединен с юго-восточным, протяженностью около 1 мили, с широтным разрывом, имеющим длину более 1 мили. Этот связывающий разрыв имеет совершенно иной характер и является типичным сдвигом. Он пересекает железную дорогу и шоссе с правосторонним смещением на 6—7 футов. Здесь «... разрывы и открытые трещины, несомненно, более обычные, чем валы выдавливания. Они более или менее параллельны общему направлению разлома, но имеются группы параллельных между собой трещин, которые кулисообразно следуют разлому, так что отдельные элементы располагаются диагонально по отношению к нему. Эти трещины простираются на юго-восток, в то время как дислокация в целом простирается к востоку, и, так как почва на северном крыле передвинулась относительно южного на восток, проломы трещин оказались сжатыми по длине одной из компонент горизонтального смещения; ленты дерна между ними беспорядочно собраны в складки и образуют надвиги...»

Фотография этой части трассы показывает несомненный вал выдавливания, где земля взгромоздилась на высоту около 4 футов.

Гендерсон пишет:

«Направление основной части разлома вдоль крутого уступа, разделяющего две продольные долины, указывает, что движение произошло по слабой прослойке между двумя мощными слоями крепкого известняка. Широтная часть разлома представляет собой, таким образом, выход на поверхность плоскости разрыва, соединяющего эти две плоскости напластования. Местность с западной стороны разлома передвинулась относительно восточной части на восток и вдоль указанных долин, имея тенденцию к образованию надвига.»

Наблюдалась и вторая трасса валов выдавливания, простирающаяся с северо-востока на юго-запад на расстоянии около $1\frac{3}{4}$ мили и расположенная примерно в 1 миле к северо-западу от долины Пукауа. Северо-восточный конец этой линии нарушений отклоняется почти на север, протягивается в этом направлении еще две мили и заканчивается разломом северо-западного простиранья с левосторонним сдвигом около 3 футов 9 дюймов, устанавливаемым по смещению изгородей. В двух милях далее на север располагается третья короткая трасса выдавливания северо-восточного простиранья. Обнаружены также и другие небольшие валы и трещины.

ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЕЙ

По всем доступным реперам была проведена повторная нивелировка вдоль железной дороги, огибающей залив Хокс и идущей из Уайроа в Нейпир. (Эта дорога проходит затем на юго-запад, пересекая долину Пукауа.) Вторая ветвь реперов располагалась вдоль рек к юго-западу от Нейпира. Линия нулевых изменений уровня проходит от точки побережья, между первой и второй милями к югу от Нейпира, на юго-запад, параллельно региональным структурам и главным сейсмическим линиям. С материковой стороны на этой линии были поднятия в среднем 3—4 фута, а с прибрежной стороны — опускания, большей частью около 1 фута, однако в некоторых местах они доходили до 2—3 футов.

Вдоль железной дороги, идущей по побережью к северо-западу от Нейпира, поднятия, достигавшие сперва 6—7 футов, постепенно уменьшаются затем до нуля в точке на северном берегу залива Хокс. Эта точка оказывалась лежащей западнее прямого продолжения нулевой линии к югу от Нейпира. Это говорит о том, что линия нулевых изменений искривляется. Эхолотирование показало общий подъем морского дна у Нейпира на 6 футов, но географическое положение границы этого поднятия не фиксируется.

Изменение высот вдоль берега подтвердилось при контрольных измерениях. К югу от линии нулевых изменений, установленной повторной нивелировкой, увеличилась площадь болот и лагун, что указывает на опускание местности примерно на 1 фут. Вместе с тем по направлению к Нейпиру поднятия становятся очевидными. Окатанная галька была обнаружена после землетрясения много выше уровня, достигаемого прибоем. Футштоки мареографа на молу у Нейпира показали на поднятие берега на 6 футов. Однако по измерениям проф. Коттона на основании найденных на берегу остатков морских организмов (см. фиг. 316 его книги «Ландшафт»), набережная Нейпира поднялась примерно на 7 футов. К северу вдоль берега обнаружены признаки поднятия на 9 футов, но наблюдения здесь были затруднены образованием больших осыпей с крутых склонов побережья.

ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ БЛИЗ ГИСБОРНА

У Спонг-Бей, немногим более 2 миль от Гисборна, на северном берегу залива Хокс после полудня 17 февраля часть валунной отмели, находившейся ранее на 1—2 фута под водой, внезапно поднялась на 7 футов выше уровня моря. В это время не ощущалось никакого землетрясения, даже активность афтершоков в эти дни затухла. Береговая часть отмели соответственно опустилась на несколько футов, и при этом образовалась масса трещин. Указанное смещение находится вблизи разлома, подходящего вплотную к Гисборну, однако это явление не похоже на образование разрыва. Очевидно,

это был большой оползень, несколько меньший того, который образовался у Уайт-Клиффа при землетрясении 1929 г. 25 марта 1947 г. (26 марта по Новозеландскому времени) недалеко от Гисборна произошло землетрясение с магнитудой 7. В результате землетрясения город был разрушен, и огромная волна затопила окрестности бухты Поверти. Волна имела, по-видимому, довольно локальный характер и могла образоваться также вследствие оползня. В табл. 29-1 отмечены два сильных афтершока в мае и в августе 1947 г. Инструментально определенные эпицентры даются с точностью до полградуса.

ЭПИЦЕНТРЫ

Предварительно определенный эпицентр главного землетрясения 3 февраля 1931 г. располагался близ Нейпира. Буллен в результате тщательного анализа времен вступлений, в том числе на удаленных станциях, получил положение эпицентра $39^{\circ} 20' \text{ Ю}$, $176^{\circ} 40' \text{ В}$ (фиг. 29-7). Это далеко от берега, даже вне плейстосейстовой области; однако его положение согласуется с вероятным падением плоскости разрыва при глубине очага около 20 км.

Наиболее сильный афтершок 13 февраля (магнитуда 7,3) имел примерно тот же эпицентр, что и главное землетрясение. Некоторые другие афтершоки отличались от него. Три наиболее сильных толчка 20 и 24 февраля, по данным Буллена, располагаются ближе к Уаироа, чем к Нейпиру, прямо на линии, соединяющей эти города, и они ощущались в Уаироа сильнее, чем в других местах. Ощущалось и было записано инструментально много более слабых толчков, но сейсмограммы их не пригодны для точного определения положения эпицентра. Опубликован ценный список амплитуд записей, полученных крутильным сейсмографом в Веллингтоне. На основании этих записей Бениофф построил кривую высвобождения деформаций (фиг. 6-1). Кривая обнаруживает некоторый излом, интерпретируемый как переход от фазы сжатия к фазе сдвига при высвобождении деформаций спустя 2 дня 10 часов после землетрясения. Вопрос о том, соответствует ли этот переход изменению географического распределения эпицентров, как в 1952 г. в Калифорнии, остается открытым.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ УАИРОА

Землетрясение Уаироа 15 сентября 1932 г. (16 сентября по Новозеландскому времени) является замечательным примером сильного последующего толчка, не представляющего собой, однако, афтершока, так как его энергия должна в основном определяться главным региональным распределением деформаций (глава 6). Этот толчок с магнитудой 6,8 достигал IX баллов на небольшой площади, включая Уаироа. Определение положения его эпицентра на основании инструментальных данных было связано с определенными трудностями. Используя те же методы, что и для предшествовавших землетрясений, Буллен нашел надежный способ интерпретации записей толчка с эпицентром вблизи Уаироа.

Около 3 миль северо-восточнее Уаироа Онгли обнаружил свежую трассу разлома, секущего в поперечном направлении горный хребет с восток-северо-восточным простираем и падением к северу. Этот разрыв параллелен закартированному ранее. Повторная триангуляция района Уаироа показала наличие смещений, характерных для землетрясений с правосторонним сдвигом, примерно северо-восточного простираения.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ У АИРАПА 1942 г.

С землетрясением 24 июня 1942 г. связано совершенно ничтожное количество проявлений, могущих послужить основанием для трассирования поверхностных разломов. Его плейстоценовая область располагалась на Северном острове и включала город Веллингтон, где отмечались наибольшие разрушения после 1855 г., но наиболее пострадавшим городом был Мастертон. В результате тщательных исследований были обнаружены следы вероятных смещений вдоль разлома, примерно параллельного разлому 1855 г. и расположенного на удалении около 10 миль к востоку от него. В центре области, подверженной наибольшим сотрясениям и образованию оползней и трещин, прослеживались две трассы трещин и невысоких уступов. Эти трассы проходят вдоль основания древних хребтов или секут их по старым ущельям, не обнаруживая большой связи с общим рельефом. Более развитая трасса простиралась в направлении $70-80^\circ$ СВ со сбросом до 3 футов. Другая трасса более или менее следовала структуре района, простираясь под углом 40° СВ. Общая их длина не более полумили. Такие слабые признаки и короткая длина трасс обусловили трудность разделения первичных и вторичных проявлений землетрясения. Даже большие древние уступы и ущелья могли представлять лишь результат накопления действий повторных сотрясений. От толчка с такой магнитудой (7,3) можно было бы ожидать более определенно выраженных признаков образования разрывов, если его сравнивать с другими рассмотренными землетрясениями. Однако почти такое же землетрясение 1 августа 1942 г. с эпицентром, расположенным несколько восточнее, не причинившее серьезных разрушений, также не явилось причиной образования видимых разломов (имеются некоторые основания считать, что глубина залегания его гипоцентра равна 50 км).

ДРУГИЕ ИЗУЧЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Ряд других толчков подвергся специальному изучению и заслуживает особого упоминания.

29 июня 1921 г. (28 июня 13 час 58 мин по Гринвичу.) Этот сильный толчок в районе залива Хокс ощущался на большей площади, чем главное землетрясение 1931 г. Буллен, тщательно изучивший все доступные ему записи, определил координаты эпицентра около $39,3^\circ$ Ю, $176,4^\circ$ В и глубину очага 80 км. Последнее обстоятельство объясняет, почему этот толчок был не особенно разрушительным (более позднее исправление дается в табл. 29-2). Таким же методом Буллен определил эпицентры землетрясений 1931 и 1934 гг.

1922 г. Смещение блоков (образование нормальных разломов), сопровождавшее рой землетрясений в районе озера Таупо, описано Морганом. Оно типично для вулканической зоны Северного острова.

9 марта 1929 г. Сильное землетрясение у перевала Артур имеет особый интерес вследствие того, что оно достигало максимальной интенсивности в области Альпийского разлома. Однако вблизи проходят и другие, вероятно, тоже активные разломы. Но ни инструментальные данные, ни макросейсмические наблюдения в этом редко населенном горном районе не дают возможности для однозначной локализации этого толчка.

5 марта 1934 г. Землетрясение в Пахиатуа. Оно было первым разрушительным толчком в населенной части Новой Зеландии, следующим за землетрясениями залива Хокс и Уairoa в 1931 и 1932 гг. Полевые исследования не обнаружили никаких следов разломов (хотя для магнитуды $6\frac{1}{4}$ их сле-

довало ожидать). Как и в некоторых других случаях первоначальное положение эпицентра, определенное по инструментальным данным, сильно расходится с макросейсмическими проявлениями; Буллен привел их к лучшему согласию.

21 апреля 1939 г. Это землетрясение отмечено в главе 27, как относящееся к современной линии разлома.

24 марта 1953 г. Значение этого слабого толчка с глубиной очага около 570 км уже отмечалось в главе 27.

29 сентября 1953 г. Это землетрясение с магнитудой 6,8 и глубиной гипоцентра более 300 км под заливом Пленти замечательно тем, что оно ощущалось на большей части Северного острова (исключая полуостров Окленд) и на Южном острове до широты 43°.

ЛИТЕРАТУРА

Список статей по отдельным землетрясениям дается в приложении XVI. Следующие работы носят общий характер.

- Bastings L., Hayes R. C., Earthquake distribution in New Zealand, 1848—1934, *N. Z. Journ.* (1935), 16, 308—312.
- Hayes R. C., A summary of New Zealand earthquakes for the period 1903—1920, *ibid.*, 361—363.
- Bastings L., Destructive earthquakes in New Zealand, 1835—1934, *ibid.* (1935), 17, 406—411.
- Hayes R. C., The seismicity of New Zealand, *ibid.* (1941), 23, Section B, 49—52.
- Henderson J., Earthquake risk in New Zealand, *ibid.* (1943), 24, 195—219.
- Hayes R. C., On earthquake distribution in New Zealand, *ibid.*, 236—238.
- Ежегодные сводки публикуются в *Bulletins of the Dominion Observatory, Wellington*, а также в *New Zealand Journal of Science and Technology*.

Япония и Тайвань

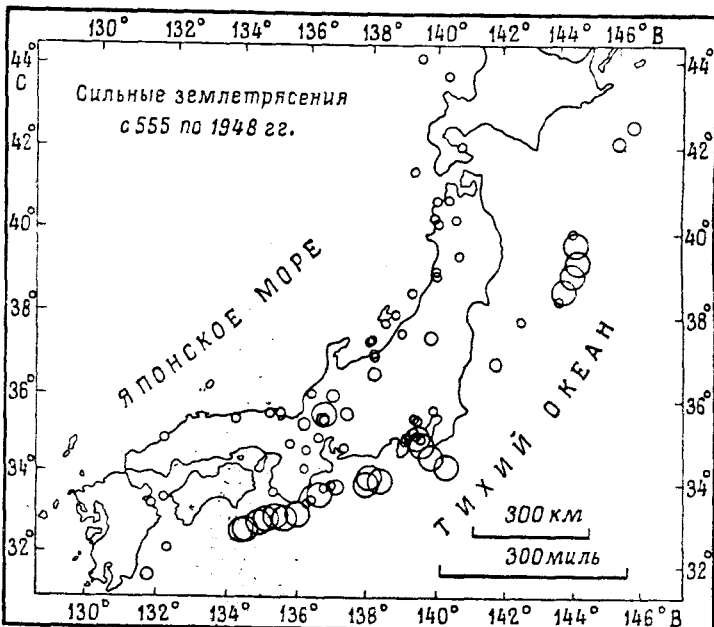
ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЯПОНСКОГО РЕГИОНА

При изучении Японии сейсмолог пользуется преимуществами существования древних летописей этой страны, большой плотности ее населения и высокой городской культуры с рядом исследовательских центров.

Имамура (Imamura, 1937) пишет:

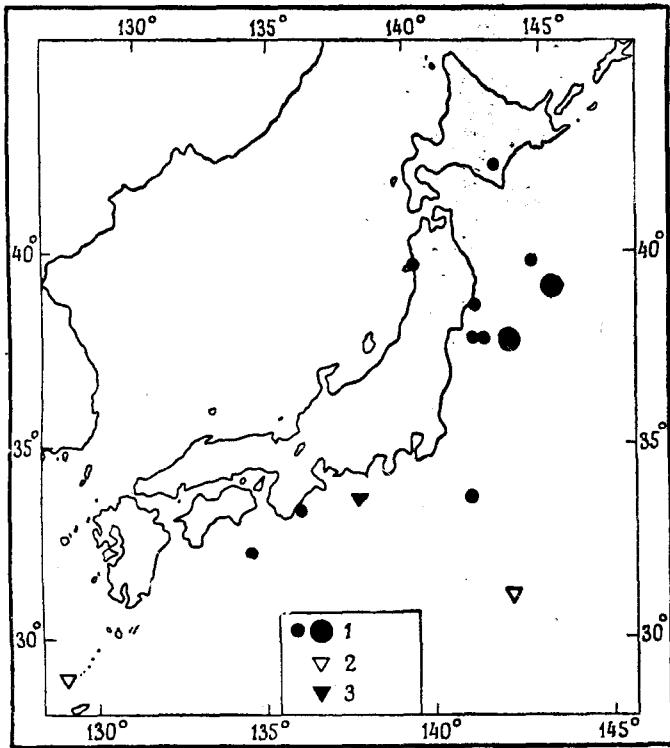
«Хотя первое упоминание в летописях о землетрясении относится к 416 г. н. э., число записанных землетрясений было очень небольшим вплоть до великого землетрясения Нонкайдо 29 ноября 684 г. Центральная Япония уже в 684 г. н. э. была более или менее культурной страной, записи о землетрясении были довольно обширны, однако этого нельзя сказать о местностях, удаленных от центра культуры. И лишь начиная с 1596 г. и позднее достаточно полные сейсмические сведения имеются уже для всей страны».

Имамура перечисляет и картирует 66 разрушительных землетрясений с 1596 по 1935 г. (фиг. 30-1 и 30-2). Далее он продолжает:



Ф и г. 30-1. Сильные землетрясения Японии. (По Имамура и Муса.)

«Признавая тщетность попытки получить исчерпывающее сейсмическое районирование по каталогу землетрясений, покрывающему не более 330 лет, следует использовать и статистику древних времен».



Фиг. 30-2. Сильные землетрясения Японии, магнитуда 8 и более, с 1897 г. (табл.30-1),

1 — неглубокие; 2 — промежуточные; 3 — глубокие.

Японская литература по сейсмологии очень обширна. Значительная ее часть опубликована только на японском языке и недоступна для большинства западных читателей. К счастью, наиболее важный материал обычно публиковался также на английском или других западных языках, по крайней мере в форме рефератов. Автору этой книги была оказана помощь в получении некоторых необходимых переводов.

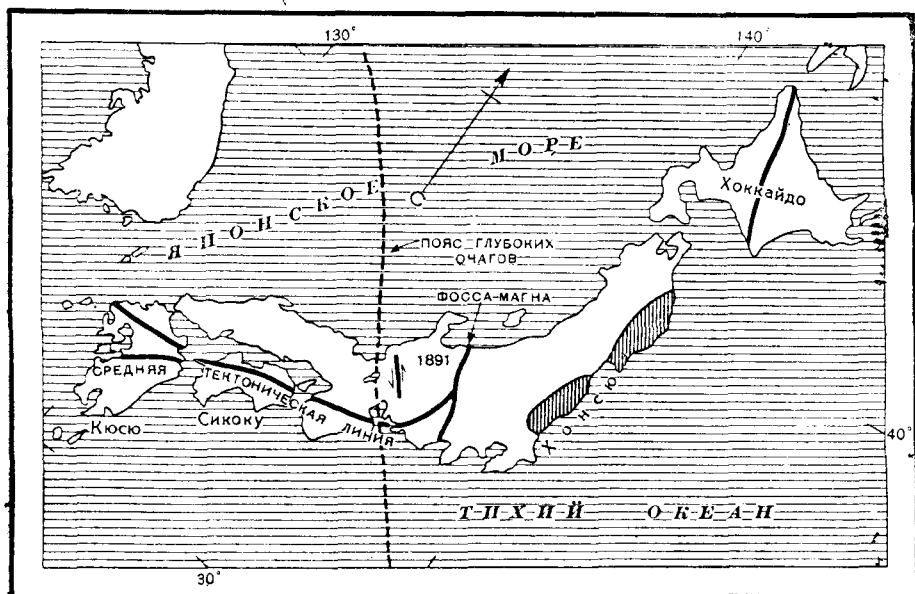
Япония расположена в Тихоокеанском кольцевом поясе, как раз на месте его важного ответвления. Здесь имеется несколько дуг Тихоокеанского типа, с которыми связано большинство сильных неглубоких землетрясений этого региона, а также промежуточные землетрясения и действующие вулканы. Эти дуги обращены к Тихому океану и к Филиппинскому морю. Побережье Японского моря острова Хонсю представляет собой область блоковой тектоники. Два пояса глубокофокусных землетрясений, впервые описанные Вадати и названные им поперечным поясом и зоной Шоя [по названию пролива Шоя (пролив Лаперуза) к северу от Хокайдо], имеют направление, на первый взгляд представляющееся не связанным с простиранием поверхностных структур. Эти структуры имеют все основные черты Тихоокеанских дуг, включая глубокие океанические впадины (передовые впадины) и зоны отрицательных аномалий силы тяжести.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА

На большей части Японии наиболее древние доступные определению породы принадлежат к изверженным и метаморфическим; они перекрываются породами вулканических формаций всех возрастов до современного. Однако на многих площадях обнаружены осадочные отложения, возраст которых определяется по руководящим ископаемым. Как в Калифорнии и в Новой Зеландии, в этой области имеется достаточное количество данных для восстановления геологической истории в пределах мезозойской и плейстоценовой эрогении.

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕЛЕНИЯ

Мезозойской складчатостью были образованы горные хребты, пересекающие острова Кюсю и Сикоку и большой полуостров Кии. С ними связана зона главных разломов, вдоль которой развиты меловые и третичные надвиги в южном направлении. Это — Средняя тектоническая линия (фиг. 30-3), которая делит эту часть Японии на внутреннюю зону, примыкающую к Японскому морю, и внешнюю, обращенную к Тихому океану.



Фиг. 30-3. Обзорная карта Японии, показывающая главные тектонические линии. Внешняя зона северо-восточного Хонсю заштрихована.

На востоке она оканчивается наиболее значительным тектоническим разрывом, который образует западную границу разлома, названного Номанном Фосса-Магна. Последний пересекает остров Хонсю и разделяет Японию на юго-западную и северо-восточную тектонические области. В юго-западной части очень резко проявляется деление на внутреннюю и внешнюю зоны. Подобное разделение, вероятно, существует и на северо-востоке, но оно скрыто преобладанием на поверхности молодых вулканических образований. От Средней тектонической линии ответвляется еще один довольно значительный разлом, пересекающий северную часть острова Кюсю.

Фосса-Магна имеет вид грабена, заполненного изверженными породами. Здесь же возвышается несколько вулканических конусов, в том числе Фудзияма. К югу от Хонсю эта структура продолжается в виде цепочки вулканических островов, до Марианских островов, и образует типичную дугу.

Некоторые авторы отмечали, что главные тектонические линии разделения, с их четко выраженной стратиграфией и рельефом, совершенно не коррелируются с современной сейсмичностью. Это можно сравнить с разломом Гарлок в Калифорнии и Альпийским разломом в Новой Зеландии. Оба они представляют собой структурообразующие разломы с обильными проявлениями современной геологической активности, оба отделяют области, различные в стратиграфическом и тектоническом отношении, и оба не фиксируются эпицентрами землетрясений. Как это наблюдается и для других линейных вулканов, небольшое количество эпицентров землетрясений с глубиной очагов порядка 100 км располагается вблизи Фосса-Магна и ее южного продолжения, но большинство их попадает в различные области пространственной конфигурации сейсмичности.

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ

Как и в других регионах, поздняя третичная и плейстоценовая орогения разбивает описываемую область на блоки. Эта блоковая тектоника присуща всем главным Японским островам, но наиболее ярко она выражена во внутренней тектонической зоне, обращенной к Японскому морю. Ряд важнейших наблюдений над образованием разломов при землетрясениях относится именно к этой внутренней зоне. Наблюдаемые разломы сходны с Калифорнийскими и Новозеландскими. Отношение этих явлений к механизму образования Тихоокеанских дуг довольно косвенное.

РАЗЛОМ 1891 г.

Главной тектонической особенностью является разлом со сдвиговым смещением по простиранию, связанный с землетрясением Мино-Овари 1891 г., который пересекает Хонсю в его наиболее узкой части. Он расположен целиком во внутренней тектонической зоне, далеко на запад от Фосса-Магна. Разлом простирается почти на северо-запад и характеризуется левосторонним сдвигом, как и большинство других разломов Японии того же простирания. Разломы же, простирающиеся с северо-востока на юго-запад, связаны с правосторонними сдвигами. Эти особенности присущи в общих чертах всему региону. Механически они согласуются с общим широтным сжатием, меридиональным растяжением или тем и другим одновременно.

НАПРАВЛЕНИЕ СМЕЩЕНИЙ

Утверждение, что якобы в Японии область суши смещается на юг относительно Тихоокеанской впадины, «как в Калифорнии», вводит в заблуждение. Рассматривая Калифорнийский регион, обычно ссылаются на тип смещений, представленный разломом Сан-Андреас, который протягивается примерно параллельно побережью. В Японии подобного параллельного побережью разлома нет, за исключением Средней тектонической линии западной Японии. Но если соответствующие смещения рассматривать в отношении этой линии, то они должны бы были показать

северо-восточное движение континента. Авторы, которым принадлежит цитированное утверждение, имели в виду разделение Японии по разлому Фосса-Магна на западный континентальный и восточный океанический регионы. В таком случае западный регион действительно имеет относительное смещение к югу (и слегка к востоку). Эта формулировка согласуется с наблюдаемым образованием разломов при землетрясениях, с данными повторных триангуляций и с многочисленными инструментальными записями начальных смещений в виде сжатий и разрежений.

ДУГОВАЯ СТРУКТУРА

На мелкомасштабных картах можно легко наметить единую островную дугу, включающую острова Хонсю и Сикоку, но только в том случае, если игнорировать некоторые важные детали. Восточный край острова Хонсю образует типичную дугу с Японской впадиной, за которой следует пояс неглубоких и промежуточных землетрясений и где, естественно, появляются области активных вулканов и гравитационных аномалий. Однако на южной стороне, к западу от Фосса-Магна, впадина выражена слабо, а вулканы и промежуточные землетрясения отсутствуют. В отличие от восточного края, характеризующегося постоянным возникновением землетрясений различных магнитуд, южный обнаруживает довольно слабую общую сейсмичность с непродолжительными активными эпохами сильных землетрясений (как, например, в 684, 1605, 1707, 1854, 1944 и 1946 гг.).

Дуга островов Рюкю, от Кюсю к Тайваню, с ее менее выраженными тектоническими признаками, с наличием промежуточных и отсутствием глубоких толчков напоминает Альпийские дуги. Возможно, что эту ветвь Тихоокеанского пояса, где ярко выступает дуговое строение, следует классифицировать как Альпийскую.

Остров Тайвань характерен пересечением структур; здесь упомянутая выше дуга встречается с другой дугой, протягивающейся к северу от Филиппин. Остров представляет для сейсмологов особый интерес ввиду наличия двух хорошо описанных случаев образования разломов (1906, 1935 гг.).

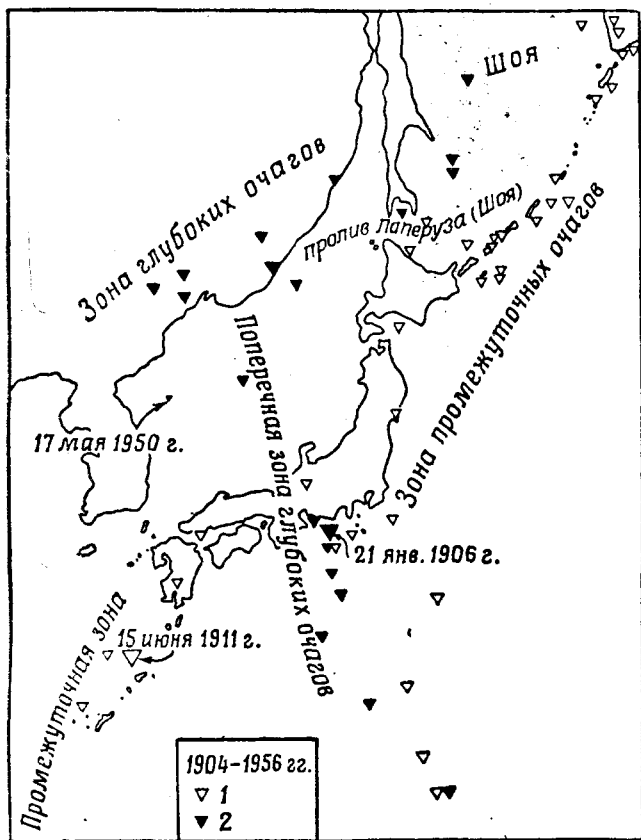
На тихоокеанской стороне острова Хонсю большинство сильных неглубоких землетрясений возникает в море, в соответствии с нормальной картиной активных дуг. Однако существует заметное исключение для района Канто (где находится Токио). Здесь произошло много крупных разрушительных землетрясений в окрестностях бухты Сагами, гипоцентры которых часто оказывались более глубокими, чем средние, и залегали на глубине порядка 40 км.

ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗОНЫ

Две основные зоны глубоких толчков, описанные Вадати (фиг. 30-4), довольно трудно согласовать со структурными дугами. Южнее Хонсю структуры Фосса-Магна имеют свое логическое продолжение в вулканических островах нормальной, обращенной к востоку дуги. Поперечная зона глубоких толчков Вадати занимает здесь нормальное положение, проходя к западу от островов. Севернее, по направлению к Хонсю, поперечная зона отклоняется к западу и пересекает Хонсю (на глубине от 350 до 400 км) вблизи зоны разломов Мино-Овари¹ с западной стороны от нее. Далее она

¹ Некоторые авторы, работающие с мелкомасштабными картами, доходят до нелепости, географически идентифицируя разлом Мино-Овари или поперечную зону глубоких толчков с Фосса-Магна.

протягивается через Японское море до встречи с зоной Шоя в Манчжурии. Северо-восточная часть зоны Шоя занимает нормальное положение, характерное для глубоких толчков, относящихся к Курильской дуге, но в юго-западном направлении эта зона простирается несоразмерно далеко. Странно



Фиг. 30-4. Японский регион. Показаны пояса глубокофокусных землетрясений. Эпицентры толчков с магнитудой 7 и больше («Сейсмичность Земли» с дополнениями) и землетрясение 17 мая 1950 г., $M=6,7$.

1 — промежуточные толчки; 2 — глубокие толчки.

изолированным представляется в настоящее время эпицентр землетрясения 17 мая 1950 г. с глубиной очага 580 км, находящийся в море у берегов Кореи, вблизи $39 \frac{1}{4}^{\circ}$ С, $130 \frac{1}{4}^{\circ}$ В. Он может служить указанием на распространение структур поперечной зоны на большие глубины.

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЯПОНИИ

СТАТИСТИКА

Сейсмичность Японии столь велика, что списки даже одних сильных землетрясений становятся слишком длинными. Центральная метеорологическая обсерватория в своем Бюллетене за 1950 г. опубликовала каталог

4195 землетрясений за период с 1885 г. по март 1951 г. Каждое из этих землетрясений ощущалось на площади 30 000 км² или более. Магнитуды определялись по макросейсмическим и инструментальным данным Кавасуми (применявшим свою собственную шкалу) и независимо от него Цубои (который придерживался шкалы, возможно более близкой к используемой в настоящей книге). Данные Цубои включают землетрясения с магнитудой от 5,5 и выше, а в исключительных случаях даже с магнитудой 4,5. В 1951 г. Кавасуми (Kawasumi, 1951) составил список 342 сильных землетрясений с 559 по 1949 г.

Последний пересмотр магнитуд, выполненный Гутенбергом, привел к следующим общим цифрам землетрясений за 1918—1954 гг. включительно: 85 неглубоких, 20 промежуточных и 17 глубоких землетрясений с магнитудой 7 и выше на всей основной площади (включая Японию, Манчжурию, южные Курильские острова и Тайвань). Табл. 30-1, основанная на этих данных, содержит 27 землетрясений с магнитудой 8 и выше за период 1897—1955 гг. включительно (см. фиг. 30-2). В списке промежуточных и сильных

Таблица 30-1

Сильные землетрясения Японского региона (магнитуда 8 и больше), начиная с 1897 г.

Дата по Гринвичу	С. ш.	В. д.	Глубина	Магнитуда
7 февраля 1897 г.	40	140	Неглубокое	8 ¹ / ₄
19 » 1897 г.	38	142	»	8 ¹ / ₄
19 » 1897 г.	38	142	»	8
5 августа 1897 г.	38	143	»	8 ³ / ₄ ±
22 апреля 1898 г.	39	142	»	8 ¹ / ₄
5 » 1901 г.	45	148	»	8
24 июня 1901 г.	27	130	»	8
9 августа 1901 г.	40	144	»	8
7 июня 1904 г.	40	134	350 ± км	8
24 августа 1904 г.	30	130	неглубокое	8
2 июня 1905 г.	34	132	10 ± км	8
6 июля 1905 г.	39 ¹ / ₂	142 ¹ / ₂	неглубокое	8
21 января 1906 г.	34	138	340 км	8,4
13 марта 1909 г.	31 ¹ / ₂	142 ¹ / ₂	80 км	8 ¹ / ₄
10 ноября 1909 г.	32	131	190 км	8
15 июня 1911 г.	29	129	160 ± км	8,7
8 ноября 1918 г.	44 ¹ / ₂	151 ¹ / ₂	неглубокое	8
5 июня 1920 г.	23 ¹ / ₂	122	»	8 ¹ / ₄
1 сентября 1923 г.	35 ¹ / ₄	139 ¹ / ₂	»	8,3
7 марта 1927 г.	35 ³ / ₄	134 ³ / ₄	»	8,0
2 марта 1933 г.	39 ¹ / ₄	144 ¹ / ₂	»	8 ³ / ₄
18 ноября 1941 г.	32	132	»	8
7 декабря 1944 г.	33 ³ / ₄	136	»	8 ¹ / ₄
20 декабря 1946 г.	32 ¹ / ₂	134 ¹ / ₂	»	8,5
28 февраля 1950 г.	46	144	340 км	8,0
4 марта 1952 г.	42 ¹ / ₂	143	неглубокое	8,6
25 ноября 1953 г.	34	141 ¹ / ₂	»	8 ¹ / ₄

толчков за период с 1897 по 1903 г. могли быть пропущены лишь один или два толчка, поэтому этот список, вероятно, столь же надежен, как и для неглубоких толчков.

Замечательные серии толчков с эпицентрами в море у восточного побережья в 1897 и 1898 гг. представляются сейчас тем более удивительными, что они следовали за сильным землетрясением Санрику 15 июня 1896 г., происшедшим в этом районе и сопровождавшимся опустошительным цунами.

Землетрясение 21 января 1906 г. было сильнейшим из известных где-либо с глубиной очага, превышающей 200 км; землетрясение же 15 июня 1911 г. имело максимальную магнитуду, приписываемую промежуточным толчкам (одно или, возможно, два землетрясения в других районах имели такую же магнитуду).

УБЫТКИ

В табл. 30-2 сведены различные общие убытки, причиненные наиболее разрушительными Японскими землетрясениями начиная с 1700 г. (в список включено землетрясение 1935 г. на Тайване), а также некоторыми менее катастрофическими землетрясениями, рассматриваемыми ниже. Сведения

Таблица 30-2

Убытки, причиненные некоторыми сильными Японскими землетрясениями с 1700 г.¹

Дата (по местному времени)	Человеческие жертвы	Число разрушенных зданий	Число сгоревших зданий
31 декабря 1703 г.	5 233	20 162 ²	
28 октября 1707 г.	4 900	29 000 ²	
20 мая 1751 г.	2 000	1 128	6 088
8 » 1847 г.	12 000	34 000	
23 декабря 1854 г.	3 000	25 000 ²	600
11 ноября 1855 г.	6 757	17 444	33 000
28 октября 1891 г.	7 273	142 177 ³	
15 июня 1896 г.	27 122	106 170 ²	
1 сентября 1923 г.	99 331	128 266	447 128
23 мая 1925 г.	395	3 333 ³	
7 марта 1927 г.	3 017	10 633	4 961
26 ноября 1930 г.	259	2 142	
3 марта 1933 г.	2 986	4 086 ²	
21 апреля 1935 г.	3 276	17 907	
10 сентября 1943 г.	1 190	7 485	254
7 декабря 1944 г.	998	22 563 ²	
13 января 1945 г.	1 901	5 539	
21 декабря 1946 г.	1 330	16 289 ²	
28 июня 1948 г.	5 386	63 000	3 960

¹ По Имамура и официальным японским источникам.

² Включая действительные цунами.

³ Включая убытки от пожаров, вызванных землетрясениями.

эти только ориентировочные и не полные. Так, официальные итоги для землетрясения 1923 г. выражаются следующими цифрами:

Погибших	99 331	Частично разрушенных домов	126 233
Раненых	103 733	Сгоревших домов	447 128
Пропавших без вести .	43 476	Снесенных водой домов . . .	868
Разрушенных домов . .	128 266		

Безусловно, такие цифры несколько неопределенны, и для любого землетрясения сведения, даваемые различными авторами, слегка отличаются друг от друга.

ПРИМЕРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРЕЖНИХ ЛЕТ; ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ

Землетрясения, для которых имеются описания образования разломов или других важных тектонических явлений, рассматриваются далее в общем хронологическом порядке со ссылками в некоторых случаях на прежние толчки сравнимой силы.

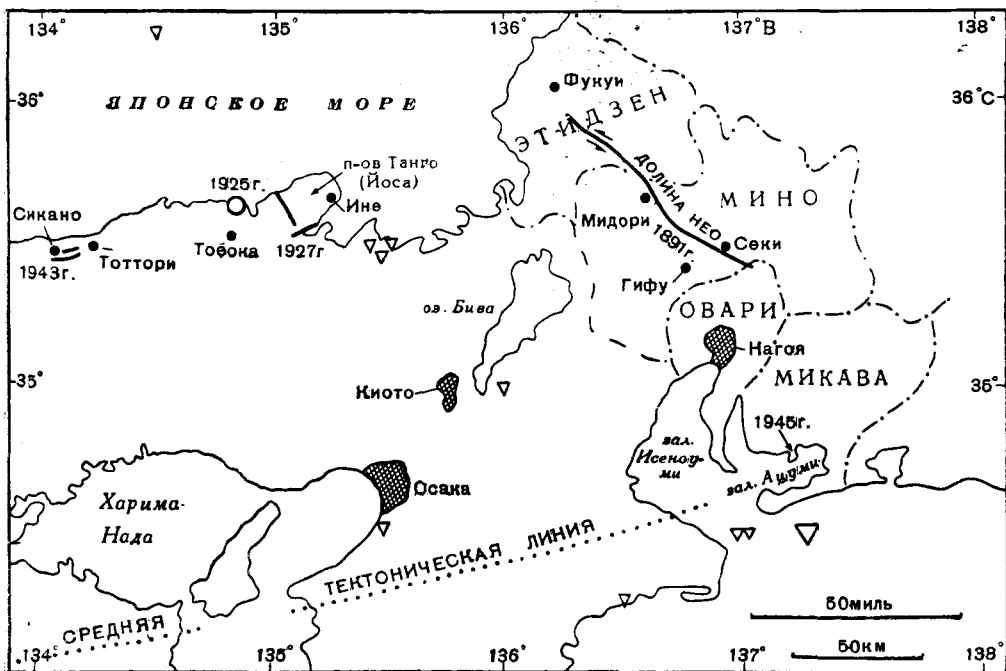
В главе 14 содержится краткая справка о большом числе землетрясений прежних лет, приводимая Имамурой, которые сопровождалась изменением уровня морского берега. На побережье Японского моря в 1793, 1802 и 1872 гг. поднятия берегов, предшествовавшие сильным толчкам этих годов, вызвали отступление моря. В документальных данных, которые можно считать вполне надежными, описывается паника среди населения, ожидавшего цунами, а вместо этого захваченного врасплох последовавшими за отступлением моря сильнейшими разрушительными землетрясениями.

В Японии, Калифорнии и в других местах делались попытки выявить и записать такие предшествующие движения с помощью наклономеров. В Калифорнии они определено не привели к должным результатам. Были зарегистрированы небольшие нерегулярные наклоны грунта, обусловленные, вероятно, местными причинами, но оказалось, что они не связаны с сильными землетрясениями. Однако на основании этого нельзя подвергать сомнению и сведения японских источников, поскольку сейсмичность Калифорнии несравнимо ниже, чем Японии. Ряд опубликованных в Японии статей имел своей целью показать существование регистрируемых наклонов грунта и других явлений, предшествующих сильным землетрясениям. Но эти данные представляли небольшую научную ценность, так как не были проверены и не давали уверенности в том, что подобные явления не происходят в другое время.

Землетрясение 4 сентября 1596 г. сопровождалось затоплением острова Ирюю-Джима, находящегося тогда против нынешнего города Оита, расположенного на северо-восточном берегу острова Кюсю. Остров был небольшой ($4 \times 2,3$ км) с населением 5000 человек. Затопление началось во время землетрясения и продолжалось затем в течение многих лет. В настоящее время глубина воды над затопленным островом 15—20 м. Местность эта расположена на Средней тектонической линии или в непосредственной близости от нее. Тем не менее это явление могло быть связано с оседанием, но не с тектоническим опусканием. Во время землетрясения 28 октября 1707 г., которое Имамура в своем большом списке японских землетрясений относит к сильнейшим, произошли заметные изменения уровня в окрестностях города Коши на острове Сикоку. Опускания порядка 6 футов близ города далее к востоку сменялись поднятием от 7 до 8 футов. Подобные явления происходили вблизи Средней линии.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ МИНО-ОВАРИ 1891 г.

28 октября 1891 г. произошло первое действительно катастрофическое землетрясение, поразившее главные острова Японии. Это событие случилось после разработки программы сейсмических исследований с центром в Токио (около 1880 г.). Макросейсмические последствия этого землетрясения (фиг. 30-5) были изучены Кото, профессором геологии Государственного



Фиг. 30-5. Центральная Япония. Обзорная карта, показывающая расположение эпицентральные зоны 1925, 1927, 1943, 1945 гг. и разломы 1891 г.

Треугольниками обозначены эпицентры землетрясений с промежуточной глубиной очагов.

университета. Землетрясение это носит обычно название Мино-Овари, по наименованиям двух провинций, на территории которых оно проявилось с наибольшей силой. Ниже приводим выдержку из основной работы Кото (Koto, 1893, см. приложение XVI).

«Обе провинции с трех сторон ограничены горными массивами и в самом их центре находится густонаселенная равнина. Общий характер равнины, слегка наклоненной к подножию хребта Иоро, монотонный и плоский. Она покрыта сетью рек и искусственных каналов... Обычно говорят, что низменность Мино и Овари когда-то была огромным болотом, которое с годами было превращено в современное рисовое поле.

Может быть, это утверждение и было большим преувеличением, однако мы видим в нем зерно истины, так как если бы все искусственные каналы и дамбы вдруг были бы удалены, то нынешние плодородные земли в один момент превратились бы в болото. И именно эти дамбы и дренажная система испытали наибольшие разрушения во время последнего землетрясения... (стр. 307).

Северная часть Мино — это гористая местность, сложенная главным образом палеозойскими отложениями. За горным хребтом лежат провин-

ции Этидзен и Кага... Протяженная равнина... представляет собой впадину, в центре которой лежит город Фукуи. Эта местность испытала жестокие толчки во время последнего землетрясения и претерпела бедствие, которое превосходит по размерам только катастрофа в Мино и Овари (стр. 308—309).

Следуя на север от Нагая к Гифу, мы попадаем в полосу близко расположенных между собой селений, почти переходящих одно в другое; это, можно сказать, одна непрерывная улица... более чем в двадцать миль длиной. В результате землетрясения целые ряды домов были разрушены, и широкая дорога длиной в двадцать миль превратилась просто в узкую тропинку между двумя бесконечными грудями развалин... Гифу, главный город провинции, был в большей части разрушен, а затем уничтожен пожаром... (стр. 314).

Общее число погибших 7 279, раненых 17 393, полностью разрушенных зданий 197 530 (стр. 317).

...колебания явственно ощущались от Сендай на севере до западных берегов Кюсю на юге, или на площади в 134 722 км² (стр. 319).

В общем частота толчков была высокой в течение октября 1891 г. и земля все это время не оставалась спокойной, особенно в провинциях Мусаси и Симоса. До 28 октября сейсмографами было записано семнадцать отдельных землетрясений, однако все они локализованы в районе Токио. Сама центральная Япония не обнаруживала никаких признаков приближающейся катастрофы... (стр. 319).

Из наиболее удивительных проявлений землетрясения мое внимание всегда привлекала трещина в земле. Она протягивается одинаково и через возвышенности, и через рисовые поля, разрезая мягкую землю на огромные глыбы и вздымая их над поверхностью. Она похожа на путь гигантского крота больше, чем на что-нибудь иное... и действительно, под таким названием она известна среди местных жителей... (стр. 328).

Трещина проходит прямо через деревню Иобара... где напротив сада одного из фермерских домов возвышались две величественные финиковые пальмы... с незапамятных времен стоявшие одна по отношению к другой в широтном направлении. Линия разлома прошла между ними с юго-востока на северо-запад и как обычно северная сторона сдвинулась к северо-западу, так что, к величайшему удивлению хозяина, пальмы оказались стоящими в меридиональном направлении относительно друг друга (стр. 337).

К югу от Мидори... хорошее новое шоссе... оказалось косо разрезанным надвое и нижний конец с прилегающими полями опустился на 6 м относительно верхнего... В соответствии с общей картиной смещения восточная половина его сдвинулась на 4 м к северу, что хорошо видно... по резкому изменению направления смещенного шоссе (стр. 337).

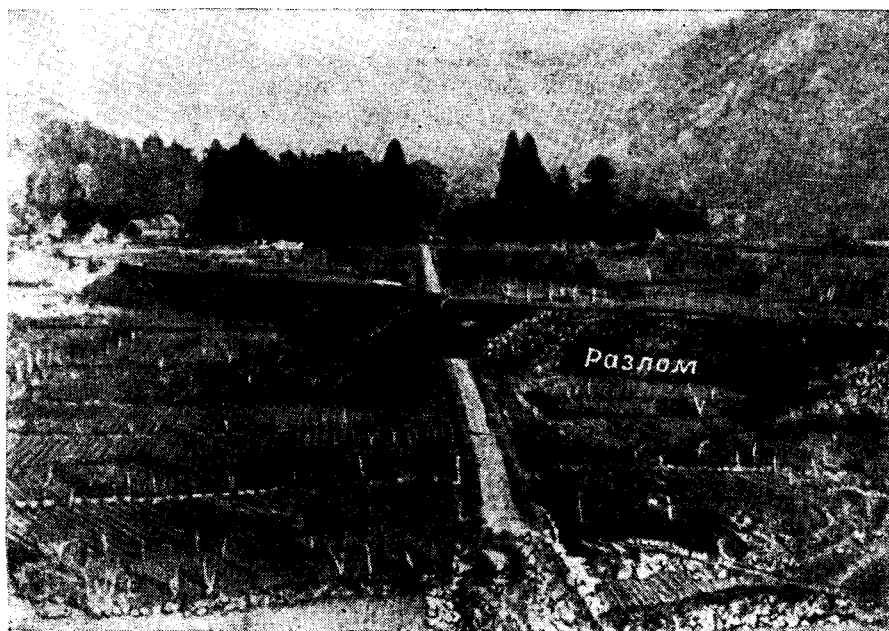
Эта единственная в своем роде трасса... характеризуется постоянством направления и регулярностью курса. Начиная от Катабира, близ Кисо-Гава, она протягивается через долину реки Нео к Хаку-Сана (на расстояние 64 км) и затем, видимо, продвигается к северо-западу до города Фукуи, на исключительно большом расстоянии в 112 км... почва на левой ее стороне опустилась на глубину от $\frac{2}{3}$ до 6 м и в то же время сдвинулась в горизонтальной плоскости на $1\frac{2}{3}$ м в северо-западном направлении. Единственное исключение из общего плана представляет разлом у Мидори, где земля оказалась на западе ниже, чем на востоке... (стр. 349).

Внезапные поднятия, опускания и горизонтальные сдвиги больших участков местности, происходящие при катастрофических землетрясениях, обычно считаются скорее следствием, чем причиной подземных потрясений,

но, по моему мнению, можно с уверенностью утверждать, что внезапное образование «большого разлома Нео» было действительно причиной великого землетрясения (стр. 352)».

Первая часть выдержки приводилась для того, чтобы показать исключительно аллювиальный характер равнины, в которой расположена плейстоценовая область, так как на любой карте изосейст, показывающей границы развития аллювиальных отложений, можно видеть, что сейсмический эффект быстро затухает в окружающей холмистой местности. Указывая на возрастание сейсмической активности в Японии в предшествующий месяц, Кото подчеркивает, что это относится к районам, удаленным от Мино и Овари. Это имеет отношение к нашему рассмотрению в главе 6 работ Дейвисона о форшоках.

Фотография Кото разлома вблизи Мидори является одним из наиболее часто воспроизводимых документов в геологической научной литературе. Ни одна из работ по сейсмологии не будет полной без хотя бы небольшой копии этого документа (фиг. 30-6).



Фиг. 30-6. С образование разлома в Мидори. Землетрясение Мино-Овари, 28 октября 1891 г. (Кото.)

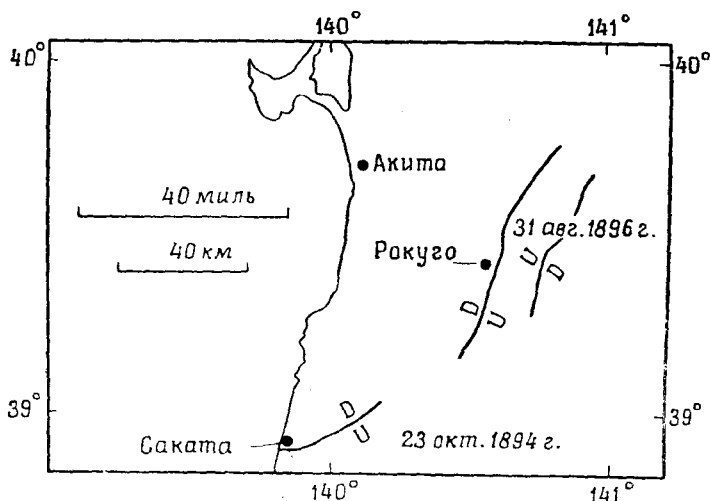
Позднейшие исследования не оставили ни малейшего сомнения в том, что описываемая линия разлома продолжается в окрестности Фукуи, прямо через остров Хонсю. Однако она представляет собой не одну непрерывную трассу, а состоит из трех или четырех отдельных кулисообразно расположенных отрезков. Все они сопровождаются левосторонними сдвигами. В вертикальных смещениях наблюдаются изменения направления падения. Кото был, по-видимому, озадачен, обнаружив опущенное крыло уступа в Мидори, противоположное тому, которое наблюдалось в большинстве других мест. Однако это просто явления шарнирного сброса, присущие разломам,

сопровождающимся сдвигами. Ось шарнира проходила, вероятно, недалеко от знаменитой пары финиковых пальм, как замечает Кото, но разрыв был там до такой степени незаметен, что крестьяне были совершенно озадачены при виде смещений деревьев.

Последняя часть выдержки из работы Кото показывает, что ему были совершенно ясны причинные соотношения между образованием разломов и сотрясениями. Однако понадобилось много лет для того, чтобы этот взгляд получил всеобщее признание. Имамура пишет, что «... землетрясение 1891 г. было первым крупным землетрясением после проникновения в Японию западной культуры. Все строительные конструкции, так же как устои мостов, здания и другие кирпичные сооружения, с кладкой по западному образцу, без принятия мер сейсмической устойчивости, были совершенно разрушены... В последующие годы японское правительство, заинтересовавшееся этим вопросом, основало Сейсмологический исследовательский комитет как государственное учреждение...»

ОБРАЗОВАНИЕ РАЗЛОМОВ В 1894 и 1896 гг.

23 октября 1894 г. и 31 августа 1896 г., недалеко от побережья Японского моря острова Хонсю, произошли два землетрясения, сопровождавшиеся образованием разломов (фиг. 30-7). При первом из них разлом прослежи-



Фиг. 30-7. Образование разломов при Японских землетрясениях 1894 и 1896 гг. (Воспроизводится из работы де Баллора, по Ямасаки.)

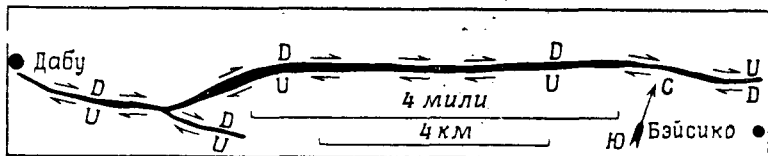
U — поднятия; D — опускания.

вался на расстоянии около 25 км с северо-восточным простиранием и опущенным крылом, обращенным к берегу. При втором образовались два разлома, простиравшиеся почти на север; они располагались по обоим склонам горного хребта, с опущенными крыльями в сторону от него, как и по описанию Деттона при землетрясении в Соноре в 1857 г. (глава 31). Оба разлома трассировались на расстоянии около 50 и 80 км. Более западный из них, очевидно, является тем же разломом, который образовался в 1894 г., хотя связь между ними не обнаружена и они отдалены друг от друга на расстоя-

ние 25 км. Оба землетрясения сопровождались разрушениями, но толчок 1896 г. имел большую плейстосейстовую область и, вероятно, большую магнитуду. Имамура обращает внимание на замечательные серии форшоков 1896 г., о которых упоминалось в главе 6.

ЦЗЯН (КАГИ), ТАЙВАНЬ, 1906 г.

Землетрясение 17 марта 1906 г. на Тайване было изучено Омори, одним из наиболее выдающихся японских сейсмологов того времени. В своих

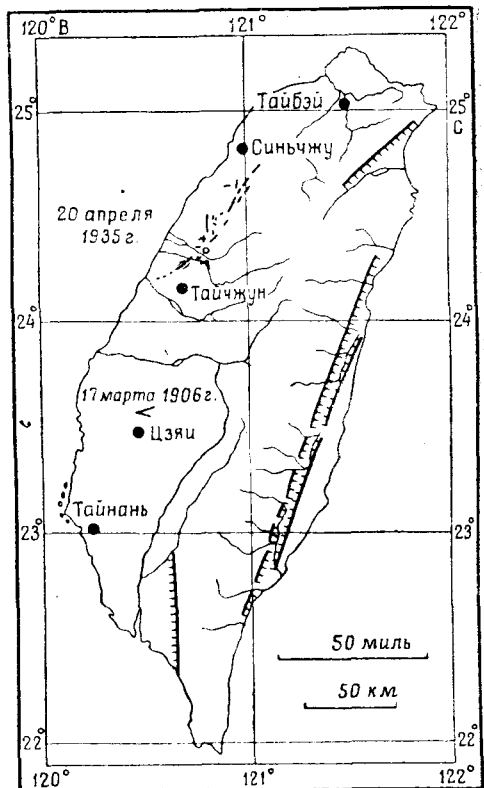


Фиг. 30-8. Тайваньское землетрясение 17 марта 1906 г.
Образование разломов, согласно Омори.

U — поднятия; D — опускания.

исследованиях ему пришлось ограничиться населенной благоустроенной западной прибрежной равниной.

Посещение центральных горных районов он считал для себя очень опасным, так как японцам никогда не удавалось полностью покорить местные племена. Разлом, проходящий по доступной ему площади (фиг. 30-8, 30-9), простирался почти в широтном направлении, с опущенным северным крылом и с правосторонним сдвигом. Он прослеживался на протяжении 8 миль, включая короткую ветвь, направленную на юго-восток, с таким же типом смещений. Сдвиг достигал здесь 8 футов, а вертикальное смещение не превышало 4 футов. Омори опубликовал хорошую фотографию дороги, сдвинутой на 6 футов. Вблизи восточного конца наблюдаемой трассы проходит ось шарнира сброса, за пределами которой южное крыло было опущенным, а сдвиг оставался правосторонним. Имеются сведения, что при этом землетрясении, которое называется Каги, погибло 1258 человек.



Фиг. 30-9. Схематическая карта Тайваня, показывающая расположение разломов землетрясений 1906 и 1935 гг.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАНТО 1923 г. И БОЛЕЕ РАННИЕ

КАТАСТРОФА

Сильная катастрофа 1 сентября 1923 г., опустошившая Токио, Иокотаму и их окрестности, называется японскими авторами землетрясением Канто, по наименованию района. Население на территории плейстосейстовой области составляло около 2 млн. человек. Согласно официальным данным, погибло 99 331 человек. В это число входят 38 000 человек, сгоревших на открытой площади в Токио, где люди собрались в поисках спасения, но были охвачены сильным огненным вихрем, какой часто возникает при больших пожарах. Многие из того, что было разрушено, оказалось невозстановимым: библиотеки, музеи, коллекции предметов искусства, архивы, научные материалы.

Персонал сейсмической станции Токийского университета, возглавляемый профессором Имамура, за две минуты проинтерпретировал сейсмограммы и уже через полчаса достаточно точные и надежные сведения были переданы в прессу. Хотя все сейсмографы вышли из строя, шесть из них были быстро восстановлены и регистрация продолжалась эффективно и без перерывов. Все это было сделано, когда еще продолжались сильные афтершоки, а пожар распространялся и охватывал часть строений Университета.

Наиболее доступное для западных читателей общее описание этого землетрясения имеется в книге Дейвисона. К сожалению, оно грешит в деталях, так что серьезный исследователь может пользоваться им только как общим руководством. Эту книгу в Японии очень не любят за склонность Дейвисона к преувеличениям. Сенсационные сообщения прессы Дейвисон ставит на один уровень с официальными документами и часто весьма произвольно прибегает к выражениям, создающим преувеличенное представление как о разрушениях, так и о сейсмических явлениях в целом.

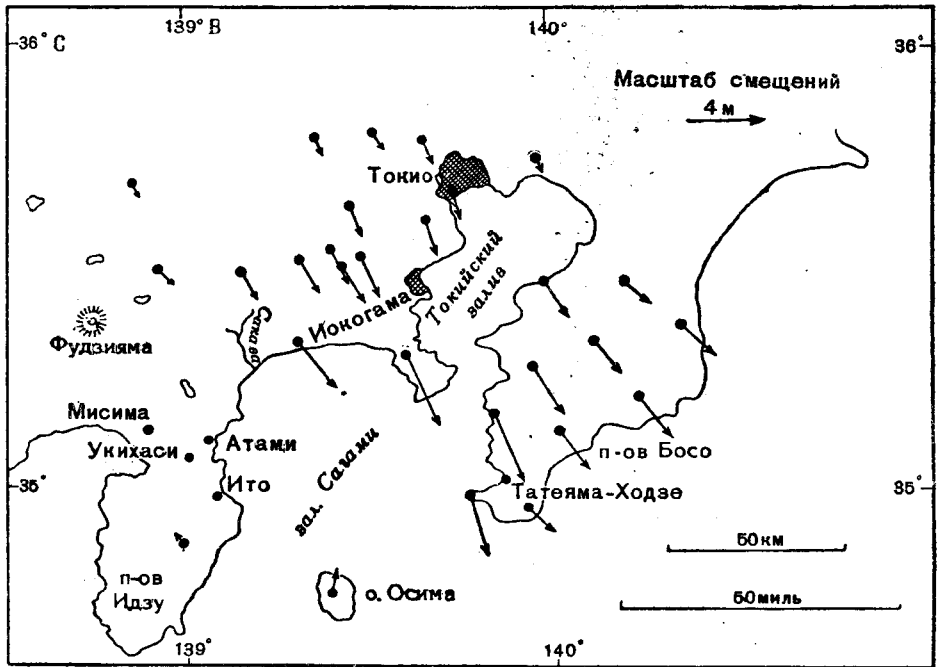
ЭПИЦЕНТР И СМЕЩЕНИЯ

Все авторитетные источники локализируют эпицентр главного землетрясения в бухте Сагами, находящейся к юго-западу от Токио и отделенной от Токийского залива полуостровом Миура. Имамура нашел, что записанное на сейсмограммах движение обязано трем толчкам: 1) сравнительно слабому толчку под бухтой Сагами, 2) очень сильному толчку под сушей к северу от первого и 3) главному толчку опять под бухтой Сагами.

На суше к северу от бухты Сагами и к востоку на полуострове Босо было обнаружено по крайней мере 15 линий вертикальных разломов или резких изгибов, что подтвердилось данными повторной нивелировки. Смещения колеблются от 1 до 6 футов. Это явно вторичные разрывы, связанные со смещениями больших блоков. Повторной нивелировкой установлены также большие поднятия вдоль побережья. На северном берегу бухты Сагами они приближаются к 2 м (6 футов 8 дюймов), а на полуострове Босо достигают 1,5 м.

Повторной триангуляцией были установлены еще большие горизонтальные подвижки. Максимальные оказались на острове Осима, к югу от оухты Сагами, который, как показывает первое приближение, переместился почти к северу на 3,8 м (12 футов 5 дюймов). Однако при этом предполагалось, что основной триангуляционный пункт, находящийся в 50 милях от Токио, остался на месте и что направление линии от этого пункта к другому, расположенному на восток от него, осталось без изменения. В 1932 г.

Мутто пересмотрел эти данные. Он нашел, что наблюдавшиеся кажущиеся смещения были связаны с систематической ошибкой, зависевшей от положения триангуляционных реперов. Очень небольшие изменения в расчетах, необходимые для исключения ошибок, привели к существенному изменению



Фиг. 30-10. Землетрясение Канто 1 сентября 1923 г. Обзорная карта горизонтальных дислокаций, обнаруженных триангуляционной съемкой. (Исправлено Мутто, 1932 г.)

картины смещений (фиг. 30-10). То, что раньше на основе первого приближения представлялось своеобразным вращением всей местности относительно бухты Сагами, теперь было определено как общее перемещение Токийского района к юго-востоку, со смещениями, уменьшающимися от берега в глубь суши. Перемещение острова Осима к северу подтвердилось этими определениями, но оно оказалось очень небольшим, примерно 0,9 м (3 фута). Однако смещение полуострова Босо, предполагавшееся значительным и раньше, теперь возросло до максимума — 4,55 м (15 футов).

ЗОНДИРОВАНИЕ В БУХТЕ САГАМИ

После землетрясения предварительные зондирования с навигационными целями показали необыкновенные изменения глубины различных участков бухты Сагами. Гидрографический отдел Морского ведомства Японии организовал затем систематические зондирования с четырех судов и, кроме того, четыре дополнительные партии для работы на мелководье. Исследования продолжались до января следующего года, причем было сделано свыше 83 000 зондирований. Сравнение этих данных с данными гидрографической съемки, полученными в период между 1912 г. и датой землетрясения, показывает невероятное изменение рельефа дна бухты Сагами. Оказалось, что большая часть дна в центральной части бухты к северу от Осима опустилась

на 100—200 м. Кое-где имеются небольшие провалы, в одном из которых глубина моря увеличилась на 400 м! К северу от основной области опускания наметилось одно из поднятий высотой до 250 м.

Реакция на это сообщение была самой различной: от полнейшего отрицания всех фактов, как «очевидно» ложных, до полного безоговорочного принятия их. (Дейвисон уверенно приписывает причину землетрясения вертикальному смещению блоков земной коры на сотни метров.) Предпринимавшиеся впоследствии попытки полностью дискредитировать наблюдения 1923 г. не имели успеха. Работа была выполнена настолько тщательно и широко, что возможные ошибки порядка 100—200 м, даже если считать наибольшие из измеренных глубин порядка 2000 м, полностью исключались. С меньшей уверенностью принимались данные зондирований, проведенных до землетрясения. Они были выполнены обычным способом и, конечно, без особых предосторожностей, в противоположность последним работам.

Обычно в этих измерениях основной источник ошибок не само зондирование, а определение местонахождения судна¹.

Так как бухта Сагами невелика, положение судна определялось по ориентирам, находившимся на суше, без особых ошибок. Однако мы видели, что вследствие землетрясения некоторые точки побережья сместились в горизонтальном и вертикальном направлениях на несколько метров. Эти перемещения при неблагоприятных обстоятельствах могли быть источником значительных ошибок в определении местоположений по отношению к таким точкам. В настоящее время рельеф дна бухты Сагами сильно изрезанный. Недалеко от того места, где в 1923 г. было отмечено опускание на 400 м, на участке, меньшем 2 км, закартирован спуск дна к северу тоже на 400 м. Здесь относительно небольшие ошибки в определении местоположения судна могли привести к значительному кажущемуся изменению глубины. Терада пытался опровергнуть подобные сомнения путем статистического анализа первичных данных и показал, что корреляция между полученными изменениями глубин и крутизной склонов дна отсутствует. Однако статистические доводы имеют ценность только для обширных площадей и теряют силу, когда большие кажущиеся изменения оказываются в близких друг к другу точках.

Можно было бы объяснить рассматриваемые результаты подводными оползнями, но основная замкнутая зона опусканий к северу от Осима является одновременно и самой глубокой частью бухты, в которую должен бы был сноситься материал. Это место находится, кроме того, по соседству с наиболее вероятным положением эпицентра, определенного инструментально. И, конечно, под воздействием сильного сотрясения дно здесь могло уплотниться и осесть, но не на такую большую величину, как 100 м. Тем не менее последнее явление, с учетом рассмотренных источников небольших ошибок, представляется более вероятным, чем огромные перемещения блоков земной коры, большие, чем при любом из известных землетрясений.

Глубокая часть бухты Сагами имеет форму подводного рва, который простирается к северо-западу по направлению к берегу, где его видимым продолжением является долина реки Сакава. Последняя представляет собой

¹ Карта контуров дна прибрежных акваторий южной Калифорнии, полученная по материалам эхолотирования в 1922 г., показывала удивительную параллельность линий хребтов и других структур, простирающихся к юго-западу от окрестностей Сан-Диего. Это получилось вследствие ошибочного фиксирования положения корабля, делавшего траверсы вдоль этих линий. Эти контуры исчезли с карт после того, как были получены данные повторных работ, проводимых при лучшем контроле.

грабен, ограниченный, вероятно, активными разломами. Горизонтальные подвижки, изученные Муто, определенно указывают на наличие правостороннего сдвига на восточной стороне этого рва. Однако береговые поднятия и сбросы по небольшим разломам, обнаруженные на суше, не могут быть так просто истолкованы.

Но что бы в действительности ни произошло в бухте Сагами, все было связано с образованием цунами, волны которого обрушились на ее берега. Волны были не особенно большими; только в некоторых местах они достигали высоты порядка 10 м (более 30 футов). Волны были отмечены футштоками вдоль побережья Хонсю. Они быстро затухали по мере удаления от бухты Сагами.

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Изменения уровня и режима грунтовых вод наблюдались во многих местах, и некоторые из них представляют известный интерес. В главе 9 уже упоминалось о поднятии устоев одного из старых мостов и о замечательном наблюдении пульсирующих сейсмических фонтанов.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРЕЖНИХ КОЛЕБАНИЙ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ

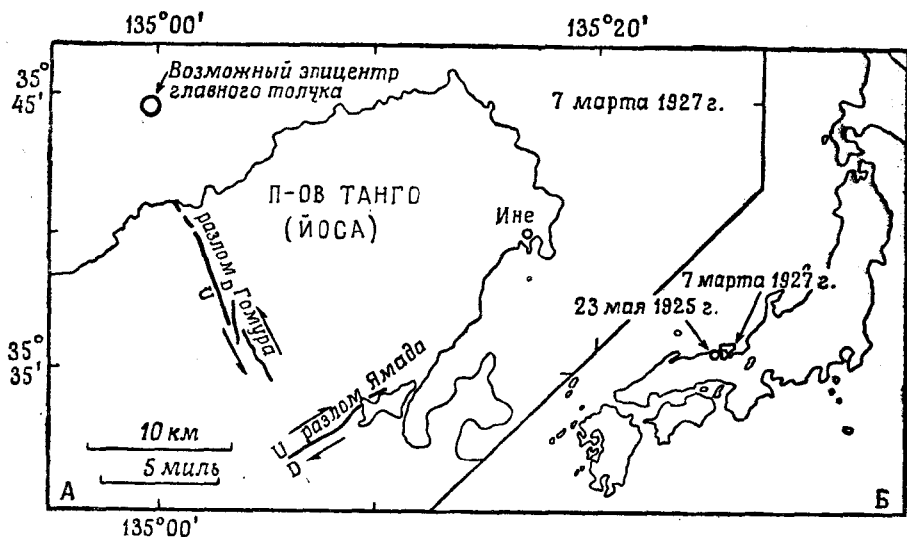
Имамура сравнивает изменения уровня в 1923 г. с, естественно, хуже документированными изменениями уровня, которые сопровождали землетрясения 1703 г. в этом же районе, и отмечает их полное сходство. Поднятая береговая линия, где в обнажениях найдены следы моллюсков *Litho phaga*, принимается им за объяснение того, что поднятия в 1703 г. были в два с половиной раза больше, чем в 1923 г. Имамура коррелирует образование высокой береговой линии с сильным землетрясением 818 г. Кроме того, он отметил следы еще одного сейсмического процесса в этом районе, относящегося к 33 г. н. э.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В СЕВЕРНОЙ ТАДЗИМЕ В 1925 г.

23 мая 1925 г. произошло местное разрушительное землетрясение на побережье Японского моря острова Хонсю в провинции Тадзима (фиг. 30-11). Землетрясение, как описывалось, сопровождалось образованием разломов, наблюдать которые было довольно затруднительно. Главная линия разлома изучалась рядом исследователей, среди которых был Кото, ветеран изучения землетрясения 1891 г.

Эпицентр землетрясения 1925 г., определенный по всем имевшимся материалам, оказался вблизи небольшого узкого залива Цуяма-Ков. На восточном берегу его находилось селение Таи, к северу от которого на берегу возвышался холм высотой 231 м. Часть вершины этого холма была почти плоской, и там выращивали лилии, а также ивы (для плетения корзин). Здесь на протяжении 1500 м прослеживались две примерно параллельные линии, удаленные друг от друга на 400 м, простиравшиеся с юго-запада на северо-восток. Включая сюда систему отдельных трещин и оползней, Кото определил общую длину этих нарушений в 5,6 км (3 1/2 мили). Вертикальные смещения здесь имели обычно величину от нескольких сантиметров до 20 см, хотя один из сбросов или, возможно, оползень имел высоту в один метр. Опушенными крыльями являются главным образом северо-западные, обращенные к берегу, но там, где трасса разлома усложнялась, наблюдалось

и обращение направлений смещений по сбросам. Здесь могли иметь место шарнирные явления, что согласуется с наблюдениями левосторонних сдвигов, обнаруженных по смещениям рядов посадок лилий и молодых ивовых



Фиг. 30-11. А. Разломы землетрясения Танго (Йоса). (По Ямасаки и Тада.) Б. Обзорная карта. Землетрясение северной Тадзимы 1925 г.; землетрясение Танго 1927 г.

ростков. В наиболее доступном для наблюдения месте это смещение было замерено, и максимальное его значение оказалось 6 см ($2\frac{1}{2}$ дюйма). Кото сообщает о смещении в 2,5 см (1 дюйм) и дает его фотографию.

Если бы не были обнаружены сдвиги, то наблюдавшиеся нарушения можно было ошибочно принять за вторичные явления — серии ступенчатых перекосов, оползней и трещин, как часто их путали некоторые японские наблюдатели. Обычно сдвиг характеризуют движения блоков более прочных пород. Но это сдвиговое движение оказалось настолько малым, что нет основания связывать его с тектоническими подвижками пород фундамента. Породы, в которых наблюдались смещения, представляют собой относительно слабо уплотненную вулканическую брекчию и агломераты главным образом риолитов.

Землетрясение относится к умеренно сильным (магнитуда $6\frac{3}{4}$). В то время в этой части Японии не было надлежащих сейсмических станций, и точное определение положения эпицентров было невозможным. Однако известно, что главная плейстосейсовая область была почти полукруглой с диаметром около 12 миль. Значительные разрушения наблюдались также в Тоёока, в 7 милях к югу, на неуплотненных грунтах. Здесь землетрясение сопровождалось разрушительным пожаром. На основании официальных данных погибло 395 человек.

Толчок привлек к себе особое внимание вследствие того, что представлял собой первое относительно сильное землетрясение на острове Хонсю после катастрофы 1923 г. После этого толчка сейсмическая служба была реорганизована и основан новый Институт исследования землетрясений (Earthquake Research institut), который постепенно заменил собой прежний Государственный сейсмологический комитет.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ТАНГО (ПОЛУОСТРОВ ЙОСА), 1927 г.

Первой сильной катастрофой, разразившейся в Японии после 1923 г., было землетрясение Танго 7 марта 1927 г. (фиг. 30-11). Вновь организованный институт приложил для его изучения энергичные усилия. В обследовании приняли участие также и другие японские специалисты, в результате чего оно стало одним из наиболее подробно исследованных сильных землетрясений. Затраченные усилия были щедро вознаграждены, так как образование разломов и другие явления оказались необычайно интересными.

ЭПИЦЕНТР И ВРЕМЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Землетрясение Танго было хорошо зарегистрировано лучшими сейсмическими станциями всего мира. После землетрясения 1925 г. в Тадзуме была организована сейсмическая станция в Тоёока, оказавшаяся примерно в 30 км от эпицентра Танго. Зарегистрированное в Тоёока время главного толчка совместно с данными этой и других станций об афтершоках, позволили определить вероятный эпицентр этого землетрясения более точно, чем для большинства сильных землетрясений. Он оказался в море, по меньшей мере в 15 км от берега (фиг. 30-11). Ходжсон использовал времена вступлений сейсмических волн этого землетрясения для введения поправок в стандартные табличные годографы сейсмических волн. Его результаты вошли в более значительные работы других сейсмологов, использующих быстро накапливающийся в последующие годы обширный материал о хорошо наблюдаемых временах пробега.

МАГНИТУДА И ИНТЕНСИВНОСТЬ

Инструментально определенная магнитуда оказалась равной 8,0 (исправлено). Макросейсмические эффекты были сильными и обширными. «По пропорции ущерба, нанесенного населению, — писал Имамура в 1937 г., — город Минеяма завоевал, вероятно, в Японии печальную славу. Из общего числа 998 домов 988 были разрушены или просто превращены в пепел; количество погибших составляло 1122...» Имамура подчеркивает далее, что наибольший материальный ущерб был нанесен городу из-за отсутствия должных мер противопожарной безопасности. Не были организованы также мероприятия на случай бедствия.

К востоку землетрясение ощущалось до Токио и далее, на расстоянии свыше 400 км. В юго-западном направлении его ошутимость распространилась еще дальше — до Кагосимы, вблизи южного окончания острова Кюсю. Плейстосейстовая область окружает полуостров Танго (Йоса), или Оку-Танго, с запада и с юга.

ОБРАЗОВАНИЕ РАЗЛОМОВ

Два разлома, Гомура и Ямада, составляют структурное ограничение блока Танго (фиг. 30-11). Прибрежный район Японского моря острова Хонсю отчетливо разделяется на тектонические блоки с границами примерно северо-восточного и северо-западного простирания. Некоторые из этих границ представляют собой активные разломы, подобные тем, которые разорвали поверхность земли в 1894 и 1896 гг. Блок Танго — это примерно прямоугольник со сторонами около 40 км (или 25 миль). Он возвышается на 600 м над окружающей местностью и сложен гранитами фундамента, пере-

крытыми вулканическими породами с небольшими отложениями сланцев, песчаников и конгломератов.

Согласно Ямасаки и Тада: «Через интрузив полуострова Оку-Танго протягивается замечательная рифтовая долина... Тектонический уступ вдоль юго-западного ее склона образует ряд ступенчатых разрывов и сильно взрезан молодой фазой эрозии. Вдоль всех этих ступеней во время последнего землетрясения образовались пять новых сейсмических разломов или рифтов...»

Четыре из этих пяти рифтов, с вторичными кулисообразными смещениями, образуют разлом или зону разломов Гомура, простирающуюся в направлении около 30° СЗ и протягивающуюся от берега Японского моря в глубь суши на 18 км. Все четыре разлома обращены опущенными крыльями к востоку (максимальное смещение 79 см) и характерны соответствующими правосторонними сдвигами, достигающими 281 см (9 футов 2 дюйма). Пятая трасса имеет менее одного километра в длину. Она проходит восточнее главного нарушения Гомура с небольшим опусканием крыла к западу (на 40 см) и без следов сдвига. Эта трасса могла представлять собой большой оползень или откол. Там, где главная трасса прерывается, заметны левосторонние трещины растяжения, с особой ясностью проявляющиеся в холмистой местности. В долинах образовались трассы валов выдавливания. Вблизи средней части линии Гомура в гранитах видна плоскость скольжения. Измеренное падение оказалось 80° ССВ, а простирание 19° СЗ. Аналогичная плоскость в другом месте падает под углом 65° ЗЮЗ и простирается в направлении 10° СЗ.

«Разлом Ямада проходит вдоль древнего тектонического уступа на юго-восточной стороне полуострова Оку-Танго (Йоса)... Общее его простирание с 55° ЮЗ на 55° СВ. В селении Ямада этот разлом пересекает шоссе и культурные земли, образуя здесь заметную флексуру вместо крутого сброса... Почва на юго-восточной стороне разлома опущена и сдвинута к юго-западу с вертикальным смещением 0,7 м и горизонтальным 0,8 м. Однако сам разлом представляет собой трещину, глубоко врезающуюся в породы основания — граниты, обнажающиеся близ железнодорожного туннеля... На склоне холма образовалось много других больших расколов. Главный разлом простирается далее к северо-востоку... пока он не достигает залива Йоса... Весьма примечательно, что некоторые нарушенные участки поверхности на юго-восточной стороне разлома в Отокойяма частично погружаются в залив... В южном направлении разлом Ямада проходит через селение того же названия, разламывая все дома и коттеджи на части, затем вновь проявляется на тутовых полях на западном конце деревни, образуя здесь ряд больших рифтов... Дальше к запад-юго-западу он простирается до большого селения Исиба, которое было совершенно разрушено толчком и пожаром. Общая измеренная длина этого разлома составляет 7,5 км».

Левосторонний сдвиг на разломе Гомура и правосторонний на разломе Ямада связаны между собой механически. Это значит, что они могли образоваться единой системой деформаций, например вследствие широтного сжатия. Опускания соответственно на восток и на юг указывают на наклон блока Танго. Вдоль берега к западу от разлома Гомура наблюдались поднятия до 80 см (30 дюймов). Сразу же к востоку от него отмечены меньшие поднятия. Зондированием не было обнаружено больших изменений уровня, сравнимых с теми, о которых сообщалось в 1923 г. Но имеются указания на то, что вертикальные сбросовые смещения продолжают восточнее вдоль линии

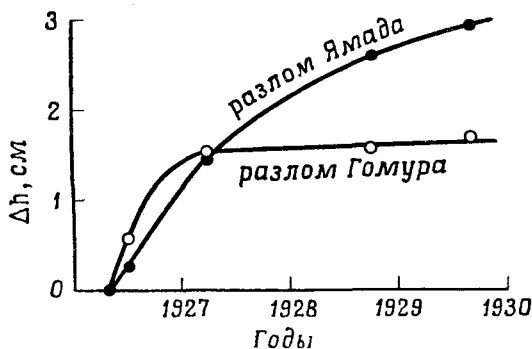
Гомура в море в северном направлении от побережья, причем, по-видимому, с возрастанием амплитуды сброса.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

После землетрясения было начато выполнение тщательно разработанной программы нивелировки и триангуляции. Сразу же после землетрясения и вплоть до 1930 г. нивелировка проводилась пять раз. Маршруты нивелировки пересекали оба разлома — Гомура и Ямада. Первая повторная нивелировка показала, что вертикальные смещения опущенных и поднятых крыльев разломов уменьшаются по мере удаления от разломов, как того и требует теория высвобождения упругих деформаций (упругое последствие). Блок, заключенный между обоими разломами (часть блока Танго), испытывает однородный наклон. Последующими повторными измерениями было обнаружено, что смещения продолжают в том же направлении. Но по разлому Ямада смещения все время продолжались, а по разлому Гомура они быстро уменьшались с течением времени и к 1929 г. совсем затухли (фиг. 30-12). Естественно, что в последнее время смещения по разлому Гомура не превышали нескольких сантиметров, хотя измерения велись с особой тщательностью. Зависимость смещения от времени с поразительной точностью соответствует двум типам кривых высвобождения деформаций Бениоффа (глава 6).

Проводились также повторные триангуляции. Результаты их оказались более сложными, чем результаты нивелировок. Общее смещение блока Танго соответствует подвижкам, найденным вдоль разлома Гомура, однако между более поздними съемками обнаружены местные отклонения и даже полная смена знака. Проявления разлома Ямада выражены не так ясно. Цубои делит исследованную область на ряд блоков, одним из которых является блок Танго; все точки каждого из этих блоков перемещаются почти параллельно и одновременно. Блоки активизируются, вероятно, по-разному в разное время. Он отмечает полную вероятность того, что измеренные горизонтальные смещения блока Танго были осложнены его наклоном. Данные анализа первой повторной триангуляции соответствуют представлениям теории упругого последствия для горизонтальных перемещений по обоим сторонам разлома Гомура.

Все данные, в том числе наблюдаемые афтершоки, показывают, что эпицентр главного землетрясения находится в море, на продолжении разлома Гомура. Если этот эпицентр действительно представляет место начального разрыва, то смещение по разлому Ямада произошло как следствие. Это означает, что смещение началось либо с приходом разрыва, распространявшегося вдоль разлома Гомура, либо оно было пущено в ход сотрясением от упругих волн, которые пришли немного ранее. Действительно, имеются сообщения, что тектонический уступ Ямада образовался после первого сильного сотрясения в его окрестностях.



Фиг. 30-12. Смещения по разломам, связанным с землетрясением Танго 1927 г., в течение последующих трех лет. (Цубои.)

ИЗУЧЕНИЕ АФТЕРШОКОВ

Практически вся новая техника была использована для изучения афтершоков. В 1924 г. в Швейцарии в Виспе установили небольшой прибор вблизи эпицентра сильного местного землетрясения с целью одновременной регистрации афтершоков там и в Цюрихе. В 1927 г. в плейстосейстовую область Танго были направлены три портативных прибора, два из которых начали регистрацию 11 марта (через 4 дня после главного землетрясения), а третий на следующий день. С помощью этих станций и станции в Тоёока удалось определить положение эпицентров на близких расстояниях, а также глубины очагов. Это мероприятие являлось в своем роде пионерским, однако не было предпринято попытки решить трудную задачу обеспечения контроля времени на временных станциях в полевых условиях. Скорость вращения барабанов регистроров контролировалась лишь контактными часами, и все определения базировались только на разностях $S-P$ на станциях. Скорости волн P и S были приняты вначале постоянными. Тогда расстояние по прямой линии от гипоцентра до станции должно равняться $k(S-P)$, где $S-P$ — интервал в секундах с точностью до десятых долей, а k — постоянная, которую можно определить по данным станций, записавших большое число землетрясений. Изменение скорости с глубиной частично компенсировалось допущением различной величины k для разных толчков.

Устанавливать недостатки этой работы — труд неблагодарный, но исследователи с понятным энтузиазмом производили расчеты, хотя и вне пределов точности метода. Поскольку некоторые из этих первых результатов, (позднее исправленные) повторялись другими авторами и закреплялись в литературе, необходимо дать известные разъяснения.

Эпицентры, как и следовало ожидать, группируются вблизи разломов Гомура и Ямада, окружающих блок Танго. Пояс эпицентров, следующих вдоль разлома Гомура, явно продолжается по прямой линии на север, по крайней мере в 20 км от берега; иными словами, он протягивается примерно к месту вероятного эпицентра главного землетрясения, полученного по данным удаленных станций (хотя Ходжсон, следуя Имамуре, считает, что эпицентр находится ближе к берегу). Наиболее сильный из афтершоков 1 апреля (японское время; 31 марта 21 час 08 мин по Гринвичу) был записан удаленными станциями, в частности европейскими. Его эпицентр, по данным японских станций, оказался южнее разлома Ямада. Этот эпицентр имел свою собственную серию афтершоков второго порядка. Насу отмечает, что «центр сейсмической активности постоянно перемещался с места на место наподобие осциллятора», т. е. обычно не наблюдалось определенной последовательности толчков, которые следовали бы друг за другом в одной и той же области (ср. землетрясение Керн-Каунти 1952 г., глава 28). Все землетрясения Танго можно разделить на две группы, сильно отличающиеся друг от друга по величине отношения амплитуд волн P и S . Тип **A** характеризуется относительно небольшими амплитудами волн S и длиннопериодными колебаниями, присущими поверхностным волнам; тип **B** отличается значительными амплитудами S и менее четкими поверхностными волнами. Имамуре относит толчки типа **A** к разлому Ямада, а типа **B** к разлому Гомура.

Вероятными источниками ошибок определения положения эпицентров могут быть следующие:

1. Скорость меняется с глубиной, а, возможно, также немного и в различных горизонтальных направлениях. Изменение константы k — теоретиче-

ски малообоснованный способ введения поправки на изменение скорости с глубиной¹.

2. Насу в основном использовал $k=8,4$ км/сек, что требует изменения интервала $S-P$ с точностью до десятой доли секунды. Однако время вступления волны S иногда трудно определить с такой точностью; а если при этом амплитуда P мала, то и эту фазу легко взять позднее, чем нужно. Кроме того, высокие требования предъявляются и к сохранению скорости вращения регистрирующего барабана, что в полевых условиях довольно трудно обеспечить.

3. Данные, полученные в ряде районов, показывают, что по сейсмограммам на близких расстояниях величина $S-P$ оканчивается порядком около 1 сек. Это значение явно слишком мало и не коррелируется с другими данными. Это обстоятельство почти невозможно выяснить, если работать только с интервалами $S-P$, не пользуясь абсолютными временами.²

По этим данным получается, что даже небольшие ошибки в измерениях времен пробега, а также в определении скоростей могут привести к погрешности в положении эпицентра в несколько километров, а при определении глубины гипоцентра — до десяти километров. Это означает, что не следует придавать большого значения глубинам, найденным Насу и другими авторами. В общем-то они имеют вполне приемлемую величину от 10 до 20 км, но здесь не исключены большие систематические ошибки. В связи с этим значения таких глубин нельзя использовать для точных геологических целей, как, например, для определения плоскости падения разломов. По данным Насу, почти все эпицентры оказываются вне блока Танго, за разломами Ямада и Гомура. А из этого следует, что плоскости падения разломов должны быть направлены во внешнюю сторону. Этот результат не противоречит полевым наблюдениям, но сам по себе он очень ненадежен.

При определении многое зависело от одной станции Ине, которая располагалась вблизи восточного берега полуострова Йоса. Небольшое уменьшение коэффициента k , на который надо умножить $S-P$, чтобы получить расстояние, привело бы к смещению всех эпицентров по направлению к Ине и исключило бы кажущийся эффект падения. Однако это не исключило бы рассеяния эпицентров к западу от разлома Гомура; это рассеяние, по-видимому, возросло со временем (до августа 1928 г.).

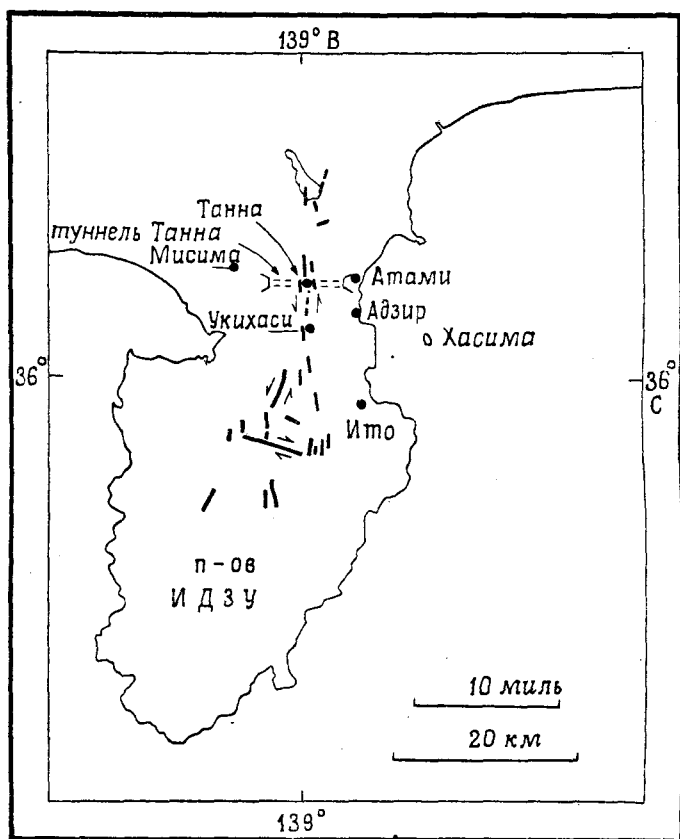
Насу произвел тщательное стереографическое определение положения гипоцентров, помещая их на поверхностях пространственной решетки. Расстояние между узлами решетки соответствовало 1—5 км. Имея в виду, что ошибка в одну десятую секунды в интервале $S-P$ на любой станции влечет за собой изменение расстояния в 1 км, не трудно представить, что пространственное распределение гипоцентров представляет собой естественное рассеяние их вдоль линий, равных $S-P$, для одной или нескольких использованных станций. В более поздней работе Насу учел эти недостатки и остановился на более скромной интерпретации данных.

¹ В данном случае применительно к интерпретации японскими сейсмологами наблюдений этого землетрясения, быть может, автор и прав, но в принципе все же можно и целесообразно использовать переменное значение k для учета изменения скорости с глубиной. — *Прим. ред.*

² И тем не менее использование $S-P$ — один из лучших приемов обработки наблюдений над близкими землетрясениями. Конечно, необходимость хорошей службы времени и применения других способов обработки и контроля этим не исключается. — *Прим. ред.*

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИДЗУ 1930 г.

Землетрясение 26 ноября 1930 г. сопровождалось образованием разломов на полуострове Идзу (фиг. 30-13), который ограничивает бухту Сагами с запада. Так как землетрясению предшествовала замечательная серия небольших толчков Ито, ход процесса во времени оказался весьма необычным. Город Ито находится на восточном берегу полуострова.



Фиг. 30-13. Землетрясения Ито и Идзу, 1930 г. Обзорная карта разломов землетрясения Идзу 26 ноября. (По Отука и Кунитоми.)

РОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ИТО

Со слов Насу (и других):

«Примерно за 9 месяцев до разрушительного землетрясения Идзу... город Ито и его окрестности... подвергались, образно говоря, ежедневной бомбардировке ливнем землетрясений, продолжавшейся в течение более двух месяцев, с одним небольшим перерывом; общее количество ощущавшихся толчков превысило 4880. Начиная с 13 февраля 1930 г. они увеличивались по частоте и силе; их кульминационным пунктом был мощный толчок 22 марта в 17 час 51 мин. После этого они стали заметно затухать и происходили реже, но 7 мая их активность вновь усилилась. В августе, однако, все опять пошло на успокоение.

7 ноября в городе Ито, ко всеобщему удивлению, вновь началась серия сейсмических толчков; как и в предыдущем случае, с каждым днем увеличивалось их количество и возрастала сила. 25 ноября в Ито было записано до 690 толчков, а утром 26 ноября произошел главный разрушительный удар...»

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Начиная с 6 марта 1930 г. в Ито и четырех близлежащих пунктах работало 5 временных сейсмических станций. Диаметр образованного ими пятиугольника был несколько более 10 км, и этими станциями, вероятно, была окружена вся эпицентральная область роя землетрясений Ито. На станциях не была налажена поверка времени и вся обработка базировалась на интервалах *S-P*. Последние составляли 1—2 сек на всех пяти станциях, так что эпицентры находились на небольшой площади внутри пятиугольника станций. Возможно, однако, что некоторые вступления, принимавшиеся за приход волн *S*, принадлежали еще нерасшифрованному типу, иногда наблюдаемому на малых расстояниях. Это обстоятельство имеет особенно важное значение, так как в результате интерпретации наблюдений получалась слишком небольшая скорость волн *P* (около 3 км/сек), а глубина очагов была определена всего лишь в несколько километров.

Полуостров Идзу сложен почти исключительно изверженными породами. Он лежит в вулканической зоне Фосса-Магна. Поэтому вполне естественно считать наблюдавшуюся здесь серию слабых неглубоких толчков вулканического происхождения. Кунитоми детально изучил первые вступления (сжатие или разрежение) для наиболее сильного толчка первой серии (22 марта) по данным многих сейсмических станций острова Хонсю. Он нашел нодальную линию, которая проходит с север-северо-востока на юго-запад, с областью сжатия в северо-восточном квадранте и разрежения в северо-западном. Это, конечно, исключает возможность чисто взрывного процесса в очаге, но вполне отвечает образованию неглубоких подвижек сдвигового характера, связанных с вулканическими процессами. Вся совокупность рассмотренных явлений, в том числе последующий рой толчков и главное тектоническое землетрясение, очень напоминает явления, которые были описаны в главе 12 для Гавайских островов¹.

Серия форшоков, начавшаяся 7 ноября, концентрировалась в небольшой области, не совпадающей с зоной мартовской серии. Форшоки регистрировались в Ито, где продолжала работать сейсмическая станция, и в Адзиро, где станция была пущена вновь 25 ноября, а также в Мисиме, на северо-западе. Исследователи делают различные заключения относительно местонахождения эпицентральной зоны, но нет сомнения, что все эпицентры располагались вблизи Укихаси, примерно в 10 км северо-западнее Ито.

ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК 26 НОЯБРЯ

Главное землетрясение утром 26 ноября по японскому времени (25 ноября в 19 час 02 мин 47 сек по Гринвичу) произошло определенно вблизи Укихаси. По Имамура, эпицентр его находился около 4 км к северу и несколько западнее от этого селения. Анализируя токийские сейсмограммы, Имамура нашел, что за главным толчком в течение 8 сек произошло три сильных толчка, которые возникли в различных точках полуострова Идзу.

¹ Терада рассмотрел эти и другие рон землетрясений в специальной статье, где в обстоятельных, характерно японских выражениях ход роя землетрясений сравнивается с опадением цветков камелий.

Представляется сомнительным, чтобы на основании сейсмограмм можно было вполне определенно сделать такой подробный вывод, однако полевые геологические наблюдения подтверждают, что быстрое распространение нарушения с образованием разлома длиной не менее 30 км действительно имело место.

26 ноября начали работать две новые специальные сейсмические станции в пунктах, расположенных к западу от Адзиро и Ито; вместе с прежними они образовали четырехугольник со сторонами около 15 км. Сейсмограммы показали, что многие афтершоки возникали в той же области, где наблюдались и форшоки, то есть близ Укихаси. В результате первых попыток определения эпицентров афтершоков большинство из них было локализовано немного к востоку, по направлению к Адзиро. Но этому не следует придавать слишком большого значения. Отнюдь не все хорошо зарегистрированные афтершоки возникли в этой ограниченной зоне. Их эпицентры рассеяны на большей части полуострова Идзу.

Образование разломов. Главным макросейсмическим результатом землетрясения было смещение по разлому Танна, известному с 1924 г., когда он был вскрыт при проходке железнодорожного туннеля. Наиболее выразительные признаки смещения по разлому во время землетрясения наблюдались в этом туннеле с левосторонним сдвигом 2,4 м (7 футов 10 дюймов) и опусканием к западу — 60 см (почти 2 фута). На поверхности земли, над туннелем, смещения были «много меньше» (сдвиг в одной точке составлял 70 см).

Трасса разлома прослеживается примерно на одинаковое расстояние к северу и к югу от туннеля Танна общей протяженностью 17 км. Проявилась она главным образом в виде небольших уступов оползней и вторичных трещин, но с явными горизонтальными подвижками, где их образование подчеркивалось искусственными особенностями местности, например на рисовых полях. Направление трассы почти меридиональное; но к югу от Укихаси, который находится примерно в 8 км от туннеля, наблюдается западное простираание, появляются отдельные вторичные разломы, а близ южного окончания трассы отмечается широтный разлом с небольшим правосторонним сдвигом.

Кунитоми закартировал направления начальных вступлений главного землетрясения (сжатие и разрежение) на японских станциях. Они оказались распределенными явно по квадрантам с примерно широтной и меридиональной нодальными линиями. Для северо-восточного и юго-западного квадрантов характерны сжатия, для других — разрежение в полном соответствии с наблюдавшимся левосторонним сдвигом по разлому Танна.

Плейстоценовая область. Главное землетрясение ощущалось на большей части острова Хонсю, в радиусе около 500 км. Плейстоценовая область простиралась на 50 км с севера на юг и на 30 км с востока на запад, захватывая самую узкую часть полуострова. Центр ее находился в окрестностях Танна и Укихаси. Внутри этой области Имамура выделяет четыре небольших участка высокой интенсивности, оцениваемые по проценту разрушенных или поврежденных сооружений. Один из этих участков располагается вдоль центральной части разлома Танна. Здесь разрушения обусловлены главным образом самим процессом образования разломов и сопровождаемыми его трещинами, расколами и оползнями. На остальных участках проявляются признаки сильного сотрясения. Во многих местах относительно монолитные конструкции сползли со своего основания на 70 и более сантиметров. Эти участки располагаются вблизи северного и южного концов активной части разлома и к востоку от Укихаси. Имамура связывает эти

участки высокой интенсивности с четырьмя отдельными толчками, которые он обнаружил на токийских сейсмограммах. Однако это утверждение, вероятно, слишком далеко от истины.

Геодезические данные. При повторной триангуляции на территории плейстоценовой области было установлено наличие смещений в северном направлении к востоку от разлома Танна и в южном направлении к западу от него. Не вызывает сомнения, что сдвиг по этому разлому является главным тектоническим процессом. Образование других разломов механически согласуется с этим и может быть интерпретировано как относительное поверхностное усложнение, вызванное тем, что главный разлом, выходя на поверхность земли, рассекает весьма сложный комплекс, вероятно, несогласно залегающих вулканических пород.

Световые явления. Во время землетрясения Идзу наблюдались «сейсмические световые явления», исследование которых произведено было более детально, чем когда-либо ранее. Мишюя собрал около 1500 наблюдений этого явления с большей части площади, на которой ощущалось землетрясение. Эти световые явления носили особый характер, и количество их было настолько велико, что их трудно было приписать грозovým эффектам или случайным разрядам между проводами электропередач. Что же в действительности представляет собой наблюдавшееся явление, остается совершенно непонятным. Не удивительно, что Терада, изучавший различные сообщения, не смог прийти к определенному заключению. Отдавая должное его исследованиям, в качестве прекрасного примера можно привести следующие его предварительные замечания.

«Относительно всех этих устных свидетельств очевидцев следует иметь в виду, что широкая публика, естественно, живо откликается на все явления, наблюдаемые во время сильного землетрясения, и склонна рассматривать их как нечто связанное с происходящей катастрофой, забывая часто, что такие же явления нередко наблюдаются во многих других случаях, не имеющих никакого отношения к землетрясениям. С другой стороны, мы знаем из исследований психологов, какими нелепо извращенными могут оказаться устные свидетельства напуганных катастрофой людей, в иных случаях находящихся вполне в здравом уме и доброй памяти».

Световые явления наблюдались на большей части площади, подверженной сотрясениям, в радиусе более 110 км. Так как землетрясение произошло в 4 час 30 мин пополудни, когда многие наблюдатели еще спали, сообщений о световых явлениях непосредственно перед землетрясением очень мало. В большинстве случаев описывается вспышка света на небе, подобная рассеянной вспышке молнии, однако более продолжительной во времени; согласно некоторым сообщениям, явление это повторялось несколько раз. По многочисленным сообщениям из Токио, Терада заключает, что все небо, в том числе и низкие облака, были более или менее освещены. Среди очевидцев этих вспышек был и д-р Вадати (Wadati, Iwai, 1956), впоследствии директор Центральной метеорологической обсерватории. В плейстоценовой области наблюдались еще более фантастические явления: световые шары и длинные световые полосы, подобные северному сиянию.

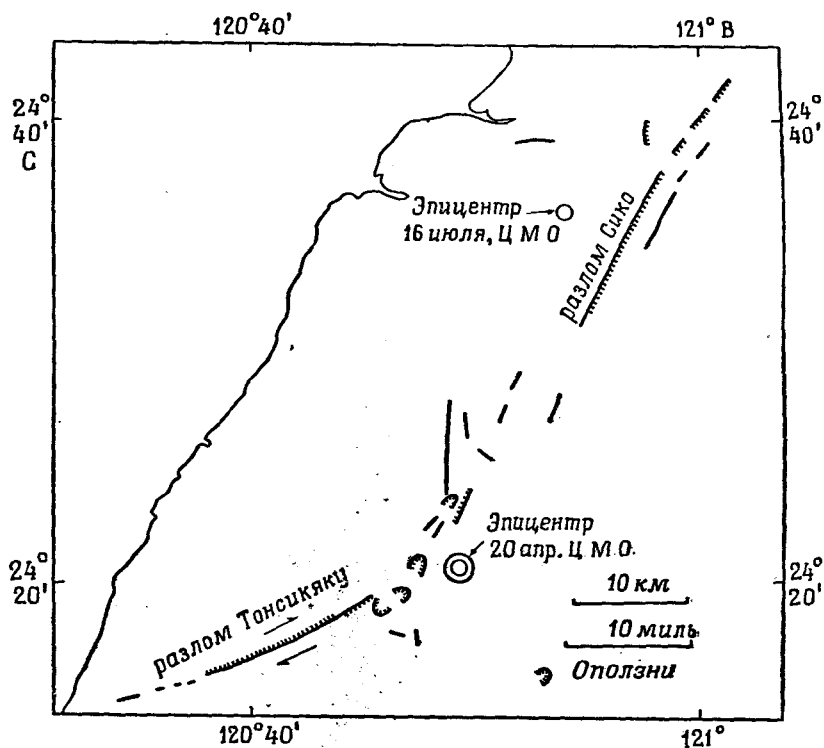
Установлено совершенно определенно, что в это время нигде в районе гроз не отмечалось. В плейстоценовой области были повреждены некоторые линии электропередачи, поэтому световые явления, по-видимому, до некоторой степени можно было отнести за счет искрения. Терада был уверен, что это могло касаться лишь небольшой части сообщений. При этом следует также не забывать, что о подобных явлениях сообщалось и задолго до использования электричества.

Направления, в которых был виден свет, не дают возможности для определенных заключений. Терада отмечает, например, что в Токио какое-то свечение было видно в любом направлении, куда бы ни был обращен взор наблюдателя.

Хотя землетрясение Идзу было исследовано почти столь же детально, как и Танго, посвященная ему литература трудно доступна для изучения. Публикация работ растянулась на долгое время, и на английском языке появлялись лишь разрозненные статьи. Некоторые трудности могли возникнуть, вероятно, в связи с тем, что исследовательские работы проводились двумя независимыми организациями: Институтом исследования землетрясений и Центральной метеорологической обсерваторией. Исследования и публикации этих организаций проводились скорее в духе конкуренции, чем кооперации, что привело к снижению деловой критики. Это давало, с одной стороны, повод к дублированию, а с другой — мешало осуществлению взаимной информации.

ТАЙВАНЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1935 г.

Хотя Тайваньское землетрясение 21 апреля 1935 г. (по местному времени; 20 апреля по Гринвичу) имело магнитуду только 7,0, оно сопровождалось интенсивным образованием разломов и вызвало многочисленные разрушения (фиг. 30-9, 30-14). Материалы об этом землетрясении опубликованы главным образом на японском языке, лишь с краткими английскими аннотациями, поэтому западный читатель испытывает обычно трудности в



Фиг. 30-14. Образование разломов при Тайваньском землетрясении 21 апреля 1935 г. (По Нисимура, с данными Отука и др.)

овладении ими. Более того, он должен как-то согласовывать между собой два независимых доклада, изданных конкурирующими организациями.

Катастрофические последствия объяснялись в большой степени плохим качеством местных тайваньских построек, сложенных из высушенных на солнце глиняных блоков, аналогичных адоби, используемых в Калифорнии и в Латинской Америке. Деревянные дома японского типа тоже не являются образцом антисейсмических сооружений, тем не менее они оказались более устойчивыми.

Написание всех упоминаемых далее географических названий дается в форме, принятой в Японии, которая часто отличается от употребляемой в Китае (японцы и китайцы пишут эти названия одинаково, китайскими иероглифами). Плейстоценовая область располагалась в двух префектурах Тайтю и Синтику; эти же названия носят главные города префектур.

ОБРАЗОВАНИЕ РАЗЛОМОВ

В результате землетрясения образовались две трассы главных разломов на расстоянии 30 км друг от друга. Обе находятся рядом с известными геологическими разломами. Северный разлом Сико простирается на 15 км в направлении 30° СВ. Горизонтальные смещения, если они были вообще, незначительны, но максимальная амплитуда видимого сброса с восточным опущенным крылом достигает 3 м. Падение 70°—80° на запад, и соответственно этому в долинах трасса искривляется к западу, а на хребтах — к востоку. К востоку от уступа, где задерживался сток воды, образовались временные озера.

Южная зона разломов Тонсиакю имела в длину 12 км, простираясь в направлении 60° СВ. Амплитуда сбросов здесь составляла от 60 см до 1 м, причем направление смещения меняло знак на оси шарнира, к востоку от которой опускание произошло на юг, а к западу — на север. Наблюдался также заметный правосторонний сдвиг, от 1 до 1,5 м, по которому произошло смещение дорог, полей, пешеходных троп и т. п. В одном месте трасса проходила прямо через круглую цветочную клумбу и сильно изменила ее форму. Трасса характерна кулисообразно расположенными участками, правостороннего смещения (т. е. в том же самом направлении, как и трещины растяжения, сопровождающие правосторонний сдвиг).

Отука, описывая эти особенности, приводит следующее ценное замечание:

«Во время землетрясения в центральном Тайване Хо в Синтакусане и Кво в Роппуне (Ситан-Сё) наблюдали, что образовавшийся при землетрясении Сико разлом возник после того, как были разрушены толчками здания, но не одновременно с первым толчком».

Это сообщение привело Отука к предположению о природе землетрясений. Однако такие наблюдения, несмотря на их интерес и значимость, легко объяснить, основываясь на обычных представлениях о механизме землетрясения. Можно ожидать, что упругие волны, выходящие из точки начального возмущения, достигают поверхности земли раньше, чем самый разлом, который, очевидно, распространяется медленнее, чем продольные волны, а во многих случаях даже медленнее, чем поперечные. Кроме того, в этом частном случае определенный инструментальным путем эпицентр лежит на южной трассе разлома, а не на северной, где наблюдалось это явление.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ЭПИЦЕНТРОВ

Главный толчок. Этот эпицентр играет важнейшую роль в истояковании события. К счастью, его координаты, даваемые различными авторами, мало отличаются друг от друга. Были опубликованы следующие данные.

	С. ш.	В. д.
Центральная метеорологическая обсерватория, Токио	24°21'	120°49'
Кавасуми и Хонма	26°19,6'	120°37,6'
Международная сейсмологическая сводка	24,0°	121,0°
Гутенберг	24 ¹ / ₄ °	120 ³ / ₄ °

Цифры в первом ряду относятся к предварительным определениям в Токио. Цифры второго ряда были получены, исходя из первых как приближенных значений в результате тщательного вычисления поправок методом наименьших квадратов с использованием времен пробега, определенных Матудзавой для региона Японии. Эпицентр, даваемый *Международной сводкой*, по общему признанию, не точен. В целях сокращения вычислений, координаты округлены до целых градусов и эпицентральные расстояния рассчитывались по более раннему землетрясению. Гутенберг использовал данные Сводки как первое приближение и для получения уточненных цифр применил экспресс-метод вычисления поправок, дающий точность до ¹/₄ градуса дуги. Эпицентры, полученные Гутенбергом и Кавасуми и Хонма, приходятся на зону разломов Тонсиакю и не попадают на разлом Сико.

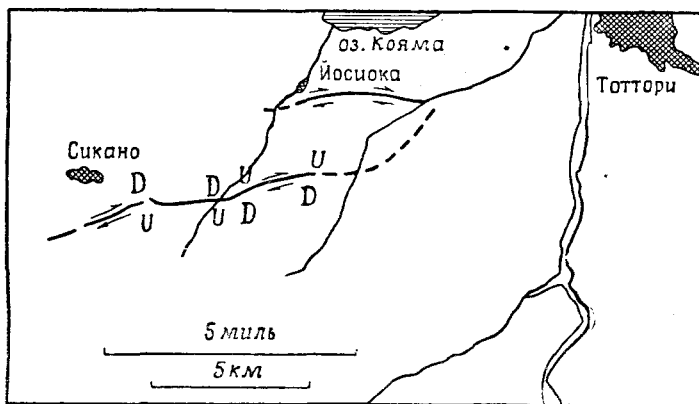
Афтершоки. Для афтершока с магнитудой 6, последовавшего 24 минуты спустя после главного землетрясения, Гутенберг, исправив данные *Международной сводки*, находит координаты эпицентра 25° С, 120¹/₂ В. Это далеко на север от разлома Сико, что дает основание предполагать о значительных размерах области сейсмических нарушений. Токийские исследователи, как и *Международная сводка*, относят повторные толчки к совершенно различным эпицентрам. Но все эти определения из-за условий регистрации можно считать относительно неточными. Эпицентр сравнительно сильного афтершока 16 июля (17 июля по местному времени), определенный в Токио, имел координаты 24,6° С, 120,9° В. Он помещен и в *Международной сводке* с целью удовлетворить одинаково хорошо данным как близких, так и далеких станций. Он лежит практически на разрыве Сико.

С августа по декабрь 1935 г. вблизи разлома Сико и к западу от него работала сеть из четырех станций. Используя тот же метод, что и в предыдущих случаях, Насу определил положение 55 афтершоков. Все афтершоки находились на малых эпицентральных расстояниях от этих четырех станций и оказались на разломе Сико или к западу от него. Вместе с тем ни эти данные, ни результаты других инструментальных наблюдений не дают достаточно хороших сведений об афтершоках, связанных с южным разломом.

Было бы неосторожно делать выводы об апрельских землетрясениях по сведениям о сильных толчках, происшедших в последующие месяцы. Тайвань — это район, подверженный вспышкам сравнительно высокой сейсмической активности; такая вспышка и произошла в 1935 г. Кроме того, землетрясения с магнитудами 6 и больше рассеяны на площади, значительно более обширной, чем площадь, затронутая апрельским землетрясением. Например, 17 декабря произошел толчок с магнитудой 7,1 далеко в море, у восточного берега. В качестве другого примера, характеризующего этот район, служит тот факт, что в течение девяти часов 21—22 октября 1951 г. произошло три землетрясения с магнитудой более 7 и с эпицентрами на северо-восточном берегу острова, расположенными близко друг к другу.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОТТОРИ 1943 г.

Эти землетрясения, происшедшие вблизи берега Японского моря острова Хонсю, образуют одну группу с землетрясениями Танго 1927 г., но их эпицентры находятся в 100 миль западнее. 4 и 5 мая 1943 г. (местное время) возникли два примерно одинаковых толчка (магнитуда $5 \frac{3}{4}$) через десять часов один после другого. Они особенно сильно ощущались в Тоттори и его окрестностях. Смертельных случаев не было, но 11 человек было ранено и разрушилось около 70 японских домов. Никаких разломов не наблюдалось. Это были форшоки землетрясения, происшедшего 10 сентября 1943 г., с магнитудой 7,2 и имевшего почти тот же эпицентр. В результате этой катастрофы погибло свыше 1000 человек и разрушено 7500 домов. На местности, к юго-западу от Тоттори, были обнаружены две линии разломов (фиг. 30-15), простирающиеся примерно параллельно друг другу с западо-юго-запада на восток-юго-восток, в 3 км одна от другой. К обоим были



Фиг. 30-15. Образование разломов при землетрясении Тоттори 10 сентября 1943 г.
U — поднятия; D — опускания.

приурочены правосторонние сдвиги на 1—2 м. Для южного разлома, или разлома Сикано, характерно шарнирное строение с опущенными крыльями на юг в восточной половине и на север в западной. Его длина составляла около 8 км. Северный разлом, или разлом Йосиока, был длиной 4 км со сбросом на север.

При этом землетрясении произошло замечательное смещение каменных статуй собак, описанное в главе 3.

Афтершоки регистрировались большим количеством временных станций, причем для определения положения их эпицентров использовались разности *S-P*. В результате установлено значительное протяжение активной области на запад от основного эпицентра близ Тоттори к районам, весьма удаленным от видимых зон разломов.

ТОНАНКАЙ И НАНКАЙДО, 1944 И 1946 гг.

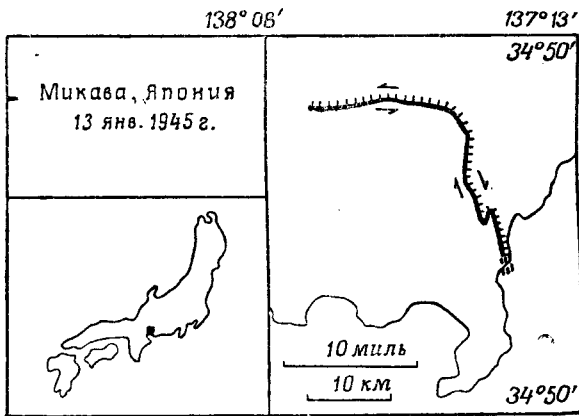
7 декабря 1944 г. и 20 декабря 1946 г. произошли сильные землетрясения с не очень удаленными друг от друга эпицентрами в море, у полуострова Кии, и недалеко от острова Сикоку в той части Тихоокеанского пояса, которая оставалась почти совершенно спокойной в период развития между-

народной сейсмологии (хотя здесь в 1854 г. было два сильнейших землетрясения, менее чем через 24 часа одно после другого, эпицентры которых почти совпадали. Эти толчки, равно как и два последних, сопровождались разрушительными цунами).

После каждого из землетрясений 1944 и 1946 гг. активность афтершоков распространилась на широкой площади как на суше, так и в море. В обоих случаях повторной нивелировкой были обнаружены интенсивные деформации поверхности суши. Они относятся к тому типу региональных нарушений, которые описаны в главе 14.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ МИКАВА 1945 г.

13 января 1945 г. (японское время; 12 января 18 час 38 мин 26 сек по Гринвичу) землетрясение с магнитудой 7,1 вызвало сильные сотрясения в прибрежном районе Микава (фиг. 30-16) к юго-востоку от Нагой. Так как



Фиг. 30-16. Образование разломов при землетрясении Микава 13 января 1945 г.

оно произошло внутри плейстосейстовой области землетрясения Тонанкай 1944 г., оно рассматривалось как афтершок. Эпицентр землетрясения 1944 г. лежал в море к юго-западу от побережья, и можно считать, что при землетрясении Микава произошло расширение зоны разломов на северо-восток, но более вероятное столкновение наблюдавшихся явлений выглядит несколько иначе. Линия разлома действительно образовалась. Цуя, описавший эту линию под названием разлома Фукодзу, совершенно правильно отмечает замечательный характер этой трассы. Часть трассы простирается приблизительно на восток на протяжении 5 км. Затем она резко поворачивает на юг-юго-восток и протягивается еще на 4 км до залива Микава (залив Ацуми). Трасса отгибает горный массив палеозойских метаморфических пород, который надвинут на север и на восток, и блоки в этих направлениях связаны с относительным опусканием не менее 2 м. Цую удалось измерить падение непосредственно по линии разлома. Он нашел свежие разрывы с падением на юг и на запад под углом 50—70°. Однако за исключением этого случая, где породы основания не обнажаются и разрыв проходит через тонкий слой грунта или через четвертичные отложения, падение у поверхности уменьшается до 15—20°. Вдоль этих же линий наблюдаются топографические проявления более древних разломов. Механизм

движения привел далее к образованию сдвига; не превышающего метра — левостороннего вдоль северного крыла широтного участка трассы и правостороннего на восточном крыле трассы. По-видимому, переход к новому положению равновесия земной коры, связанный с последним декабрьским землетрясением, произошел путем перемещения по поверхности древнего сброса.

ФУКУИ, 1948 г.

При землетрясении Фукуи 28 июня 1948 г. на поверхности земли не наблюдалось образования разлома, однако были получены некоторые весьма важные данные. Магнитуда землетрясения была 7,3. В плейстоценовой области, захватившей большую часть аллювиальной равнины, было разрушено 75% всех сооружений. Около 5000 человек погибло, в том числе 900 в самом городе Фукуи. В соседних районах развития коренных пород интенсивность была заметно ниже.

ДАННЫЕ ОБ ОБРАЗОВАНИИ РАЗЛОМОВ

Фукуи лежит на линии разломов Мино-Овари и сильно пострадал при землетрясении 1891 г. Распределение по квадрантам сжатия и разрежения в первых вступлениях на записях японских сейсмических станций при землетрясении 1948 г. соответствует левостороннему сдвигу по разлому, простирающемуся в направлении 20° СЗ; это отвечает явлениям, наблюдавшимся в 1891 г. Подтверждающая эти обстоятельства триангуляционная съемка показала, что разлом должен проходить через Фукуи. Однако никаких признаков образования разлома на поверхности здесь не было обнаружено, хотя и были видны имеющие определенную тектоническую природу трещины и валы выдавливания.

НЕОБЫЧНАЯ ТРАГЕДИЯ

В аллювии образовались большие вторичные трещины. Согласно официальному сообщению:

«Подтверждается трагическое событие — случай, часто описываемый в художественной литературе, но редко встречающийся в действительности. Сообщалось о том, что молодая женщина попала в трещину и была раздавлена на смерть. Местность была обследована и по рассказам очевидцев выяснилось следующее: жертва катастрофы, Сэдако Нанкё, 37 лет от роду, работала на рисовой плантации, расположенной у дома № 33 Сиссаку-Мати, город Фукуи. Когда она почувствовала толчок, то побежала прочь, но провалилась в трещину, которая, как говорят, открылась на ширину 4 фута. Трещина тотчас закрылась и поглотила упавшую в нее женщину с головой. Женщина погибла. Тело было сразу же откопано (хотя оставались видны только слабые следы трещины) соседями и мужем этой женщины. Семь человек видели эту женщину, и некоторые из них являются очевидцами случившегося».

Это единственно надежно документированный случай во всей записанной истории подобных землетрясений, даже в Японии, исключая случай с коровой при Калифорнийском землетрясении 1906 г. В рассказанной истории нет ничего невероятного. По характеру разрывов и трещин, появляющихся при многих землетрясениях, можно полагать, что такие случаи всегда

возможны. В литературе встречается много смутных и неправдоподобных описаний подобных случаев. В Японии, как и в других странах, среди населения широко распространен преувеличенный страх быть «поглощенным» при землетрясении. Угроза этого, хотя и существует, но она весьма маловероятна по сравнению с другими опасностями, подстерегающими человека во время землетрясения.

АФТЕРШОКИ

Омоте и его сотрудники по Институту исследования землетрясений установили десять временных станций. Ими было определено положение эпицентров афтершоков методом, использующим, как и прежде, разности *S-P*. Впервые в Японии была сделана попытка определения точных времен прихода сейсмических волн на временных станциях. Пять станций проводили прием широкополосных сигналов времени (один раз в час), по которым проводилась поверка часов. Однако скорость вращения регистрирующего барабана была настолько неравномерна, что определение абсолютного времени было возможно лишь для толчков, происшедших близко к сигналам поверки времени. Один из таких толчков был зарегистрирован и использован для определения гипоцентра и изучения скоростей. Эпицентр находился при этом в 25 км к северу и несколько к востоку от Фукуи, вблизи одной из временных станций. Японские исследователи локализируют эпицентр главного землетрясения также вблизи Фукуи, но записи, полученные на далеких станциях, согласуются лучше с эпицентром, даваемым Омоте для этого афтершока. По Омоте, эпицентры оказываются распределенными к югу от этой точки, так же как и сам город Фукуи, и почти полностью покрывают равнину Этидзен. Вне этой сети станций эпицентров нет.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИМАИТИ 1949 г.

26 декабря 1949 г. (местное время) вблизи Имайти в 110 км к северу от Токио и в 7 км к восток-юго-востоку от знаменитой гробницы в Никко произошло два землетрясения с магнитудами 6 и 6 $\frac{1}{4}$. По данным подробных исследований, проведенных Институтом исследования землетрясений, координаты их эпицентров были близки к 36° 42' С, 139° 39' В и начальное время по Гринвичу — 25 декабря, 23 час 17 мин 29 сек и 23 час 24 мин 52 сек

ИНТЕНСИВНОСТЬ И УСКОРЕНИЕ

Плейстосейстовая область землетрясения была небольшой, но с относительно высокой интенсивностью (VIII баллов по шкале М. М., а местами, вероятно, достигала IX баллов). Совместно с инструментальными данными это указывает на малую глубину гипоцентра. Возможно, что это землетрясение имело вулканическое происхождение, однако вероятны также и обычные тектонические причины: В самом Имайти и его окрестностях разрушено 299 домов, а по пологим склонам произошли даже большие обвалы. 10 человек погибло. В деревне Отиаи, в центре плейстосейстовой области, имеются свидетельства преобладания вертикальных подвижек. Здания были разрушены вследствие вертикальных перегрузок; незакрепленные предметы остались на своих местах; надгробные плиты не опрокидывались. Тогда как в самом Имайти на расстоянии 7 км едва ли хоть одна плита осталась на

месте. Икехами и Кисиное, исследовавшие моменты опрокидывания, пришли к выводу, что ускорения достигали 0,9 g. Эта цифра находится в соответствии с записями неустановившихся импульсов максимальных ускорений при других слабых землетрясениях (глава 3.).

АФТЕРШОКИ

Афтершоки регистрировались 11-ю временными станциями, из которых 5 работало только несколько дней. Одна из станций была оборудована службой точного времени, хорошо отрегулированным регистром, контактными часами и аппаратурой для поверки времени по радиосигналам. На остальных временных станциях служба времени была поставлена хуже (большинство из них не имело даже контактных часов). К сожалению, толчки, для которых удалось определить точное время, ввиду их небольшой силы не были зарегистрированы ни в Токио, ни на других стационарных станциях со службой точного времени.

Эпицентры, определенные по разностям *S-P*, оказались расположенными в узкой полосе, простирающейся на 10 км к югу от точки, находящейся западнее Имайти. Глубины очагов, определенные тем же методом (и как обычно вызывающие сомнение), варьируют от нуля до десяти километров. На одной из станций применялась трехкомпонентная установка. Азимуты эпицентров, определенные по горизонтальным составляющим, в общем хорошо увязываются с направлениями на эпицентры, определенными по данным нескольких станций. Однако иногда они и сильно различаются. Отношение горизонтальных амплитуд к вертикальным (с учетом влияния свободной поверхности) было использовано для определения глубины. Результаты оказались неудовлетворительными. Они указывают на существование границы раздела на глубине нескольких километров (которая, кроме того, могла вызвать искажение положения эпицентров).

Изучалось распределение сжатий и разрежений в первых вступлениях записей главного землетрясения на удаленных станциях и афтершоков на временных станциях. Оказалось, что они не совпадают и имеют сложный характер. Среди афтершоков отмечались микроземлетрясения, для регистрации которых использовались особо чувствительные приборы. Наименьшее из них имело магнитуду нуль или несколько выше (сами исследователи оценивают ее цифрой —0,8).

МЕХАНИЗМ ДУГ И БЛОКОВЫХ СТРУКТУР

Описания образования разломов при землетрясениях на побережье Японского моря и на Тайване, а также при сильном землетрясении 1891 г. мало восполняют пробел, остающийся после изучения толчков в Калифорнии и Новой Зеландии. Можно полагать, что для всех этих трех частей Тихоокеанского пояса силы, действующие в континентальной земной коре, имеют один общий характер, но различную ориентацию. Отличительные особенности Японского региона, вероятно, проявляются в образовании сложных линий разрывов, как, например, при землетрясении Танго 1927 г. и двух Тайваньских, хотя эта сложность была не больше, чем для событий в Неваде в 1954 г.

Иное значение имеют многочисленные данные о землетрясениях 1923 г., дополняемые подобными, хотя более отрывочными данными для землетрясений 1944, 1945 и 1946 гг. и историческими сведениями для землетрясений

1596, 1703 и 1707 гг. Имеются указания на то, что все они сопровождались сдвигами, а известные региональные разрывы сильно напоминают последствия Индийских землетрясений 1897 и 1934 г. (глава 5) и могут служить характеристиками механизма неглубоких землетрясений, непосредственно связанных с активными дугами. Вероятно, здесь можно было бы сослаться на сильное землетрясение 1933 г., более известное по его разрушительному цунами (глава 9), так как оно, очевидно, связано с дугой острова Хонсю. Но о нем известно очень мало, что могло бы послужить нашей цели, за исключением многочисленных и широко распространенных эпицентров его афтершоков.

ЯПОНСКИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ НАЗВАНИЯ И ИХ НАПИСАНИЕ

Названия четырех главных островов, Хонсю (Honsyū), Сикоку, Кюсю (Kyūsyū) и Хоккайдо, встречались часто на предыдущих страницах текста и сопровождавших его картах.

Наименование отдельных местностей здесь двоякое, так же как и во Франции. При наименовании землетрясений японцы предпочитают употреблять традиционные названия провинций и областей, как, например, Канто, Мино, Овари, Нанкайдо. Новое административное деление отличается от этого. Административная единица Японии — префектура (ken) — соответствует департаменту во Франции. Название префектуры всегда указывается на почтовых адресах.

Написание названий часто представляет камень преткновения для западных читателей. Оно совершенно определено в японской форме. Трудности возникают при попытках передать японские звуки при помощи западного алфавита, который для этого совсем не подходит. При этом неизбежны некоторые произвольные условности.

Разработанное вначале написание было одобрено и долго держалось в такой форме, вполне приемлемой для англичан и американцев, но часто неудобной для людей, говорящих на других европейских языках, которые иногда вводили иную форму обозначения, до некоторой степени приемлемую для японцев, но в основном удобную для самих себя. Вспышка национализма в 1930 г. привела к введению своеобразных особенностей, непонятных для других. В настоящее время намечается тенденция возвращения к старой англозированной форме написания. В тот период было опубликовано много важных работ, и читатели теперь вынуждены встречаться с рядом эквивалентных значений: «цунами» и «тунами» или узнавать «Фудзияму» в «горе Хуци». Не было такого авторитета, который бы ввел единообразие. Так, например, в трех следующих друг за другом статьях в одном выпуске журнала за 1935 г. используется написание Sizuoka, Siduoka, Shizuoka (Сидзюока).

Японские слова вообще образуются из ограниченного числа довольно устойчивых слогов, и задача их транслитерации сводится, собственно, к написанию этих слогов. В нижеследующей небольшой таблице в столбце слева дается обычный способ написания, а справа — наиболее общий вариант его.

chi—ti	ja—zya	shi—si
cho—tyō	ji—zi	sho—syō
zu—du	jo—zyo	shu—syū
fu—hu	sha—sya	

Наибольшие недоразумения возникают тогда, когда заменяется первый слог, особенно когда при этом названия перемещаются далеко в алфавитном порядке, например: при замене Fuji, Fukui, Fukuoka, на Huzi, Hukui, Hukuoka.

Слоги *di* и *zi* заменяются компромиссным *dzi*. Длинное прописное «О», часто встречающееся в начале названий, таких, как Osaka, Oshima, Otuka, записывается как «*Ō*». Однако иногда буква «О» вместо этого удваивается и читается Oosaka, Ooshima. Обозначение для длинного строчного «*o*» и «*u*» часто выражается при помощи уголка «*ō*», «*u*»

Дело еще больше усложняется, когда оно касается южных областей, где и японская и китайская фонетика связываются с событиями на международной арене, так что мы должны выбирать между написанием Ryukyu (Рюкю) или Luchu (Лютю).

Такая замена, как правило, встречается в тайваньских названиях. К счастью для самого острова, и японцы и китайцы используют название Тайвань, но его административный центр (и местонахождение центральной сейсмической станции) известен в Японии под названием Taihoku, а в Китае Taipei (или Taipei)¹.

ЛИТЕРАТУРА

Работы, относящиеся к отдельным землетрясениям, даны в приложении XVI. Статьи по геологии и тектонике, которые были бы достаточно объемлющими, современными и доступными для западных читателей, найти довольно трудно. Можно указать на следующие:

- Otuka Y., Median dislocation line of southern Japan and the Nagasaki 'Dreiecke'. *Bull. ERI* (1935), 13, 457—466. (На японском языке с полезным резюме на английском языке на стр. 467—478.)
- Collins J. J., Foster H. L., The Fukui Earthquake, Hokuriku Region, Japan, 28th June 1948, I, *Geology*, Office of the Engineer, General Headquarters, Far East Command, Tokyo, 1949. (Содержит много сведений общего характера.)
- Kobayashi T., The mountain systems on the western side of the Pacific Ocean classified from the standpoint of genesis, *Proc. 7th Pacific Science Congress*, 2, *Geology*, 255—261.
- Honda H., Masataka A., On the mechanisms of the earthquakes and the stresses producing them in Japan and its vicinity, *Tohoku Univ. Science Repts.* (1952), 4, Ser. 5, 41—60; (1957), 8, 186—205.
- Imamura A., *Theoretical and Applied Seismology*, Maruzen, Tokyo, (1937). (Содержит весьма ценную библиографию общего характера непосредственных источников материала этой книги.)
- Wadati K., Iwai Y., The minute investigation of seismicity in Japan, *Geophys. Mag.* (1954), 25, 167—173; (1956), 27, 11—15. Первая статья издана *Proc. 8th Pacific Science Congress*, 2A, 775—782; вторая статья издана *Publ. Bur. Centr. seismologique internat.* (1956), 19, Ser. A, 261—265. (Много подробностей о распределении слабых толчков.)
- Kobayashi T., The mountain structure of the Japanese islands, *Proc. 8th Pacific Science Congress*, 2A, 743—751. The insular arc of Japan, *ibid.*, 799—807.
- Murakoshi T., Hashimoto K., ed., *Geology and Mineral Resources of Japan*. Geological Survey of Japan, 1956. (Включает геологическую карту масштаба 1:3 000 000, датированную 1953 г.)
- Kawasumi H., Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, *Bull. ERI* (1951), 29, 469—482. (Содержит каталог 342 сильных землетрясений в Японии с 599 по 1949 г.)

¹ Русское написание — Тайбэй. — Прим. перев.

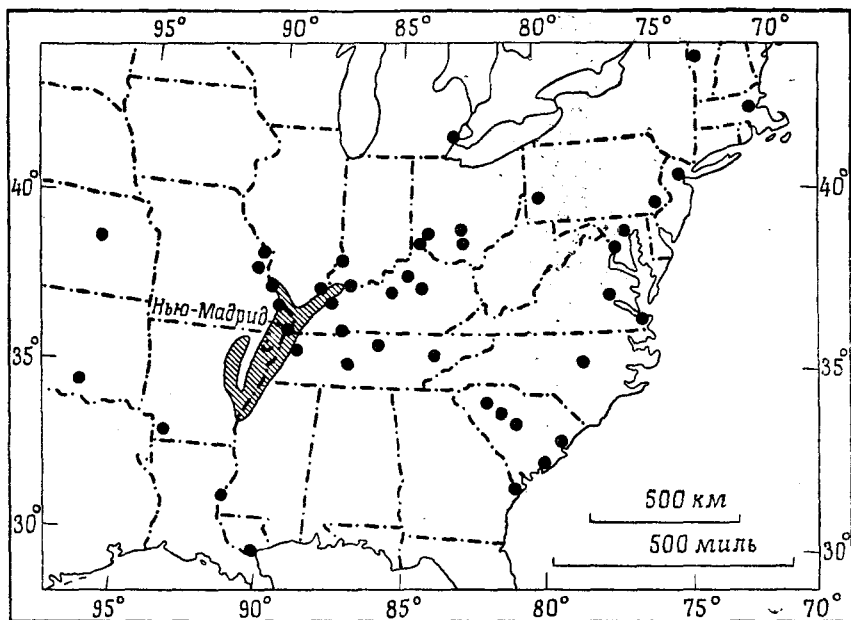
Тектонические землетрясения других регионов

Разнообразный материал этой главы распределен по географическому признаку в следующем порядке: Северная и Южная Америка, Индонезия, Альпийский пояс с востока на запад и Африка. Рассматриваются лишь те землетрясения, которые могут дать материал для изучения механизма их тектоники или представляют особый интерес в ином отношении.

ДОЛИНА МИССИСИПИ, 1811—1812 гг.

Сильные землетрясения наиболее обычны там, где высок общий уровень сейсмичности, однако иногда они происходят и в других регионах. Таковы землетрясения 1811—1812 гг., происшедшие в центральной части долины Миссисипи, близ Нью-Мадрида (Миссури). 16 декабря 1811 г., а также 23 января и 7 февраля 1812 г. здесь произошло три сильных землетрясения; одно из них — наиболее сильное из известных для всей современной территории Соединенных Штатов. Все эти землетрясения по макросейсмическим данным имели магнитуду, превышающую 8. Сравнительные данные о них несколько противоречивы и говорят в пользу различного положения их эпицентров. Первое сильное землетрясение (16 декабря 1811 г.) ощущалось на площади по крайней мере в миллион квадратных миль, простирающейся от верховьев реки Миссури до побережья Атлантики (до Бостона) и от Канады до Нового Орлеана (фиг. 31-1).

В плейстосейстовой области развиты мощные аллювиальные отложения. Здесь в больших масштабах образовывались трещины, перекосы, оползни, выходы на поверхность подземных вод и другие, связанные с этим явления. Исследователи Индийского землетрясения 1934 г., сравнивая эти процессы, считают их характерными для «оползневой пояса». Большое количество опускающихся при этом длинных узких депрессий возникло вследствие опускания блоков земной коры, а не оползания или изгибов. В районах таких опусканий, местами до 15 футов, образовались новые озера, как, например, озеро Сент-Франсис к западу от Миссисипи и озеро Рилфут (штат Теннесси) к востоку от нее. Отмечались также большие поднятия. Их точное протяжение неизвестно, так как исследования, проведенные много лет спустя, показали, что после 1812 г. рельеф местности изменился. Однако по старым деревьям можно установить, что во время землетрясения произошло поднятие не менее чем на 10 футов. Появились небольшие тектонические уступы, вызвавшие временные водопады. Но так как уступы образовывались в наносах, трудно сказать, являются ли они результатом оползания и разрывов или же связаны с подвижками пород фундамента.



Фиг. 31-1. Землетрясения Нью-Мадрида, 1811—1812 гг. (По Фуллеру.)
Плейстосейсовая область заштрихована; кружочками показаны пункты, в которых ощущалось землетрясение.

МЕКСИКА, 1887 И 1912 гг.

3 мая 1887 г. произошло сильное землетрясение в северном мексиканском штате Сонора. Доклад о геологических исследованиях опубликовал Агилера, начальник Мексиканской геологической службы. Проявления землетрясения изучал также Гудфеллоу из Томбстона, штат Аризона, собравший различную информацию и представивший свой доклад Даттону. Последний опубликовал большую часть материала.

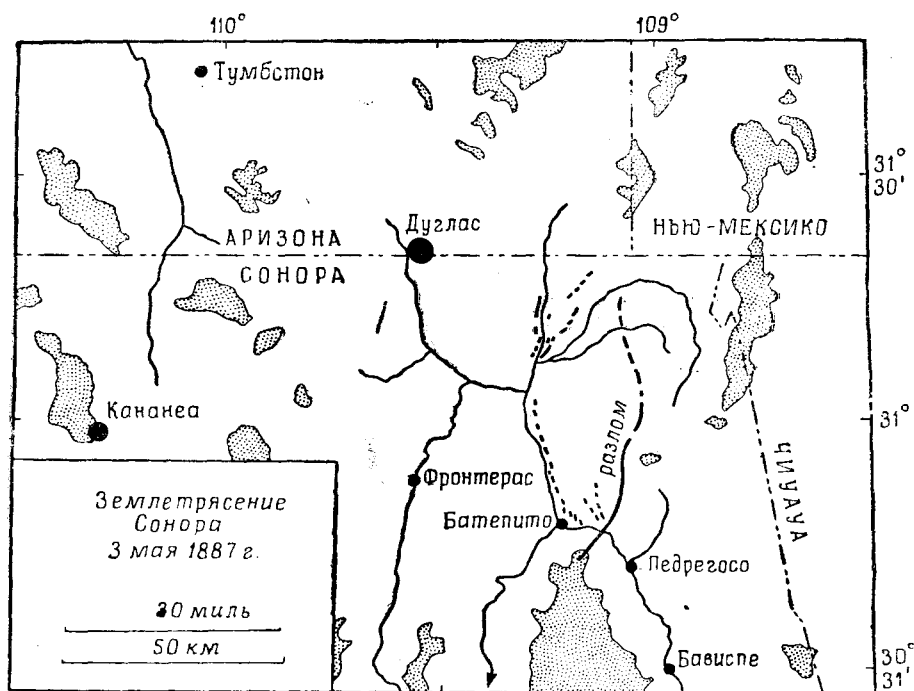
Самым крупным городом, пострадавшим от землетрясения, был Бависпе (население 1500 жителей, из которых 42 погибли во время землетрясения), расположенный на рыхлых отложениях и получивший серьезные повреждения зданий. Землетрясение ощущалось от Прескотта (Аризона) до Мехико, или на расстоянии свыше 400 миль от вероятного эпицентра. Имеются сообщения об образовании разломов по обоим склонам Сьерры-Терас, меридионального хребта, составляющего часть Западной Сьерры-Мадре, которая образует одно целое с горными хребтами юго-востока Аризоны. Природы здесь главным образом кристаллические метаморфические или третичные и молодые вулканические.

Агилера описывает только разломы западного склона Сьерры-Терас, где он наблюдал тектонический уступ (фиг. 31-2), поднимающийся местами над дном долины на несколько менее 300 футов и следующий извилистым путем свыше 35 миль¹, с максимальным сбросом в 26 футов. При

¹ Проф. Джайнелла, изучивший плейстосейсовую область много лет спустя, нашел здесь ясные следы события 1887 г. Однако обнаруженная им трасса оказалась много длиннее, чем описывали Агилера и Гудфеллоу, которые, вероятно, были введены в заблуждение тем, что разлом затухал и затем после перерыва продолжался вновь. Исследователи линий разломов других землетрясений попадались в такие же ловушки и давали неправильные описания последствий землетрясений.

пересечении горных хребтов кривизна линии разлома была обычно вогнутой в направлении долин, падая, по-видимому, на восток под горы. Агилера непосредственно измерил восточное падение под углом 75° по крайней мере в двух местах.

О восточном разломе Гудфеллоу пишет: «Мне сообщил полковник Костер лицкий, который недавно был там, что на склонах Эспуелас и Питанкачи, обращенных к Чиуауа, он наблюдал двойной разлом. Я пытался проверить это, но безуспешно». Деттон пишет об этом так: «Другими словами, хребет представляется приподнятым на несколько футов между двумя разломами». Остается неясным, как можно было прийти к выводу, что образование обоих уступов произошло одновременно. Здесь отмечалось много сильных афтершоков.



Фиг. 31-2. Землетрясение Сонора 1887 г. Образование разломов. (По Агилера.)
Затененные участки — возвышенности более 6000 футов.

Свидетельства образования разломов при Мексиканском землетрясении 19 ноября 1912 г. не достоверны. Этот толчок ощущался на обширной площади, но был разрушительным только в довольно четко ограниченной зоне размером 50 на 20 км и с центром примерно в 100 км от Мехико. Это событие было весьма необычным и произошло далеко от главной сейсмически активной зоны Мексики вблизи побережья Тихого океана. На этой площади развиты вулканические породы, частично перекрытые аллювиальными отложениями. Явления, которые описываются как образование разломов, произошли вдоль трех довольно раздробленных и изрезанных зон, простирающихся в широтном направлении. Линии выражены главным образом трещинами, стороны которых обнаруживали разность уровней, не превышающую примерно 60 см, с кажущимся опусканием по направлению к середине нарушенной области.

Можно почти с уверенностью сказать, что это были вторичные явления, вызванные сотрясениями. Они были обнаружены по разрушениям зданий только в плейстосейстовой области. Возможно, что это были только ступенчатые перекосы грунта, но более вероятно, что они представляют собой общее оседание сильно потрясенного региона вблизи эпицентра и переход горных масс к новому равновесному состоянию. Монтеcssю-де-Баллор сделал обзор опубликованных отчетов и принял эти явления за образование разломов, происшедших вследствие опускания четырехугольного блока. Он был удивлен тем, что наблюдатели не нашли следов разрывов ни на западной, ни на восточной границах области нарушений. «Почему этого не произошло, — пишет он, — мы не знаем, но эта невозможность показывает нам, как далеко мы еще находимся от познания сокровенных процессов Природы...» Нельзя порицать его за то, что он зашел в тупик.

Большинство землетрясений, ощущавшихся с большой силой в центральной части Мексики, попадает в широтный вулканический пояс, протягивающийся от Колима, мимо Попокатепетля к Оризаба. Лучше всего записываются те землетрясения, которые возникают здесь на глубине порядка 100 км. Инструментальные данные об эпицентрах и глубинах землетрясений 1912 г. были далеко не удовлетворительными с точки зрения современных стандартов, но они все же отчетливо указывают на то, что гипоцентр рассматриваемого землетрясения находился на глубине около 80 км. Так как магнитуда толчка была всего лишь около 7, нет оснований полагать, что сопутствовавшие ему разломы достигали поверхности земли. Явления, которые можно было принять за разломы, следует объяснять сотрясениями, опусканиями и несовершенством полевых исследований.

ЗАЛИВ ЯКУТАТ, АЛЯСКА, 1899 г.

Землетрясения на Аляске в 1899 г. представляют, вероятно, наиболее ранний описанный случай ясно выраженных поднятий на побережье, вызванных преимущественно блоковыми разломами, связанными с региональным изгибом. Они известны также как самые крупные смещения при одиночном сейсмическом событии. Здесь произошло два больших землетрясения: 3 и 10 сентября (по местному времени). По имеющимся сейсмограммам, хотя их было мало, оказалось возможным локализовать эпицентры на берегу Аляски, а позднее по ним можно было определить магнитуду землетрясений (соответственно 8,3 и 8,5).

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Полевые исследования в плейстосейстовой области не предпринимались до 1905 г., но затем они проводились на протяжении нескольких сезонов. Плейстосейстовая область оказалась расположенной вблизи залива Якутат, в одной из его бухт, Дизенчантмент. Оба сильных толчка ощущались на расстояниях свыше 400 миль от залива Якутат. На значительно большем расстоянии возникли сейши и другие береговые эффекты. Имеется неопределенность в отношении дат; но, по-видимому, больше наблюдений относится к событию 10 сентября, чем 3 сентября. Единственным населенным пунктом в плейстосейстовой области была Якутат, на расстоянии около 30 миль от бухты Дизенчантмент. Здесь толчок 3 сентября был настолько сильным, что невозможно было стоять на ногах, не держась за что-нибудь. Землетрясение 10 сентября было не менее сильным, но наблюдатели описывают главным

образом большие волны и нарушения в гавани. Изыскатели, работавшие в бухте Дизенчантмент, считали, что предыдущий толчок 3 сентября был относительно слабым по сравнению с толчком 10 сентября, когда они были вовлечены в ужасную катастрофу и едва остались живы.

Свидетельства очевидцев. Восемь человек располагались лагерем в двух палатках на восточном берегу фиорда Рассел, вблизи бухты Дизенчантмент. Во время сильного толчка 10 сентября из одной палатки люди не могли сразу выйти, так как двоим из них, чтобы удержаться на ногах, пришлось схватиться за палаточные столбы, а третьего перебросило через походную печку в угол. Язык находящегося поблизости ледника Хаббард был взломан так сильно, что льдины на полмили заполнили бухту. В небольшом озере позади лагеря вода «вылилась и ринулась» вниз к берегу фиорда, неся с собой крупные камни. Тотчас же в фиорде возникла сильная обрушившаяся на берег волна, высоту которой оценивают в 20 футов. Обитатели лагеря потеряли все, за исключением небольшого количества продуктов и одной лодки. К счастью, они нашли на воде каное и 14 сентября им удалось добраться до Якутата.

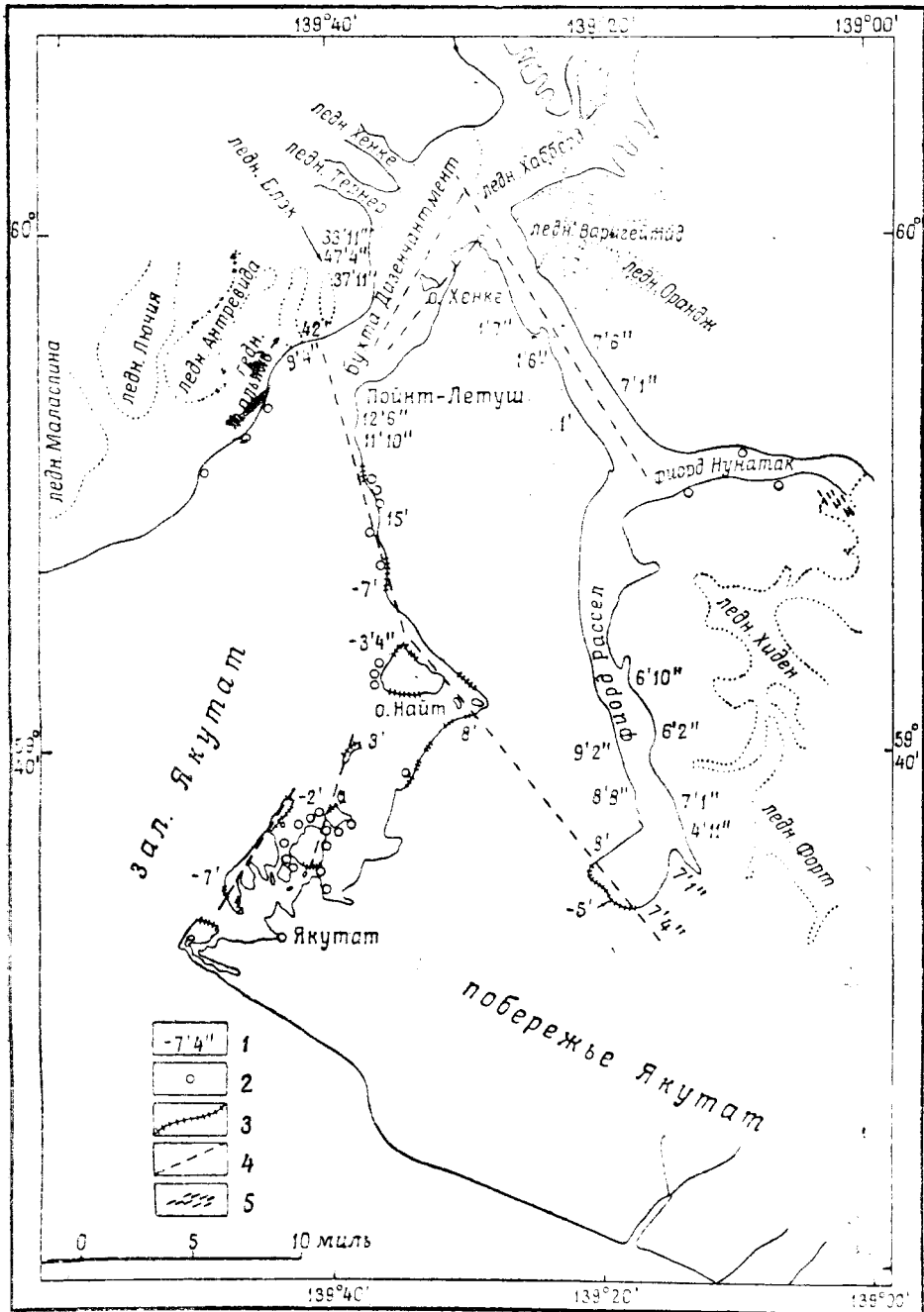
Следует отметить кажущуюся меньшую интенсивность толчка 3 сентября, судя по тому, как он ощущался вблизи залива Якутат. Сообщается, что с особой силой он проявляется на мысе Якотага, около 100 миль западнее Якутата. Авторы этого сообщения склонны считать, что эпицентр в этом случае находился действительно западнее залива. Отсюда они делают вывод, что разломы, образовавшиеся вблизи бухты Дизенчантмент, возникли главным образом во время сильного землетрясения 10 сентября

Образование разломов. Образование разломов проявилось в изменении высот, в основном в поднятиях, как это показано на фиг. 31-3. Почти нет сомнений в том, что эти нарушения произошли во время землетрясений. Фотографии 1895 г. показывают положение берегов континента и островов до землетрясения. За три месяца до землетрясений бухту посетил Гилберт, крупный специалист по изучению поднятий береговых линий. Он не заметил ни одного из тех очевидных признаков, которые наблюдали Тарр и Мартин в 1905 г.

Эти исследователи обнаружили классические свидетельства поднятия. Прекрасно был виден абразивный уступ и пещеры, которые находились гораздо выше уровня прибоя. Не менее замечательны были следы флоры и фауны; разлагающиеся остатки мелководных животных и растений, прилипших к скалам, отмечали прежнюю береговую линию, впоследствии приподнятую. Среди этих остатков особенно много было раковин усонюгих рачков и двустворчатых моллюсков. Наиболее точные измерения поднятия были основаны на сравнении уровня местонахождения остатков животных и новой линии прибоя, где можно было найти живые виды этих организмов. В некоторых местах погрузившиеся в море деревья и другие признаки указывали на опускание.

В узких и почти прямолинейных каналах, таких, как бухта Дизенчантмент и фиорд Рассел, наблюдались резкие изменения этих поднятий, которые легко объясняются образованием разломов. Но если связывать эти изменения с выгибанием или образованием складчатости, то трудно объяснить механизм этих явлений.

Наибольшие поднятия, составляющие от 30 футов до наблюдаемого максимума в 47 футов 7 дюймов, были зафиксированы на западном берегу бухты Дизенчантмент. Эти изменения прекрасно установлены по самым разнообразным признакам. Поднятие противоположного берега составляло от 7 до 8 футов, а на небольшом острове Хенке, расположенном недалеко от этого берега, оно было около 18 футов. Поскольку ширина бухты менее 5 миль,



Фиг. 31-3. Землетрясения залива Якутат; Аляска, сентябрь 1899 г. Показаны изменения береговой линии и линии разломов. (По Гарри и Мартину.)

1— депрессия (7 фугов 4 дюйма); 2— нулевое изменение уровня; 3— погруженная береговая линия; 4— линия разлома; 5— современные тектонические уступы.

приходится допустить, что между островом Хенке и ее берегами проходит два разлома. Поднятый блок, находящийся к западу от этих разломов, следует считать главным поднятием района. Западнее бухты Дизенчантмент по берегу при пересечении ледника Блэк отмечается резкое уменьшение поднятия от 30 футов до 9 футов 4 дюймов. Этот ледник и его ложе сильно изменились в период между 1899 и 1905 гг. Из описания следует, что край поднятого блока разорван вдоль разлома, простирающегося к северу через ледник Блэк.

Северо-западный угол блока, ограниченного с трех сторон фиордом Рассел, бухтой Дизенчантмент и заливом Якутат, поднялся на 12 футов. На западе этот блок ограничен одним или двумя хорошо выраженными разломами. По другую сторону разломов местность в общем опустилась; сюда относятся и депрессия побережья у окончания фиорда Рассел. Поднятия не превышают 2 футов на западном берегу устья фиорда, в то время как на восточном они свыше 7 футов. Это обстоятельство свидетельствует о погружении разлома под фиорд.

Все эти смещения легко объясняются взламыванием всей площади серией блоковых разломов, образующихся под действием системы когерентных напряжений. Поднятия и опускания по западным разлом ампредполагают существование вертикально направленного упругого последствия. С другой стороны, близ окончания фиорда Нунатак находится интересная зона со свежими следами разломов, возможно вторичного происхождения, возникших благодаря сильному сотрясению или сравнительно поверхностному локальному приспособлению к смещению обширного блока. Сент-Аман и другие задавались вопросом, не является ли это частью более интенсивного взламывания суши.

ЯВЛЕНИЯ, ПРОИСХОДИВШИЕ НА ЛЕДНИКАХ

Рассматриваемые землетрясения замечательны своим проявлением на многих ледниках в окрестностях залива Якутат. Здесь, так же как и во многих других районах, начиная с середины девятнадцатого столетия наблюдалось общее отступление ледников. После землетрясений, в течение нескольких лет имело место сильное наступление этой группы ледников, сначала более коротких и меньших по размеру, затем и более крупных. Все же в конечном итоге опять возобновлялось общее отступление. Эти изменения происходили вследствие сползания вниз больших масс снега и льда с вершины ледников. Дополнительное питание ледников должно было сказаться позже на продвижении языков больших и более длинных ледников. С другой стороны, изменения на леднике Мюир, находящимся в 150 милях от этого места, происходили в период между 1899 и 1907 гг., то есть это явление может быть связано не только с землетрясениями.

СТРУКТУРА СООТНОШЕНИЯ

Область залива Якутат удалена от дуговых структур Аляски. На картах сейсмичности она оказывается вблизи северного окончания пояса эпицентров, находящихся в море у берегов Британской Колумбии. Однако большие разломы центральной части Аляски, следующие в общем в широтном направлении вдоль простирающихся горных хребтов, отклоняются на юго-восток по направлению к этой области. Предполагается, что разлом, проходящий у основания горы Святого Ильи; протягивается через центральную часть ледника Миллер в бухту Дизенчантмент и фиорд Рассел.

ЧИЛИ, 1822, 1835 и 1906 гг.

О поднятии Чилийского побережья, сопровождавшем землетрясения Вальпараисо в 1822 г. и Консепсьоне в 1835 г., уже упоминалось в главе 14 в связи с тем, что Зюсс отвергал свидетельства этого явления. Эти поднятия, очевидно, не прямое следствие разломов, хотя береговая линия и выступает в виде крутого обрыва. Их скорее можно связать с региональными изгибами, вызванными глубинными дислокациями. Поэтому не удивительно, что рассматриваемые поднятия неоднородны и что в некоторых местах нельзя заметить никаких признаков. Зюсс много работал над изучением этого явления и вынужден был отказаться верить многим свидетельствам, в том числе и сообщениям Чарльза Дарвина, известное путешествие которого на корабле «Бигл» привело его к берегам Чили во время землетрясения 1835 г. Зюсс тщательно исследовал окрестности Консепсьона. Некоторые из замеренных им здесь поднятий составляют 8—10 футов. Сообщается о таких же поднятиях близ Валдивии в 1837 г.

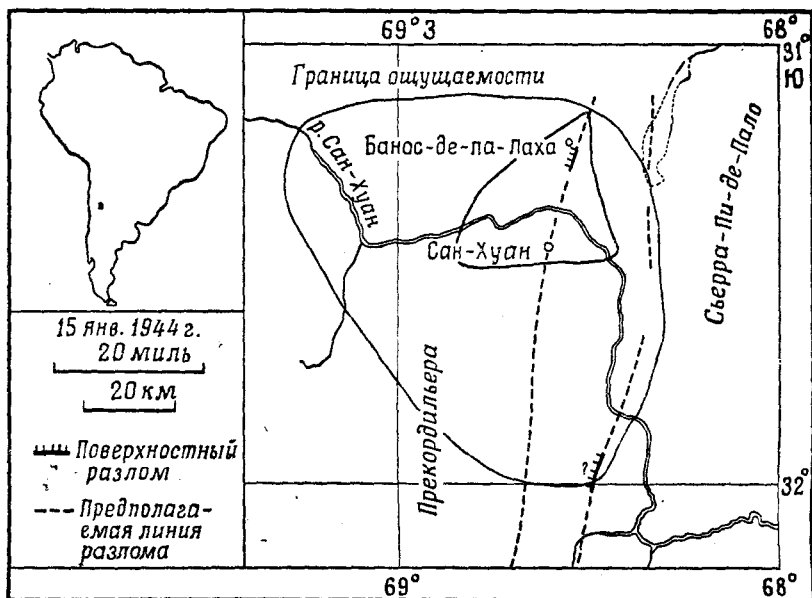
Довольно любопытная ситуация возникла после землетрясения 1906 г. в Вальпараисо, где о поднятиях береговой линии сообщается в неофициальных сведениях и официальных докладах. Монтеcssю-де-Баллор исследовал это землетрясение и опубликовал свои данные. Но будучи последователем Зюсса, он отрицал существование этих изменений. Брюгген в критическом обзоре сообщений и отзывов о них Монтеcssю-де-Баллора не оставляет ни малейшего сомнения в том, что поднятия действительно имели место. Возможно, что во время этих событий, так же как и в предыдущие столетия, поднятия со временем уменьшались. Подобные наблюдения, например, были сделаны с большой точностью в процессе проведения повторных нивелировок на берегах Японии, в частности после землетрясения 1923 г.

АРГЕНТИНА, 1944 г.

До 1944 г. не сообщалось об образовании разломов в Южной Америке во время землетрясений. Это обстоятельство представляет собой особый интерес, если вспомнить о высокой сейсмичности Чили и Перу. Частичное объяснение этому можно найти в данных инструментальной сейсмологии. Большая часть сильных землетрясений возникает здесь на глубинах, намного превышающих обычные глубины в других регионах. Исключения имеются лишь в приморской части, в центральной части Перу и в северо-западной Аргентине. В двух последних районах наблюдаются ясные следы образования разломов. 15 января 1944 г. Сан-Хуан (Аргентина) подвергся опустошению во время землетрясения с магнитудой 7,8. Эпицентр землетрясения, по инструментальным данным, локализуется не очень точно вблизи Сан-Хуана, в непосредственном соседстве с линией разлома, описанного Каstellаносом (фиг. 31-4).

Его монография, в которой между прочим об этих ценных сведениях почти не упоминается, представляет курс из четырех лекций, прочитанных по заданию ассоциации культуры в Розарио. Лекции носили скорее популярный, чем научный, характер и преследовали цель ознакомить широкую публику и специалистов с природой землетрясений и сейсмической опасности и мероприятиями антисейсмического характера. Первые две лекции были общими и элементарными и базировались на справочниках более чем двадцатилетней давности. Последние две лекции Каstellаноса были посвящены специально землетрясению 1944 г. и его последствиям. Они замечательны своим

оригинальным содержанием, но изложение местами лишено связи с новейшими сейсмологическими исследованиями. Весьма досадным является отсутствие указателей или подробного оглавления и представление географических материалов в виде таких рисунков, которые по идее должны быть картами, но не являются ими¹.



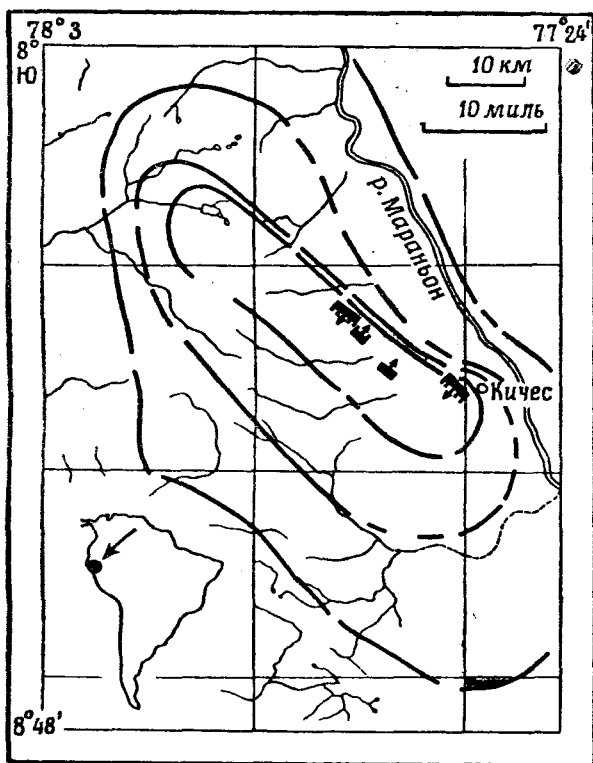
Фиг. 31-4. Сан-Хуан, Аргентина, 15 января 1944 г. Показаны линии разломов. (По Каstellаносу.)

Каstellанос наблюдал главную тектоническую линию, пересекающую дорогу, в 3 км к югу от Банос-де-ла-Лаха (местность к северу от Сан-Хуана). Ее простираение 20° СВ, а дорога идет в направлении 35° СЗ. При исследовании в феврале 1944 г. в сухом ложе реки он обнаружил сброс с опущенным на запад крылом высотой около 60 см. Линия прослеживалась на несколько километров в обе стороны, на юге она проходила в скалистых возвышенностях. На фотографии видна трещина, уходящая от дороги и диагонально поднимающаяся по склону. Согласно Каstellаносу, эта трещина проходит по плоскости напластования песков и глин плиоцена, падающих здесь на юго-запад под углом 42° . Это дало основание Каstellаносу говорить о том, что сброс, очевидно, произошел в направлении, противоположном падению, и исключить представление о возможности вторичных явлений, подобных оползанию. Каstellанос высказал предположение, что трещина — результат землетрясения, а не его причина. В его понимании причиной землетрясения было глубинное смещение по краевому разлому в горах Пи-дель-Пало, на востоке. Согласно теории упругого последействия соответствующий блок поднялся относительно равнины Сан-Хуан, и это восходящее движение восточного блока привело к взбросовому разрыву по плоскости напластования плиоценовых пород. Такое истолкование, конечно, охватывает все наблюдаемые явления. Оно согласуется с наблюдениями Цуя над Японским землетрясением 1945 г. (глава 30).

¹ «Когда карта не является картой? Когда на ней нет ни масштаба, ни координат».

ПЕРУ, 1946 г.

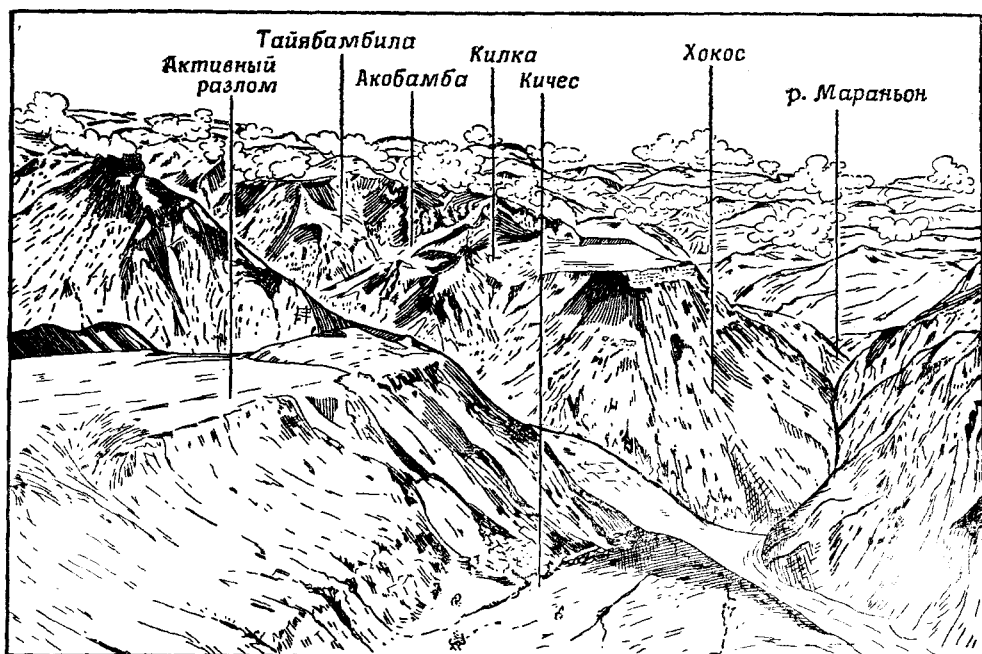
Первое достоверное сообщение о возникновении структурообразующего разлома, сопровождавшего землетрясение в Южной Америке, было получено при толчке в Анкаше в центральной части Перу 10 ноября 1946 г. Это землетрясение имело магнитуду 7,4; оно охватило огромную площадь (фиг. 31-5) и особой силы достигло в плейстосейстовой области вблизи разлома. Имелись значительные разрушения сооружений, и количество человеческих жертв достигало 1400, что весьма удивительно для такого слабонаселенного района. Во многих местах опустошения произошли вследствие огромных оползней, один из которых засыпал поселок Акобамба на 20 м.



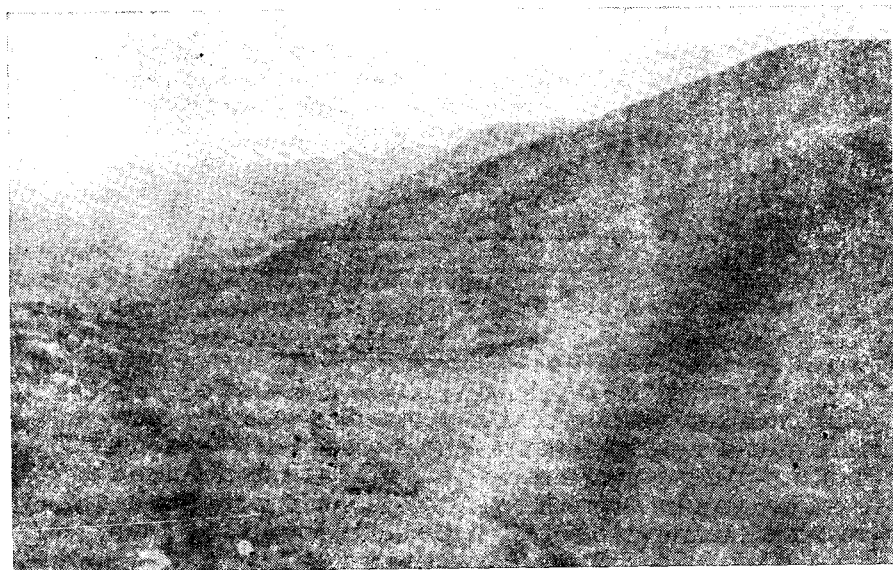
Фиг. 31-5. Анкаш (Перу), землетрясение 1946 г. Разломы и изосейсты высокой интенсивности. (По Сильгадо.)

В районе землетрясения развиты в основном меловые породы, размытые рекой Мараньон и ее притоками до образования глубоких каньонов. Тектонический уступ главного разлома находится на относительно плоской вершине хребта, поднимающегося на высоту 1000 м над совершенно разрушенным городом Кичес (фиг. 31-6). Этот уступ, длиной около 5 км, имеет в среднем простирание 42° СЗ параллельно хребту; но опущенное его крыло — юго-западное, в сторону от каньона, и поверхность разрыва падает под углом 58° на юго-запад. Эта поверхность местами выступает в виде плоскости

36 ч. ф. Рихтер



Ф и г. 31-6. Анкаш (Перу), землетрясение 1946 г. Топография, населенные пункты, положение разлома. (С любезного разрешения Сильгадо.)



Ф и г. 31-7. Анкаш (Перу), землетрясение 1946 г. Линия разлома, прорезающая седловину. (С любезного разрешения Сильгадо.)

скольжения в известняках со штриховкой, указывающей только на вертикальные движения без каких-либо следов сдвигов. Пересечение трассой разлома рельефа холмистой поверхности проявляется настолько характерно, что, имея даже небольшой опыт, на фотографиях можно увидеть следы разлома (фиг. 31-7). Сброс достигает максимально 3,5 м. В северном направлении, достигнув глубокого каньона, трасса пропадает, но в 10 км далее она появляется вновь с такими же характерными признаками и прослеживается еще на 3 км. К западу от главного разлома прослеживается другой разлом, в виде параллельной ему трещины, но с обратным падением (30° на северо-восток) и простиранием 40° СЗ. Это сброс с амплитудой в один метр, обращенный к северо-востоку. Таким образом, между обеими линиями нарушений образуется грабен шириной около 2 км.

В силу различных условий местность оказывается труднодоступной, и, кроме того, исследованиям препятствовали оползни и размывы, закрывшие некоторые дороги. Поэтому, возможно, что действительное разламывание поверхности земли происходило более интенсивно и сложнее, чем это описано.

ИНДОНЕЗИЙСКИЙ РЕГИОН

Индонезийский регион имеет большое значение в сейсмическом и тектоническом отношении. В последние годы здесь проводились обширные геологические исследования, главным образом вследствие богатства этого района нефтяными и минеральными ресурсами. Хотя большая часть региона находится под водой, а джунгли и тропический климат создают значительные трудности при его исследовании, все же был собран ценный материал, подвергшийся тщательному синтезу. Исследования включали геологическую съемку, насколько возможно подробную, охватившую территорию от Никобарских островов до Новой Гвинеи на расстоянии более 3000 миль.

К сожалению, автор не может представить здесь, даже выборочно, обширную литературу по этому вопросу, которая привлекла к себе внимание в оживленной дискуссии, завязавшейся вокруг гравитационных наблюдений Венинг-Мейнеса.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЛИНИИ

Пятьдесят лет назад на тектонических картах обычно показывали пояс альпийских структур, протягивающийся через Азию и Индонезию до Новой Гвинеи и Соломоновых островов. Геологическое изучение Молуккского архипелага привело к полной неприемлемости такого толкования. Было обнаружено, что остров Хальмахера и северное ответвление острова Сулавеси составляют две противоположно направленные дуги. Логическое обобщение структурных простираний вылилось в концепцию Тихоокеанского пояса, о котором говорилось в 26 главе. Главные его ветви, дивергирующие в области острова Хонсю, вновь сближаются друг с другом в Молуккском архипелаге, далее снова разделяются. Восточная ветвь проходит через Новую Гвинею, а западная захватывает остров Сулавеси и море Банда до Зондской дуги. Круто изгибающиеся трассы обеих линий делают Индонезию одной из наиболее нарушенных частей земной поверхности. Именно здесь, как нигде более, можно почувствовать орогенические процессы, игравшие такую большую

роль в прошлой истории Земли. Они в полной мере действуют тут и в настоящее время.

Зондская дуга. Зондская дуга, хотя и обращена к Индийскому океану, представляет собой наиболее совершенный пример дуговых структур Тихоокеанского типа. Здесь можно найти все характерные черты его от океанических впадин (в данном случае Яванская впадина) до глубокофокусных землетрясений (включая наиболее глубокие из известных), особенно если проследить их на всем протяжении от моря Флорес до Явы и Суматры. Именно здесь Венинг-Мейнес при помощи аппаратуры, установленной на подводной лодке, обнаружил первую наиболее известную «зону Мейнеса» отрицательных аномалий силы тяжести. В узком поясе, которым тектоническая дуга продолжается в море от больших островов, наблюдалось значение силы тяжести на 200 мгл и более ниже вычисленной величины. Это может быть обусловлено только тем, что здесь находился пояс нарушений и неустойчивости земной коры — очевидно, место наиболее сильных орогенических процессов. В последующие годы критического исследования географии землетрясений, особенно после уточнения глубины залегания очагов землетрясений, стало ясно, что эпицентры почти всех неглубоких толчков региона лежат непосредственно в зоне Мейнеса.

У берегов Суматры депрессия Яванской впадины затухает и, наконец исчезает совсем. Аномалии силы тяжести также несколько уменьшаются. Здесь в зоне Мейнеса располагается серия небольших островов, породы которых сильно сжаты, смяты в складки и разбиты сбросами в верхнем миоцене. По-видимому, последующее повторное сжатие образовало здесь антиклиналь. Такие молодые антиклинали развиты повсюду в Тихоокеанской зоне, даже в районах блоковых разломов.

Море Банда и Сулавеси. Линия Мейнеса и соответствующее ей распределение эпицентров землетрясений создают именно те геологические черты, которые не вызывают сомнений в вероятности продолжения Зондской дуги на восток и затем на север в виде петли вокруг моря Банда к Цераму. Она прерывается лишь в одном месте из-за аномального положения острова Сумба.

Мейнес обнаружил, кроме того, большую отрицательную аномалию силы тяжести между противоположными дугами островов Хальмахера и северной части острова Сулавеси. Затем линия Мейнеса протягивается на север, к Филиппинам. Тектонический пояс от Сулавеси к Цераму интерпретировался по-разному, так как гравитационные и многие другие данные выражены здесь менее определенно. Наличие промежуточных и глубоких землетрясений, а также вулканов показывает, что северное ответвление Сулавеси представляет собой дугу, обращенную к востоку и к югу. От западного ее конца наиболее приемлемым считалось протягивать тектоническую линию через юго-восточный отрог острова Сулавеси и затем на северо-восток к Буру и Цераму, и далее заканчивать полный круг у моря Банда. Существование зоны перидотитов (глава 25) подтверждает это продолжение.

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ

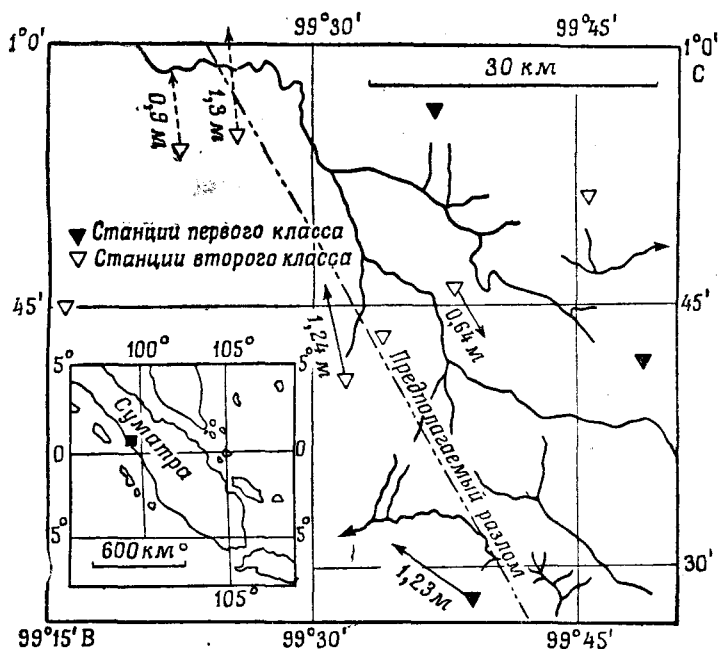
Калимантан и западный Сулавеси являются частью стабильного массива, где обнажаются породы континентального характера и древнего геологического возраста. Макаassarский пролив между этими островами представляет собой внутренний рифт этого массива, который связан с частыми

неглубокими землетрясениями, иногда сильными. Юго-западный конец острова Калимантан, небольшая часть Суматры и полуостров Малакка были вовлечены в позднемезозойскую складчатость.

В следующем параграфе описывается только непосредственно наблюдавшееся образование разломов в этом регионе.

СУМАТРА, 1892 г.

17 мая 1892 г. в северо-западной части Суматры произошло землетрясение, с особенной силой проявившееся в Резиденс-оф-Тапанойли. В это время здесь проводилась повторная триангуляционная съемка. Появившаяся вблизи одного знака трещина сдвинула его. При закреплении этого знака обнаружилось, что сместились и другие знаки, в связи с чем потребовалась новая съемка. Превышения остались неизменными, но по шести знакам были зафиксированы горизонтальные смещения порядка одного метра (фиг. 31-8).



Фиг. 31-8. Землетрясение на Суматре, 17 мая 1892 г. Смещение геодезических реперов и предполагаемые разломы. (По Риду, данные взяты у Мюллера.)

Рид, анализируя эти наблюдения много лет спустя после их опубликования, нашел, что они хорошо согласуются с упругим последствием, подобным обнаруженному в 1906 г. Оказалось возможным определить простираание вероятного разлома и направление сдвига (правосторонний) и примерно его величину (3,5—4 м). Признаки рифта распространились почти по всей территории Суматры, скрытые вулканическими отложениями и густой растительностью джунглей, причем геологические особенности явно указывают на сдвиг этого рода.

АЛЬПИЙСКИЙ ПОЯС, ИНДИЯ

Землетрясения Альпийских дуг представляют большой тектонический интерес, так как многие из этих складчатых структур находятся на континенте и в значительной степени более доступны всем типам геологических исследований, чем Тихоокеанский кольцевой пояс. Тем не менее и здесь возникают определенные проблемы. Так, сильные землетрясения Гималайской дуги происходят по окраине равнины Ганга под огромной толщей аллювия и осадочных отложений. Эта толща, мощность которой оценивается только весьма приближенно, полностью скрывает проявления на поверхности земли этих землетрясений, например землетрясения 1934 г.¹

Сильное Араканское землетрясение 2 апреля 1762 г. сопровождалось интенсивным изменением уровня береговой линии Бирманского моря. В 1878 г. максимальное поднятие достигало 20 футов на западном берегу острова Рамри (на 19° 10' С). Оно фиксируется современными остатками раковин точильщиков *Phola*. Далее на север вертикальные смещения имеют обратный знак и в районе Читагонга наблюдается погружение.

Интерпретация образования разломов и региональных деформаций 1897 г. — вопрос довольно спорный. Можно надеяться, что в связи с организацией первоклассной станции в Шиллонге и развитием сейсмологических работ в Индии и Пакистане в ближайшие годы будет внесена в него известная ясность. В главе 30 общие проявления землетрясения 1897 г. сравнивались с поверхностными эффектами японских толчков 1923, 1944 и 1946 гг. Заманчиво также сопоставление Ассамской возвышенности с вулканическими поднятиями, находящимися на краях дуг Тихоокеанского типа (признак *Б* классификации, данной в главе 26). Из этого можно сделать вывод, что поверхностные эффекты 1897 г. представляют собой тип, характерный для сильного землетрясения, происшедшего на одном из небольших островов у берегов Суматры, или под береговыми хребтами Мексиканского штата Оахака. Это только гипотеза, которая может быть исключена или модифицирована в свете новых данных.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ КАЧ, 1819 г.

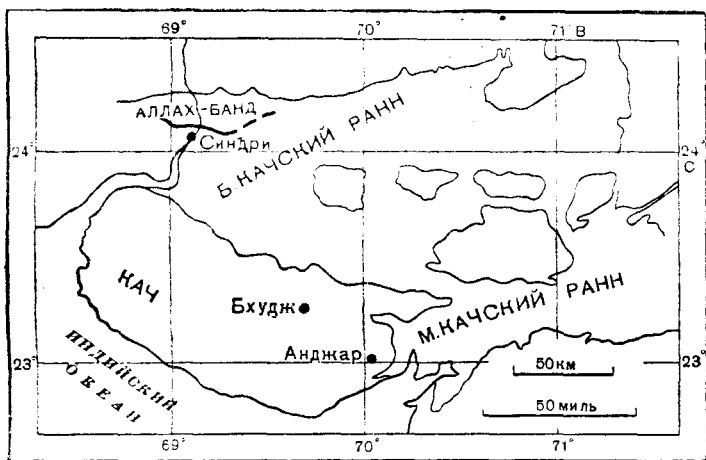
Самое раннее обстоятельное описание явлений, связанных с образованием разломов, относится к сильному Индийскому землетрясению 16 июня 1819 г. Тектонический уступ, названный по местности, где он наблюдался, Аллах-Банд (или Банд), появился в Качском ранее (фиг. 31-9). Общее его положение показано на нашей карте Индии (фиг. 5-1). Западное побережье штата Кач представляет собой как бы остров с холмистой поверхностью, отделенной от материка замечательной солончаковой равниной, называемой Качский рани, часто затопляемой и почти необитаемой; однако в Синдри, в северной, относительно сухой части рання построен форт. Несколько рек текут в засушливую равнину Кач, и местные властители построили здесь ирригационные плотины. Такие защитные стены называются дамбами («bund»).

Землетрясение 1819 г. ощущалось на меньшей площади, чем землетрясения 1897 и 1934 гг., хотя чувствовалось даже в Калькутте. Оно было сильным во всей области Кач, заметным в Бхудже — главном городе, и в Анджаре. Число жертв было более 1500. Аллах-Банд образовался в это время в 5 милях севернее Синдри в виде тектонического уступа, протягивающегося примерно на восток и на запад на 16 миль. Это был сброс на юг, по направлению

¹ Краткое геологическое и общее описание землетрясений 1897, 1934 гг. дано в главе 5.

к Кач. Отсюда он представлялся «дамбой» высотой в 10 футов. Одновременно с образованием уступа местность вокруг Синдри опустилась и была затоплена речными водами, так что местный гарнизон был вынужден спасаться на лодках через верхние этажи форта.

По характеру наводнения ясно, что сброс был наибольшим вблизи Аллах-Банда и уменьшался на юг к ранну. Это подтвердилось и съемкой 1844 г. Зона нарушения оказалась вытянутой более чем на 40 миль с востока на запад. Взброс был наибольшим на уступе и уменьшался к северу. Соотношение взбросов и сбросов здесь точно соответствует структурам, которых следовало ожидать, исходя из теории упругого последствия. В этом можно убедиться, обратившись к фиг. 14-1 и 14-2 и заменив горизонтальные смещения на вертикальные.



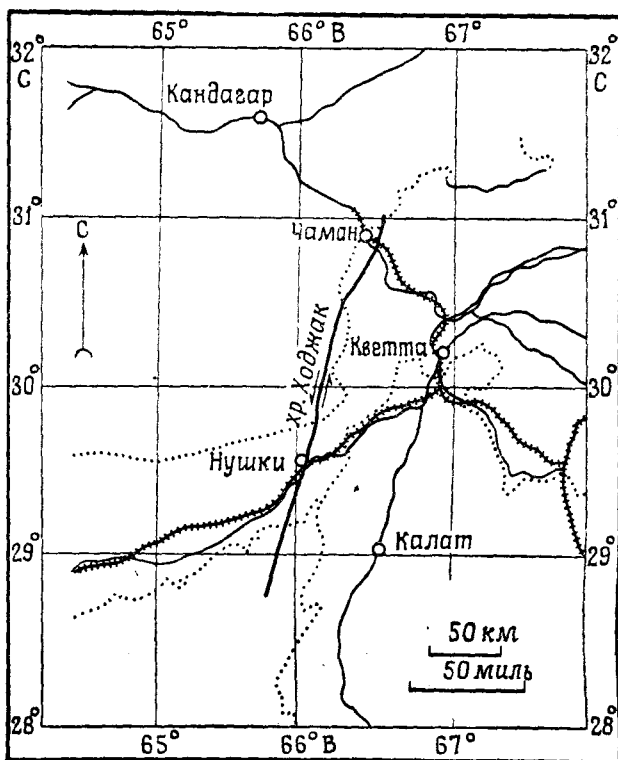
Фиг. 31-9. Обзорная карта землетрясения Кач, 1819 г.

Сильные землетрясения в Каче ощущались неоднократно. Одно из последних, 21 июля 1956 г., было особенно сильным в Анджаре и вызвало большие разрушения и жертвы. Сейсмичность этого района трудно отнести за счет дуговой тектоники, так как площадь, на которой она проявляется, находится далеко от Гималаев и Белуджистанских дуг. Ее следует интерпретировать как растрескивание краев стабильного массива полуострова. Однако Оден (Auden, 1949, 1951) позднее приводил доказательства мезозойской и послепалеозойской складчатости в Каче.

БЕЛУДЖИСТАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1892 г.

Белуджистанское землетрясение 20 декабря 1892 г. разрушило железную дорогу вблизи Олд-Чаман, в 40—50 милях от Кветты. Причиной этого был левосторонний сдвиг не менее 2—3 футов (истинное смещение не было определено, так как разлом пересекал железную дорогу под острым углом). Новая трещина прослеживалась лишь на несколько миль. Однако она образовалась в зоне разлома, удивительно напоминающего разлом Сан-Андреас, о котором говорилось в главе 13 (фиг. 31-10).

Этот разлом является расколом, внутренним по отношению к Белуджистанской дуге. Левосторонний сдвиг представляется как смещение южного крыла этой дуги относительно Гималайской.



Фиг. 31-10. Белуджистанское землетрясение 20 декабря 1892 г. Показано положение зоны сдвигов и место, где произошло смещение железной дороги. (По Мак-Махону.)

КАВКАЗ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ

На русском языке опубликованы описания некоторых важных землетрясений¹. Фигурирующие в них явления во многих отношениях весьма напоминают образование разломов, но только для одного из них (1911 г.) они являются несомненными.

Землетрясение 1902 г., разрушительное в Шемахе (Кавказ), сопровождалось интенсивным образованием трещин вдоль тектонической долины. Богданович в своей работе отмечает, что главные трещины располагаются независимо от топографии местности, параллельно тектоническим линиям. Эти обстоятельства склоняют его к выводу, что они являются выражением на поверхности земли дислокаций, происходящих в глубинных породах. Трещина прослеживается не только в аллювиальных долинах, но и в известняковых поднятиях².

¹ Обзорные данные о сейсмичности территории СССР и ссылки на литературу даны в книге «Землетрясения в СССР», Изд. АН СССР, М., 1961 г. — *Прим. ред.*

² Проф. Губин, отлично знакомый с местностью, сомневается в образовании разломов на поверхности в 1902 г. Признаков, описанных Богдановичем, в настоящее время не видно.

Проявления землетрясения 1887 г. были особенно сильными и разрушительными в Верном (Алма-Ата); его эпицентр лежит в северных цепях Тянь-Шаня, где произошли огромные оползни и разрывы. Некоторые авторы упоминают о горизонтальных смещениях, происшедших при этом землетрясении, но автор не знаком с оригинальными работами. Эти подвижки могли возникнуть за счет горизонтальных смещений больших оползней.

Два сильных землетрясения возникли 9 и 23 июля 1905 г. в Монголии (см. табл. XIV-2). В результате каждого из них образовалась своя система расколов, общая длина которых свыше 700 км. Из-за отсутствия рабочих схематических карт исследователи вынуждены были тратить все свое время полевых работ на картирование этих расколов. Линии расколов имеют определенную тенденцию к параллелизму с основными тектоническими простираниями, что является свидетельством образования разломов. Однако, как подчеркивается, расколы были видны лишь в мягких и влажных грунтах. Исключение представляло только одно место, к которому исследователи, к сожалению, не смогли подойти ближе чем на «несколько десятков саженей» (одна сажень — 7 футов или 2,13 м)¹.

Другое сильное землетрясение произошло в Тянь-Шане 3 января 1911 г. (см. табл. XIV-2), несколько южнее Алма-Аты, чем землетрясение 1887 г. Эпицентр, определенный по инструментальным данным, совпадает в пределах точности с геологическим. В обоих случаях он оказывается в долине реки Кебин между хребтами Заилийский Алатау (или Транс-Илийский) и Кунгей-Алатау. Землетрясение характерно развитием огромных оползней, взломавших замерзшую и покрытую снегом почву на гигантские глыбы. Разрывы видны как в аллювиальных отложениях, так и в коренных породах, но линия главного разлома в то время, по-видимому, не наблюдалась.

Позднейшие исследователи совершенно точно обнаружили ее существование. На фотографиях, опубликованных в 1954 г., виден тектонический уступ, разрезающий ландшафт совершенно независимо от особенностей топографии. Высота сброса достигала 10 м.

АШХАБАДСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Юго-восточнее Ашхабада (Туркменская ССР) около $37\frac{1}{2}^{\circ}$ С, $58\frac{1}{2}^{\circ}$ В 5 октября 1948 г. произошло землетрясение с магнитудой 7,6. Оно вызвало очень сильные разрушения в местности, не подвергавшейся сильным землетрясениям на протяжении нескольких столетий, хотя в Иране, недалеко к югу от Ашхабада, в частности в Кучане, происходили многочисленные землетрясения.

Местность подверглась тщательному геофизическому изучению в связи с выполнением программы подготовки проектирования главного канала, но здесь имелась только одна сейсмическая станция — в самом Ашхабаде².

Геофизический институт организовал специальные наблюдения, причем тщательно изучались геологические условия возникновения землетрясения. Линии разлома не обнаружены. Геофизические исследования включали глубинное сейсмическое зондирование, которое показало глубину залега-

¹ Проф. Губин сообщил автору, что расколы, обнаруженные недавними полевыми геологическими исследованиями в Танну-Ола, проявляются в тех же условиях, что и в 1905 г.

² Автор смешивает здесь два независимых цикла исследований, выполнявшихся геофизическим институтом в 1949 г. и в 1951—1952 гг. — *Прим. перев.*

ния поверхности Мохо около 40 км. Были установлены четыре временные сейсмические станции, оборудованные приборами со сравнительно небольшой чувствительностью (статическое увеличение 1000—3000). Станции работали с июня по октябрь 1949 г. ими было зарегистрировано около 1500 местных толчков. Для 150 из них оказалось возможным определить эпицентр и глубину. Обработка базировалась только на использовании разностей $S-P$, так как временные станции не были оборудованы достаточно точной службой времени¹. Все эпицентры оказались лежащими на ограниченной площади около 80 км², несколько вытянутой в меридиональном направлении, с эпицентром главного толчка недалеко от ее восточного края.

Геологи предполагали, что центр нарушения должен находиться в складчатой зоне хребта Копет-Даг, который проходит к югу от Ашхабада. Однако он оказался севернее, в пустыне Каракум, где большая депрессия пород фундамента заполнена почти до поверхности третичными и четвертичными отложениями. Тектонически эта депрессия представляет собой краевой прогиб, примыкающий с севера к дуге Копет-Дага.

Вторая экспедиция организовала 7 временных станций, работавших с июня по сентябрь 1953 г. 4 из них имели аппаратуру с увеличением до 10 000 и были оснащены сейсмографами Харина с увеличением от 30 000 до 35 000. К этому времени уровень сейсмичности уже снизился и, несмотря на столь высокую чувствительность приборов, было зарегистрировано только 100 слабых толчков, для которых можно было определить положение эпицентров. Распределение последних совпало с конфигурацией эпицентральной зоны толчков 1949 г. Глубина очагов, как и раньше, оказалась в основном около 10 км. Четкие фазы на записях между вступлениями P и S были отнесены за счет обменных волн PS , изменивших свой тип на границах раздела внутри земной коры. Вблизи каждой станции регистрировались очень слабые толчки с разностью $S-P$ (и тех волн, которые принимались за них) менее 2 сек.

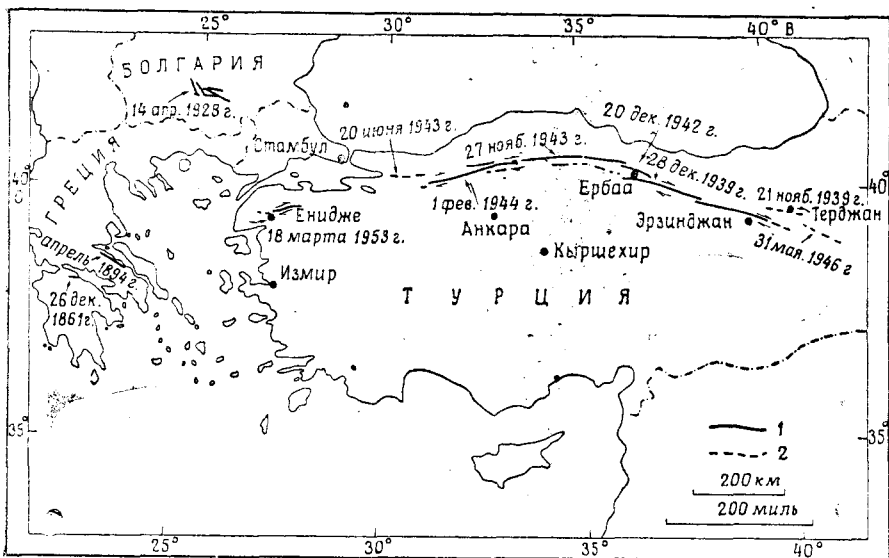
АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ МАЛОЙ АЗИИ

Серия весьма важных для нас землетрясений отмечалась в Анатолии (Азиатская Турция), главным образом в 1939 г. и в последующие годы (фиг. 31-11). 19 апреля 1938 г. в округе Кыршехир произошло землетрясение с координатами эпицентра около 39,5° С, 33,5° В. Хотя его магнитуда была всего 6³/₄, в кристаллических породах образовался разлом, простиравшийся на 14 км в направлении 75° СЗ, со сбросом 30—60 см и правосторонним сдвигом 60—100 см. Это землетрясение наблюдалось на центральном массиве Анатолии, но наиболее важные, следовавшие за ним землетрясения возникли севернее.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1939 г.

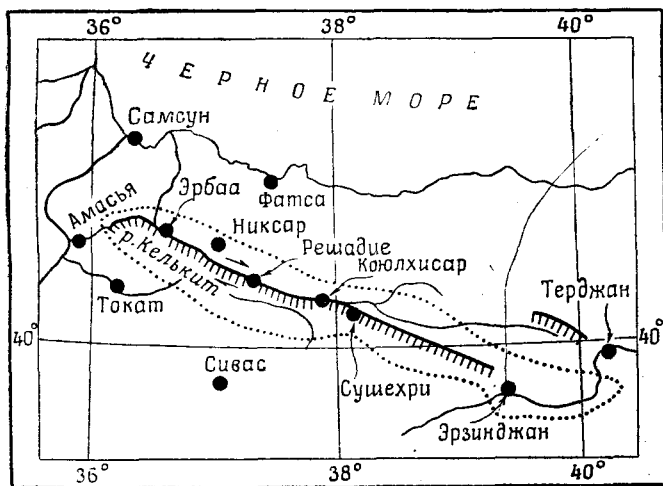
21 ноября 1939 г. землетрясение с магнитудой около 6 вызвало много разрушений в Терджане, в восточной Анатолии. Никаких разломов при этом не наблюдалось. Эпицентр по инструментальным данным локализуется около 40° С, 40° В. Это землетрясение можно рассматривать как форшок катастрофического землетрясения магнитуды 8,0 (фиг. 31-12), происшедшего 26 декаб-

¹ Автор, по-видимому, недооценивает рациональности использования $S-P$ при детальном изучении близких землетрясений. — *Прим. ред.*



Фиг. 31-11. Эпицентры землетрясений и линии разломов Анатолии, 1938—1953 гг. Разломы Греции и Болгарии, 1861, 1894 и 1928 гг.

1 — линии разломов (установленные); 2 — разломы (предполагаемые).



Фиг. 31-12. Анатолийское землетрясение 26—27 декабря 1939 г. Обзорная карта плейстоценовой области и разломов. (По Пэмиру и Кетину.)

ря 1939 г. (в 23 час 57 мин 16 сек по Гринвичу и соответственно 27 декабря по местному времени). В *Международной сейсмологической сводке* для обоих землетрясений дается один и тот же эпицентр, но путем сравнения данных обнаруживаются систематические отклонения. Наиболее верно эпицентр сильно землетрясения определен Гутенбергом около $39\frac{1}{2}^{\circ}$ С, $39\frac{1}{2}^{\circ}$ В¹, недалеко от Эрзинджана.

¹ Координаты $39\frac{1}{2}^{\circ}$ С, $38\frac{1}{2}^{\circ}$ В исправлены согласно «Сейсмичности Земли».

Человеческие жертвы составили 20 000—30 000, было разрушено более 30 000 зданий. Люди, лишенные крова, сильно страдали от необычайно суровой зимы того года. Самыми крупными городами, где было разрушено большинство домов, явились (с востока на запад) Эрзинджан, Сушехри (Эндирс), Коюлхисар (Мизас), Решадие и Никсар (Неоцезар.) Зона разломов и высокой интенсивности простирается от Эрзинджана до Никсара на 340 км. Плейстоценовая зона шириной 15 км вытянута вдоль линии разлома. Площадь же, на которой ощущалось землетрясение имела почти эллиптическую форму с большой и малой осями соответственно 1300 и 600 км.



Фиг. 31-13. Анатолийское землетрясение 27 декабря 1939 г. Сдвиг, вызвавший смещение аллеи деревьев в Решадие. (Парежас, Акиол и Алтинли.)

Трасса разлома заметна главным образом по трещинам (некоторые из них до 4 м шириной) и обвалам. В некоторых местах вблизи городов обнаружены явные следы горизонтальных подвижек, как, например, в Решадие. На фотографии фиг. 31-13 показан правосторонний сдвиг около 3,7 м (12 футов), который виден по смещению деревьев в тополево́й аллее. Здесь же наблюдался сброс около одного метра на север (вдали от камеры).

Хотя эпицентр главного землетрясения находился на суше, существенно отметить, что в Фатсе, на побережье Черного моря, вода отступила на 50 м, затем море наступило на берег почти на 20 м против своей обычной отметки и, наконец, вновь вернулось в первоначальное положение¹.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1942, 1943 и 1944 гг.

Афтершоки происходили довольно часто и некоторые из них были сильными. В последующие годы в Анатолии сохранялась общая высокая сейсмич-

¹ Про это землетрясение рассказывают следующую весьма комичную историю: в Эрбаа местный финансовый инспектор с семьей жил в верхнем этаже. В результате землетрясения здание раскололось сверху донизу и почти вся его семья, сброшенная со своих постелей, провалилась в нижний этаж. Затем трещина закрылась, а сам инспектор, «рыцарски замыкавший шествие», смог встать и спуститься по лестнице.

ность, но разрушительные землетрясения происходили совершенно в стороне от главной зоны нарушений. Те же толчки, которые были приурочены к этой зоне, выявляли необычные для этих мест тектонические особенности, сравнимые с Рифтом Сан-Андреас. Для главных четырех землетрясений имеются следующие инструментальные данные (магнитуды пересмотрены)

Дата	Время по Гринвичу (час мин сек)	С. ш.	В. д.	М
26 декабря 1939 г.	23 57 16	39 ¹ / ₂	39 ¹ / ₂	8,0
20 декабря 1942 г.	14 03 08	40 ¹ / ₂	36 ¹ / ₂	7,3
26 ноября 1943 г.	22 20 36	41	34	7,6
1 февраля 1944 г.	03 22 36	41 ¹ / ₂	32 ¹ / ₂	7,6

(Местное время в Турции на два часа впереди Гринвичского, поэтому даты первого и третьего толчков на день позднее.) Положение эпицентров было определено упрощенным методом, и их координаты могут содержать ошибку до четверти градуса по широте и по долготу. Некоторым из сильных толчков предшествовали форшоки, которые усложняли записи на близких станциях.

Землетрясения сопровождалось образованием разломов, развивавшихся с востока на запад вдоль упомянутой линии тектонических нарушений. Эта зона разломов огибает северный край Анатолийского массива. В 1939 г. разломы особенно были развиты в долине реки Келькит, представляющей собой типичную рифтовую долину. В некоторых местах это глубокий каньон. На протяжении 96 км в направлении с восток-юго-востока на запад-северо-запад разлом протягивается почти по прямой линии. Дальше к юго-востоку линия разлома отклоняется от реки Келькит и пересекает аллювиальную равнину Эрзинджана, где поверхностные признаки разлома выражены слабо. В этом месте зона отличается высокой сейсмичностью. Эрзинджан неоднократно разрушался сейсмическими катастрофами на протяжении ряда веков.

Землетрясением 1942 г. была охвачена область Эрбаа, близ западного окончания плейстосейстовой зоны 1939 г. Зона разломов, образовавшихся при этом землетрясении, прослеживалась на протяжении 35 км в виде двух основных линий. Опускания происходили на север; в двух местах заметен правосторонний сдвиг на $\frac{1}{2}$ — 1 м.

При землетрясении 1943 г. разламывание земной поверхности продолжалось далее на запад более чем на 280 км. При этом наблюдались сбросы северного крыла на 90—100 см, но сдвиги не были заметны. При землетрясении 1944 г. образование разломов вновь продолжалось в западном направлении (и несколько на юг), вероятно, на протяжении 180 км, хотя часть их трассы пролегает в гористой местности, где ее трудно проследить. Здесь преобладали горизонтальные смещения. Деревья и изгороди в садах в городе Гереле, равно как и дорога между Болу и Илицией, иллюстрировали правосторонний сдвиг от 3 до 3,5 м. Северное крыло, сместившееся к востоку, оказалось также опущенным на 40—100 см.

ТЕКТНИКА

Описание геологической природы этих разломов изменялось по мере развития события и расширения сферы исследований. В небольшой своей части разлом Келькит отделяет друг от друга две дивергирующие структуры альпийской системы; Тавриды на юге и Анатолиды на севере. Это обстоятель-

ство является наиболее характерным для тектоники события 1939 г. Однако восточный участок разлома в окрестностях Эрзинджана является внутренним разрывом в системе Тавридов, в то время как на северо-западе зона разломов сначала отделяет Понтиды от Анатолидов, проходя на севере от последних, и затем полностью уходит в анатолийские структуры. Отсюда естественно сделать вывод, что там, где разлом проходит через стратиграфически различные зоны, он вызывает их относительные смещения, но в целом древние структуры не влияют на положение разлома. Там, где зона Келькит отделяет Анатолиды от Понтидов, первые (на южном ее крыле) оказываются относительно опущенными на 100 м, хотя вдоль всего разрыва новыми движениями являются опускания к северу. Это противоречит обычным представлениям о сдвигах, при которых вертикальные сбросы имеют тенденцию к обращению и образованию шарнирных структур.

СДВИГИ

Исследователи всех Анатолийских землетрясений устанавливают существование сдвигов только по наблюдению их в городах или по смещению дорог. В сельских округах искусственных знаков мало, а естественные следы смещений, трещины, растяжения и т.д. маловыразительны или не изучены. При рассмотрении этой группы землетрясений автор встретился с рядом трудностей вследствие неполноты доступного ему материала. Условия военного времени помешали появлению обобщающих работ о землетрясениях 1939 г. Многие из опубликованных материалов обо всех этих толчках содержались в журналах, имевших ограниченное распространение и совсем прекративших свое существование во время войны. Часть материалов была опубликована лишь в весьма сжатой форме или в форме резюме.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1953 г.

18 марта 1953 г. в северо-западной Анатолии, около 40° С, $27\frac{1}{4}^{\circ}$ В, произошло землетрясение с магнитудой 7,2. Оно ощущалось с особой силой в населенных пунктах Енидже и Гёнен. Здесь прошла трасса разлома длиной около 50 км, не совсем прямолинейная, но независимая от мелких особенностей рельефа, простирающаяся примерно в широтном направлении. Вертикальных смещений не было заметно, но наблюдались правосторонние сдвиги в 1,5; 3,3 и 4,3 м. Местность была густонаселенной, сдвиги часто отмечались по смещению дорог. На фотографиях трассы хорошо заметны правосторонние трещины растяжения (см. фиг. 13-7), и на одной из них виден типичный вал выдавливания. Эта трасса приурочена к той же самой общей зоне, относящейся к землетрясениям 1939—1944 гг. Однако между окончанием трассы 1944 г. и началом трассы 1953 г. имеется промежуток длиной 200 км, так что, вообще говоря, неизвестно, является ли трасса непрерывной или она смещена¹.

Прогрессивное развитие зоны разломов в результате последовательности землетрясений предполагалось и в других случаях, обычно на основании малоубедительных и главным образом макросейсмических данных. Однако образование разломов здесь происходило не в таких масштабах, как описанный случай.

Подобная зона разломов протягивается внутри Альпийского пояса, между его северным и южным краями. По своему положению она и апоми-

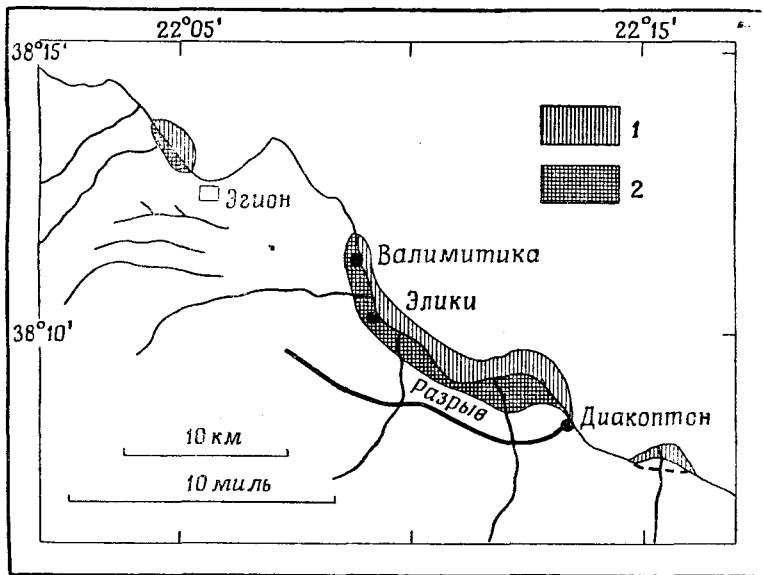
¹ 26 мая 1957 г. произошло землетрясение с магнитудой $7 \pm$ вблизи 41° С, 31° В. Оно сопровождалось разломом с правосторонним сдвигом (личное сообщение д-ра Эрджина).

нает Белуджистанский разлом больше, чем любые другие рассмотренные нами разломы. При современном уровне знаний трудно объяснить признаки легкого искривления главной системы разломов. Мы уже приводили такие примеры обобщений в 4 главе в отношении альпийских структур и видели, что современные тектонические процессы обычно не представляют собой продолжение альпийского складкообразования или надвигания, а, по-видимому, являются следствием скольжения относительно жестких массивов по вновь образовавшимся трещинам.

ОБРАЗОВАНИЕ РАЗЛОМОВ В ГРЕЦИИ

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1861 г.

Греческое землетрясение 26 декабря 1861 г. таит в себе много неясностей вследствие неполноты изучения геологических условий его возникновения. Монтессю-де-Баллор рассматривает его в связи с землетрясениями в Элике в 373 г. до н.э. (глава 14), которое имело, вероятно, тот же самый



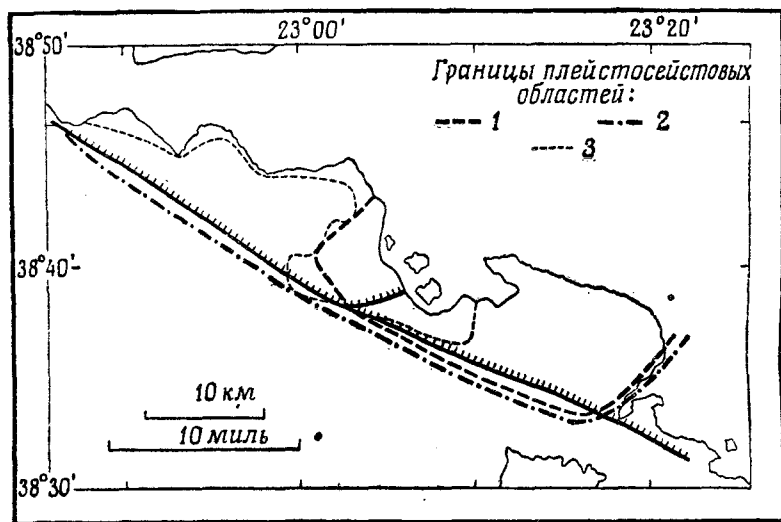
Фиг. 31-14. Проявление декабрьского землетрясения 1861 г. Коринфский залив. (По Баллору, согласно Шмидту.)

1 — зона опусканий; 2 — зона разрывов.

эпицентр. В 1861 г. появился большой разрыв, протянувшийся извилистой линией у подножия холмов, простирающихся севернее Коринфского залива (фиг. 31-14). Местность к северу от разрыва осела на 2 м. Связь с известными разрывами не наблюдается, и размеры плейстосейстовой области обычны для землетрясения с умеренной магнитудой. Описан ряд признаков, предполагающих существование огромного оползня.

ЛОКРИС, 1894 г.

Апрельские землетрясения 1894 г. у берегов Локриса происходили в такой же последовательности во времени, которая описана в главе 6 для землетрясений долины Импириал. 20 апреля — сильный местный разрушительный толчок, почти не сопровождавшийся афтершоками. 27 апреля — сильный толчок, за которым тринадцать минут спустя последовало главное землетрясение, сопровождавшееся образованием значительного количества разломов (фиг. 31-15) и длинной нормальной серией афтершоков, среди которых были и довольно сильные.



Фиг. 31-15. Образование разломов при землетрясении Локрис, Греция, апрель 1894 г.

1 — 20 апреля; 2 — 27 апреля; 3 — граница прибрежной равнины.

Образовавшаяся зона разломов простирается примерно прямолинейно на протяжении 55 км в направлении с восток-юго-востока на запад-северо-запад. Внимание наблюдателей, в частности, привлекали к себе открытые трещины шириной до 4 м. Они сопровождалась регулярным сбросом северо-восточного блока, обращенного к побережью, величиной лишь 30 см там, где зона разломов режет плотные меловые породы, но достигающего 1,5 м в аллювиальной равнине. Некоторые наблюдатели не без основания считают разлом вторичным, возникшим вследствие сотрясения. Однако трасса разрыва вытянута прямолинейно; независимо от рельефа и геологии, так что в отличие от линии 1861 г. его нельзя истолковать как оползень, а следует рассматривать как раскалывание блоков по разлому.

Главный интерес вызывает сдвиг, который был описан очень неполно. Имеются признаки, указывающие на существование трещин растяжения и иногда на смещение сухого ложа реки. Здесь можно предполагать комбинацию двух главных дислокаций. Одни авторы совсем отрицают горизонтальные смещения, другие считают их очень небольшими. Как всегда, направление устанавливается не очень точно. Обычно его определяют как «северо-западное» и относят к опущенному блоку, который усложнен левосторонним сдвигом.

ЭГЕЙСКИЕ ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В Эгейском регионе иногда происходят сильные землетрясения на промежуточной глубине, сопровождающиеся разрушениями в Египте, южной Греции, на Крите и других островах Эгейского моря. Особая природа этих толчков и их необычная глубина отмечались уже в 1881 г. Шмидтом. Установливается по крайней мере их приблизительная связь с особенностями дуговых структур, в том числе с действующим вулканом Санторин (Тэра).

Последний из этих сильных толчков произошел 26 июня 1926 г. (магнитуда 8,2 — исправленная; глубина 100 км). Сильное землетрясение 9 июля 1956 г. с эпицентром близ Санторина было относительно неглубоким.

ОБ ИТАЛЬЯНСКОЙ ДУГЕ

В Италии не установлено случаев образования разломов на поверхности. Эффектные смещения грунта при Калабрийском землетрясении 1783 г. произошли вследствие огромных оползней. Геологическое описание дуг в главе 4 и краткие замечания в главах 25 и 26 требуют дальнейшего рассмотрения.

Итальянской дуге более всего соответствуют островные дуги Рюкю и моря Банда из числа Тихоокеанских, где главные острова образуют внешние цепи, связанные с гравитационными аномалиями и сильными неглубокими землетрясениями, на которых отсутствуют проявления вулканизма (признак *Б*; он соответствует Апеннинскому сейсмическому поясу), а действующие вулканы располагаются на малых островах внутренней дуги (признак *Г*; ср. с Липарскими островами). Однако толчки в Итальянском регионе, происходящие на глубине 300 и даже 470 км близ вулканических районов, отличают его от дуги Рюкю¹, а также и от моря Банда. Несмотря на существование гравитационных аномалий, они не объединяются в непрерывный Апеннинский пояс значительных отрицательных аномалий (последний находится как будто восточнее). Далее, хотя в Адриатике и существуют глубокие места, ничего похожего на Тихоокеанские впадины здесь нет.

Эти отличия не решающие; выполняемая сейчас в Италии обширная программа геодезических и сейсмологических исследований, в частности, Национальным геофизическим институтом, несомненно, должны привести к тому, что Итальянская дуга будет наиболее изученной из всех дуг.

БОЛГАРИЯ, 1928 г.

Материалы о деталях рассматриваемых здесь интересных наблюдений были получены автором только на болгарском языке. К счастью, их оказалось возможным перевести на английский².

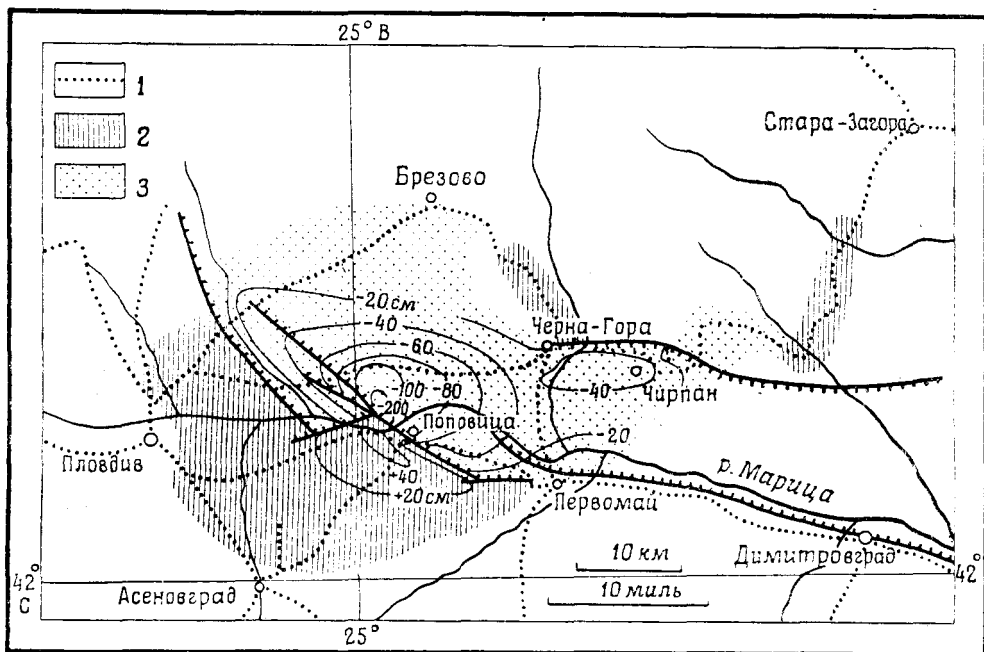
14 и 18 апреля 1928 г. в южной Болгарии произошли землетрясения с магнитудой $6\frac{3}{4}$ (см. фиг. 31-11). По своему проявлению они считаются наиболее сильными сейсмическими катастрофами этой страны. Эпицентр первого толчка находился вблизи Чирпана, где наблюдались наиболее значительные разрушения. Эпицентр второго располагался несколько далее на

¹ В недавно опубликованной работе Петершмитта рассматривается тектоническое значение Итальянских глубокофокусных землетрясений.

² Перевод был сделан Нордквистом.

запад, около Поповицы. При землетрясениях образовались разломы с максимальным сбросом от 3 до 4 м (фиг. 31-16). Незадолго до этих событий была проведена точная нивелировка по линиям, пересекающим всю площадь разрушений. Год спустя нивелировка была повторена по тем же самым линиям. Результаты опубликованы в отличной работе Янко, тщательность которой не уступает исходным данным. Плейстоценовая область располагалась в Верхне-Фракийской низменности. Янко пишет:

«В геологическом отношении область сотрясений представляет собой депрессию в горной области, через которую с запада на восток течет река Марица. На юге низменность примыкает к массиву Родопы, образованному



Фиг. 31-16. Землетрясения Болгарии, апрель 1928 г. Разломы и изменения уровня. (По Янкову.)

1 — профили повторной нивелировки; 2 — поднятия; 3 — депрессии.

гигантскими гранитными лаколитами, мощными метаморфическими толщами и местами мраморами и современными изверженными породами. На севере равнина граничит со Средна-Гора, сложенной главным образом гранитами и сенонскими мергелями. Сама равнина несколько приподнята близ ее северного и южного окончаний. Западная часть сложена диллювием и аллювием, а восточная в основном плиоценовыми отложениями и небольшой толщей эоценовых пород. Тектонически Верхне-Фракийская низменность представляет собой котловину...»

Янков приводит карту, на которой указаны разломы с изолиниями равных опусканий и поднятий. В результате Чирпанского землетрясения 14 апреля образовалось два разлома. Северный, с южным опущенным крылом, простирается на 39 км от Черна-Гора на восток до Чирпана. Южный, более длинный, со сбросом на север, следует вдоль течения реки Марицы,

местами входит прямо в ее русло. Начинаясь у Первояма, он простирается к востоку до Димитровграда. Оба разлома примерно параллельны и отстоят на 13—16 км друг от друга.

При землетрясении 18 апреля образовались новые разломы со сбросами на север и северо-восток. Зона разрывов протягивается на 10 км к западу от Первояма, затем круто меняет свое направление и идет на северо-запад до Поповицы. Другая трасса, простирающаяся на северо-запад, появляется в нескольких километрах западнее. Общая длина южной группы линий разломов, образованных во время обоих землетрясений, составляет 105 км.

Результаты повторной нивелировки показали, что местность в окрестностях Чирпана опустилась более чем на 50 см, причем наибольшее опускание произошло 14 апреля. Однако к северо-западу от Поповицы погружение превышает 300 см. Изолинии равных опусканий здесь очерчивают площадь, в несколько раз большую Чирпанской депрессии. По-видимому, опускания произошли главным образом 18 апреля. По другую сторону тектонических уступов, юго-западнее Поповицы, было обнаружено поднятие на 40 см, затухающее в юго-западном направлении в сторону от уступов. Депрессия также быстро затухает и в других направлениях, соответствуя теории упругого последействия и явлениям, наблюдавшимся при землетрясении 1819 г. в Каче. Менее надежно было установлено поднятие за уступом к северу от Чирпана.

На рассматриваемой площади была произведена также повторная триангуляция, но ее данные не показали систематических горизонтальных смещений.

Янко приводит геологические доказательства погружения всей площади в течение большей части четвертичного периода и указывает на противоречие между этими данными и поднятиями и опусканиями 1928 г.

В этой работе описаны наблюдения, совершенно отличные от тех, которые известны для других случаев, где имелось мало надежных данных полевых наблюдений и в которых макросейсмические данные расходились с предположениями об образовании разломов.

АФРИКА, 1928 г.

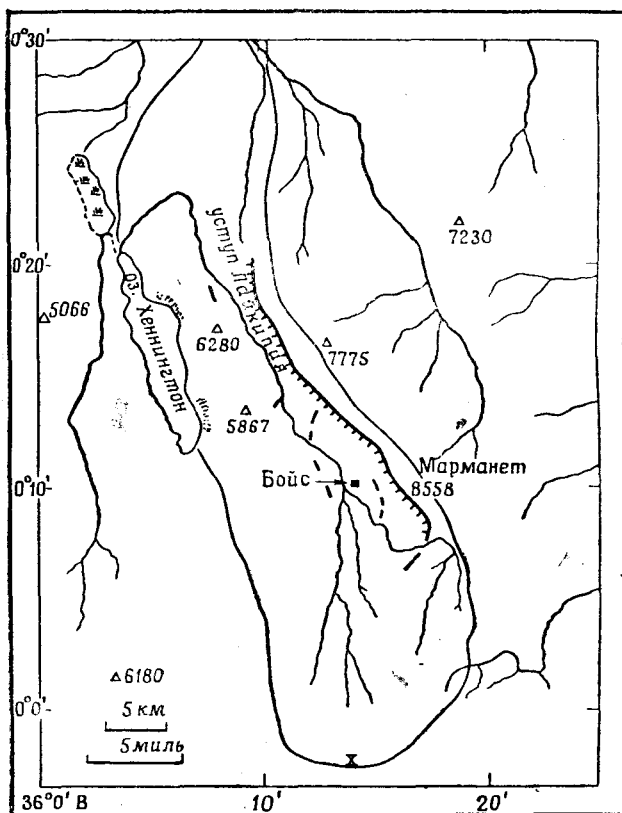
Для Африканского континента известен только один вероятный случай образования разломов при землетрясении¹. Данные о разломах почти не опубликованы, поэтому они описываются здесь более подробно, чем другие разломы.

Вызвавшее их землетрясение произошло 6 января 1928 г. в регионе Африканского рифта, близ экватора (фиг. 31-17). Это один из случаев «надземного очага», который ввел в заблуждение Тернера (см. главу 19). Чтобы понять это явление, Тиллотсон собрал сейсмограммы многих сейсмических станций и тщательно изучил записи. Эффект кажущегося «надземного очага» получается прежде всего вследствие позднего вступления фазы *S*, но Тиллотсон приходит к выводу, что большинство этих времен взято точно. Согласно более поздней его гипотезе, основанной на подробном изучении

¹ Для разрушительного Алжирского землетрясения 1954 г. Роте и его сотрудники описали характерные трещины и тектонические уступы. Все они, вероятно, вторичного происхождения и образовались либо в результате сотрясения, либо вследствие выравнивания рыхлых поверхностных слоев после смещений пород фундамента. Уступы расположены полукругом на длину 6 км в верхней части большого оползня типа обвала.

сейсмограмм, толчок этот был двойным. Первый характеризуется сильной волной *P* и слабой *S*, тогда как второй, происшедший на 10 сек позднее, дал слабое вступление *P* и сильное *S*. Их совокупность и была интерпретирована как необычное неглубокое землетрясение. Однако влияние эллиптичности Земли и связанное с ней превышение экваториального сечения, вызвали запаздывание времен вступлений на дальних станциях.

Работа Тиллотсона облегчалась привлечением макросейсмических данных. Было известно, что землетрясение вызвало смещения в долине Субукия-Велли (или Сабукия) главным образом вдоль крутого уступа Лайкипия¹. Об этом сообщается в двух основных отчетах, копии которых были



Фиг. 31-17. Обзорная карта разломов землетрясения Субукия; Африка, 1928 г.

посланы Тиллотсону; один из них подписан Сайксом, директором Общественных работ Найроби, другой — Симмонсом, петрологом. Сокращенное изложение первого отчета появилось в лондонском «Таймсе», второй был опубликован в книге Уиллиса, где, однако, не приводится карта. Было прислано также много фотографий и ценных записей в полевых дневниках Симмонса, детали разрушения зданий, список афтершоков и другая информация.

Отчет Сайкса полностью воспроизводится в приложении XV к этой книге. Оригинал отчета Симмонса сопровождался двумя картами. Одна из

¹ Автор выражает признательность лейтенанту Тиллотсону за предоставление ему для изучения оригинальных документов и фотографий.

них — обзорная мелкомасштабная карта местности — представлена на фиг. 31-17. Другая — чертеж, на котором детально изображена наблюдаемая трасса в крупном масштабе, — не была прислана Тиллотсону. Не было ее и в книге Уиллиса. Точки, обозначенные буквами *A*, *B*, ... в отчете Сайкса, относятся к этой недостающей карте.

Исследователи утверждают, что они обнаружили признаки трассы разлома, образовавшегося вследствие нормального разрыва под действием силы тяжести. Описанные нарушения земной поверхности могли быть вызваны вертикальными смещениями большого блока. С другой стороны, многие из этих признаков, в том числе открытые трещины, возможно, появились в результате перекосов и скольжений и носят соответственно этому вторичный характер. К сожалению, невозможно произвести полный анализ, так как ни для одного из районов не описана достаточно детально ориентация трещин растяжения. Но существование подобных трещин, имеющих направление, в основном отличающееся от главной трассы, может указывать на наличие сдвигов. Это подтверждается также тем обстоятельством, что там, где трасса изменяет свое направление, меняется также характер нарушений от открытых разрывов до гребней выдавливания. Эта картина напоминает описание двух граней треугольной пирамиды ниже главной линии разлома, испытавших горизонтальные подвижки. Однако гребни выдавливания могут представлять собой и сдвиги валов выброса.

Представляется сомнительным, были ли эти главные особенности установлены путем самых тщательных непосредственных наблюдений на поверхности земли. Здесь недостает подробных геологических данных, точной нивелировки и триангуляционной съемки и хороших инструментальных записей. Но если бы даже все эти данные и были получены, как, например, при изучении Калифорнийских землетрясений 1952 г., истолкование наблюдавшихся явлений было бы далеко не простым делом.

Уиллис считает возможным вулканическое происхождение этого толчка, ссылаясь на известные современные проявления вулканизма в этом районе. Однако одна только магнитуда этого толчка (7,1) говорит о том, что это предположение маловероятно. Упомянутые выше молодые разломы, связанные с Африканским рифтом, и постоянная умеренная сейсмичность этой области говорят в пользу тектонического происхождения этого землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

Библиография по отдельным землетрясениям приводится в приложении XVI. Здесь же содержится литература о спорных поднятиях Чилийского побережья в 1822 и 1835 гг.

Для изучения стратиграфии и тектоники альпийских структур следует обратиться к одному из крупных руководств по геологии Европы. В некоторых из этих курсов частные особенности альпийской складчатости обобщаются в универсальные законы, и в то же время структуры других частей света, где эти характеристики не проявляются, даже не приводятся.

Крупным классиком Альпийского пояса является, в частности, Зюсс (Suess E., *Das Antlitz der Erde*; подробную литературу см. в главе 1). Начинающему сейсмологу будет интересно прочесть его одностороннее толкование изменений уровня Чилийского побережья и землетрясения Кач 1819 г. (Vol. 1, Part 1, Section 2.) Отличное современное руководство: Goguel J., *Traité de Tectonique*, Paris, 1952. Литература по рифтам и разломам, приведенная в главе 13, дополнена описанием землетрясений, рассмотренных в предыдущих главах.

Индонезия

- Brouwer H. A., Geology of the Netherlands East Indies, New York, (1925). (Устарелое издание.)
- Van Bemmelen R. W., The Geology of Indonesia, Govt. Printing Office, The Hague (1949), 1A, 1B, (в печати), II.
- Umbgrove J. H. F., Geological history of the East Indies, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* (1938), 22, 1—70.
- Umbgrove J. H. F., Structural History of the East Indies, Cambridge University Press, 1949.
- Westerveld J., Phases of Mountain Building and Mineral Provinces in the East Indies, Report, 18th International Geological Congress, Great Britain 1948; London (1952), Part 13, 245—255.
- Westerveld J., Fasen van gebergtevorming en ertsprovincies in Nederlands Oost-Indië, *Ingenieur (Utrecht)*, 61, Mijnb. en Petroleumtech., M1—13, M15—27, M36. (В тексте и библиографии больше подробностей, чем в английском издании.)

Литература по другим регионам

- Schmidt J., Studien über Vulkane und Erdbeben, Leipzig, 1881. (Изучены некоторые глубокофокусные землетрясения восточного Средиземноморья.)
- Sieberg A., Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet, *Medizinisch-naturw. Gesellschaft zu Jena, Denkschriften* (1932), 18, 161—273. (Рассматривается та же группа землетрясений без изучения их глубины.)
- Heck N. H., Earthquake history of the United States exclusive of the Pacific region, *U. S. Coast and Geodetic Survey, Spec. Publ.* (1928), 149, (см. также серию *United States Earthquakes*.)
- Auden J. B., The bearing of geology on multipurpose projects, *Proc. 38th Indian Science Congress* (1951), 109—153. (Обсуждение тектоники Кача.)
- Auden J. B., A geological discussion on the Satpura hypothesis and Garo-Rajmahal gap, *Proc. Nat. Inst. of Sciences of India* (1949), 15, 315—340. (Продолжение Ассамской возвышенности к северному окончанию щита полуострова. Обзорная карта тектонических отделов.)
- Peterschmitt E., Quelques données nouvelles sur les séismes profonds de la mer Tyrrhénienne. *Ann. di Geofisica* (1956), 9, 305—334.
- Дополнение в корректуре: А. А. Тресков и Н. А. Флоренсов (London Times, April 10, 1958) сообщают о разломах при землетрясении 4 декабря 1957 г. в 03 час 37 мин по Гринвичу в Гоби-Алтайском районе, Монголия. Прямая линия трещин вытянута с востока на запад на 272 км со сбросом 9—11 м и сдвигом 2,7 м.

Сжатия и разрежения

Большинство рассмотренных нами вопросов географии землетрясений касалось толчков, для которых были известны макросейсмические данные природы смещений, являющихся причиной этих толчков. Начиная с 1956 г. происходит активное развитие работы исследовательских групп, занимающихся изучением инструментальных данных, которые позволяют по форме регистрируемых колебаний сделать определенные заключения о механизме подвижек в очаге землетрясения (см. главу 14). Постепенно в процессе развития исследований оказалось возможным от рассмотрения отдельных случаев перейти к получению зависимостей общего характера.

Методика исследования заключалась в том, что выбирались отдельные землетрясения, для которых собирались данные о первых вступлениях (P или P'), записанных на сейсмических станциях всего мира. (Все большее распространение получает также направление, связанное с изучением закономерностей появления сжатий и разрежений на какой-либо отдельной станции. Эти результаты, хотя и имеют определенное значение, при нашем современном уровне знаний интерпретируются с большим трудом.) Ценный краткий очерк этих исследований был недавно опубликован Байерли (Byerly, 1938), являющимся пионером в этой области с 1926 г. и установившим принципы и методы, используемые до настоящего времени.

ЯПОНИЯ

В Японии начало этим исследованиям было положено в работах Накано (1923 г.) и Матудзава (1925 г.). Наличие более 100 сейсмических станций, распределенных на относительно небольшой площади главных Японских островов, дает возможность получить записи на малых эпицентральных расстояниях в большем количестве, чем где бы то ни было. Однако малая ширина Японии по сравнению с ее длиной неблагоприятно влияет на равномерное распределение станций по азимуту, относительно возможных эпицентров землетрясений.

В большинстве хорошо изученных случаев глубоких и неглубоких толчков азимуты, в которых первые вступления регистрируются преимущественно как начальное сжатие или начальное разрежение, распределяются квадрантами, разделенными нодами линиями, как показано на фиг. 14-4. В Японии это распределение имеет обратный характер. А именно: если нодальные линии лежат в направлении двух главных тектонических простираний, скажем северо-западном и северо-восточном, начальное сжатие пре-

обладает в северном и южном квадрантах, а начальное разрежение в восточном и западном. Как упоминалось в главе 30, это будет соответствовать сжатию в широтном направлении и растяжению в меридиональном или тому и другому. Даже среди неглубоких толчков наблюдаются локальные и индивидуальные отклонения от этого правила соответственно сложности тектонического строения Японии. Глубокие толчки характеризуются еще большим усложнением, в том числе наличием окружности обращения между малыми и большими расстояниями. Хонда и Масацука (Honda, Masatuka, 1952, 1957) вводят дальнейшее обобщение, утверждая, что направление указанных сжимающих усилий в промежуточных и глубоких землетрясениях региона перпендикулярно простиранию эпицентральных зон.

ИССЛЕДОВАНИЯ В ОТТАВЕ; ПРЕОБЛАДАНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СМЕЩЕНИЙ

Наиболее обширная программа рассматриваемых исследований выполняется сейчас Государственной обсерваторией (Оттава), основными работниками которой являются Ходжсон и Шайдиггер. Последний, суммируя все современные данные, которые при картировании оказываются отрывочными по сравнению с огромной величиной неисследованной площади, отмечает, что подавляющее большинство хорошо записанных землетрясений характеризуется горизонтальными подвижками («продольными», то есть сдвигами по простиранию). Так как многие сильные землетрясения представляются слишком сложными или по другим причинам зарегистрированы недостаточно хорошо для такого анализа, этот вывод может означать только, что в случае начальных сдвигов получаются более пригодные для изучения записи.

Существенно, однако, что Гутенберг, изучая распределения сжатий и разрежений при главном землетрясении Керн-Каунти (Калифорния) 21 июля 1952 г., нашел удовлетворительное соответствие инструментальных данных с образованием взбросов, согласных с простиранием разлома Уайт-Волф и с падением 63° . Анализируя поперечные волны, он обнаружил признаки компоненты левостороннего сдвига. Таким образом, результирующие смещения блоков происходили примерно по меридиональной линии.

Использование инструментальных данных распределения сжатий и разрежений дает возможность определить простирание разлома с точностью до знака. Одно и то же их азимутальное распределение может быть вызвано правосторонним сдвигом по разлому северо-западного простирания или левосторонним сдвигом по разлому северо-восточного простирания. В Южной Америке, где основные структуры простираются примерно на северо-запад, наблюдения показывают, что сдвиг, параллельный этим простираниям, — правосторонний. Как отмечает Байерли, если эти условия распространены всюду, то они соответствуют движению континента на юго-восток относительно Тихого океана, то есть в том же направлении, куда, по видимому, смещается и Северная Америка. Но это противоречит требованиям механических теорий, согласно которым континенты должны двигаться от полюсов к экватору. Одним из землетрясений, сопровождавшихся, вероятно, правосторонним сдвигом, является толчок в Анкаше (Перу) 1946 г., который в предыдущей главе описан как землетрясение, показывающее вертикальное смещение и не имеющее никаких признаков горизонтальных подвижек (насколько это возможно было определить в открытой местности). Противо-

речие это в действительности не такое уж серьезное, каким оно кажется, если учесть, что многочисленные случаи сдвигов, описанные в предыдущих главах, устанавливались по признакам, которые просто можно было не заметить, не говоря уже о тех случаях, когда недвусмысленные геологические признаки сдвига пропусались при поспешных разведочных работах.

ИНДОНЕЗИЯ

Важные результаты опубликовал Ритсема (Ritsema, 1957) в Утрехте; позднее они были опубликованы Метеорологической и геофизической службой в Джакарте, Индонезия. Из всех Индонезийских землетрясений сравнительно небольшое число регистрируется на больших эпицентральных расстояниях так, чтобы их записи можно было подвергнуть анализу с целью изучения механизма начального смещения. К результатам, полученным Конингом, работающим в Амстердаме, для наиболее глубокого из известных сильных землетрясений (а именно 29 июня 1934 г. в море Флорес, с глубиной очага 720 км) Ритсема добавил данные о двух других толчках, глубина очагов которых превышает 600 км; один с эпицентром в Яванском море, другой — на Филиппинах. Данные интерпретации показывают, что во всех трех случаях землетрясения сопровождались вертикальными смещениями по плоскости, падающей под углом 55° под континент (на северо-запад — для толчков в морях Флорес и Яванском и на запад — для Филиппинского моря). Направление движения, таким образом, обратное тому, которого следует ожидать согласно простейшим теориям тектоники региона. Оно соответствует образованию не сброса, а нормального разлома, связанного с появлением растягивающих усилий (но не сжатий) в направлениях, перпендикулярных структурам. Ритсема нашел также, что большая часть глубоких землетрясений региона Тонга — Кермадек связана с появлением нормальных разломов. В более поздней работе Ритсема указывает на преобладание сдвигов для неглубоких землетрясений (но не для глубоких толчков) Индонезии (предварительное сообщение, Торонто, 1957 г.).

РАБОТЫ СОВЕТСКИХ УЧЕНЫХ

В Москве обширная программа исследования механизма землетрясений выполняется В. И. Кейлис-Бороком и А. В. Введенской. Они показали несостоятельность положений о точечном источнике и установили наличие при землетрясениях прогрессивного процесса образования разломов. Разработанный ими метод, в высшей степени систематизированный, базируется не только на знаках вступлений в волне P (сжатия или разрежения,) но также на направлении начального смещения в волне S и на отношении амплитуд волн P и S . Теоретически эти приемы дают возможность избежать неоднозначности интерпретации, с которой связано использование только сжатий и разрежений в волне P . Практически же требуется большая осторожность в обработке сейсмограмм¹. Разработанная методика применима как к близким, так и к удаленным землетрясениям.

¹ Недавние исследования Пресса на моделях в Пасадене показывают, что эффекты дифракции, возникающей благодаря конечной величине разлома, могут существенно исказить азимуты, в которых наблюдаются узлы волны S .

Как и в Оттаве, оказалось, что в большинстве случаев преобладают сдвиговые смещения. Систематическое изучение землетрясений северо-западных Тихоокеанских дуг, от южной Камчатки до Курильских островов и Японии, показало, что они часто связаны со сдвигами по разрывам, поперечным по отношению к дугам. К этому же типу относятся горизонтальные смещения по большому разлому Мино-Овари и, возможно, Фосса-Магна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время трудно прийти к какому-либо определенному выводу. Несмотря на самые серьезные попытки, еще слишком мало твердо установленных фактов для обобщений в мировом масштабе. Вокруг возможностей всех этих методов ведутся большие споры, но в общем нет оснований ожидать в ближайшем будущем получения каких-либо неожиданных результатов, пока нет еще достаточно примеров полного соответствия инструментальных данных с макросейсмическими.

ЛИТЕРАТУРА

- Материал главы 14 и литература к ней охватывают общий метод и исследования, основанные на анализе сейсмограмм отдельной станции. Литература, включенная в эту главу, относится специально к методу, основанному на корреляции начальных смещений на нескольких станциях для одного землетрясения. Следует также посмотреть литературу к статье Scheidegger, цитированной в главе 14.
- Kawasumi H. An historical sketch of the development of knowledge concerning the initial motion of an earthquake, *Publ. bureau central séismologique international* (1937), 15, Ser. A, 258—330. (Весьма основательная; содержит обширную библиографию.)
- Honda H., On the mechanism and the types of the seismograms of shallow earthquakes, *Geophys. Mag. (Tokyo)*, (1932), 5, 69—88.
- Honda H., On the types of the seismograms and the mechanism of deep earthquakes, *ibid.*, 301—326.
- Honda H., Notes on the mechanism of deep earthquake, *ibid.* (1933), 7, 257—267.
- Honda H., Masataka A., On the mechanism of the earthquakes and the stresses producing them in Japan and its vicinity, *Tôhoku Univ. Science Repts.* (Sendai), (1952), 4, Ser. 5, 41—60; (1957), 8, 186—205.
- Honda H., The mechanisms of the earthquakes, *ibid.* (1957), 9, Supplement, 1—46.
- Buerly P., The earthquake of July 6, 1934. Amplitudes and first motion, *BSSA* (1938), 28, 1—13.
- Buerly P., Nature of faulting as deduced from seismograms, *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 62 (1955), 75—86.
- Gutenberg B., The first motion in longitudinal and transverse waves of the main shock and the direction of slip, *Calif. Dept. Nat. Res., Div. Mines, Bull.*, 171 (1955), 165—170.
- Многие ценных работ по этому вопросу опубликовано Kawasumi, Honda, Wadati, Yosiwata и другими японскими авторами; некоторые из них цитированы в главе 19.
- Кейлис-Борок В. И. (ред.), Исследование механизма землетрясений, Тр. геофиз. ин-та, АН СССР (1957), № 40 (166).
- Keilis-Borok V. I., Methods and results of the investigations of earthquake mechanism (a brief information), *Publ. bureau central séismologique international* (1956), 19, Ser. A, 383—394.
- Введенская А. В., Об определении динамических параметров очагов землетрясений по наблюдениям удаленных станций, Докл. АН СССР (1951), 80, 591—594.
- Малиновская Л. Н., Методика определения механизма землетрясений. Тр. геофиз. ин-та АН СССР (1954), № 22 (149).
- Коган С. Л., К вопросу об изучении механизма глубоких землетрясений, Докл. АН СССР (1954), 99, 385—388.

- Hodgson J. H., Direction of faulting in some of the larger earthquakes of the Southwest Pacific, 1950—1954, Publ. Dominion Observatory, Ottawa (1956), 18, 171—216.
- Hodgson J. H., Direction of faulting in some of the larger earthquakes of the North Pacific, 1950—1953, *ibid.*, 219—252.
- Hodgson J. H., Nature of faulting in large earthquakes, *Bull. Geol. Soc. Amer.* (1957), 68, 611—644.
- McIntyre D. B., Christie J. M., Nature of the faulting in large earthquakes, *ibid.*, 645—652. (Критический разбор предыдущей работы.)
- Press F., Model study of elastic-wave radiation from faults, paper presented, Seismological Society of America, Los Angeles, April, 1957.
- Ritsemá A. R., Earthquake-generating stresses in southeast Asia, *BSSA* (1957) 47, 267—280.
-

Часть третья

ПРИЛОЖЕНИЯ

Хронология

Здесь перечислены только землетрясения, представляющие исключительный интерес. Подробности — в литературе приложения XVI (хронологическая библиография).

- 373 г. до н. э. Землетрясение в Греции.
- 132 г. н.э. Чжан-Хен, сейсмоскоп.
- 1556 г. Китайское землетрясение; по сообщениям погибло 830 000 человек.
- 1707 г., 28 октября. Великое Японское землетрясение.
- 1755 г., 1 ноября. Лиссабонское землетрясение.
- 1783 г., 5 февраля и позднее. Землетрясения в Калабрии (Италия); научные исследования в поле.
- 1819 г., 16 июня. Землетрясение в Кач (Индия); наблюдалось образование разломов (Аллах-Банд.)
- 1839 г. Лейель, первое издание *Основ геологии*.
- 1846 г. Мале, первая общая статья о землетрясениях.
- 1855 г. Крейл, один из первых сейсмографов.
24 января. Землетрясение в Новой Зеландии, наблюдалось образование разломов.
- 1857 г., 9 января. Землетрясение в Калифорнии (форт Техон); наблюдались сдвиговые смещения.
16 декабря. Землетрясение в Италии (бывшее Неаполитанское королевство); полевые исследования Мале.
- 1865 г. Начались сейсмические наблюдения в Манилле (Филиппинские острова) с помощью сейсмографов; сейсмографы установлены в 1881—1889 гг.
- 1872 г., 26 марта. Землетрясение в долине Оуэнс-Велли (Калифорния); наблюдались уступы и сдвиговые смещения.
- 1879 г. Группа английских ученых сконструировала в Японии сейсмографы.
- 1880 г. Организовано Сейсмологическое общество Японии (Seismological Society of Japan).
- 1883 г., 27 августа. Взрыв (вулканический.— *Ред.*) острова Кракатау.
- 1884 г. Разработана шкала интенсивности Росси-Форея. На Манилле основана сейсмическая служба.
- 1885 г. Релей, статья о теории «волн Релея».
- 1887 г. Фойгт, исследования по упругости кристаллов: определение термина тензор. Рудольф, первая статья по морзрясениям. Основаны сейсмические станции в Калифорнии, в Беркли и в обсерватории Лик.

- 1883 г. Зюсс, «Лик Земли». 1 сентября. Землетрясение Амури (Новая Зеландия); сдвиговые подвижки, смещения оград.
- 1889 г., 18 апреля. Первое выделение удаленного толчка на сейсмограмме.
- 1891 г. 28 октября. Землетрясение Мино-Овари (Япония); большие сдвиговые и сбросовые подвижки.
- 1892 г. Основан японский Государственный сейсмологический комитет (Japanese Imperial Earthquake Investigation Committee). 17 мая. Землетрясение на Суматре; сдвиговые смещения, выявленные триангуляцией.
- 1894 г. Вицентини в Италии (Падуа) и Милн в Англии разработали новые сейсмографы.
- 1896 г. Основан Сейсмологический комитет при Британской ассоциации научного прогресса (British Association for the Advancement of Science).
- 1897 г., 12 июня. Великое землетрясение в Ассаме (Индия); исследования Олдема.
- 1898 г. Омори сконструировал в Токио сейсмограф. В Веллингтоне (Новая Зеландия) и Батавии (Ява) начали работать станции с приборами Милна.
- 1899 г. Уравнения Нотта, определяющие коэффициенты отражения и преломления упругих волн. 3 и 10 сентября. Катастрофические землетрясения на Аляске; поднятия до 47 футов.
- 1901 г. Астатический сейсмограф, сконструированный Вихертом. В Гёттингене основан Геофизический институт. Начали выходить: *Gerlands Beitrage zur Geophysik*.
- 1903 г. Основана Международная сейсмологическая ассоциация (International Seismological Association).
- 1904 г. Начала работать сейсмическая станция в Упсале (Швеция).
- 1906 г. Голицын (Россия) сконструировал электромагнитный сейсмограф. Штраубель и Эппенштейн (Германия) установили в Йене вертикальный сейсмограф своей конструкции. 21 января. Крупное землетрясение с глубоким очагом в Японии. 31 января. Катастрофическое землетрясение в Колумбии и Эквадоре. 18 апреля. Калифорнийское землетрясение; сдвиговые смещения на большом протяжении; данные повторной триангуляции привели к созданию теории упругой отдачи (Рид из Университета Джона Гопкинса).
- 1907 г. Сейсмограф конструкции Маинка (Страсбург, Франция). Первая из серии гёттингенских статей *Über Erdbebenwellen*.
- 1908 г., 30 июня. Падение Тунгусского метеорита.
- 1909 г. Основана сейсмическая станция в Ривервью (Австралия). 8 октября. Землетрясение в Загребе (Хорватия); открытие Мохорвичичем границы у подошвы земной коры.
- 1910 г. Новая аппаратура в Беркли.
- 1911 г. Основано Сейсмологическое общество Америки; начал выходить его «Бюллетень» (BSSA). Новые приборы на станции обсерватории Лик. Голицын сконструировал в России вертикальный сейсмограф. Создана теория волн Лява (Англия). 16 ноября. Землетрясение в южной Германии.
- 1913 г. Основана станция в Ла-Пас (Боливия). Гутенберг определил в Гёттингене радиус земного ядра.

- 1915 г. Ж. Ж. Шоу (Англия) разработал сейсмограф Милна — Шоу.
- 1918 г. Первый год, по которому вышла *Международная сейсмологическая сводка* (International Seismological Summary).
- 1919 г. Посмертно опубликованы уравнения Цёппригца для коэффициентов отражения и преломления упругих волн.
- 1921 г. При Институте Карнеги в Вашингтоне созданы Консультативный комитет по сейсмологии (Advisory Committee in Seismology).
21 сентября. Взрыв в Оппау (Германия).
- 1922 г. Установлены изменения в вариации широты и других геофизических параметрах. Начали выходить *Geophysical Supplements to Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*.
Тернер (Оксфорд, Англия) открыл глубокофокусные землетрясения.
- 1923 г. Зибберг, *Erdbebenkunde*.
Январь. В Пасадене началась регулярная регистрация крутильными сейсмометрами Вуда — Андерсона.
1 сентября. Великое Японское землетрясение (Канто); разрушения в Токио и Иокогаме. В связи с этим в Токио создан Институт исследования землетрясений (Earthquake Research Institute).
- 1924 г. Джеффрис, «Земля», первое издание; Монтегн-де-Баллор, *Geologie sismologique*. В СССР получил распространение крутильный сейсмограф Никифорова.
- 1925 г. Организована Сейсмологическая ассоциация иезуитов, с центром в Сент-Луис (США). Сейсмические работы переданы из Бюро Погоды в Береговую и геодезическую службу США.
29 июня. Землетрясение Санта-Барбара.
- 1926 г. Начал выходить *Geophysical Magazine* (Токио). Создано отделение по Землетрясениям при Тихоокеанском бюро страхования от пожаров (Pacific Board of Fire Underwriters).
- 1927 г. В Пасадене (Калифорния) стала работать Сейсмологическая лаборатория.
7 марта. Землетрясение Танго (Япония) тщательно исследовано; две линии разлома.
- 1928 г. К. Вадати, статья о неглубоких и глубоких землетрясениях.
- 1929 г. Начал выходить *Handbuch der Geophysik*.
Веннер (из Бюро стандартов в Вашингтоне) разработал новый электромагнитный сейсмограф.
17 июня. Землетрясение в Новой Зеландии; в связи с этим развитие в Новой Зеландии сейсмологии.
- 1931 г. Бениофф сконструировал в Пасадене сейсмометр с переменным магнитным сопротивлением.
- 1932 г. Бениофф сконструировал измеритель деформаций. Береговая и геодезическая служба США начала осуществлять программу регистрации сильных колебаний в Калифорнии.
- 1933 г., 3 марта (дата японская)¹. Катастрофическое землетрясение и цунами на Санрику.
10 марта (дата местная). Землетрясение Лонг-Бич в Калифорнии; в связи с этим местным законодательством издан Полевой акт, регламентирующий строительство школьных зданий.
- 1934 г. В Пасадене открыты фаза $P' P'$ и сходные волны.
- 1935 г. Опубликована шкала магнитуд.

¹ По местному времени США — 2 марта. — Прим. ред.

- 1936 г. Леман (Копенгаген) высказала предположение, что существует внутреннее ядро.
- 1937 г. Основан Национальный геофизический институт (Istituto Nazionale di Geofisica) с центром в Риме.
- 1939 г., 27 декабря. Разрушительное землетрясение в Турции, первый из серии толчков, связанных с образованием разлома.
- 1940 г. Лайнхен (Уэстон, штат Массачусетс) описал и ввел обозначение для фазы *T*.
18 мая. Землетрясение в долине Импириал (Калифорния -- Мексика); сдвиговые подвижки.
- 1944 г. Начали выходить *Annales de Géophysique* (Франция).
- 1946 г., 1 апреля. Алеутское цунами, разрушительное на Гавайских островах; в связи с ним создана служба оповещения цунами.
24 июля. Испытание атомной бомбы в Бикини; *P*-волны регистрировались удаленными станциями.
- 1947 г., 18 апреля. Взрыв на острове Гельголанд (Северное море).
- 1948 г. Статья Уиттена (Береговая и геодезическая служба США) о непрерывных горизонтальных смещениях в Калифорнии.
- 1949 г. Начали выходить *Annali di Geofisica* (Италия).
6 августа. Большой взрыв в карьере Корона (Калифорния).
- 1950 г., 15 августа. Катастрофическое землетрясение в Тибете и Ассаме.
- 1951 г. Бениофф составил в Пасадене кривые высвобождения деформаций.
- 1952 г. Юинг и Пресс (Колумбийский университет, Нью-Йорк) открыли фазу *Lg*.
21 июля. Катастрофическое землетрясение Керн-Каунти (Калифорния).
- 1953 г. Калои в Риме (и независимо от него Юинг и Пресс) открыл фазы *Pa* и *Sa*.
- 1954 г., 29 марта. Землетрясение с очагом на глубине 640 км в Испании.
16 декабря. Крупное землетрясение в штате Невада; большие и протяженные разломы.
- 1957 г., 1 июля — 1958 г., 31 декабря. Международный геофизический год.

ПРИЛОЖЕНИЕ III

Сейсмостойкие сооружения

Эти заметки могут помочь студенту инженерного профиля, но он при любых условиях должен советоваться со специалистами в своей области.

Проектирование крупных сейсмостойких зданий — очень ответственное дело для инженера-строителя. Для широкой публики и сейсмолога-исследователя это имеет явно меньшее значение, так как по отношению к большинству сооружений прошлого и настоящего времени подобные проблемы не возникают. Споры, ведущиеся по поводу сейсмостойкого строительства, часто используют определенные круги, заинтересованные в том, чтобы завуалировать неотложную необходимость в надлежащих строительных нормах и в правильном укреплении обычных сооружений, что обеспечило бы их безопасность. В этих кругах говорят, что сами инженеры не могут договориться о том, что же такое безопасное сооружение, так

что инструкции якобы бесполезны. Но это чудовищное искажение; опыт неоднократно подтверждал эффективность простого правила принимать меры предосторожности против горизонтальных ускорений в $0,1 g$ или несколько выше (глава 8).

Разногласия были порождены наблюдениями Милна. Во время своего пребывания в Японии он был поражен тем, что при умеренных землетрясениях сильно изгибаются, а затем вновь распрямляются обычные легкие японские постройки (правда, при сильных сотрясениях они часто непоправимо разрушались). Мысль о гибкости (*flexibility*) — в противоположность жесткости — как об основе надежного проектирования, просуществовала более 70 лет. После Токийского землетрясения 1923 г. большинство инженеров — японских и иностранных — сочли удовлетворительными результаты проектирования, исходящего из принципа жесткой массы, устойчивой к горизонтальным ускорениям примерно в $0,1 g$. Тем не менее отдельные фанатики заходили так далеко, что отстаивали максимальную гибкость, хотя ни теория, ни непредвзятая оценка повреждений не подтверждали их заявлений. С другой стороны, для высоких сооружений большая жесткость недостижима, и при тщательном проектировании необходимо учитывать гибкость даже самого жесткого десятиэтажного здания (прочного, из железобетона, без окон).

Гибкость и жесткость — это, конечно, искусственно созданные крайности. В своей основе обеспечение сейсмостойкости — задача не на статическое равновесие, а динамическая. Теоретически она требует динамических расчетов. Некоторые авторы подчеркивают то обстоятельство, что будто бы подобные расчеты опровергают статическое проектирование. Непосредственное применение динамического анализа затруднительно даже в теории и вряд ли достижимо при существующих методах. Фактически при проектировании рассматриваются статические силы с поправками, учитывающими динамические свойства сооружения. Даже большие и высокие здания, проектировавшиеся на такой статической основе, неоднократно доказали свою сейсмостойкость. Претензии к статическому проектированию небольших сооружений либо представляют софистику, либо продиктованы посторонними соображениями. Цитируем Хауснера:

Во время землетрясения сооружение вовлекается в более или менее интенсивные колебания, причем вызванные ими напряжения зависят как от движений грунта, так и от физических свойств сооружения. Эти условия определяют столь сложную динамическую задачу, что точный анализ возникающих напряжений не представляется возможным, в частности, потому, что нельзя точно ни предсказать характер движений грунта при будущих землетрясениях, ни рассчитать физические свойства сооружения до того, как оно выстроено. Существующие методы проектирования используют скорее статический, чем динамический подход и исходят из того, что сооружение должно противостоять определенным статическим горизонтальным силам. При этом статические горизонтальные силы задаются такими, чтобы вызванные ими напряжения имели величину того же порядка, что и максимальные динамические напряжения, которые, как показывает опыт, можно ожидать при землетрясении. Ввиду сложности проблемы колебаний и множества факторов, влияющих на динамическое поведение сооружения, невозможно с определенностью указать надлежащее значение статической нагрузки, которое следовало бы использовать во всех случаях. Поэтому нагрузки, указываемые существующими методами расчета, следует считать приближенными значениями, которые будут улучшаться по мере расширения наших знаний.

Студенты, хорошо подготовленные в области теоретической физики, порой изумляются тем крайним упрощениям, которые оказываются необходимыми для достижения успеха при решении этой задачи. Многие инженерные дискуссии, теоретические статьи и большая часть ценных экспе-

риментальных работ опираются на столь искусственное основание, как наше уравнение (10) в главе 15, соответствующее вынужденным колебаниям затухающего маятника. С этим связаны три главных допущения.

1. Деформации малы и находятся в пределах упругости, так что применим закон Гука.

2. Сооружение можно рассматривать как систему отдельных одномерных элементов, которые реагируют на возмущение независимо друг от друга.

3. Энергия приурочена главным образом к гармонике с наименьшей частотой, с которой способно колебаться сооружение; ее называют основной частотой.

К счастью, как теоретические, так и экспериментальные данные показывают, что эти допущения в основном приемлемы; без них обойтись было бы трудно. Критик, конечно, мог бы подчеркнуть ограниченное значение подобных проектов. Однако на это можно сказать, что любой проект, на ненадежность которого укажет даже сравнительно простая методика, все равно должен быть отвергнут. Таким образом, если мы выявим возможность опасно больших колебаний, хотя бы и допустив применимость закона Гука, то возражение, что на самом деле при землетрясении предел упругости может быть превзойден, бьет мимо цели — ведь так оно и должно быть, когда сооружение действительно повреждается.

Допущение (2) сопряжено с теоретическими трудностями. Легко представить сравнительно простую и монолитную механическую систему, то есть такую, движения которой нельзя считать состоящими из двух или более независимых колебаний. Допущение о разделяемости элементов может не выдерживаться даже приблизительно, если возбуждение системы велико и возникающие колебания полностью отличаются по своему характеру от низшей или основной гармоник. Это ясно показывают опыты с вибрацией толстых плит. Фактическое поведение больших инженерных сооружений обычно проверяется лишь при слабых колебаниях, когда возбуждение мало, что создает большую возможность для появления неблагоприятной критики.

Допущение (3) не отражает общего физического закона. Оно теоретически справедливо, когда основная энергия возмущающих колебаний приурочена к частотам, близким к основной частоте колебания сооружения (или несколько меньшим), и когда условия благоприятствуют возбуждению основной гармоник колебаний. Поскольку возмущение при землетрясениях носит случайный характер и ему свойственна большая энергия на сравнительно низких частотах, то это допущение, как правило, подтверждается. Однако проект должен учитывать возможность более или менее внезапного возбуждения какой-либо высокой гармоник, достигающей опасной интенсивности. Форма такой высокой гармоник, как только что отмечалось, может полностью отличаться от формы основной.

По необходимости испытания в основном проводят с мелкими моделями. В соответствии с принципом подобия модели строят из другого материала либо из сходного материала с более слабыми связующими элементами (по сравнению с большим сооружением, которому соответствует модель). Расчеты при моделировании обязательно основаны на законе Гука и исходят из упрощенного типа связи между элементами (в частности, предполагается независимость их колебаний).

Все эти вопросы хорошо понимаются и четко формулируются людьми, работа которых действительно продвигает вперед наши знания в данной области. Зато другие иногда подхватывают готовые результаты и используют

их за пределами их применимости с такой наивностью, которая может привести к выводам, прямо противоположным тем, которые явно следуют из имеющихся данных.

Иногда случается, что сооружение деформируется в месте, где произошла неожиданная перегрузка и это изменяет механическую характеристику всего целого. Причина здесь — неверное проектирование, но ошибка может и не быть столь очевидной. Сказанное имеет значение для оценки надежности такого здания, какое уже было слегка повреждено.

Надежные испытания моделей должны быть хорошо увязаны с данными приборов (подобных используемым Береговой и геодезической службой США), регистрирующих колебания грунта при землетрясениях. Упрощенные утверждения о преобладающих периодах и ожидаемых ускорениях легко становятся общепринятыми, хотя сейсмограммы приборов для сильных движений указывают на распределение периодов в широком интервале — по крайней мере от 0,05 до 2 сек. (См. главы 3 и 8. Подробный анализ выполнен в основном Ньюманом и Хауснером с сотрудниками.) Тот факт, что пиковое увеличение большинства сейсмографов находится близ собственного периода их маятника, приводит к чисто сейсмологическим ошибкам. Вполне вероятно, что колебания с этим периодом будут на сейсмограмме максимальны, и об амплитуде этого максимума могут сообщить как об амплитуде максимальных колебаний грунта, в то время как запись того же возмущения прибором с иными параметрами может иметь вид, казавшийся бы соответствующий совсем иным амплитудам и ускорениям грунта.

Регистрация сильных колебаний позволила проверить приемлемость допущения (3) более непосредственно. Один из наиболее ясных и ранних примеров — это здание банка в Сан-Хосе (Калифорния). Когда оно строилось, партия Береговой и геодезической службы неоднократно определяла его основной период с помощью вибромашины. По завершении строительства у фундамента и на верхнем этаже были составлены установки для записи сильных колебаний. Вскоре после этого (30 декабря 1934 г.) произошло сильное местное землетрясение. Записи колебаний ясно показали, что возбуждается тот же основной период, который был замерен раньше. Это подтвердили и многие последующие наблюдения.

Испытания, проводимые с помощью вибромашин, имеют значение для оценки надежности существующих зданий, а также при проектировании. Такие испытания обычно ограничиваются возбуждением слабых и безопасных для здания колебаний. Редким исключением является испытание, проведенное Хауснером с железобетонным складским зданием, предназначенным на слом. Одним из интересных результатов было низкое собственное затухание здания; в связи с этим было предложено при проектировании подобных сооружений обеспечивать затухание, которое ослабляло бы их колебания.

Модели и небольшие сооружения теперь строят, устанавливая там аппаратуру для записи деформаций, могущих возникнуть во время настоящего землетрясения. Это дает результаты скорее в высокосейсмичном районе, подобном Японии, чем в таком районе умеренной сейсмичности, как Калифорния.

Осторожные авторы при проектировании сооружений не пользуются выражениями «несгораемое» или «антисейсмичное», они говорят «сейсмостойкое» и «огнестойкое». И в самом деле, было бы чрезвычайно трудно спроектировать сколько-нибудь значительное сооружение, которое не было

бы разрушено при XII баллах. К счастью, сотрясения максимальной известной нам силы, вероятно, возникают лишь при немногих величайших землетрясениях и при исключительных условиях грунта. Хорошее сооружение останется при VIII баллах неповрежденным, а при IX, если и потерпит ущерб, то незначительный. Проектирование на X баллов шкалы М. М., когда допускаются ускорения порядка $0,7g$ и смещения грунта с амплитудой (длиннопериодных волн) порядка одной трети метра, представляет задачу, которую можно решить только приблизительно.

Перенаселение столичных центров приводит к появлению высоких зданий типа небоскребов высотой в двадцать этажей и более. *По личному мнению автора, такие сооружения просто нельзя строить* там, где бывают сильные землетрясения¹, если только здание не стоит на самых прочных породах (предпочтительно на гранитных и, безусловно, не на песках или рыхлых отложениях). Несомненно, что сооружение такого типа, которое возводят по лучшим проектам из лучших материалов и планы и спецификации которого строго проверяются, не обрушится и не превратится в кучу разрозненных обломков, как это случилось с кладкой в Шиллонге в 1897 г. и с неармированными кирпичными сооружениями в Комптоне и Лонг-Биче в 1933 г. Однако такое здание может настолько утратить устойчивость, что для обеспечения безопасности единственно правильным будет пустить его на слом. Даже при ингенсивности IX следует ожидать серьезного разрушения внутри и особенно повреждения таких неконструктивных элементов, как перегородки.

Здесь мы касаемся момента, который частично определяет отношение страховых организаций к спорному вопросу о жесткости и гибкости. Сооружение, которое под действием землетрясения будет заметно деформироваться, можно, вероятно, спроектировать так, чтобы внутренние напряжения, возникшие в его остове, оказались меньше, чем в более жесткой конструкции. Однако при деформации могут быть повреждены внутренние помещения и неконструктивные элементы (такие, как легкие перегородки и оштукатуренные стены), с чем будет связан сравнительно большой материальный ущерб. Вспомните заметки из отчета 1952 г. о повреждениях зданий в Лос-Анжелесе, процитированные в главе 8.

Жесткие конструкции представляются единственно логичными, когда их сооружают на действительно рыхлом основании. Жестко скрепленная, подобная ящику постройка выдержит большие деформации и дифференциальное оседание своего основания; самый серьезный ущерб будет, вероятно, обусловлен наклоном — отклонением от вертикали. Примером может служить фабрика Проктера и Гембла, выстроенная на чрезвычайно рыхлом грунте близ Лонг-Бича; ее постройки при землетрясении 1933 г. практически не пострадали.

Что касается общего принципа проектирования, то все согласны со следующим: сооружение не должно состоять из секций соединенных или соприкасающихся, которые не реагировали бы на сотрясения как единое целое; иными словами, на контактах не должно возникать напряжений, которых не было бы, если бы секции реагировали независимо. Кроме того, проект не должен содержать второстепенных элементов, таких, как парапеты или архитектурные украшения, которые не были бы должным образом укреплены и могли бы во время землетрясения упасть на землю.

¹ Правила сейсмостойкого строительства в СССР действительно запрещают строительство особо ответственных и крупных зданий в девятибалльной зоне. — *Прим. ред.*

ЛИТЕРАТУРА

Необходимо ознакомиться с литературой, указанной в конце главы 8. Хауснер цитируется по Housner G. W., The design of structures to resist earthquakes, Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, *Bull.* 171, 271—277. Безусловно, стоит прочесть и всю статью. Смотри также:

- Hudson D. E., Housner G. W., Structural vibrations produced by ground motion, *Proc. Am. Soc. Civil Engrs.* (1955), 81, Paper 816.
 Alford J. L., Housner G. W., A dynamic test of a four-story reinforced concrete building, *BSSA* (1953), 43, 7—16.
 Engle H. M. Earthquake provisions in building codes, *ibid.* (1953), 43, 233—237.
 Duke C. M., Brisbane R. A., Earthquake strain measurements in a reinforced concrete building, *ibid.* (1955), 45, 83—92.
Proc. World Conference on Earthquake engineering, Berkeley, California, June 1956, San Francisco, 1956.

ПРИЛОЖЕНИЕ III*Шкалы интенсивности; замечания
и дополнения**Шкала Росси—Фореля*

Ниже приводится шкала Росси—Фореля (R. F.) в ее наиболее распространенной форме:

I. *Микросейсмический толчок.* Регистрируется только одним сейсмографом или однопипными сейсмографами, но не сейсмографами разных типов; толчок ощущает опытный наблюдатель.

II. *Чрезвычайно слабый толчок.* Регистрируется несколькими сейсмографами разного типа; ощущают немногие люди, находящиеся в покое.

III. *Очень слабый толчок.* Ощущают некоторые находящиеся в покое люди; достаточно силен, чтобы заметить его направленность и длительность.

IV. *Слабый толчок.* Ощущают идущие люди; смещения незакрепленных предметов, дверей, окон; трещины на потолках.

V. *Толчок умеренной интенсивности.* Ощущают, как правило, все; смещается мебель, кровати и т.п., звонят некоторые колокола.

VI. *Довольно сильный толчок.* Повсюду пробуждаются спящие; звонят колокола; качаются люстры; останавливаются часы; заметно шевелятся деревья и кустарники; некоторые испуганные люди покидают свои жилища.

VII. *Сильный толчок.* Опрокидываются незакрепленные предметы; обваливается штукатурка; звонят церковные колокола; общая паника, но здания не повреждаются.

VIII. *Очень сильный толчок.* Падают дымоходы; трещины в стенах зданий.

IX. *Чрезвычайно сильный толчок.* Частичное или полное разрушение некоторых зданий.

X. *Толчок предельной интенсивности.* Большая катастрофа; развалины; нарушения залегания слоев, расщелины в грунте, обвалы в горах.

В описании балла I указание на сейсмографы разного типа без уточнения их характеристики является даже более неудовлетворительным, чем указание шкалы М. М. на повреждения разного типа построек, без должного их

описания. Средние баллы шкалы были несколько передвинуты на основе позднейших наблюдений. В балле X R. F. беспорядочно нагромождены все проявления высоких интенсивностей, которые позднее были разделены. Соответствие между двумя шкалами следующее:

M. M.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X—XII
R. F.	I	I—II	III	IV—V	V—VI	VI—VII	VIII—	VIII +	IX +	X
								до IX—		

Замечания по шкале M. M. 1931 г.

В главе 11 приводятся некоторые критические замечания об одновременном использовании длиннопериодных и короткопериодных колебаний, а также о введении в шкалу первичных проявлений, таких, как разломы, наряду со вторичными проявлениями сотрясений.

О IV балле в первоначальном сокращенном варианте шкалы было сказано: «Ощущение, будто тяжелый грузовик наехал на здание». Это преувеличенное ощущение фактически должно соответствовать VI баллам.

При балле IX автор добавил: «Повсеместные повреждения фундамента». Подобные повреждения очень характерны, примером служат явления на насыщенном грунте в Сан-Франциско в 1906 г.

При балле IX опущено выражение: «Возникают волны на море». Это указывает скорее на магнитуду, чем на интенсивность, но все детали подвержены большим изменениям (глава 9).

При балле XII выпущено: «Волны, видимые на поверхности грунта». Жаль, что эти слова включены в шкалу 1931 г. В качестве критерия большой интенсивности подобные сообщения даже хуже, чем бесполезны, так как, по-видимому, надежные данные этого рода поступают из местностей, где интенсивность может быть VI балла или даже меньше (глава 10).

Многих забот стоило автору ввести в шкалу выражения: кладка А, В, С, D. Серьезным камнем преткновения были в шкале 1931 г. характеристики «слегка повреждается» и «серьезно повреждается» (соответственно при баллах VIII и IX), относимые к кладке «специально предназначенной противостоять землетрясению». Если это означает кладку типа А, то баллы VIII и IX соответствовали бы гораздо более сильным сотрясениям, чем это следует из остальных критериев для этих баллов. Выражения, породившие путаницу, появились в переводе улучшенного варианта шкалы Меркалли, данного Зибергом. Зиберг так характеризует интенсивность VIII¹:

Домам европейского типа даже прочной конструкции повсеместно наносят большой ущерб зияющие трещины в кладке... В кирпичных зданиях, устойчивых к землетрясениям (как в Японии и т. п.), повреждения уже незначительны: появляются трещины, обваливается наружная штукатурка и т. д. (можно сравнить с воздействием на дома европейского типа при VII баллах) (A. Sieberg, Erdbebenkunde, Jena, 1923, 103).

Эта цитата, а также указания в других его работах, говорят о том, что мысль Зиберга о кладке, «специально предназначенной противостоять землетрясению», представляет отголосок первого восторженного описания японских зданий у Мале (это описание было дано еще до наблюдения над

¹ Здесь автор сопоставляет немецкий оригинал с английским переводом, но для уяснения его мысли достаточно перевести на русский язык только немецкий текст. — *Прим. ред.*

Деревья, кустарники колебались слабо, умеренно, сильно
 Сместались небольшие предметы, мебель
 Опрокидывались вазы и т. п., небольшие предметы, мебель
 Трещины в штукатурке, окнах, стенах, дымоходах, грунте
 Падали безделушки, книги, картины, штукатурка, стены
 Ломались, посуда, окна, мебель
 Поворачивались, падали дымоходы, колонны, памятники
 Повреждения отсутствуют, слабы, существенны, велики, охватывают все
 сооружения из дерева, кирпича, камня, бетона

Примечания:

Подпись
 Адрес

Будут ценны любые дополнительные сведения. Запишите их на другой листок и прикрепите к этому бланку.

ПРИЛОЖЕНИЕ IV

Упругость и распространение волн; доказательства и дополнения

Ниже следуют дополнительные сведения по некоторым вопросам теории, пропущенным в главе 16. Хотя они и не необходимы для понимания этой главы, они могут помочь добросовестному студенту или преподавателю заполнить пробелы в их знаниях. Читатель с хорошей математической подготовкой заметит недостаток в отсутствии таких деталей, как наличие доказательств и исследование приложимости. Все это приводится в руководствах, указанных в конце главы 16. Сейсмолог-практик обычно сталкивается с серьезными трудностями, лишь когда в физические условия задачи необходимо ввести разрывную границу (правда, в природе не существует разрывов в математическом понимании слова, но они иногда существенны для теории).

Симметрия компонент напряжения

Рассмотрим среду с постоянными напряжениями, когда значения компонент X_x , X_y и т. д. повсюду постоянны. Выделим куб с ребрами произвольной длины L , центром в начале координат и гранями, перпендикулярными к осям. Силы, действующие на грани куба в направлении окружающей среды, определяются произведением компонент напряжения на L^2 . Можно считать, что эти силы приложены к центрам шести граней. Компоненты сил на грани, секущей положительную ось X , равны $L^2 (X_x, Y_x, Z_x)$; соответствующие компоненты на грани, секущей отрицательную ось X , равны $L^2 (-X_x, -Y_x, -Z_x)$. Аналогичны компоненты для других граней куба.

Для равновесия требуется, чтобы сумма моментов сил относительно осей была равна нулю. Рассмотрим моменты относительно оси Z . Этой оси параллельны компоненты, пропорциональные Z_x, Z_y, Z_z , и их моменты равны нулю; компоненты, пропорциональные X_x и Y_y , проходят через начало

координат и поэтому их моменты также равны нулю. Сумма остающихся моментов равна $L^3 (Y_x - X_y)$. Следовательно, при равновесии $Y_x = X_y$, беря моменты относительно других осей, аналогично получаем $Z_x = X_z$ и $Z_y = Y_z$.

Рассматривая процесс перехода L к очень малой величине, можно показать, что эти же соотношения определяют равновесие и при непрерывном изменении напряжений от точки к точке.

Уравнения движения под действием упругих сил

Выделим небольшой куб с ребром L внутри упругого твердого тела, которое было деформировано, оставлено в напряженном состоянии до наступления равновесия, а затем вновь освобождено. Так как при равновесии моменты сил относительно осей координат равны нулю, то $X_y = Y_x$ и т. д. Это остается справедливым, пока не приложены новые силы; наш малый куб не будет вращаться, хотя вообще он должен перемещаться.

Силы, стремящиеся сместить куб, можно считать приложенными к центрам его граней; они равны произведению компонент напряжений на L^2 . На шесть граней действуют следующие силы, параллельные оси X : $-X_x L^2$, $-X_y L^2$, $-X_z L^2$, $[X_x + L(\partial X_x / \partial x)]L^2$, $[X_y + L(\partial X_y / \partial y)]L^2$, $[X_z + L(\partial X_z / \partial z)]L^2$. Заметим, что у центров двух граней, на которых мы рассматриваем компоненту X_y , координаты x и z совпадают и различна только координата y . Аналогично обстоит дело и с компонентой X_z . Складывая все компоненты, получаем, что полная сила, действующая параллельно оси X , равна:

$$\left(\frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z} \right) L^3.$$

Ускорение в том же направлении равно $\partial^2 u / \partial t^2$; если средняя плотность куба равна ρ , то мы получаем;

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z} \quad (1a)$$

и два аналогичных уравнения для компонент Y и Z .

Далее можно использовать симметрию между компонентами напряжений.

Главные оси напряжений

Что происходит с компонентами напряжений при повороте осей координат, было уже проиллюстрировано уравнениями (1a) и (1б) главы 16. Эти уравнения (и аналогичные им, которые легко получить, меняя индексы координат) следуют непосредственно из определения компонент напряжения. Обычно (в монографиях, подобных работе Лява) их выводят, рассматривая равновесие тетраэдра, три грани которого образуют координатные плоскости и пересекаются в начале координат, а четвертая — перпендикулярна к новой оси X' .

Мы приведем девять уравнений к шести, используя симметрию компонент напряжения, а затем выясним, при каких условиях в новой системе координат выполняется: $X'y' = X'z' = Y'z' = 0$. Это даст нам три уравнения для

определения направляющих косинусов новых осей по отношению к старым. Всего таких косинусов девять, но не все они независимы. И в самом деле, независимыми могут быть лишь три из них, так как трех чисел достаточно, чтобы определить ориентировку новых осей относительно старых. Таким образом, фактически у нас есть три уравнения для трех неизвестных величин, и решение всегда возможно. Заданные значения компонент напряжения в некоторой системе координат, как правило, определяют единственное положение для главных осей (кажущаяся неоднозначность решения обусловлена тем обстоятельством, что любую из главных осей можно назвать X' , и любую из двух оставшихся Y' , и, таким образом, формально у нас будет шесть возможностей выбора). Решение может оказаться не единственным, если напряжения распределены симметрично. Так, когда полная система напряжений представляет равномерное («гидростатическое») сжатие, напряжения Xy , Xz , Yz обращаются в нуль независимо от выбора осей, и три любые перпендикулярные оси представляют главные оси. Для этого требуется, чтобы $Xx = Yy = Zz$, что становится затем справедливым при любом выборе осей, и тогда всегда верно, что $Xy = Xz = Yz = 0$.

Главные оси деформаций

Формулу для изменения компонент деформации при повороте осей вывести просто. Как и в главе 16, допустим, что a , b и c будут косинусами углов между новой осью x' и старыми осями x , y , z .

Тогда

$$x' = ax + by + cz \quad (1б)$$

и

$$u' = au + bv + cw, \quad (1в)$$

следовательно, имеем
$$\frac{\partial u'}{\partial x} = a \frac{\partial u}{\partial x} + b \frac{\partial v}{\partial x} + c \frac{\partial w}{\partial x} \quad (1г)$$

и аналогичные соотношения для $\partial u'/\partial y$ и $\partial u'/\partial z$. Из (1б)

$$\frac{\partial x'}{\partial x} = a \quad \frac{\partial x'}{\partial y} = b \quad \frac{\partial x'}{\partial z} = c. \quad (1д)$$

Учитывая, что (1б) и аналогичные уравнения соответствуют повороту без растяжения, и рассматривая обратное преобразование, «легко найти», что

$$\frac{\partial x}{\partial x'} = a \quad \frac{\partial y}{\partial x'} = b \quad \frac{\partial z}{\partial x'} = c. \quad (1е)$$

Исходя из определения $e_{x'x'}$ и беря частную производную, получаем:

$$e_{x'x'} = \frac{\partial u'}{\partial x'} = \frac{\partial u'}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial x'} + \frac{\partial u'}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial x'} + \frac{\partial u'}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x'}. \quad (1ж)$$

Мы можем теперь подставить сюда значения производных из (1г) и двух аналогичных соотношений, а также из выражений (1е). Приводя затем подобные члены и используя определение компонент деформаций, получаем, что

$$e_{x'x'} = a^2 e_{xx} + b^2 e_{yy} + c^2 e_{zz} + ab e_{xy} + ac e_{xz} + bc e_{yz}. \quad (1з)$$

Таким же образом получаются аналогичные выражения для других преобразованных компонент деформации. От преобразованных компонент напряжения эти формулы отличаются только отсутствием множителя 2 в некоторых членах; это различие можно устранить; соответственно изменив определение.

Ввиду аналогичного характера уравнений главные оси деформаций можно найти точно так же, как и в случае напряжений. Как следует из уравнений (4) главы 16, в однородном изотропном теле, для которого справедлив обобщенный закон Гука, главные оси напряжений и деформаций повсюду совпадают. Этими уравнениями или их более общей линейной формой, соответствующей неанізотропному (аэлотропному) случаю, можно воспользоваться, чтобы вывести из уравнений преобразования компонент деформации соответствующие уравнения для напряжений; но здесь необходимо задаваться обобщенным законом Гука, тогда как вывод преобразование компонент напряжений непосредственно из условий равновесия обходятся без этого.

Приведенные уравнения движения

Уравнения для малых смещений в однородном изотропном упругом теле обычно приводят в той форме, которая получается из первоначальной формы уравнений движения [то есть из уравнения (2а) главы 16 или (1а) в этом приложении] после подстановки туда уравнений равновесия (4) из главы 16 и последующей замены компонент деформации производными смещений. Упрощая полученные уравнения, нужно только помнить, что изменение порядка дифференцирования по любым двум из переменных x , y , z не изменяет значения частной производной. Упругие коэффициенты λ и μ считаются постоянными (поскольку среда однородна) и поэтому не дифференцируются. Если желательно учесть непосредственно неоднородность, то сразу появляется целая группа дополнительных членов, и результат тогда нельзя представить в той изящной форме, какая приводится ниже.

Желательно ввести сокращение

$$\theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z},$$

а также использовать оператор Лапласа ∇^2 . Студент, незнакомый с векторным анализом, может считать это просто сокращением, и мы будем иметь в виду, что

$$\nabla^2 u = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2)$$

и аналогично для $\nabla^2 v$, $\nabla^2 w$ или $\nabla^2 \theta$.

Тогда волновое уравнение (6) главы 16 можно записать в виде:

$$\nabla^2 A = \frac{1}{C^2} \frac{\partial^2 A}{\partial t^2}. \quad (3)$$

И уравнения движения принимают стандартную форму:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u, \quad (4a)$$

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v, \quad (4б)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w. \quad (4в)$$

Волны P и S

Если взять частные производные уравнений (4а), 4б) и (4в) соответственно по x , y , z , сложить их, воспользоваться возможностью изменить порядок дифференцирования и вновь ввести обозначение θ , то получится:

$$\rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta. \quad (5)$$

Если взять производную уравнения (4а) по y и вычесть оттуда производную (4б) по x , то первый член в правой части исчезнет и получится

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right); \quad (6a)$$

два аналогичных преобразования с уравнениями (4) дадут:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \quad (6б)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (6в)$$

Уравнение (5) — это скалярное волновое уравнение; уравнения (6а), (6б), (6в) — три компоненты векторного волнового уравнения. В (5) скорость волн определяется выражением: $C^2 = (\lambda + 2\mu)/\rho$, а в (6): $C^2 = \mu/\rho$. Эти значения относятся соответственно к волнам P и S . Физически уравнение (5) отражает распространение величины θ — объемного расширения, это волна сжатия-разрежения.

Векторная величина, являющаяся волновым параметром в уравнениях (6), представляет так называемый *вихрь* (или ротор) вектора смещений с компонентами u, v, w .

В лучшем случае проведенный анализ доказывает лишь возможность существования двух типов волн. Можно показать, что произвольное начальное смещение с компонентами u, v, w разделится на два импульса, распространяющихся со специфическими скоростями, причем в одном из них сам вектор смещений будет удовлетворять уравнениям (6), а в другом — отдельные компоненты смещений будут удовлетворять (5).

Имеется довольно простое доказательство существования волн P и S в однородной изотропной среде, которое одновременно показывает, что это единственно возможные типы плоских волн. Возьмем плоскую волну, фронт которой, перпендикулярный оси X , распространяется со скоростью C . Это можно записать в виде:

$$u = U(s) \quad v = V(s) \quad w = W(s) \quad s = x - Ct, \quad (7)$$

где U, V, W — любые дифференцируемые функции s ; их производные по s равны U', V', W' , а соответствующие вторые производные — U'', V'', W'' . Компоненты деформаций можно вычислить, исходя прямо из их определения, они равны:

$$e_{xx} = U' \quad e_{xy} = V' \quad e_{xz} = W' \quad e_{yy} = e_{zz} = e_{yz} = 0. \quad (8)$$

Отсюда:

$$\theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz} = U'. \quad (9)$$

Мы можем теперь использовать уравнения равновесия (4) из главы 16 и тогда получим:

$$Xx = (\lambda + 2\mu)U' \quad Yy = Zz = \lambda V' \quad Xy = \mu V'' \quad Xz = \mu W'' \quad Yz = 0. \quad (10)$$

Производные этих компонент входят в уравнения движения (2) главы 16, причем нам надо еще учесть, что:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = C^2 U'' \quad \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = C^2 V'' \quad \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = C^2 W''. \quad (11)$$

В конце концов мы получим:

$$(\lambda + 2\mu - \rho C^2)U'' = 0, \quad (12a)$$

$$(\mu - \rho C^2)V'' = 0, \quad (12б)$$

$$(\mu - \rho C^2)W'' = 0. \quad (12в)$$

Если все эти уравнения остаются справедливыми при заданном значении C , то физически возможны лишь два случая:

$$а) \quad \lambda + 2\mu - \rho C^2 = 0 \quad V = W = 0 \quad (13a)$$

$$б) \quad \mu - \rho C^2 = 0 \quad U = 0. \quad (13б)$$

Правда, математически возможно, что $U''=0$, но не $U=0$, однако тогда при распространении волны ее амплитуда все время линейно бы возрастала, так что этот случай можно отбросить; то же справедливо и для V'' и W'' .

В случае а) значение скорости C соответствует P -волнам; так как компоненты v и w при этом отсутствуют, смещение происходит в направлении распространения и волна является продольной. В случае б) скорость соответствует волнам S ; отсутствует компонента u и смещения являются поперечными. Так как мы рассматривали вопрос в совершенно общем виде (приняв ось X за направление распространения, мы не умалили общности, поскольку среда является изотропной и однородной), то другие типы плоских волн в данной среде существовать не могут.

Упругие коэффициенты

В уравнениях равновесия (4) главы 16 используются теоретически удобные коэффициенты Ламэ λ и μ . Из них только μ , модуль сдвига, непосредственно связан с данными опыта. Другие упругие параметры можно выразить через эти два, если исходить из уравнений (4).

Подвергнем среду постоянному гидростатическому сжатию, так что $Xx=Yy=Zz=P$ и $Xy=Xz=Yz=0$. Уравнения принимают тогда вид:

$$P = \lambda\theta + 2\mu e_{xx}, \quad (14a)$$

$$P = \lambda\theta + 2\mu e_{yy}, \quad (14б)$$

$$P = \lambda\theta + 2\mu e_{zz}. \quad (14в)$$

Складывая и вновь используя предел θ , находим:

$$k = \frac{P}{\theta} = \lambda + \frac{2\mu}{3} \quad (15)$$

Мы будем называть k модулем объемного сжатия или модулем несжимаемости

Возьмем теперь стержень с квадратным сечением, расположим его вдоль оси X и подвергнем только сжатию или растяжению, направленному перпендикулярно к его сечению. В условиях равновесия напряжения и деформации будут постоянны вдоль всего стержня. Мы можем положить $Xx = T$, а остальные компоненты напряжений пусть будут равны нулю. Тогда:

$$T = \lambda\theta + 2\mu e_{xx} = (\lambda + 2\mu)e_{xx} + \lambda(e_{yy} + e_{zz}), \quad (16a)$$

$$0 = \lambda\theta + 2\mu e_{yy} = (\lambda + 2\mu)e_{yy} + \lambda(e_{xx} + e_{zz}), \quad (16б)$$

$$0 = \lambda\theta + 2\mu e_{zz} = (\lambda + 2\mu)e_{zz} + \lambda(e_{xx} + e_{yy}) \quad (16в)$$

и

$$0 = e_{xy} = e_{xz} = e_{yz}. \quad (16г)$$

Из уравнений (16б) и (16в) следует, что $e_{yy} = e_{zz}$. Любое из них определяет коэффициент Пуассона σ :

$$\sigma = -\frac{e_{yy}}{e_{xx}} = \frac{\lambda}{2\lambda + 2\mu}. \quad (17)$$

Вычтем (16б) из (16а), тогда

$$T = 2\mu(e_{xx} - e_{yy}). \quad (18)$$

Определяя модуль Юнга E как T/e_{xx} , получим:

$$E = 2\mu(1 + \sigma). \quad (19)$$

Число упругих коэффициентов

При шести различных компонентах напряжения и шести компонентах деформаций общее линейное соотношение между ними должно содержать 36 коэффициентов, которые войдут также в выражение для потенциальной энергии деформированной среды. Если затем принять допущение, что эта энергия однозначно определяется состоянием деформаций, то соображения симметрии позволяют уменьшить число упругих коэффициентов до 21. Этот теоретический максимум соответствует наименее симметричному кристаллам, относящимся к триклинной сингонии.

Сейсмология использует главным образом результаты для изотропных сред, когда 36 или 21 упругих коэффициента приводятся к 2. За исключением одного момента, это приведение осуществляется просто. Так как направления, обозначаемые индексами X , Y , Z , более уже не различаются физически, то ввиду симметрии коэффициенты уравнений не должны изменяться при изменении индекса. Поэтому мы можем написать:

$$\begin{aligned} Xx &= Ae_{xx} + B(e_{yy} + e_{zz}) + C(e_{xy} + e_{xz}) + De_{yz}, \\ Yy &= Ae_{yy} + B(e_{xx} + e_{zz}) + C(e_{xy} + e_{yz}) + De_{xz}, \\ Zz &= Ae_{zz} + B(e_{xx} + e_{yy}) + C(e_{xz} + e_{yz}) + De_{xy}, \\ Xy &= E(e_{xx} + e_{yy}) + Fe_{zz} + Ge_{xy} + H(e_{xz} + e_{yz}), \\ Xz &= E(e_{xx} + e_{zz}) + Fe_{yy} + Ge_{xz} + H(e_{xy} + e_{yz}), \\ Yz &= E(e_{yy} + e_{zz}) + Fe_{xx} + Ge_{yz} + H(e_{xy} + e_{xz}). \end{aligned} \quad (20)$$

Здесь мы уже имеем только 8 возможно различающихся коэффициентов. Предположим теперь, что, не изменяя физически напряжений и деформаций, мы изменим положительное направление оси Z на обратное. Тогда (как сле-

дует из уравнений (1а) главы 16. — *Перев.*) изменится знак у Xz и Yz (но не у Zz или других компонент напряжений), а также знак у e_{xz} и e_{yz} , но не у других компонент деформаций. Первые три из уравнений (20) с постоянными коэффициентами A, B, C, D , таким образом, сохраняют свое значение, хотя знак при e_{xz} и e_{yz} изменится на обратный; это будет справедливо в общем случае только при $C = D = 0$. Аналогично четвертое уравнение остается справедливым только при $H = 0$. В пятом уравнении Xz, e_{xz} и e_{yz} изменяют знак; изменяя знаки в обоих частях уравнения и сравнивая его с той формой, какая была до преобразований, мы видим, что для его справедливости необходимо, чтобы $E = F = 0$. Таким образом, уравнения (20) сводятся к:

$$Xx = Ae_{xx} + B(e_{yy} + e_{zz}), \quad (21a)$$

$$Yy = Ae_{yy} + B(e_{xx} + e_{zz}), \quad (21б)$$

$$Zz = Ae_{zz} + B(e_{xx} + e_{yy}), \quad (21в)$$

$$Xy = Ge_{xy} \quad Xz = Ge_{xz} \quad Yz = Ge_{yz}. \quad (21г)$$

Итак, мы привели 36 упругих коэффициентов к 3. Это правильный результат для кубического кристалла, когда мы выбираем X, Y, Z так, чтобы они были параллельны трем кристаллографическим осям, так как в этом случае все три оси эквивалентны; (это все, что мы предполагали до сих пор). Поскольку мы имеем дело с изотропной средой, наши уравнения должны выполняться и при любом выборе осей: другими словами, на них не отразятся любые повороты осей.

Зафиксируем положение оси Z и повернем две другие оси на 45° так, чтобы ось X' очутилась между осями X и Y . Вводя в уравнение (1а) главы 16 соответствующие значения косинусов различных углов между осями, получаем:

$$X'x' = \frac{1}{2}(Xx + Yy) + Xy. \quad (22)$$

Компоненты деформаций преобразуются аналогично компонентам напряжения за тем исключением, что надо писать $2e_{xx}$ вместо X_x и т.д. (в соответствии с формулой (1з). — *Перев.*). В нашем случае получаются три новых уравнения:

$$2e_{x'x'} = e_{xx} + e_{yy} + e_{xy}, \quad (23a)$$

$$2e_{y'y'} = e_{xx} + e_{yy} - e_{xy}, \quad (23б)$$

$$e_{z'z'} = e_{zz}. \quad (23в)$$

Нам требуется, чтобы:

$$X'x' = Ae_{x'x'} + B(e_{y'y'} + e_{z'z'}). \quad (24)$$

Подставляя сюда значения новых компонент напряжений и деформаций, выраженных через старые компоненты, и умножая на 2, получим:

$$Xx + Yy + 2Xy = (A + B)(e_{xx} + e_{yy}) + (A - B)e_{xy} + 2Be_{zz}. \quad (25)$$

Вычтем отсюда Yy и Xy , выраженные через компоненты деформации (из уравнений 21б и 21г), получим:

$$Xx = Ae_{xx} + B(e_{yy} + e_{zz}) + (A - B - 2G)e_{xy}. \quad (26)$$

Это уравнение будет справедливо в том и только в том случае, когда $A - B - 2G = 0$, в результате чего и осуществляется нужное приведение трех упругих коэффициентов к двум. Если мы теперь положим $B = \lambda$ и $G = \mu$, то мы получим соотношения между напряжениями и деформациями точно в той же форме, как и в уравнениях (4) главы 16.

Групповая скорость

Нижеследующий вывод формулы для групповой скорости принадлежит Зоммерфельду¹.

Пусть единичная волна длиной L имеет форму

$$u = A \exp i(kx - \omega t), \quad (27)$$

так что

$$k = \frac{\omega}{C} = \frac{2\pi}{CT} = \frac{2\pi}{L}. \quad (28)$$

Группа волн U , включающая волны от $k_0 - \varepsilon$ до $k_0 + \varepsilon$, имеет вид

$$U = \int_{k_0 - \varepsilon}^{k_0 + \varepsilon} A(k) \exp i[kx - \omega(k)t] dk. \quad (29)$$

Возьмем тождество:

$$kx - \omega t = k_0 x - \omega_0 t + (k - k_0)x - (\omega - \omega_0)t \quad (30)$$

и определяем

$$Q = \int_{k_0 - \varepsilon}^{k_0 + \varepsilon} A(k) \exp i[(k - k_0)x - (\omega - \omega_0)t] dk. \quad (31)$$

Тогда:

$$U = Q \exp i(k_0 x - \omega_0 t). \quad (32)$$

Итак, Q постоянно, если

$$(k - k_0)x - (\omega - \omega_0)t = \text{const}. \quad (33)$$

Следовательно, кажется, что амплитуда Q распространяется со скоростью b и в пределе

$$b = \frac{d\omega}{dk}. \quad (34)$$

Но так как $\omega = Ck = 2\pi C/L$, то мы имеем:

$$b = \frac{d\omega}{dk} = C + k \frac{dC}{dk} = C - L \frac{dC}{dL}. \quad (35)$$

Таковы обычные формулы для групповой скорости b , выраженной через фазовую скорость C и ее производные.

¹ A. Sommerfeld, *Atombau und Spektrallinien, Wellenmechanische Ergänzungsband, Vieweg Braunschweig, 1929.* (Приведенный вывод находится на стр. 47.)

Таблица углов падения

Углы падения и связанные с этим величины для неглубоких толчков; предполагается, что скорость у поверхности $v_0=6,34$ км/сек. (Вычисления Гутенберга.)

θ°	$1/v^1$, сек/град	$1/v^1$, сек/км	v^1 , км/сек	$\sin i_0=v_0/v$	i°	$dt/d\theta$	$dt/d\theta$ сглажено
20	11,00	0,0990	10,10	0,628	38,9		2,1
22	10,00	0,0900	11,11	0,571	34,8	2,05	0,70
24	9,65	0,0868	11,52	0,550	33,4	0,70	
26	9,20	0,0838	11,93	0,531	32,1	0,65	
28	9,05	0,0815	12,26	0,517	31,1	0,50	
30	8,90	0,0801	12,48	0,508	30,5	0,30	0,33
32	8,73	0,0786	12,72	0,498	29,9	0,30	
34	8,57	0,0771	12,97	0,489	29,3	0,30	
36	8,44	0,0760	13,16	0,482	28,8	0,25	0,19
38	8,32	0,0749	13,35	0,475	28,4	0,20	
40	8,23	0,0741	13,50	0,470	28,0	0,20	
42	8,18	0,0736	13,59	0,467	27,8	0,10	0,10
44	8,00	0,0720	13,89	0,456	27,1		0,80
46	7,80	0,0692	14,45	0,439	26,0	0,55	
48	7,50	0,0675	14,81	0,428	25,3	0,35	0,30
50	7,35	0,0662	15,11	0,420	24,8	0,25	
52	7,23	0,0651	15,36	0,413	24,4	0,20	
54	7,15	0,0644	15,53	0,408	24,1	0,15	0,15
56	7,07	0,0636	15,72	0,403	23,8	0,10	
58	7,02	0,0632	15,82	0,401	23,6	0,10	
60	6,95	0,0626	15,97	0,397	23,4	0,10	
62	6,80	0,0612	16,34	0,388	22,8	0,30	0,25
64	6,65	0,0599	16,69	0,380	22,3	0,25	
66	6,50	0,0585	17,09	0,371	21,8	0,25	
68	6,35	0,0572	17,48	0,363	21,3	0,25	
70	6,20	0,0558	17,92	0,354	20,7	0,30	0,25
72	6,05	0,0545	18,35	0,346	20,2	0,25	
74	5,90	0,0531	18,38	0,337	19,7	0,25	
76	5,78	0,0520	19,23	0,330	19,3	0,20	
78	5,65	0,0509	19,65	0,323	18,8	0,25	
80	5,50	0,0495	20,20	0,314	18,3	0,25	
82	5,29	0,0476	21,01	0,302	17,6	0,35	
84	5,08	0,0457	21,88	0,2897	16,84	0,38	0,36
86	4,87	0,0438	22,83	0,2777	16,12	0,36	
88	4,68	0,0421	23,75	0,2669	15,48	0,32	
90	4,60	0,0414	24,15	0,2625	15,22	0,23	0,18
92	4,54	0,0409	24,45	0,2593	15,03	0,10	
94	4,51	0,0406	24,63	0,2574	14,92	0,06	
96	4,50	0,0405	24,69	0,2568	14,88	0,02	0,02
98	4,49	0,0404	24,75	0,2561	14,84	0,02	
100	4,48	0,0403	24,80	0,2555	14,80	0,02	
102	4,47	0,0402	24,85	0,2550	14,77	0,01	0,01
104	4,47	0,0402	24,83	0,2547	14,76	0,005	

¹ v — кажущаяся скорость.

ПРИЛОЖЕНИЕ VI

Вычисление скоростей в глубине Земли

Математический способ расчета скоростей в глубине Земли по временам пробега сейсмических волн, известным на поверхности, не прост, и здесь могут встретиться всякие неожиданности. К счастью, он приводит к четкой и легко описываемой методике, которая, правда, трудна на практике. Ниже мы приводим лишь обозначения и излагаем схему расчетов. Читателям с хорошей математической подготовкой лучше всего подойти к вопросу с точки зрения теории интегральных уравнений, особенно решенных впервые Абелем.

В целях упрощения будем считать, что источник сейсмических лучей находится на поверхности земли; сравнительно легко ввести поправку на глубину очага. Предполагается, что Земля и ее параметры обладают сферической симметрией, так что искомая скорость V представляет функцию только от радиуса вектора r . Если i — угол падения, то (глава 17)

$$\frac{r \sin i}{V} = p,$$

где p постоянно вдоль любого данного луча.

Мы ограничимся сперва только частным случаем, когда скорость непрерывно возрастает с глубиной (dV/dr — отрицательно). Лучи тогда обращены выпуклостью вглубь, и каждый имеет свою самую глубокую точку $r = r_m$, которой соответствует $V = V_m$. Индекс нуля соответствует значениям всех величин у поверхности. Для данного луча

$$p = \frac{r_0 \sin i_0}{V_0} = \frac{r_m}{V_m}.$$

Здесь r_0 — известный радиус Земли. V_0 также предполагается известным по данным анализа местных землетрясений и искусственных взрывов (хотя с этим иногда и связаны трудности, см. главу 18). Введем некоторые геометрические величины и увидим, что

$$\frac{dt_0}{d\theta_0} = \frac{r_0 \sin i_0}{V_0} = p,$$

где t соответствует наблюдаемым временам пробега, а θ — центральным углам.

Параметр луча p , таким образом, уже известен, и у нас есть отношение r_m/V_m . Нам нужно еще одно соотношение, связывающее эти величины, чтобы определить их порознь, устанавливая функциональную зависимость V_m от r_m или, что одно и то же, V от r . Этого можно добиться, производя интегрирование вдоль одного луча (p — постоянное). Получающееся интегральное уравнение решается с помощью интегрирования серии лучей (p — переменное). Решение представляет частный случай теоремы

Абеля, содержащей параметр, обычно обозначаемый через n ; для нас нужно только $n = 1/2$. Если

$$f(h) = K \int_0^h U'(y) (h - y)^{-1/2} dy, \quad (A)$$

то

$$K\pi U(y) = \int_0^y f(h) (y - h)^{-1/2} dh. \quad (B)$$

Здесь $U'(y)$ — производная $U(y)$ по y , а K — постоянная.

Чтобы применить эти формулы, заметим, что $\operatorname{tg} i = r(d\theta/dr)$; выразим $\operatorname{tg} i$ через $\sin i$ и заменим $\sin i$ на pV/r . Получим

$$\frac{d\theta}{dr} = \frac{pV}{r} (r^2 - p^2V^2)^{-1/2} dr.$$

Мы будем интегрировать вдоль всего луча и учтем его симметрию, так что

$$\theta = \int_{r_m}^{r_0} \frac{2p}{r} (r^2 - p^2)^{-1/2} dr.$$

Далее мы введем новую переменную $x = r^2/V^2$. Определяя пределы интегрирования, имеем:

$$x_m = \frac{r_m^2}{V^2} = p^2 \text{ и } x_0 = \frac{r_0^2}{V^2}.$$

Таким образом,

$$\theta = \int_{p^2}^{x_0} 2p(x - p^2)^{-1/2} \left(\frac{d \log r}{dx} \right) dx.$$

Введя теперь подстановки $y = x - x_0$, $h = p^2 - x_0$ и поменяв местами пределы интегрирования, получим:

$$\theta = 2p \int_0^h (y - h)^{-1/2} \left(\frac{d \log r}{dy} \right) dy.$$

Сравнив это с (A), мы можем написать решение, соответствующее (B), в виде:

$$\log r + C = \int_0^y \frac{\theta(h - y)^{-1/2} dh}{2p\pi} = \int_{x_0}^x \frac{\theta(p^2 - x)^{-1/2} dp^2}{2p\pi} = \int_{r_0/V_0}^p \frac{\theta(p_1^2 - x)^{-1/2} dp_1}{\pi}.$$

Индекс у p_1 введен для различения переменной интегрирования от предельного значения p . Чтобы определить постоянную интегрирования, учтем, что $r = r_0$ при $p = r_0/V_0$, откуда следует, что $C = -\log r_0$ или что $\log r + C = \log(r/r_0)$.

В результате подстановки $p_1 = x^{-1/2} \operatorname{ch} q$ подинтегральное выражение обращается в $\theta dq/\pi$. Такой интеграл можно взять по частям; тогда, так как $\theta q = 0$ при обоих предельных значениях интеграла, соответствующий член исчезает, и окончательный результат имеет вид: $\pi \log \frac{r_0}{r} \int_0^\theta q(\theta_1) d\theta_1$.

Значение r , получающееся при вычислении этого интеграла, относится к r_m , соответствующему значению θ , на котором заканчивается интегрирование. Значение $q(\theta_1)$ для малых θ_1 следует из определения подстановки q :

$$\operatorname{ch} q = \rho_1 x^{-1/2} = \frac{V_0 (dt/d\theta)}{r_0},$$

где $dt/d\theta$ определяется по наблюдаемым временам пробега для $\theta = \theta_1$.

Можно составить график q как функции θ_1 на миллиметровой бумаге и вычислять интеграл, подсчитывая квадраты непосредственно или с помощью планиметра. Такое интегрирование нужно проделывать для каждого значения $r = r_m$; поэтому набрать достаточно точек, чтобы детально определить зависимость скорости от глубины,— работа очень трудоемкая.

Сликтер¹ и другие показали, как поступать в некоторых специальных случаях, когда функция скорость—глубина претерпевает разрыв или когда скорость уменьшается с глубиной.

Об интегральном уравнении Абеля говорится во многих учебниках по математике; его применение к задаче сейсмологии (осуществленное Вихертом, Херглотцем и Бейтманом) можно найти в общих руководствах по сейсмологии, указанных в литературе к главе I. Единственная легкодоступная и подробная работа по обоим вопросам — это «Теоретическая сейсмология» Макелуэйна. В монографии Джефриса и учебнике Буллена приводится решение сейсмологической задачи, впервые найденное Рашем,— более короткое и не использующее свойств бета- и гамма-функций, входящих в решение Абеля.

ПРИЛОЖЕНИЕ VII

Преломление и отражение; уравнения Цёппритца

Во многих приложениях необходимо рассчитать теоретически, каким должно быть отношение амплитуд преломленных и отраженных упругих волн к амплитуде падающей волны на плоской границе раздела между двумя средами. Соответствующие уравнения были выведены Цёппритцем в 1907 г.; они не были опубликованы до 1919 г. С тех пор их неоднократно проверяли, использовали и воспроизводили многие авторы. Обозначения, введенные для указания логического смысла различных величин, привели к сложной системе индексов, относящихся к разным алфавитам. Это затрудняло корректуру и приводило к опечаткам. Обозначения, используемые ниже, легче печатать, но нужно несколько большее внимание, чтобы в них разобраться. Значения букв относятся лишь к данному разделу, и их не следует путать с любыми иными обозначениями в книге.

Мы будем все время иметь дело с плоскими волнами в окрестности плоской границы между двумя однородными средами, упругие параметры

¹ Slichter L. B., Theory of the interpretation of seismic travel-time curves in horizontal layers, *Physics*, 1932, 3, 273—295. Witt e H., Beiträge zur Berechnung der Geschwindigkeit der Raumwellen im Erdinnern, *Göttinger Nachrichten*, 1932, 199—241.

и плотности которых в общем случае различны. Тогда возможны шесть волн, лучи которых образуют различные углы с нормалью к граничной поверхности.

Волна	Скорость	Амплитуда	Угол с нормалью
Падающая P	U	A	a
Падающая S	V	B	b
Отраженная P	U	C	c
Отраженная S	V	D	d
Преломленная P	Y	E	e
Преломленная S	Z	F	f

Значения скоростей связаны с упругими постоянными и плотностями обеих сред. Нам нужно ввести еще величину K — отношения плотности второй среды к плотности первой (где проходят падающие волны).

Все углы и скорости удовлетворяют закону Снеллиуса:

$$\frac{\sin a}{U} = \frac{\sin b}{V} = \frac{\sin c}{U} = \frac{\sin d}{V} = \frac{\sin e}{Y} = \frac{\sin f}{Z}. \quad (1)$$

В теории предполагается, что фронты всех шести волн представляют чисто синусоидальные колебания с одинаковой частотой n ; эта произвольная частота в уравнениях сокращается. По компонентам смещений, заданным в такой форме, можно вычислить напряжения, соответствующие каждой волне (используя уравнения (4) главы 16).

Вводятся два физических условия:

1. Векторная сумма смещений, обусловленных всеми волнами по одну сторону границы, должна равняться соответствующей сумме по другую сторону границы; иначе в среде возник бы разрыв.

2. Соответствующие компоненты напряжений по разные стороны границы должны быть равны.

В большинстве приложений неважно, чтобы волны P и S падали вместе; больше того, сами уравнения немедленно распадаются, соответствуя отдельным волнам.

Для падающей P -волны:

$$(A - C) \sin a + D \cos b - E \sin e + F \cos f = 0$$

$$(A + C) \cos a + D \sin b - E \cos e - F \sin f = 0$$

$$- (A + C) \sin 2a + D \frac{U}{V} \cos 2b + EK \left(\frac{Z}{V} \right)^2 \frac{V}{Y} \sin 2e -$$

$$- FK \left(\frac{Z}{V} \right)^2 \left(\frac{U}{Z} \right) \cos 2f = 0$$

$$- (A - C) \cos 2b + D \left(\frac{V}{U} \right) \sin 2b + EK \left(\frac{Y}{U} \right) \cos 2f + FK \left(\frac{Z}{U} \right) \sin 2f = 0$$

Случай падающей S -волны автоматически распадается на две возможные поляризации. Если, как в большинстве работ по сейсмологии, граница горизонтальна, то волны будут поляризованы в вертикальной и горизонтальной плоскостях, и их обозначают соответственно SV и SH .

Для SV :

$$(B + D) \sin b + C \cos a - E \cos e - F \sin f = 0$$

$$(B - D) \cos b + C \sin a + E \sin e - F \cos f = 0$$

$$(B + D) \cos 2b - C \left(\frac{V}{U}\right) \sin 2a + EK \left(\frac{Z^2}{VY}\right) \sin 2e - FK \left(\frac{Z}{V}\right) \cos 2f = 0$$

$$-(B - D) \sin 2b + C \left(\frac{U}{V}\right) \cos 2b + EK \left(\frac{Y}{V}\right) \cos 2e + FK \left(\frac{Z}{V}\right) \sin 2f = 0.$$

Для волны SH многие члены уничтожаются и остается два уравнения

$$B + D - F = 0$$

$$B - D - K \left(\frac{Z}{V}\right) \left(\frac{\cos f}{\cos b}\right) F = 0.$$

Выбор положительного направления произволен, но он влияет на знак амплитуды поперечных волн, в частности D ; этим объясняются некоторые различия в уравнениях, приводимых различными авторами.

Эти уравнения решаются алгебраически, давая отношения амплитуд производных волн к амплитудам A и B падающих волн. Как указывалось в главе 17, значения косинусов и синусов углов c, d, e, f , определяемые законом Снеллиуса (уравнение 1), могут оказаться больше единицы, и тогда они соответствуют мнимым углам; в этом случае и синусы становятся мнимыми. При решении тогда рассматривают действительную и мнимую части амплитуды. Каждое уравнение распадается на два; одна из получающихся при этом систем обычно решается быстро; основная работа состоит в решении второй системы. Физически амплитуда, соответствующая A , представляет квадратный корень из суммы квадратов действительной и мнимой частей.

Во многих распространенных руководствах, в том числе и указываемых ниже, были обнаружены мелкие опечатки в уравнениях. К счастью, в первой работе Цёппритца их нет. В работе Макелуэйна 1933 г. (Macelwane, 1933) опечаток нет. Но в его книге 1936 г. (Macelwane, 1936) в четвертом уравнении для волны SV вместо множителя Y/V (при коэффициенте E) напечатано Z/V (в наших обозначениях); у Гутенберга (Gutenberg, 1932) в третьем и четвертом уравнениях (для общей падающей волны P и S) в последних членах вместо $2f$ неверно напечатано f . У Байерли (Byerly, 1942) наше третье уравнение для продольной волны приводится с дополнительным множителем K .

ЛИТЕРАТУРА

Уравнения Цёппритца

- Zoerppritz K., Über Erdbebenwellen VIIb. *Göttinger Nachrichten* (1919), 66—84.
 Macelwane J. B., *Nat. Research Council Bull.* 90, Physics of the Earth, VI; *Seismology* (1933), 116—120.
 Macelwane J. B. Introduction to Theoretical Seismology (1936), Part I, Chapter VII.
 Byerly P., *Seismology* (1942), 152—178.
 Gutenberg B., *Handbuch der Geophysik* (1932), 4, 42—57.

Уравнения Нотта

Knott C. G., Reflection and refraction of elastic waves with seismological applications, *Phil. Mag.* (1899), 48, ser. 5, 64—97. (Уравнения приводятся у Макелуэйна и в многочисленных справочниках.)

Дискуссия

- Gutenberg B., Energy ratio of reflected and refracted seismic waves, *BSSA* (1944), 34, 85—102. (Введены сокращенные обозначения; библиография; много частных результатов. Опечатки: в уравнении (7b) вместо $M = \sqrt{\cos\eta/\cos\alpha}$ следует читать $M = \sqrt{\operatorname{ctg}\eta/\operatorname{ctg}\alpha}$; в (13g) числитель и знаменатель f/e должны начинаться с j , а не с l .)
- Slichter L. B., Gabriel V. G., Studies in reflected seismic waves, Part I, *G. Beitr.* (1933), 38, 228—238.
- Slichter L. B., Studies in reflected seismic waves, Part II, *ibid.*, 239—256. (Эта и предыдущая статьи содержат много вычислений и теоретических подробностей.)
- Петрашень Г. И., (ред.), *Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн*. Изд. Ленинградск. университета, 2 тома (1957). (Большие таблицы. Коэффициенты отражения и преломления и много других численных данных и их обсуждения.)

ПРИЛОЖЕНИЕ VIII

Таблицы времен пробега, калибровочные функции магнитуд и др.

Телесейсмь

Таблицы с VIII-1 по VIII-10 (и фиг. VIII-1, VIII-2 и VIII-3) представляют данные о временах пробега для неглубоких и глубоких телесейсм. Наиболее полные данные можно найти в статьях и руководствах, о которых упоминалось в главах 17, 18, 19. Времена для промежуточных и глубоких толчков взяты из работы Гутенберга и Рихтера, *Материалы...* 1936 г.; эти результаты следует несколько исправить, чтобы привести в соответствие с результатами для неглубоких толчков, которые были получены позднее.

Наиболее важные данные для P при допущении, что глубина очага равна 25 км, взяты из исправленного издания Гутенберга, 1953 г. (*Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull.* 171, 162—163). Соответствующие времена для S интерполированы из таблиц Джеффриса — Буллена 1951 г., принимая, что их глубина 0.00 соответствует 33 км, с учетом поправок, определенных Гутенбергом (там же, стр. 161, фиг. 3).

Другие времена для неглубоких телесейсм взяты из книги Гутенберга и Рихтера «О сейсмических волнах» за исключением времен, данных для ScS , которые получены путем вычитания шести секунд из времен, указанных в таблицах Джеффриса—Буллена для поверхностных волн. Времена, данные для P'' и P' в табл. VIII-4, характерны только для сильных записанных движений и не указывают некоторых возможных отклонений, обусловленных эффектом внутреннего ядра.

Времена пробега P (мин:сек)

Таблица VIII-1

Δ°	Глубина фокуса (км)							
	25	100	200	300	400	500	600	700
0	0:04	0:14	0:27	0:39	0:50	1:01	1:11	1:20
2	0:32	0:30	0:38	0:46	0:57	1:06	1:15	1:24
4	0:59	0:56	1:03	1:08	1:12	1:18	1:25	1:32
6	1:27	1:25	1:28	1:30	1:30	1:34	1:40	1:46
8	1:57	1:54	1:54	1:54	1:53	1:54	1:59	2:03
10	2:28	2:22	2:20	2:18	2:16	2:16	2:18	2:20
12	2:56	2:50	2:46	2:42	2:39	2:38	2:38	2:38
14	3:22	3:17	3:12	3:07	3:02	3:00	2:59	2:57
16	3:47	3:43	3:37	3:31	3:25	3:22	3:19	3:17
18	4:11	4:07	4:00	3:54	3:47	3:43	3:39	3:36
20	4:34	4:30	4:22	4:15	4:08	4:03	3:58	3:55
22	4:55	4:51	4:43	4:34	4:27	4:22	4:16	4:12
24	5:16	5:10	5:02	4:53	4:45	4:39	4:34	4:30
26	5:35	5:29	5:20	5:11	5:03	4:56	4:51	4:47
28	5:53	5:48	5:38	5:28	5:20	5:13	5:08	5:04
30	6:11	6:06	5:56	5:46	5:37	5:30	5:25	5:21
32	6:29	6:23	6:13	6:03	5:54	5:47	5:42	5:28
34	6:46	6:40	6:30	6:20	6:11	6:04	5:59	5:55
36	7:03	6:56	6:46	6:37	6:28	6:21	6:17	6:12
38	7:19	7:13	7:03	6:54	6:45	6:39	6:34	6:28
40	7:36	7:30	7:20	7:11	7:02	6:56	6:50	6:44
42	7:52	7:47	7:36	7:28	7:19	7:12	7:05	6:59
44	8:09	8:03	7:52	7:44	7:35	7:27	7:20	7:14
46	8:25	8:18	8:08	7:59	7:50	7:42	7:35	7:29
48	8:40	8:33	8:23	8:14	8:05	7:57	7:50	7:43
50	8:55	8:47	8:38	8:28	8:20	8:12	8:05	7:58
52	9:10	9:02	8:53	8:43	8:35	8:26	8:19	8:12
54	9:24	9:17	9:08	8:57	8:49	8:40	8:33	8:27
56	9:39	9:31	9:22	9:12	9:04	8:55	8:47	8:41
58	9:52	9:45	9:35	9:26	9:18	9:09	9:01	8:55
60	10:06	10:00	9:49	9:40	9:31	9:22	9:15	9:08
62	10:20	10:14	10:08	9:53	9:44	9:35	9:28	9:21
64	10:34	10:28	10:16	10:05	9:57	9:48	9:40	9:34
66	10:47	10:41	10:29	10:18	10:09	10:01	9:53	9:47
68	11:00	10:54	10:42	10:31	10:22	10:13	10:06	9:59
70	11:12	11:07	10:55	10:44	10:35	10:26	10:18	10:11
72	11:24	11:19	11:07	10:55	10:46	10:37	10:29	10:22
74	11:36	11:30	11:18	11:06	10:57	10:48	10:40	10:33
76	11:48	11:41	11:29	11:17	11:08	10:59	10:51	10:44
78	12:00	11:52	11:40	11:29	11:19	11:10	11:02	10:55
80	12:11	12:03	11:51	11:40	11:30	11:21	11:13	11:05
82	12:22	12:14	12:02	11:51	11:40	11:31	11:23	11:15
84	12:32	12:24	12:12	12:01	11:50	11:41	11:33	11:25

Продолжение табл. VIII-1

Глубина фокуса (км)								
Δ°	25	100	200	300	400	500	600	700
86	12:42	12:34	12:22	12:11	12:01	11:51	11:42	11:34
88	12:51	12:44	12:31	12:21	12:11	12:01	11:52	11:43
90	13:00	12:53	12:41	12:30	12:20	12:10	12:01	11:52
92	13:10	13:02	12:50	12:39	12:29	12:19	12:10	12:01
94	13:19	13:11	12:59	12:48	12:38	12:28	12:19	12:10
96	13:28	13:20	13:08	12:57	12:47	12:37	12:28	12:19
98	13:37	13:28	13:17	13:06	12:56	12:46	12:37	12:28
100	13:46	13:37	13:25	13:14	13:04	12:55	12:46	12:37
102	13:55	13:46	13:34	13:23	13:13	13:04	12:55	12:46
104	14:06	13:55	13:43	13:32	13:22	13:13	13:04	12:55
106	14:15	14:04	13:52	13:41	13:31	13:22	13:13	13:04
108	14:24	14:13	14:01	13:50	13:40	13:30	13:21	13:13
110	14:33	14:22	14:10	13:59	13:49	13:39	13:30	13:22
115	14:52	14:44	14:32	14:21	14:11	14:01	13:52	13:43
120	15:14	15:06	14:54	14:43	14:33	14:23	14:14	14:05
125	15:36	15:28	15:16	15:05	14:55	14:45	14:36	14:27
130	15:59	15:51	15:39	15:28	15:18	15:08	14:59	14:50
140	16:44	16:36	16:24	16:13	16:03	15:53	15:44	15:35
150	17:29	17:21	17:09	16:58	16:48	16:38	16:29	16:20

Таблица VIII-2

Времена пробега S (мин:сек)

Глубина фокуса (км)								
Δ°	25	100	200	300	400	500	600	700
0	0:08	0:24	0:46	1:08	1:29	1:49	2:07	2:24
2	0:55	1:00	1:06	1:24	1:41	1:59	2:15	2:30
4	1:47	1:49	1:49	1:51	2:05	2:20	2:34	2:48
6	2:38	2:38	2:37	2:34	2:40	2:47	2:58	3:09
8	3:28	3:27	3:24	3:18	3:19	3:23	3:30	3:38
10	4:17	4:16	4:12	4:03	4:00	4:01	4:06	4:12
12	5:08	5:04	4:56	4:47	4:42	4:39	4:42	4:46
14	5:56	5:49	5:40	5:31	5:23	5:18	5:18	5:20
16	6:42	6:35	6:25	6:15	6:05	5:57	5:54	5:54
18	7:28	7:21	7:09	6:57	6:46	6:36	6:30	6:28
20	8:12	8:04	7:52	7:39	7:26	7:15	7:06	7:02
22	8:51	8:44	8:32	8:19	8:06	7:54	7:42	7:36
24	9:27	9:21	9:05	8:51	8:37	8:26	8:18	8:09
26	10:33	9:54	9:37	9:22	9:07	8:56	8:47	8:39
28	10:33	10:27	10:09	9:52	9:37	9:26	9:16	9:08
30	11:05	10:57	10:39	10:23	10:08	9:56	9:46	9:37
32	11:36	11:28	11:10	10:53	10:38	10:26	10:15	10:06

Δ°	Глубина фокуса (км)							
	25	100	200	300	400	500	600	700
34	12:07	11:58		11:23	11:08	10:56	10:44	10:35
36	12:38	12:28	11:40	11:53	11:38	11:25	11:13	11:03
38	13:09	12:58	12:40	12:23	12:08	11:54	11:42	11:32
40	13:39	13:27	13:09	12:52	12:38	12:23	12:11	12:01
42	14:09	13:56	13:37	13:21	13:07	12:52	12:39	12:30
44	14:39	14:24	14:06	13:50	13:35	13:20	13:07	12:58
46	15:08	14:51	14:34	14:18	14:03	13:48	13:35	13:25
48	15:35	15:19	15:01	14:45	14:30	14:16	14:02	13:51
50	16:03	15:46	15:28	15:12	14:57	14:43	14:29	14:17
52	16:32	16:14	15:55	15:38	15:23	15:10	14:57	14:44
54	16:59	16:41	16:22	16:05	15:50	15:37	15:24	15:11
56	17:26	17:08	16:48	16:32	16:16	16:03	15:49	15:37
58	17:53	17:35	17:15	16:58	16:42	16:28	16:14	16:02
60	18:19	18:02	17:42	17:24	17:07	16:52	16:38	16:26
62	18:45	18:28	18:08	17:49	17:31	17:16	17:02	16:50
64	19:09	18:52	18:32	18:12	17:55	17:40	17:25	17:13
66	19:34	19:15	18:55	18:35	18:18	18:03	17:48	17:35
68	19:58	19:38	19:18	18:58	18:40	18:25	18:10	17:57
70	20:21	20:01	19:40	19:21	19:03	18:48	18:33	18:20
72	20:44	20:23	20:03	19:43	19:26	19:10	18:56	18:43
74	21:06	20:45	20:24	20:05	19:48	19:33	19:19	19:06
76	21:28	21:07	20:46	20:27	20:10	19:55	19:41	19:28
78	21:50	21:29	21:08	20:49	20:32	20:17	20:02	19:49
80	22:11	21:51	21:30	21:11	20:54	20:39	20:23	20:10
82	22:31	22:13	21:52	21:33	21:16	21:01	20:46	20:31
84	22:52	22:35	22:14	21:55	21:38	21:23	21:08	20:53
86	23:11	22:56	22:35	22:16	21:59	21:43	21:27	21:13
88	23:30	23:16	22:55	22:36	22:18	22:02	21:44	21:30
90	23:49	23:35	23:14	22:55	22:37	22:20	22:03	21:48
92	24:08	23:53	23:32	23:12	22:55	22:37	22:20	22:05
94	24:24	24:11	23:50	23:31	23:12	22:54	22:37	22:23
96	24:41	24:28	24:08	23:48	23:30	23:12	22:55	22:40
98	24:58	24:46	24:25	24:05	23:47	23:29	23:12	22:57
100	25:14	25:03	24:42	24:23	24:04	23:46	23:29	23:14
105	25:57	25:45	25:24	25:04	24:46	24:28	24:11	23:56
110	26:37	26:26	26:05	25:45	25:27	25:09	24:52	24:37
115	27:19	27:08	26:47	26:27	26:09	25:51	25:34	25:19
120	28:01	27:50	27:29	27:09	26:51	26:33	26:16	26:01

Таблица VIII-

Разность времен $S-P$ (мин:сек) с соответствующим временем пробега $P-O$ и расстояниями Δ

Для глубины 25 км			Для глубины 600 км	
$S-P$	$P-O$	Δ°	$P-O$	Δ°
1:00	1:13	5,0	1:18	2,7
1:30	1:56	7,9	1:56	7,6
2:00	2:42	10,9	2:34	11,6
2:30	3:18	13,7	3:13	15,3
3:00	3:52	16,4	3:49	19,1
3:30	4:26	19,3	4:21	22,5
4:00	5:00	22,5	4:58	26,8
4:30	5:40	26,6	5:38	31,5
5:00	6:21	31,1	6:24	36,9
5:30	6:58	35,4	7:00	41,4
6:00	7:33	39,6	7:35	46,0
6:30	8:09	44,0	8:12	51,1
7:00	8:45	48,7	8:46	55,7
7:30	9:18	53,1	9:24	61,3
8:00	9:51	57,9	9:58	66,8
8:30	10:29	63,3	10:32	72,5
9:00	11:02	68,3	11:03	78,2
9:30	11:36	74,0	11:31	83,7
10:00	12:11	80,0	11:59	80,5
10:30	12:43	86,2	12:32	96,9
11:00	13:12	92,5	13:05	104,4
11:30	13:48	100,5	13:38	111,9
12:00	14:23	108,2	14:11	119,2

Таблица VIII-4

Времена пробега P' (мин:сек)

Δ°	Глубина (км)							
	25	100	200	300	400	500	600	700
110	18:33	18:23	18:10	17:58	17:48	17:38	17:29	17:21
115	18:44	18:35	18:22	18:10	17:59	17:49	17:40	17:32
120	18:54	18:43	18:30	18:19	18:08	17:57	17:47	17:38
125	19:04	18:54	18:42	18:30	18:19	18:09	17:59	17:50
130	19:14	19:04	18:52	18:40	18:29	18:19	18:09	18:00
135	19:23	19:11	18:59	18:47	18:36	18:26	18:16	18:06
140	19:30 ¹	19:17	19:04	18:52	18:41	18:31	18:21	18:11
142	19:33 ¹	19:19	19:07	18:55	18:45	18:35	18:26	18:17
145	19:39	19:27	19:15	19:03	18:52	18:42	18:33	18:24
150	19:46	19:36	19:23	19:11	19:01	18:50	18:41	18:31
155	19:55	19:45	19:32	19:21	19:10	18:59	18:49	18:40
160	20:01	19:51	19:38	19:26	19:15	19:04	18:54	18:45
170	20:09	19:57	19:44	19:32	19:21	19:11	19:02	18:52
180	20:11	20:00	19:47	19:35	19:24	19:13	19:04	18:54

¹ Движение сложное и начало неопределенное.

Таблица VIII-4а

Времена пробега P_2' (мин:сек)

Δ°	Глубина (км)							
	25	100	200	300	400	500	600	700
150	20:08	19:57	19:45	19:34	19:24	19:15	19:06	18:58
160	20:55	20:46	20:34	20:23	20:13	20:04	19:55	19:47
170	21:43 ¹	21:34	21:22	21:11	21:01	20:52	20:43	20:35
180	22:31 ¹	22:22	22:10	21:59	21:49	21:40	21:31	21:23
190	23:19 ¹	23:10	22:58	22:47	22:37	22:28	22:19	22:11

¹ Экстраполированные времена. Наблюдаемые времена часто отмечаются раньше примерно на 15 сек.

Таблица VIII-5

Времена пробега SKS (мин:сек)

Δ°	Глубина (км)							
	25	100	200	300	400	500	600	700
80	22:20	22:05	21:43	21:24	21:06	20:49	20:34	20:20
85	22:54	22:38	22:16	21:57	21:38	21:22	21:06	20:52
90	23:24	23:08	22:46	22:26	22:08	21:51	21:36	21:22
95	23:53	23:37	23:16	22:56	22:37	22:20	22:05	21:50
100	24:19	24:02	23:41	23:22	23:02	22:45	22:29	22:14
105	24:43	24:25	24:04	23:44	23:25	23:08	22:51	22:35
110	25:05	24:49	24:27	24:07	23:48	23:30	23:13	22:57
115	25:27	25:10	24:48	24:28	24:09	23:50	23:33	23:17
120	25:47	25:29	25:08	24:48	24:28	24:09	23:52	23:36
125	26:02	25:44	25:23	25:03	24:43	24:25	24:08	23:51
130	26:13	25:56	25:35	25:15	24:55	24:37	24:19	24:02
135	26:25	26:07	25:46	25:26	25:06	24:47	24:29	24:12
140	26:36	26:17	25:55	25:35	25:15	24:56	24:38	24:21
145	26:45	26:26	26:03	25:42	25:23	25:04	24:45	24:28
150	26:50	26:31	26:09	25:48	25:28	25:09	24:51	24:33

Таблица VIII-6

Времена пробега ScS (мин:сек)

Δ°	Глубина (км)							
	25	100	200	300	400	500	600	700
0	15:30	15:14	14:51	14:30	14:09	13:49	13:32	13:14
10	15:39	15:23	15:00	14:39	14:19	13:59	13:42	13:25
20	16:04	15:46	15:25	15:03	14:44	14:25	14:08	13:51
30	16:45	16:25	16:03	15:43	15:24	15:06	14:49	14:33
40	17:39	17:20	17:00	16:40	16:20	16:02	15:45	15:29
50	18:42	18:20	18:00	17:39	17:21	17:04	16:47	16:31
60	19:53	19:26	19:05	19:44	18:26	18:08	17:50	17:35
70	21:09	20:41	20:21	20:01	19:43	19:26	19:08	18:53
80	22:30	22:03	21:43	21:23	21:04	40:45	20:28	20:12

Таблица VIII-7

PcP-P (мин:сек)

Глубина (км)			Глубина (км)		
Δ°	25	600	Δ°	25	600
30	2:57	2:40	60	0:44	0:38
35	2:25	2:12	70	0:20	0:18
40	1:56	1:44	80	0:06	0:05
45	1:35	1:26	90	0:01	0:01
50	1:16	1:08			

Таблица VIII-8

P'P'-P и SKPP'-P (мин:сек)

Глубина (км)			Глубина (км)	
Δ°	25	600	200	600
40	32:27	32:10	—	—
45	31:39	31:25	—	—
50	30:56	30:42	—	—
55	30:12	29:59	33:26	32:42
60	29:28	29:15	32:42	31:58
65	28:46	28:35	32:01	31:18
70	28:02	27:53	31:19	30:38
75	27:27	27:21	30:39	29:59
80	26:48	26:42	30:00	29:19
85	26:14	26:08	29:19	28:38
90	25:41	25:35	28:39	27:58
95	25:09	25:03		
100	24:36	24:30		
105	24:01	23:55		
110	23:19	23:13		

Таблица VIII-9

pP-P и pP'-P' (мин:сек)

Глубина (км)								
Δ°	50	100	200	300	400	500	600	700
30	0:10	0:20	0:39	0:58	1:12	1:24	—	—
60	0:13	0:24	0:47	1:06	1:24	1:39	1:54	2:08
90	0:14	0:26	0:49	1:11	1:33	1:52	2:10	2:26
142	0:14	0:28	0:52	1:14	1:36	1:55	2:14	2:32
180	0:14	0:30	0:54	1:18	1:40	2:01	2:22	2:39

sP-P и *sP'-P'* (мин:сек)

Δ°	Глубина (км)							
	50	100	200	300	400	500	600	700
30	0:16	0:32	1:02	1:32	1:57	2:22	2:44	—
60	0:18	0:36	1:07	1:38	2:05	2:31	2:57	3:22
90	0:18	0:38	1:10	1:44	2:14	2:42	3:09	3:36
142	0:18	0:38	1:12	1:46	2:18	2:48	3:17	3:44
180	0:18	0:38	1:12	1:46	2:18	2:48	3:17	3:44

Южная Калифорния

Результаты Гутенберга для южной Калифорнии, суммированные в 1944 г. и представленные нами на фиг. 18-2, можно сформулировать следующим образом:

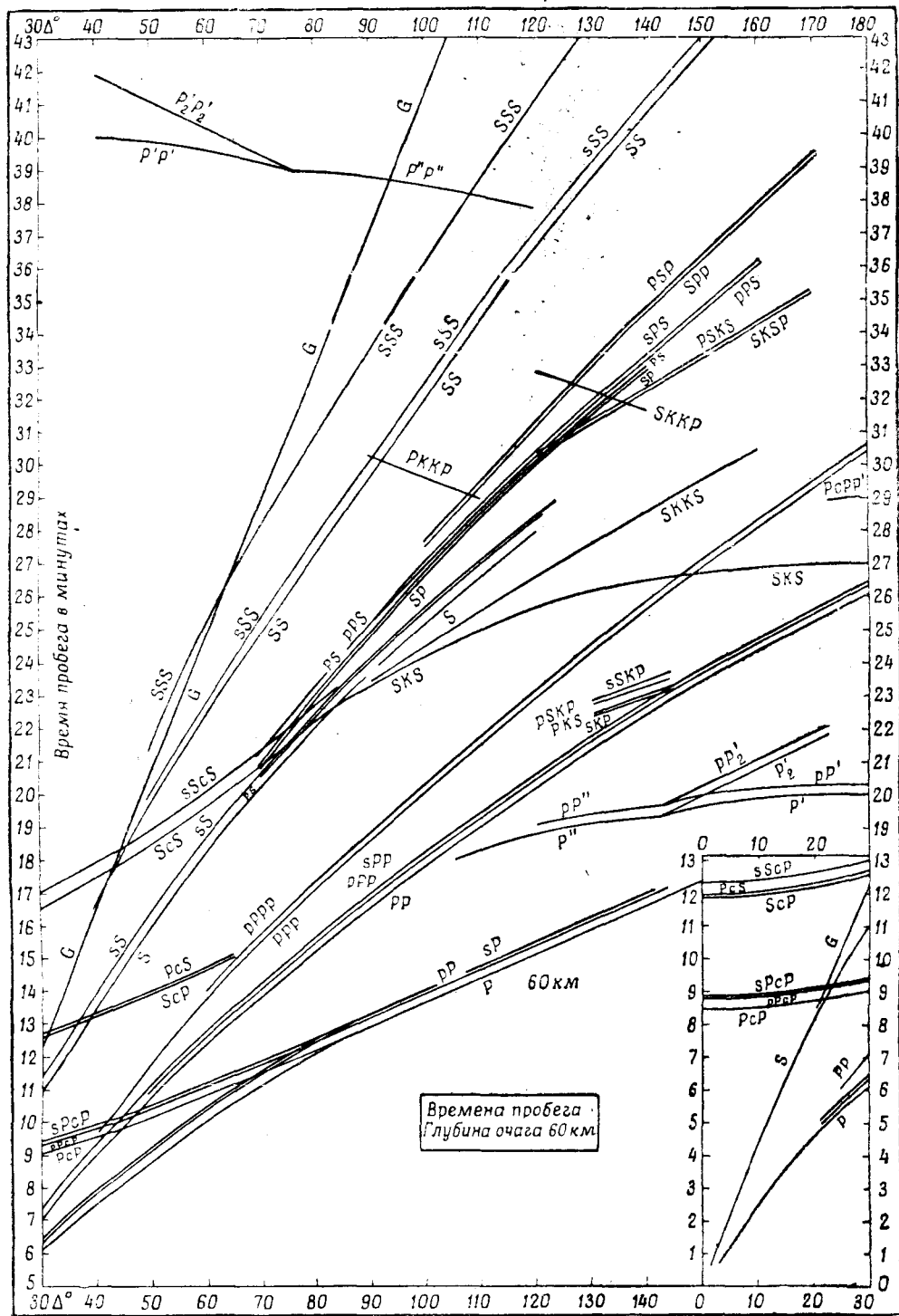
$$\begin{aligned}
 Pn-O &= x + \frac{\Delta}{8,06} & Sn-O &= y + \frac{\Delta}{4,45} \\
 Pm-O &= 4,4 + \frac{\Delta}{6,94} & Sm-O &= 6,9 + \frac{\Delta}{4,10} \\
 Py-O &= 1,2 + \frac{\Delta}{6,05} & Sy-O &= 2,1 + \frac{\Delta}{3,65} \\
 \bar{P}-O &= \frac{D}{5,58} & \bar{S}-O &= \frac{D}{3,26}
 \end{aligned}$$

со следующими региональными подразделениями

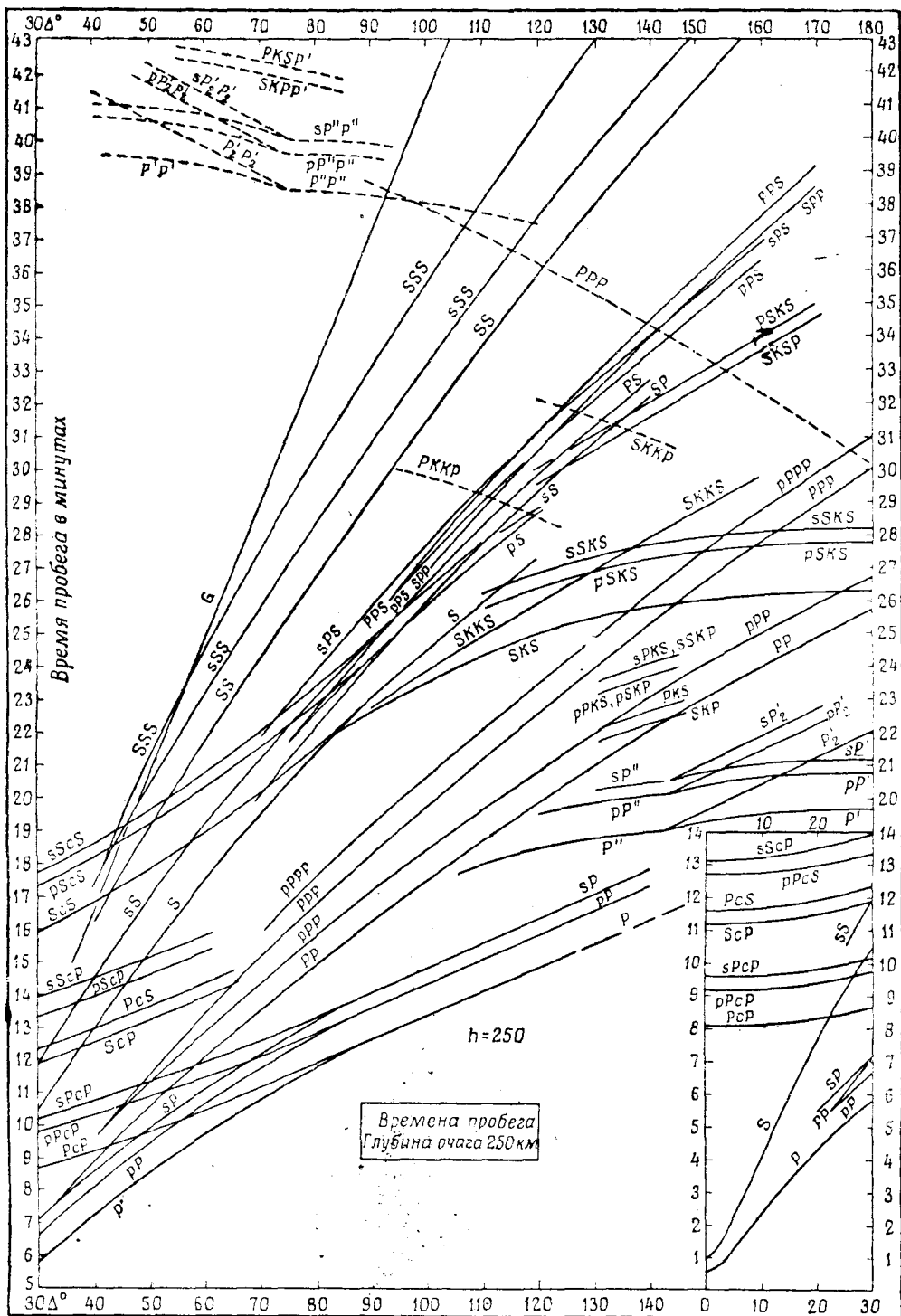
	<i>x</i>	<i>y</i>
Береговые долины	6,2	8,5
Юго-восточные горы	7,0	9,5
Северная часть долины Оуэнс-Велли	9,0	12,5
Сьерра-Невада	10	14

Пути смешанного характера дают средние значения *x* и *y*. Пересмотренные данные 1951 г. (фиг. VIII-4) дают интерпретацию *P* как каналовой волн со скоростью 5,56 км/сек, тогда как прямой волне *P* приписана скорость 6,34 км/сек (соответствующее значение скорости для *s* равно 3,67 км/сек). Кажущаяся скорость *Pn* возросла приблизительно до 8,2 км/сек. Высокое значение скорости для прямой волны приводит ко времени в очаге примерно на 1 сек позже, так что для пути волн типа береговых долин мы теперь используем соотношение $Pn-O = 5,2 + \Delta/8,2$.

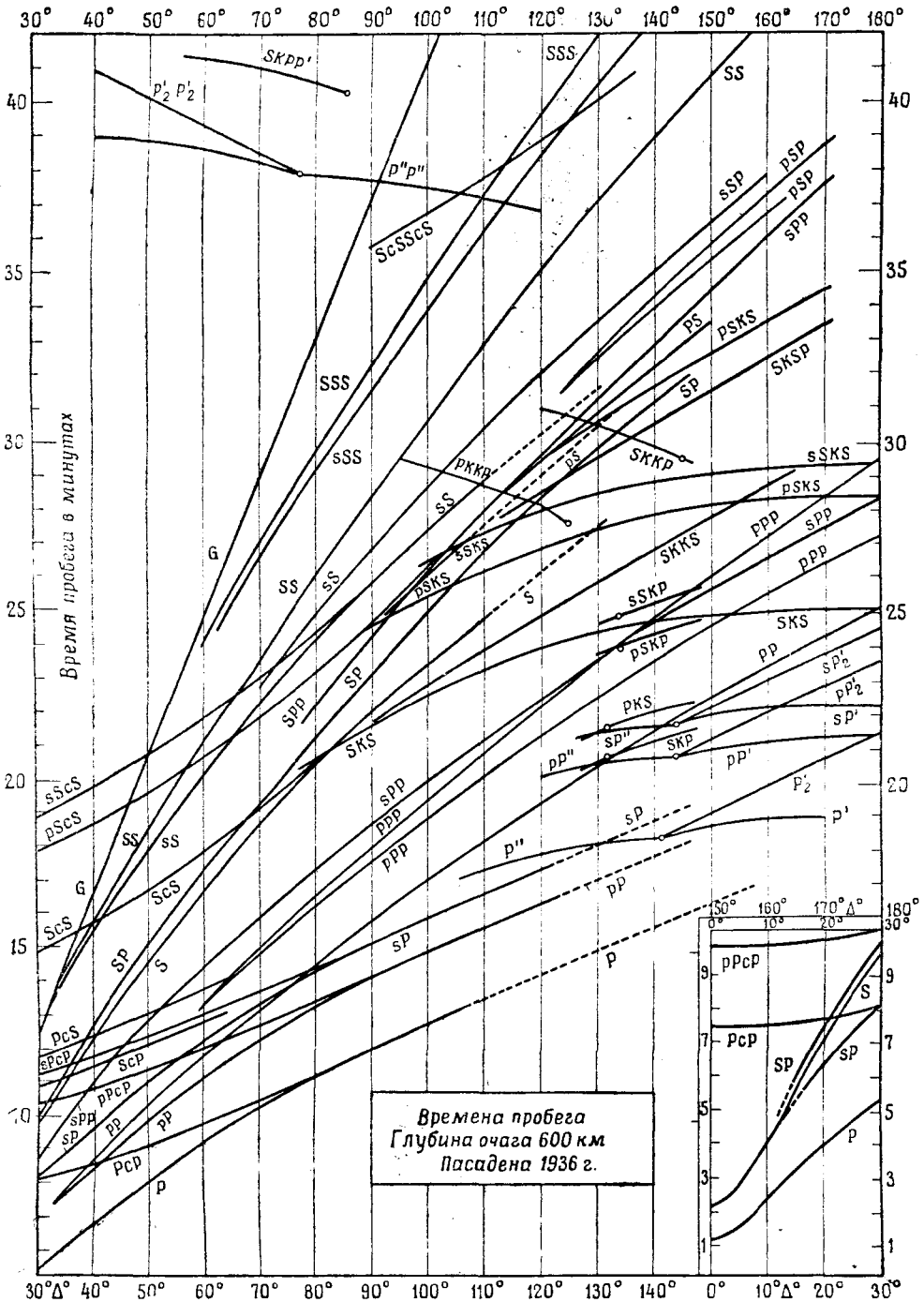
В своих наблюдениях Гутенберг все еще отмечает волны, соответствующие *Pm*, *Py*, *Sm*, *Sy*, но он считает, что они лучше могут быть представлены не как простые годографы, а как группы, в которых с возрастанием расстояния один член постепенно заменяется другим; это соответствует предположению, что волны эти каналовые. Однако *Pm* обладает достаточной резкостью для волны, преломленной в тонком слое со скоростью, близкой к 7 км/сек непосредственно над Мохо; по-видимому, наблюдаются отражения от верхней границы этого слоя. Время вступления наиболее сильной волны *Pm* дается соотношением $Pm-O = 3,5 + \Delta/7,01$. Подобным же образом $Py-O = 1,2 + \Delta/6,21$; ей предшествует волна Гутенберга, обозначаемая



Фиг. VIII-1. Времена пробега для фокальной глубины 60 км.



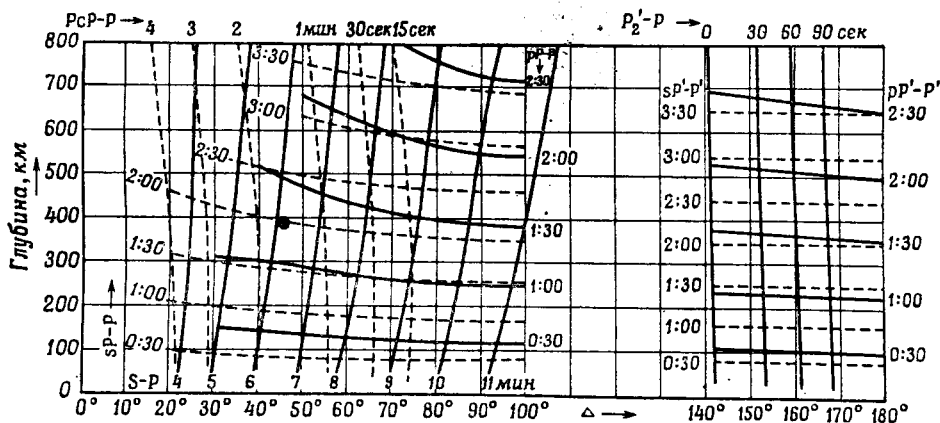
Фиг. VIII-2. Времена пробега для фокальной глубины 250 км.



Ф и г. VIII-3. Времена пробега для фокальной глубины 600 км.

строятся многими сейсмологами. Одна из них, предложенная Ботом¹, регулярно и успешно использовалась им и его сотрудниками в Упсале. Для обработки результатов и расчета вероятных ошибок в определении расстояния, глубины и времени в очаге Бот применил метод наименьших квадратов.

На чертеже, приведенном на фиг. VIII-5, принята та же система координат, что и у Бота; расстояние Δ и глубина H — абсцисса и ордината,



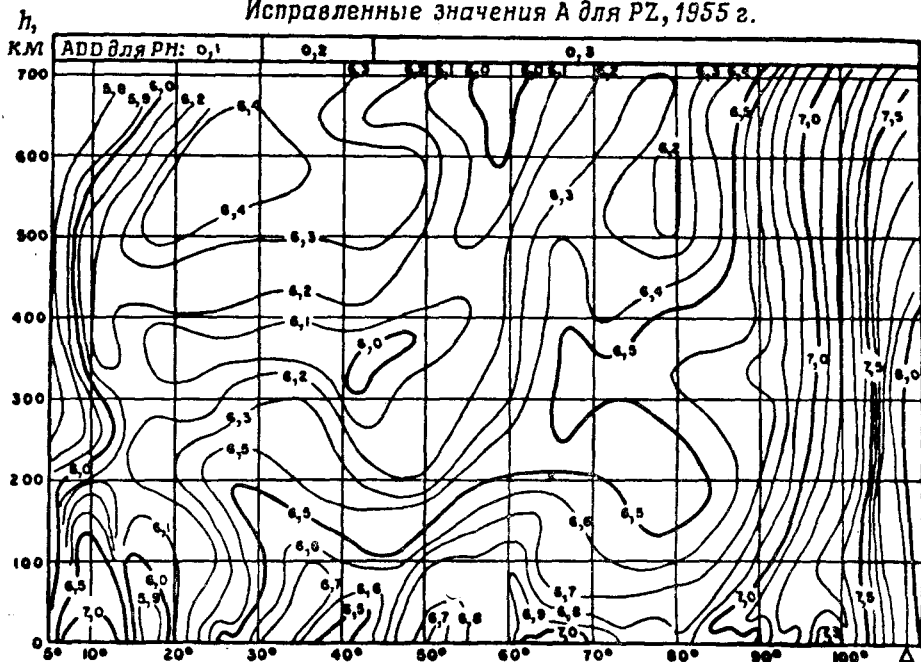
Фиг. VIII-5. Диаграмма для нахождения эпицентрального расстояния и глубины очага телесейсм по разностям времен (мин:сек) прихода различных фаз.

а кривые проведены для постоянных интервалов времени между фазами. Кривые для постоянных pP - P и S - P были также построены Ботом; остальные же отличаются от его кривых. Например, для больших Δ его диаграмма дает ppP - PP , а наша pP' - P' ; численно они различаются мало. Чтобы легче было обнаружить неправильную интерпретацию фаз, даны кривые для sP - P и PcP - P . Заметим, что SKS и S совпадают приблизительно при $\Delta = 84^\circ$ независимо от H ; на больших расстояниях фаза SKS может быть неправильно принята за S . $P'P'$ - P добавляется как дополнение к S - P ; P_2' - P' построено для расстояний, больших 142° .

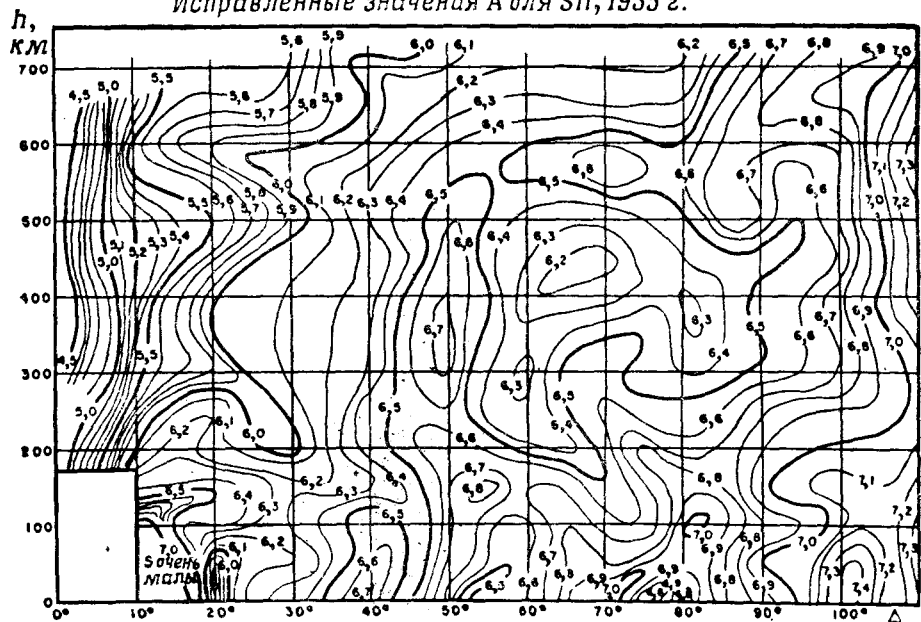
Калибровочные функции магнитуд

Фиг. VIII-6, VIII-7 и VIII-8 представляют калибровочные функции магнитуд, найденных из отношения амплитуды к периоду в максимуме групп P , S или PP , записанных при наблюдениях телесейсм. Значение максимальной амплитуды, выраженное в микронах, делится на величину соответствующего периода в секундах, берется логарифм и добавляются станционные поправки. Этот результат прибавляется затем к величине A , отсчитанной по калибровочной кривой для данной фазы, расстояния и глубины. Калибровочные функции для S относятся к полным горизонтальным компонентам, калибровочные функции для P и PP составлены только для вертикальных компонент (PZ , PPZ); чтобы применять их к пол-

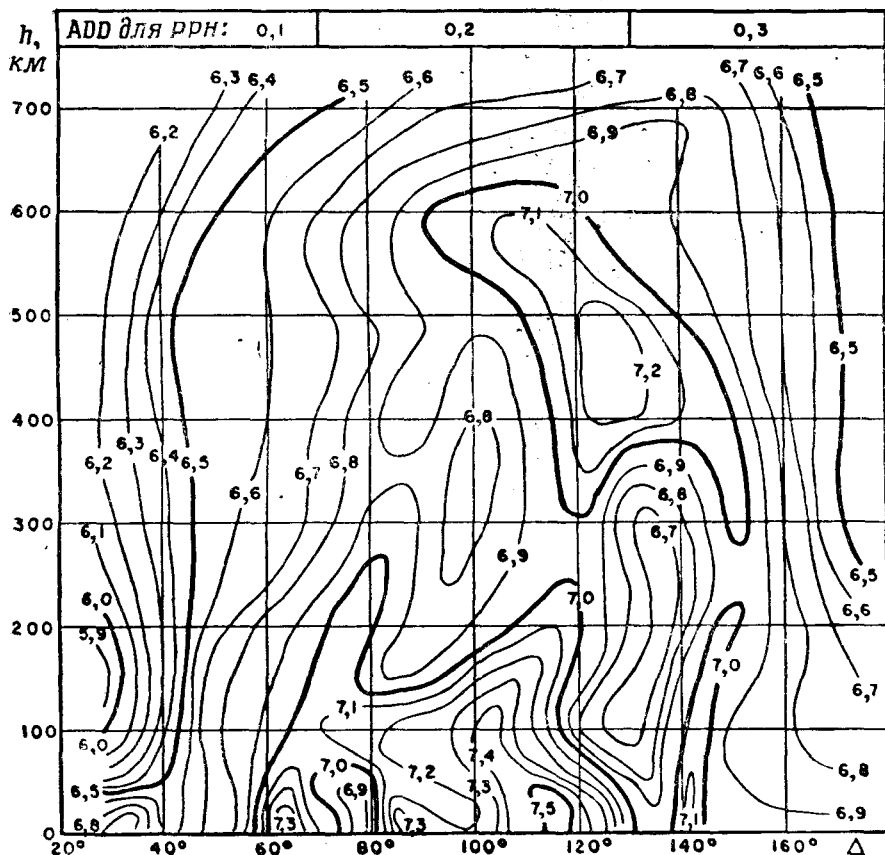
¹ B å t h M., Sur une méthode pour calculer les tremblements de terre à féyer profonde à l'aide des phases d'une seule station séismographique, *Kgl. Svenska Vetenskapska kad. Handl.*, Ser. 3, 20, № 4 (1943).

Исправленные значения A для PZ , 1955 г.

Фиг. VIII-6. Калибровочные кривые для определения магнитуд по амплитуде и периоду P .

Исправленные значения A для SH , 1955 г.

Фиг. VIII-7. Калибровочные кривые для определения магнитуд по амплитуде и периоду S .

Исправленные значения A для PPZ , 1955 г.

Фиг. VIII-8. Калибровочные кривые для определения магнитуд по амплитуде и периоду PP .

ным горизонтальным компонентам (PH , PPH), добавляются поправки, указанные сверху графиков.

Пример: Станция Пасадена; $\Delta = 60^\circ$, $H = 300$ км; амплитуда записанных колебаний почвы 3μ ; период 1,5 сек. Отношение амплитуды к периоду 2,0.

Логарифм отношения	+0,3
Станционная поправка	+0,2
A из диаграммы PZ	+6,3
Поправка для PH	+0,3

Магнитуда m 7,1

Станционная поправка и логарифм A/T для слабых толчков могут быть отрицательными. Станционные поправки редко превышают $\pm 0,3$; таблицы для них можно найти в статьях Гутенберга.

Вычисление величины магнитуды по объемным волнам эквивалентно одиночному определению значения m по Гутенбергу. Соответствующее значение M может быть взято из табл. 22-4 или вычислено по уравнению (2) главы 22:

$$M = 1,59m - 3,97.$$

Вычисление времени вступления Pn

Допустим, что поведение Pn следует простому предположению, сделанному впервые Мохоровичичем и иллюстрируемому фиг. 18-1. Обозначим толщину коры d и глубину гипоцентра ниже поверхности этого слоя H . Обозначим, далее, скорость в коре V и под корой W .

Луч будет преломляться горизонтально в нижней среде, если угол падения из верхней среды на границу удовлетворяет соотношению

$$\sin i = V/W. \quad (1)$$

Время вдоль всего луча к точке на поверхности, находящейся на расстоянии Δ от эпицентра, выражается следующим образом:

$$t = \frac{\Delta \sin i + A \cos i}{V} = \quad (2a)$$

$$= \frac{\Delta + A \operatorname{ctg} i}{W}, \quad (2b)$$

где $A = 2d - H. \quad (2b)$

Выражение (2b) часто используется в форме

$$t = \frac{\Delta}{W} + K, \quad (3)$$

в котором

$$K = \frac{2d - H}{W} \operatorname{ctg} i. \quad (4)$$

Формула (3) применима также в тех случаях, когда имеется несколько горизонтально залегающих слоев, в каждом из которых скорость постоянна с глубиной; K в этом случае — константа, зависящая от H , скоростей и толщины слоев. Заметим, что время t заметно изменяется, если слои не горизонтальны, так что погружение Мохо или других границ в коре изменяет интерпретацию наблюдаемых времен.

Времена для прямого и преломленного лучей будут совпадать для $\Delta = X$, когда

$$(X^2 + H^2)^{1/2} = X \sin i + KV. \quad (5)$$

Решение (5) имеет вид:

$$X = KV \operatorname{tg} i \sec i + \sec^2 i (K^2 V^2 - H^2 \cos^2 i)^{1/2}. \quad (6)$$

Тригонометрические функции в решении (6) легко вычисляются при использовании (1).

Если $H < KV$, то приближенно

$$X = \frac{KV}{1 - \sin i} - \frac{H^2}{2KV} \quad (7)$$

Применение этих формул в реальных условиях не учитывает изменение скорости с глубиной внутри коры, но дает достаточно хорошее представление наблюдений.

Для выяснения влияния погружения Мохо и наличия нескольких горизонтальных слоев следует обращаться к работам по сейсмической разведке (глава 18).

ПРИЛОЖЕНИЕ X

Определение неглубоких телесейсм

Этот процесс требует в качестве иллюстрации примера, на котором можно будет также показать некоторые из предварительных процедур. Материал взят с несколько иным расположением из руководств проф. Гутенберга. Исследование основывается всецело на предварительных отчетах, используемых станциями в их собственных предварительных бюллетенях или Страсбургским бюро. Выбранное землетрясение на Ионических островах к западу от побережья Греции имело магнитуду 7 и было в высшей степени разрушительным.

Табл. X-1 показывает предварительное определение времени в очаге. В колонках даны: названия станций, которые сообщили времена P и S (времена S не используются, если записи сомнительны); время вступления P в минутах и секундах (по Гринвичу) после 9 час 12 августа 1953 г.; интервал времени $S-P$ в секундах до 10 мин (большие интервалы $S-P$ не используются из-за того, что в этом случае S можно спутать с SKS); время пробега $P-O$, соответствующее $S-P$, из табл. VIII-3; результирующее время в очаге в секундах после 9 час 23 мин.

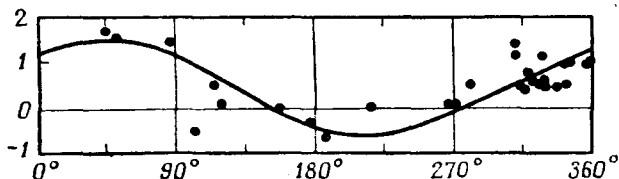
Данные не отбирались специально и могут служить примером использования для предварительных целей. Станции, от которых были получены сведения, — разных видов: одни из них оборудованы лучшими современными приборами, на других приборы старые и малочувствительные. В отчетах часто содержатся различные ошибки, возникающие при передаче сведений, или опечатки, или ошибки измерений и интерпретации. Среднее из 61 значения для времени в очаге составляет 09:23:48,0 (час:мин:сек). Обычно наилучшим приближением времени в очаге является время более позднее, чем среднее значение, так как для толчка этой магнитуды более вероятно, что S будет отсчитано позже, и менее вероятно, что P будет отсчитано неправильно; более позднее S дает более раннее время в очаге. Для дальнейшей обработки, представленной в табл. X-2, как первое приближение использовалось значение 0,9:23:50. Предварительные определения с глобусом показывают, что эпицентр находится вблизи 38° С, 20° В. Теперь для сравнения можно использовать эпицентр с координатами $38,8^\circ$ С, $20,6^\circ$ В, сведения о котором даны в *Международной сводке*. Он относится к землетрясению 11 марта 1938 г. Расстояния и азимуты для многих станций, зарегистрировавших этот толчок, были рассчитаны и табулированы в Сводке. Из этих станций были выбраны те, которые характеризовались различными азимутами (использовались станции, которые располагали предварительными сведениями о землетрясении 1953 г.). Для нескольких других станций расстояния были рассчитаны по приближенным координатам эпицентра, используя направляющие косинусы. Все эти расстояния и азимуты, приведенные в табл. X-2, сопровождаются данными о времени вступления P в минутах и секундах после 9 час. Колонка $P-O$ дает результат вычитания 09:23:50 из каждого значения времени вступления P . Колонка, озаглавленная $\Delta(P-O)$, дает эпицентральные расстояния, полученные из $P-O$ при использовании табл. VIII-3. Из них вычитаются расчетные величины расстояний, чтобы получить разности в расстоянии; эти разности представляются графически в функции азимута (фиг. X-1).

Вычисление приближенного значения времени в очаге для землетрясения
12 августа 1953 г., 09 час (по Гринвичу)

Станция	Время вступ- ления P, 09 час+		Разность времен S-P,		Расчетные значения P-O,		Время в очаге 09 час 23 мин+
	мин	сек	мин	сек	мин	сек	
Реджио	24	54	00	49	00	57	57
Мессина	24	55	00	49	00	57	58
Белград	25	32	01	25	01	46	46
Рим	25	42	01	28	01	53	49
Флоренция	26	04	01	42	02	15	49
Триест	26	04	01	37	02	02	62
Сиена	26	05	01	45	02	18	47
Праго	26	07	01	53	02	30	37
Урбаново	26	21	01	53	02	30	51
Толмаз	26	21	01	50	02	26	55
Павия	26	33	02	00	02	42	51
Чур	26	45	02	12	02	56	49
Оропе	26	46	02	06	02	49	57
Прага	26	55	02	16	03	02	53
Цюрих	26	56	02	30	03	18	38
Ксара	26	56	02	24	03	11	45
Равенсбург	27	00	02	32	03	20	40
Чеб	27	01	02	27	03	15	46
Штутгарт	27	04	02	21	03	08	56
Карлсруэ	27	10	02	32	03	21	49
Страсбург	27	13	02	34	03	23	50
Алжир	27	14	02	44	03	34	40
Клермонт	27	28	03	05	03	58	30
Тортоса	27	30	02	53	03	44	46
Париж	27	47	03	10	04	03	44
Аликанте	27	47	03	06	03	59	48
Гамбург	27	53	03	23	04	18	35
Дебилт	28	04	03	28	04	24	40
Копенгаген	28	10	03	34	04	31	39
Картье	28	17	03	39	04	36	41
Толедо	28	19	03	34	04	31	48
Джерси	28	25	03	42	04	40	45
Кью	28	26	03	33	04	29	57
Упсала	28	46	03	56	04	55	51
Коймбра	28	54	04	01	05	01	53
Лиссабон	29	00	04	10	05	13	47
Авероэс	29	04	04	16	05	21	43
Ратфарнхам	29	08	04	19	05	26	42
Абердин	29	11	04	14	05	19	52
Эдинбург	29	12	04	19	05	25	47
Азорские о-ва	31	13	05	51	07	22	51
Кветта	31	16	05	57	07	30	46
Новый Дели	32	27	06	54	08	38	49
Бомбей	32	43	07	12	08	58	45
Пуна	32	49	07	07	08	53	56
Кадайямаллур	33	43	08	00	09	51	52

Продолжение табл. X-1

Станция	Время вступления P, 09 час +		Разность времен S-P,		Расчетные значения P-O,		Время в очаге 09 час 23 мин + сек
	мин	сек	мин	сек	мин	сек	
Калькутта	34	01	07	56	09	47	74
Шиллонг	34	04	08	12	10	06	58
Харвард	34	48	09	00	11	02	46
Бермудские о-ва	34	53	09	01	11	03	50
Оттава	34	54	09	02	11	04	50
Палисейдс	35	02	09	05	11	08	54
Фордхем	35	04	09	10	11	13	51
Вашингтон	35	22	09	29	11	35	47
Моргантаун	35	31	09	44	11	52	39
Мартиника	35	35	09	44	11	52	43
Черри-Пойнт	35	36	09	42	11	50	46
Колледж	35	46	09	54	12	04	42
Сан-Хуан	35	47	09	45	11	53	54
Цинциннати	35	47	09	59	12	10	37



Ф и г. X-1. График зависимости разности расстояний от азимута станций. Землетрясение под Ионическими островами 12 августа 1953 г.

Если разности обусловлены только различием между истинными и приближенными координатами эпицентров, то точки на графике, построенном указанным образом, должны уложиться на синусоидальную кривую. Принимая во внимание необходимые свойства такой кривой (например, расположение максимумов и минимумов через 180° по азимуту), ее можно провести между точками примерно так, как показано на чертеже. В этом случае кривая не симметрична относительно нулевой линии и лежит выше. Это указывает, что лучшим приближением является более позднее время в очаге, чем то, которое было принято. С учетом этого исправленное время выбирается равным 09:23:53, что внесет требуемые небольшие изменения в расстояния. Эффект изменения времени в очаге несколько различается для близких и для удаленных станций. В случае неуверенности разности пересчитываются и строится новая кривая. Величина, на которую должен быть смещен эпицентр, равна амплитуде синусоидальной кривой, измеренной от исправленной нулевой линии; здесь это почти градус большого круга. Минимум кривой получился сразу же за 180° справа. Поэтому смещение направлено к югу и немного к западу. Компоненты смещения в главных направлениях могут читаться непосредственно по точкам пересечения с абсциссами 0° , 90° , 180° и 270° (иногда это происходит с математической точностью). Если провести новую нулевую линию около $+0,7$, то пересечение

Таблица X-2

Данные для поправок к эпицентру землетрясения 12 августа 1953 г.

Приближенное время в очаге: 09:23:50

Приближенные координаты эпицентра: 38,8 °С, 20,6°В

	Δ°	Азимут	$P=0,9$ час ⁺ ,		$P-O$		Δ°	Δ°
	расчетное		мин	сек	мин	сек.	($P-O$)	
Афины	2,6	120	24	34	00	44	2,7	+0,1
Белград	6,0	359	25	32	01	42	7,0	+1,0
Триест	8,5	326	26	05	02	15	9,2	+0,7
Чур	11,4	318	26	45	02	55	11,9	+0,5
Прага	12,1	314	26	55	03	05	12,7	+0,6
Цюрих	12,3	316	26	56	03	06	12,8	+0,5
Чех	12,7	335	27	01	03	11	13,2	+0,5
Штутгарт	12,9	324	27	04	03	14	13,4	+0,5
Ксара	13,3	107	26	56	03	06	12,8	-0,5
Страсбург	13,5	321	27	13	03	23	14,1	+0,6
Алжир	14,0	267	27	14	03	24	14,2	+0,2
Дебилт	17,1	326	28	04	04	14	18,3	+1,2
Копенгаген	17,8	344	28	10	04	20	18,8	+1,0
Толедо	19,1	283	28	19	04	29	19,6	+0,5
Картье	19,2	274	28	17	04	27	19,4	+0,2
Кью	19,4	319	28	26	04	36	20,2	+0,8
Упсала	21,2	355	28	46	04	56	22,1	+0,9
Харвард	66,5	307	34	48	10	58	67,7	+1,2
Форхем	68,9	306	35	04	11	14	70,3	+1,4
Калькутта	59,3	85	34	01	10	11	60,7	+1,4
Таманрассет	20,5	210	28	29	04	39	20,5	0,0
Бомбей	49,2	110	32	43	08	53	49,7	+0,5
Танавариве	62,7	155	34	15	10	25	62,7	0,0
Кимберли	67,3	175	34	43	10	53	67,0	-0,3
Коши	84,9	45	36	35	12	45	86,6	+1,7
Сендай	85,7	50	36	38	12	48	87,2	+1,5

180° дает смещение около $-1/2$, а при 270° получается небольшое отрицательное смещение. Широта теперь уменьшилась приблизительно на полградуса, долгота также несколько уменьшилась (передвинулась к западу) и координаты стали $38\frac{1}{4}^\circ$ С, $20\frac{1}{4}^\circ$ В. Если имеются большие сдвиги в долготе, необходимо учесть, что построенные кривые дают дуги вдоль больших кругов; указанное восточное или западное смещение должно быть разделено на косинус широты, чтобы дать истинное изменение долготы.

Число станций, хорошо записавших этот толчок на больших расстояниях, было невелико. Станции Ривервью и Веллингтон показали для P' время 09:43:28 и 09:43:54 соответственно, что дает при времени в очаге 09:23:53 времена пробега 19 мин 35 сек и 20 мин 01 сек. Вычисленные расстояния двух станций от пробного эпицентра равны 139, 2° и 159, 1°; табличные времена для P' при этих расстояниях равны 19 мин 29 сек и 20 мин 00 сек. Таким образом, эти данные указывают только на небольшую фокальную глубину, то есть на результат, которого можно было ожидать, исходя из наблюдаемого эффекта землетрясения и из присутствия на записи сильных поверхностных

волн. На станции Чиуауа на вычисленном расстоянии $96,5^\circ$ было установлено время для *SKS* 09:47:51, которое хорошо согласуется с табличным значением времени пробега 24 мин. 01 сек для этого расстояния.

ПРИЛОЖЕНИЕ XI

Пример определения места землетрясения близкими станциями

Пример возможности определения координат очага землетрясения можно взять из данных о слабом землетрясении с магнитудой 3,2, записанных в процессе выполнения специальной программы в период наблюдения над афтершоками после землетрясения 1952 г. в округе Керн (табл. XI-1).

Часть А таблицы показывает вычисление времени в очаге по отсчетам *P* и *S* на нескольких самых близких станциях. Каждый интервал времени *S-P* умножается на 1,37, чтобы получить *P-O* (это соответствует допущению, что коэффициент Пуассона равен 0,25), и результат вычитается из времени вступления *P*, чтобы найти *O*. Все полученные результаты близки к 15:14:57,9, за исключением двух станций: Клар-Крик-Ранч и Чучупате. Первой более близкой станцией, очевидно, наблюдается одно из ложных ранних вступлений, которое делает неясным истинное вступление *S* на коротких расстояниях. При использовании этого времени получается более позднее значение для времени в очаге. Противоположное наблюдение в Чучупате обусловлено более поздним отсчетом *S*, в действительности на этих особых сейсмограммах нет резкого вступления *S* и поэтому выбор был сделан ошибочно.

Применение различных приближенных приемов приводит к предварительным координатам эпицентра $35^\circ 19' \text{ С}$, $118^\circ 30' \text{ З}$; несколько прикидок показали, что глубина 10 км была бы более подходящей, чем обычное допущение 16 км. Результаты расчета на этой основе представлены в части Б таблицы. Значения *D* в таблице получены из вычисленных Δ и $h=10$ км. Следующая колонка дает времена вступления *P*; в Пасадене значение 19,1 соответствует слабому первому вступлению, 20,6 — более позднему резкому импульсу. *P-O* вычисляется путем деления *D* на среднее значение скорости 6,34 км/сек, установленное на основании ранних работ в южной Калифорнии. Вычитая значение *P-O* из времени вступления *P*, получаем значения *O*. Большинство из них близки к значению 15:14:57,9, полученному из *S-P*. Клар-Крик-Ранч дает несколько более раннее время, что может быть вызвано ошибкой службы времени. Более позднее время в очаге, полученное для Хейви, вероятно, указывает только на более поздний отсчет первого вступления; для этой станции характерен высокий уровень помех, и первое вступление *P* легко может быть пропущено на записи такого слабого толчка. Заметим, что время в Тинемахе достаточно хорошо совпадает с наиболее вероятным временем, несмотря на то, что эта станция находится на расстоянии 194 км от эпицентра, и, следовательно, далеко за пределами тех расстояний, при которых *Pn* обычно предшествует прямой волне *p*. Это результат срезывания или запаздывания *Pn* вследствие влияния структуры Сьерры-Невады (но не потери первого вступления, так как такое же время пробега было найдено на станции Тинемаха для четких первых вступлений, записанных для гораздо более сильных землетрясений в той же области).

Данные для землетрясения 4 сентября 1952 г. 15 час 14 мин

А. Вычисление времени в очаге по разности времени $S-P$

Станция	P , 15 час 15 мин + сек	$S-P$, сек	$P-O$, сек	O , 15 час 14 мин + сек
Клир-Крик-Ранч	00,1	01,1	01,5	58,6
Пьют-Ранч	00,4	02,0	02,7	57,7
Паркер-Крик	02,1	03,1	04,2	57,9
Хавилла	01,8	02,8	03,8	58,0
Вуди	06,4	06,1	08,4	58,0
Чучупате	10,0	10,1	17,8	56,2
Чайна-Лейк	14,3	11,9	16,3	58,0

Б. Вычисление времени в очаге по $P-O$, предполагая, что координаты эпицентра $35^{\circ}19' \text{ С}$, $118^{\circ}30' \text{ З}$ и $h = 10 \text{ км}$

Станция	Δ , км	D , км	P , 15 час 15 мин + сек	$P-O$, сек	O , 15 час 14 мин + сек	$\Delta/8,2$	$P - \Delta/8,2$, 15 час 15 мин + сек
Клир-Крик-Ранч	12,5	16,0	00,1	02,5	57,6		
Пьют-Ранч	12,1	15,7	00,4	02,5	57,9		
Хавилла	21,5	23,7	01,8	03,7	58,1		
Паркер-Крик	25,1	27,0	02,1	04,3	57,8		
Вуди	53,1	54,0	06,4	08,5	57,9		
Чучупате	74,0	74,6	10,0	11,8	58,2		
Чайна-Лейк	98,9	99,4	14,3	15,7	58,6		
Хейви	103,1	103,5	15,3	16,3	59,0		
Маунт-Вилсон	127,7	128,1	18,6	20,3	58,3		
Пасадена	133,1	133,5	19,1	21,1	58,0		
			20,6			16,2	04,4
Далтон	142,0	142,3	21,3	22,5	58,8	17,3	04,0
Санта-Барбара	147,5	147,8	22,8	23,3		18,0	04,8
Риверсайд	179,4	179,7	25,8			21,9	03,9
Биг-Бэр	188,2	188,5	27,0			23,0	04,0
Тинемаха	194,4	194,5	29,4	30,9	58,5	23,7	
Баррет	337,7	337,8	45,9			41,2	04,7

Время пробега Pn равно $\Delta/8,2 +$ величина, которая может изменяться при изменении глубины очага, но должна быть приближенно константой для данного землетрясения. Изменения приписываются различию в структуре вдоль пути распространения волны, включая эффект погружения Мохо. Последние две колонки дают $\Delta/8,2$ и $P - \Delta/8,2$ для более удаленных станций. Отсчеты на станциях Санта-Барбара и Баррет, вероятно, оба несколько поздние: первое из-за высокого уровня помех, второе — из-за относительно большого расстояния и малой амплитуды. Другие дают $P - \Delta/8,2$, близкое к 4 сек; сюда же относится второе вступление в Пасадене, которое может быть отсчитано несколько позже. Для землетрясений в том же районе,

в котором значение глубины близко к стандартному (около 16 км), $P - \Delta/8,2$ находится в пределах от 5,5 до 6 для той же группы станций.

Сходимость полученных результатов можно несколько улучшить путем небольшого изменения координат эпицентра и значения глубины, но это, безусловно, было бы работой, далекой от истинного предела точности, даже независимо от того, какую малую величину можно формально рассчитать для вероятной ошибки. Никакие статистические ухищрения не смогут устранить очевидных систематических ошибок, вводимых допущением в постоянстве скорости и однородной структуре вдоль всех путей.

Ограничения этих результатов характерны для наиболее благоприятных условий. Но даже в этом случае остается много неопределенностей в отношении глубины очага и структуры земной коры.

ПРИЛОЖЕНИЕ XII

Вычисление коротких расстояний

При обработке записей местных землетрясений определение расстояния от предполагаемого эпицентра до записывающей станции обычно желательно производить с ошибкой, не превышающей 1 км. Если используются аналитические методы определений, включающие вычисления с данными координатами и расстояниями, особенно желательно определять расстояния с точностью до одной десятой километра, избегая таким путем ошибок округления.

Чтобы измерить по карте расстояния порядка 200 км с точностью до 0,1 км, требуются предосторожности, отнимающие много времени при картировании и измерении; поэтому такие расстояния обычно вычисляются из известных значений широты и долготы.

Эффект искривления земной поверхности достаточно мал, так что расстояния приблизительно до 500 км даются с ошибкой, не превышающей 0,1 км, формулами

$$\Delta^2 = \Delta x^2 + \Delta y^2 \quad \Delta x = A\Delta\lambda \quad \Delta y = B\Delta\varphi.$$

Если Δ — требуемое расстояние в километрах, а $\Delta\lambda$ и $\Delta\varphi$ — разности долгот и широт в двух данных точках (обычно эпицентр и станция), выраженные в минутах дуги (так что вместо $1^\circ 23' 36''$ получается 83,6'), то достаточная точность достигается, если взять A и B в километрах с точностью до 0,1 как длину одной минуты дуги параллели и меридиана соответственно, центрированных на средней широте между двумя точками. Остается составить таблицы, дающие значения A и B для интервалов в 1 мин средней широты (используя обычную геодезическую широту, принятую на картах).

Таблицы, представленные здесь, были составлены по данным, основанным на сфероиде Кларка (в Смитсоновских географических таблицах). Отклонения от сфероида, принятого международным соглашением позже, невелики и ими можно пренебречь.

Табл. XII-1 имеет широкие пределы применимости. Она дает коэффициенты A и B для каждого градуса средней широты от 0° до 70° . Изменения B в пределах одного градуса так малы и регулярны, что интерполяция для любой желаемой минуты широты не составит труда. Соответствующие из-

Дуги меридианов и параллелей

Средняя широта, φ , град.	Дуга 1' меридиана, В, км	Дуга 1' параллели, А, км	А/соz φ , км
0	1,842808	1,855365	1,855365
1	1,842813	1,855087	1,855369
2	1,842830	1,854243	1,855374
3	1,842858	1,852840	1,855383
4	1,842898	1,850877	1,855396
5	1,842950	1,848353	1,855414
6	1,843011	1,845270	1,855434
7	1,843085	1,841628	1,855458
8	1,843170	1,837430	1,855487
9	1,843265	1,832675	1,855520
10	1,843372	1,827365	1,855555
11	1,843488	1,821502	1,855595
12	1,843617	1,815087	1,855638
13	1,843755	1,808122	1,855683
14	1,843903	1,800610	1,855733
15	1,844062	1,792552	1,855786
16	1,844230	1,783950	1,855842
17	1,844408	1,774808	1,855902
18	1,844595	1,765128	1,855966
19	1,844792	1,754912	1,856031
20	1,844998	1,744163	1,856100
21	1,845213	1,732887	1,856173
22	1,845437	1,721083	1,856248
23	1,845668	1,708757	1,856325
24	1,845907	1,695910	1,856404
25	1,846153	1,682550	1,856488
26	1,846408	1,668677	1,856573
27	1,846670	1,654297	1,856661
28	1,846938	1,639413	1,856750
29	1,847213	1,624032	1,856843
30	1,847495	1,608155	1,856937
31	1,847781	1,591788	1,857033
32	1,848073	1,574937	1,857132
33	1,848372	1,557605	1,857231
34	1,848673	1,539798	1,857331

Продолжение табл. XII—1

Средняя широта, φ град.	Дуга 1' меридиана, B , км	Дуга 1' параллели, A , км	$A/\cos\varphi$ км
35	1,848980	1,521522	1,857435
36	1,849290	1,502780	1,857538
37	1,849605	1,483580	1,857643
38	1,849922	1,463927	1,857750
39	1,850242	1,443827	1,857858
40	1,805565	1,423383	1,857964
41	1,850890	1,402307	1,858074
42	1,851217	1,380900	1,858184
43	1,851543	1,359070	1,858294
44	1,851873	1,336823	1,858403
45	1,852202	1,314167	1,858512
46	1,852531	1,291108	1,858623
47	1,852860	1,267653	1,858734
48	1,853188	1,243808	1,858842
49	1,853515	1,219582	1,858951
50	1,853842	1,194982	1,859061
51	1,854165	1,170013	1,859170
52	1,854487	1,144685	1,859276
53	1,854805	1,119005	1,859384
54	1,855122	1,092980	1,859488
55	1,855433	1,066618	1,859592
56	1,855742	1,039928	1,859695
57	1,856045	1,012918	1,859798
58	1,856345	0,985595	1,859896
59	1,856640	0,957968	1,959995
60	1,856928	0,930047	1,860094
61	1,857212	0,901837	1,860187
62	1,857490	0,873348	1,860279
63	1,857762	0,844590	1,860369
64	1,858025	0,815572	1,860459
65	1,858283	0,786300	1,860544
66	1,858533	0,756785	1,860627
67	1,858775	0,727037	1,860709
68	1,859008	0,697063	1,860787
69	1,859235	0,666873	1,860861
70	1,859452	0,636477	1,860934

Таблица XII-2

Коэффициенты B (длины в километрах 1' меридиана)

Средняя широта φ		B	Средняя широта φ		B
29°51'	до 30°11'	1,8475	35°14'	до 30°33'	1,8491
30 12	32	76	34	52	92
33	53	77	35 53	36 11	93
54	31 14	78	36 12	30	94
31 15	34	79	31	49	95
35	54	80	50	37 08	96
55	32 14	81	37 09	27	97
32 15	35	82	28	46	98
36	55	83	47	38 06	1,8499
56	33 15	84	38 07	24	1,8500
33 16	35	85	25	43	01
36	55	86	44	39 01	02
56	34 15	87	39 02	20	03
34 16	34	88	21	39	04
35	54	89	40	57	05
55	35 13	1,8490	58	40 16	1,8506

менения A гораздо менее регулярны, но, как показывает третья колонка таблицы, это обусловлено тригонометрическим множителем, и величина $A/\cos\varphi$ является еще более регулярной, чем B . Для большей точности нужно величину $A/\cos\varphi$ интерполировать для каждой требуемой минуты широты, а затем умножить ее на косинус этой широты.

Обычно для определения A и B бывает достаточна точность до четвертого десятичного знака. Для B можно составить простую вспомогательную таблицу (табл. XII-2), из которой легко найти требуемое B . Для A нужна гораздо большая таблица, чтобы исключить время, в свою очередь необходимо для введения косинусоидального множителя. Это вспомогательные таблицы для средней широты от 30° до 40° (табл. XII-2 и XII-3) взяты из более ранних работ автора¹.

Если одна и та же группа станций используется многократно, можно быстро составить другие специальные таблицы. Например, A и B можно табулировать для данной станции как функции не средней широты, а широты какой-нибудь другой точки (обычно эпицентра), расстояние до которой требуется определить. Другой путь применения B состоит в вычислении (или определении из географических таблиц) и табулировании меридионального расстояния в километрах и десятых долях километра от экватора -30° , или любой иной фиксированной широты до каждой целой минуты данной широты и до точной широты каждой используемой станции; одно вычитание дает тогда $B \Delta\varphi$.

Численный пример. Расстояние от Пасадены: $34^\circ 08,9' \text{ С}$ $118^\circ 10,3' \text{ З}$; от принятого эпицентра: $32^\circ 00' \text{ С}$, $119^\circ 00' \text{ З}$, $\Delta\varphi = 128,9'$ $\Delta\lambda = 49,7'$; средняя широта: $\varphi = 33^\circ 04,45'$. Из таблиц: $B = 1,8484$. $A = 1,5562$. Отсюда $\Delta x = 77,3 \text{ км}$, $\Delta y = 238,3 \text{ км}$, $\Delta = 250,5 \text{ км}$.

¹ Richter C. F., Calculation of small distances, BSSA, 33 (1943), 243—250.

Таблица XII-3

Коэффициенты A для данной средней широты φ
(длины в километрах 1' параллели)

	30°	31°	32°	33°	34°	35°	36°	37°	38°	39°
00'	1,6082	1,5918	1,5749	1,5576	1,5398	1,5215	1,5028	1,4836	1,4639	1,4438
01	79	15	47	73	95	12	25	33	36	35
02	76	12	44	70	92	09	21	29	33	32
03	74	10	41	67	89	06	18	26	29	28
04	71	07	38	64	86	03	15	23	26	25
05	1,6068	1,5904	1,5735	1,5561	1,5383	1,5200	1,5012	1,4820	1,4623	1,4421
06	65	1,5901	32	58	80	1,5197	09	16	19	18
07	63	1,5898	29	56	77	94	06	13	16	15
08	60	96	27	53	74	90	1,5002	10	13	11
09	57	93	24	50	71	87	1,4999	07	09	08
10	1,6055	1,5890	1,5721	1,5547	1,5368	1,5184	1,4996	1,4803	1,4606	1,4404
11	52	87	18	44	65	81	93	1,4800	1,4603	1,4401
12	49	85	15	41	62	78	90	1,4797	1,4599	1,4398
13	46	82	12	38	59	75	87	94	96	94
14	44	79	09	35	56	72	83	90	93	91
15	1,6041	1,5876	1,5706	1,5532	1,5353	1,5169	1,4980	1,4787	1,4589	1,4387
16	38	73	04	29	50	66	77	84	86	84
17	36	71	1,5701	26	47	63	74	81	83	81
18	33	68	1,5698	23	44	60	71	78	79	77
19	30	65	95	20	41	56	67	74	76	74
20	1,6028	1,5862	1,5692	1,5517	1,5338	1,5153	1,4964	1,4771	1,4573	1,4370
21	25	59	89	14	35	50	61	68	69	67
22	22	57	86	11	32	47	58	64	66	63
23	19	54	83	08	28	44	55	61	63	60
24	17	51	81	05	25	41	52	58	59	56
25	1,6014	1,5848	1,5678	1,5502	1,5322	1,5138	1,4948	1,4754	1,4556	1,4353
26	11	45	75	1,5499	19	35	45	51	53	50
27	08	43	72	96	16	31	42	48	49	46
28	06	40	69	93	13	28	39	45	46	43
29	03	37	66	91	10	25	36	41	43	40
30	1,6000	1,5834	1,5663	1,5488	1,5307	1,5122	1,4932	1,4738	1,4539	1,4336
31	1,5998	31	60	85	04	19	29	35	36	33
32	95	29	58	82	1,5301	16	26	32	33	29
33	92	26	55	79	1,5298	13	23	28	29	26
34	89	23	52	76	95	10	20	25	26	22
35	1,5987	1,5820	1,5649	1,5473	1,5292	1,5106	1,4916	1,4722	1,4523	1,4319
36	84	17	46	70	89	03	13	18	19	16
37	81	15	43	67	86	1,5100	10	15	16	12
38	78	11	40	64	83	1,5097	07	12	13	09
39	76	09	37	61	80	94	04	09	09	05
40	1,5973	1,5806	1,5634	1,5458	1,5277	1,5091	1,4900	1,4705	1,4506	1,4302
41	70	03	31	55	74	88	1,4897	1,4702	1,4502	1,4298
42	68	1,5800	29	52	71	85	94	1,4699	1,4499	95
43	65	1,5798	26	49	67	81	91	95	96	92
44	62	95	23	46	64	78	87	92	92	88
45	1,5959	1,5792	1,5620	1,5443	1,5261	1,5075	1,4884	1,4689	1,4489	1,4285
46	57	89	17	40	58	72	81	86	86	81

	30°	31°	32°	33°	34°	35°	36°	37°	38°	39°
47	54	86	14	37	55	69	78	82	82	78
48	51	83	11	34	52	66	75	79	79	74
49	48	81	08	31	49	63	71	76	75	71
50	1,5946	1,5778	1,5605	1,5428	1,5246	1,5059	1,4868	1,4672	1,4472	1,4267
51	43	75	1,5602	24	43	56	65	69	69	64
52	40	72	1,5599	22	40	53	62	66	65	60
53	37	69	97	19	37	50	58	62	62	57
54	34	66	94	16	34	47	55	59	59	54
55	1,5932	1,5764	1,5591	1,5413	1,5231	1,5044	1,4852	1,4656	1,4455	1,4250
56	29	61	88	10	28	40	49	52	52	47
57	26	58	85	07	24	37	45	49	48	43
58	23	55	82	04	21	34	42	46	45	40
59	20	52	79	1,5401	18	31	39	43	52	36
60	1,5918	1,5749	1,5576	1,5398	1,5215	1,5028	1,4836	1,4639	1,4438	1,4233

ПРИЛОЖЕНИЕ XIII

Список сейсмических станций

Станция (страна или штат)	Широта (геодезиче- ская)	Долгота	Геоцентрические косинусы		
			<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
Алжир, Алжир	36°46'С	3°03'В	+8018	+ 427	+5960
Антофагаста, Чили	23 39 Ю	70 25 З	+3074	—8639	—3988
Апиа, Самоа	13 48 Ю	171 47 З	—9615	—1390	—2371
Баго, Филиппины	16 25 С	120 35 В	—4883	—8262	+2809
Баку, СССР	40 23 С	49 54 В	+4920	+5843	+6454
Беркли, Калифорния	37 52 С	122 16 З	—4224	—6692	+6113
Богота, Колумбия	4 37 С	74 04 З	+2736	—9585	+0800
Бомбей, Индия	18 54 С	72 49 В	+2797	+9045	+3219
Боулдер, Колорадо	40 00 С	105 16 З	—2023	—7410	+6403
Боулдер-Сити, Невада	35 59 С	114 50 З	—3407	—7362	+5847
Брисбен ¹ , Квинсленд	27 30 Ю	153 01 В	—7916	+4030	—4593
Бухарест, Румыния	44 25 С	26 06 В	+6436	+3153	+6974
Будапешт, Венгрия	47 29 С	19 04 В	+6410	+2215	+7349
Буэнос-Айрес, Аргентина	34 36 Ю	58 29 З	+4313	—7033	—5651
Картье, Гранада, Испания	37 11 С	3 36 З	+7970	— 501	+6019
Чеш, Чехословакия	50 05 С	12 23 В	+6293	+1381	+7648
Чикаго, Иллинойс	41 47 С	87 36 З	+ 313	—7471	+6639
Крайстчерч, Новая Зелан- дия	43 32 Ю	172 37 В	—7213	+ 935	—6863
Колледж, Аляска	64 52 С	147 50 З	—3615	—2274	—9042
Колумбия, южная Кали- форния	34 00 С	81 02 З	+1295	—8206	+5566
Джакарта, Индонезия	6 11 Ю	106 50 В	—2879	+9517	—1070

Станция (страна или штат)	Широта (геодезическая)	Долгота	Геоцентрические косинусы		
			a	b	c
Юрика, Невада	39 30 С	116 00 З	-3392	-6954	+6335
Фейетвилл, Арканзас	36 06 С	94 12 З	-0593	-8078	+5865
Гамбург, Германия	53 28 С	9 55 В	+5889	+1030	+8016
Хелуан, Египет	29 51 С	31 20 В	+7419	+4518	+4953
Гонконг	22 18 С	114 10 В	-3792	+8449	+3773
Гонолулу ¹ , Гавайи	21 18 С	158 06 З	-8652	-3478	+3612
Уанкайо, Перу	12 03 Ю	75 20 З	+2476	-9464	-2073
Хангри-Хорс, Монтана	48 21 С	114 02 З	-2716	-6093	+7450
Иркутск, СССР	52 16 С	104 19 В	-1519	+5954	+7889
Йена, Германия	50 56 С	11 35 В	+6199	+1271	+7743
Кью, Англия	51 28 С	0 19 З	+6255	- 34	+7802
Кимберли, Южная Африка	28 45 Ю	24 47 В	+7972	+3680	-4785
Кируна, Швеция	67 50 С	20 26 В	+3556	+1325	+9252
Ксара, Ливан	33 49 С	35 53 В	+6745	+4880	+5540
Ла-Пас, Боливия	16 30 Ю	68 08 З	+3573	-8903	-2822
Ла-Плата, Аргентина	34 55 Ю	57 56 З	+4364	-6965	-5697
Лира, Конго	02 15 Ю	28 48 В	+8757	+4814	-0391
Остров Макуори	54 30 Ю	158 57 В	-5444	+2093	-8123
Манила ¹ , Филиппины	14 40 С	121 05 В	-4997	+8288	+2516
Маусиро, Япония	36 33 С	138 13 В	-6005	+5366	+5929
Мельбурн, Виктория	37 50 Ю	144 58 В	-6483	+4545	-6108
Мерида, Юкатан, Мексика	20 57 С	89 37 З	+ 62	-9347	+3554
Москва ¹ , СССР	55 44 С	37 38 В	+4482	+3456	+8246
Маунт-Хамилтон, Калифорния	37 20 С	121 39 З	-4181	-6785	+6040
Нанкин, Китай	32 03 С	118 48 В	-4091	+7442	+5280
Новый Дели, Индия	28 35 С	77 12 В	+1949	+8576	+4760
Нумеа, Новая Каледония	22 18 Ю	166 27 В	-9003	+2169	-3773
О'Хиггинс, Антарктика (Чили)	63 20 Ю	57 54 З	+2398	-3822	-8924
Оттава, Канада	45 24 С	75 43 З	+1739	-6828	+7096
Палисада, Нью-Йорк	41 00 С	73 54 З	+2098	-7272	+6536
Пасадена, Калифорния	34 09 С	118 10 З	-3916	-7311	+5587
Перт, Западная Австралия	31 57 Ю	115 50 В	-3705	+7651	-5266
Пуна, Индия	18 32 С	73 51 В	+2639	+9114	+3159
Прага, Чехословакия	50 04 С	14 26 В	+6241	+1606	+7647
Претория, Южная Африка	25 45 Ю	28 11 В	+7949	+4260	-4322
Пунта-Аренас, Чили	53 09 Ю	70 54 З	+1971	-5691	-7983
Кветта, Пакистан	30 12 С	67 02 В	+3378	+7970	+5006
Рабаул, Новая Британия	4 12 Ю	152 10 В	-8820	+4657	- 727
Резольют, Арктика (Канада)	74 41 С	94 54 З	-0227	-2648	+9640
Рейкьявик, Исландия	64 08 С	21 54 З	+4069	-1636	+8987
Ривервью, Новый Южный Уэльс	33 50 Ю	151 09 В	-7292	+4015	-5541
Рим ¹ , Италия	41 54 С	12 31 В	+7287	+1618	+6653
Сент-Луис, Миссури	38 38 С	90 14 З	- 32	-7831	+6218
Сан-Хуан, Пуэрто-Рико	18 23 С	66 07 З	+3844	-8683	+3136
Санта-Люсия ¹ , Чили	33 26 Ю	70 39 З	+2770	-7890	-5483
Саппоро ¹ , Япония	43 03 С	141 20 В	-5723	+4579	+6803

Станция (страна или штат)	Широта (геодезическая)	Долгота	Геоцентрические косинусы		
			<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
База Скотта, Антарктика	77 51 Ю	166 45 В	—2063	+0486	—9773
Скорсбисунн, Гренландия	70 29 С	21 57 З	+3117	—1256	+9418
Сендай, Япония	38 16 С	140 54 В	—6108	+4964	+6168
Шаста, Калифорния	40 42 С	122 23 З	—4073	—6420	+6495
Шиллонг, Индия	25 34 С	91 53 В	+0297	+9027	+4292
Страсбург, Франция	48 35 С	7 46 В	+6579	+ 897	+7477
Штутгарт, Германия	48 46 С	9 12 В	+6531	+1057	+7499
Свердловск, СССР	56 50 С	60 38 В	+2696	+4791	+8353
Такубая, Мексика	19 24 С	99 12 З	—1508	—9318	+3302
Тайбэй, Тайвань	25 02 С	121 31 В	—4742	+7733	+4209
Таманрассет, Алжир	22 47 С	5 31 В	+9186	+ 887	+3852
Тананариве, Мадагаскар	18 55 Ю	47 38 В	+6389	+6985	—3222
Ташкент, СССР	41 20 С	69 18 В	+2662	+7044	+6579
Токио, Япония	35 41 С	139 46 В	—6214	+5259	+5807
Толедо, Испания	39 53 С	4 03 З	+7676	— 543	+6387
Триест	45 39 С	13 45 В	+6814	+1668	+7126
Тринидад, Вест-Индия	10 45 С	61 34 З	+4678	—8641	+1853
Таксон, Аризона	32 15 С	110 50 З	—3014	—7920	+5310
Аксел, Бельгия	50 48 С	4 21 В	+6328	+ 482	+7728
Упсала, Швеция	59 51 С	17 38 В	+4810	+1528	+8633
Виктория, Британская Колумбия	48 31 С	123 25 З	—3662	—5550	+7469
Владивосток, СССР	43 07 С	131 54 В	—4889	+5450	+6811
Варшава, Польша	52 14 С	21 02 В	+5741	+2207	+7885
Веллингтон, Новая Зеландия	41 17 Ю	174 46 В	—7505	+ 687	—6573
Цюрих, Швейцария	47 22 С	8 35 В	+6721	+1014	+7334

¹ Значения *a*, *b*, *c* взяты, по возможности, из списка, составленного персоналом *Международной сводки* (Обсерватория Кью, 1951 г.). Данные дополнены для новых станций Боулдер (Колорадо), Юрика (Невада), Кимберли, Лира, остров Макуори, Нумеа, О'Хиггинс, Кветта, Рабаул, Шиллонг. Для станций, помеченных индексом 1), небольшие изменения в координатах сделали необходимым пересчет *a*, *b*, *c*. Некоторые из них представляют новые координаты станций, поэтому к более ранним годам применимы данные таблиц 1951 г. Наибольшие изменения такого рода имели место в Гонолулу; эта станция работала с 1903 по 1921 г. в Эва, с 1921 г. по 1946 г. при Гавайском университете (21°18', 1°С, 157°49, 3'З), а в 1946 г. возвратилась в Магнитную обсерваторию (21°18' 13"С 158°05'44") недалеко от ее первого местоположения. Единственная станция в Алжире находится сейчас при университете; старая станция в Алжире (обсерватория) прекратила свою работу с 1954 г. Станция Маунт-Гамильтон находится в обсерватории Лика и фигурирует в списках *Международной сводки* под названием «Лик» («Lick»). Станция Сант-Люсия (Чили) расположена в городе Сант-Яго. В 1956 г. официальное название Резольют-Бей было изменено на Резольют. Название Упсала теперь официально заменено старой формой Упсала.

ПРИЛОЖЕНИЕ XIV

Списки сильных землетрясений

Таблица XIV-1

Сильнейшие неглубокие землетрясения, 1896—1903 гг.¹

Дата	Время по Гринвичу, час мин	Широта, град.	Долгота, град.	М
1897 г., 7 февраля	07 36±	40 С	140 В	8,3±
19 «	20 48±	38 С	142 В	8,3±
19 «	23 48±	38 С	142 В	8,3±
13 мая	12 30±	12 С	124 В	7,9±
12 июня	11 06±	26 С	91 В	8,7±
5 августа	00 12±	38 С	143 В	8,7±
15 «	12	18 С	120 В	7,9?
16 «	07 54±	39 С	143 В	7,9±
20 сентября	19 06±	6 С	122 В	8,6±
21 «	05 12±	6 С	122 В	8,7±
18 октября	23 48±	12 С	126 В	8,1
20 «	14 24±	12 С	126 В	7,9
1898 г., 24 января	23	?	?	7,9?
22 апреля	23 36±	39 С	142 В	8,3±
29 «	16 18±	12 С	86 З	7,9±
29 июня	18 36±	?	?	8,3±
31 августа	19 54±	?	?	7,9±
17 ноября	12 48±	?	?	7,8±
1899 г., 24 января	23 43±	17 С	98 З	8,4±
14 июня	11 09±	18 С	77 З	7,8
14 июля	13 32?	?	?	7,8±
24 августа	15 09±	?	?	7,8
4 сентября	00 22	60 С	142 З	8,3
10 «	17 04	60 С	140 З	7,8
10 «	21 41	60 С	140 З	8,6
29 «	17 03	3 Ю	128½ В	7,8
23 ноября	09 49±	53 С	159 В	7,9
24 «	18 42	32 С	131 В	7,8
24 «	18 55	32 С	131 В	7,8?
1900 г., 11 января	09 07	?	?	7,8?
20 «	06 33	20 С	105 З	8,3±
16 мая	20 12	20 С	105 З	7,8±
21 июня	20 52	20 С	80 З	7,9
29 июля	06 59	10 Ю	165 В	8,1
7 октября	21 04	4 Ю	140 В	7,8

Дата	Время по Гринвичу, час мин	Широта, град.	Долгота, град.	M
9 октября	12 28	60 С	142 З	8,3
29 «	09 11	11 С	66 З	8,4
25 декабря	05 04	43 С	146 В	7,8
1901 г., 7 января	00 29	2 Ю	82 З	7,8
5 апреля	23 30	45 С	148 В	7,9
24 июня	07 02	27 С	130 В	7,9
9 августа	09 23	40 С	144 В	7,9
9 «	13 01	22 Ю	170 В	8,4
9 «	18 33	40 С	144 В	8,3
14 декабря	22 57	14 С	122 В	7,8
31 «	09 02	52 С	177 З	7,8
1902 г., 1 января	05 20	55 С	165 З	7,8
24 «	23 27	8 Ю	150 В	7,8
9 февраля	07 35	20 Ю	174 З	7,8
19 апреля	02 23	14 С	91 З	8,3
22 августа	03 00	40 С	77 В	8,6
22 сентября	01 46	18 С	146 В	8,1
23 «	20 18	16 С	93 З	8,4
12 декабря	23 10	29 С	114 З	7,8
1903 г., 14 января	01 47	15 С	98 З	8,3
1 февраля	09 34	48 С	98 В	7,8
27 «	00 43	8 Ю	106 В	8,1
13 мая	06 34	17 Ю	168 В	7,9±
28 декабря	02 56	7 С	127 В	7,8

¹ По спискам Гутенберга в *Trans. Am. Geophys. Union*, 37 (1956), 608—614; *m* заменено на *M* согласно табл. 22-4. Знак ± указывает на возможность ошибки до 5 мин в определении времени.

Таблица XIV-2

Сильнейшие неглубокие землетрясения ($M = 7,9$ и выше), 1904—1956 гг.¹

Дата	Время по Гринвичу, час мин сек	Широта, град.	Долгота, град.	M
1904 г., 20 января	14 52,1	7 С	79 З	7,9
25 июня	14 45,6	52 С	159 В	8,3
25 «	21 00,5	52 С	159 В	8,1
27 «	00 09,0	52 С	159 В	7,9
24 августа	20 59,9	30 С	130 В	7,9
27 «	21 56,1	64 С	151 З	8,3
20 декабря	05 44,3	8½ С	83 З	8,3
1905 г., 14 февраля	08 46,6	53 С	178 З	7,9
4 апреля	00 50,0	33 С	76 В	8,6

Дата	Время по Гринвичу, час мин сек	Широта, град.	Долгота, град.	М
6 июля	16 21,0	39 $\frac{1}{2}$ С	142 $\frac{1}{2}$ В	7,9
9 «	09 40,4	49 С	99 В	8,4
23 «	02 46,2	49 С	98 В	8,7
1906 г., 31 января	15 36,0	1 С	81 $\frac{1}{2}$ З	8,9
18 апреля	13 12,0	38 С	123 З	8,3
17 августа	00 10,7	51 С	179 В	8,3
17 «	00 40,0	33 Ю	72 З	8,6
14 сентября	16 04,3	7 Ю	149 В	8,4
22 декабря	18 21,0	43 $\frac{1}{2}$ С	85 В	8,3
1907 г., 15 апреля	06 08,1	17 С	100 З	8,3
21 октября	04 23,6	38 С	69 В	8,1
1911 г., 3 января	23 25 45	43 $\frac{1}{2}$ С	77 $\frac{1}{2}$ В	8,7
7 июня	11 02,7	17 $\frac{1}{2}$ С	102 $\frac{1}{2}$ З	7,9
16 августа	22 41,3	7 С	137 В	8,1
1912 г., 23 мая	02 24,1	21 С	97 В	7,9
1913 г., 14 марта	08 45 00	4 $\frac{1}{2}$ С	126 $\frac{1}{2}$ В	8,3
6 августа	22 14,4	17 Ю	74 З	7,9
1915 г., 1 мая	05 00,0	47 С	155 В	8,1
1916 г., 1 января	13 20,6	4 Ю	154 В	7,9
13 «	08 20,8	3 Ю	135 $\frac{1}{2}$ В	8,1
1917 г., 30 января	02 45,6	56 $\frac{1}{2}$ С	163 В	8,1
1 мая	18 26,5	29 Ю	177 З	8,6 ²
26 июня	05 49,7	15 $\frac{1}{2}$ Ю	173 З	8,7
1918 г., 15 августа	12 18,2	5 $\frac{1}{2}$ С	123 В	8,3
7 сентября	17 16 13	45 $\frac{1}{2}$ С	151 $\frac{1}{2}$ В	8,3
8 ноября	04 38,0	44 $\frac{1}{2}$ С	151 $\frac{1}{2}$ В	7,9
1919 г., 30 апреля	07 17 05	19 Ю	172 $\frac{1}{2}$ З	8,4
6 мая	19 41 12	5 Ю	154 В	8,1
1920 г., 5 июня	04 21 28	23 $\frac{1}{2}$ С	122 В	8,3
20 сентября	14 39 00	20 Ю	168 В	8,3
16 декабря	12 05 48	36 С	105 В	8,6
1922 г., 11 ноября	04 32,6	28 $\frac{1}{2}$ Ю	70 З	8,4
1923 г., 3 февраля	16 01 41	54 С	161 В	8,4
1 сентября	02 58 36	35 $\frac{1}{4}$ С	139 $\frac{1}{2}$ В	8,3
1924 г., 14 апреля	16 20 23	6 $\frac{1}{2}$ С	126 $\frac{1}{2}$ В	8,3
26 июня	01 37 34	56 Ю	157 $\frac{1}{2}$ В	8,3
1926 г., 3 октября	19 38 01	49 Ю	161 В	7,9 ²
26 «	03 44 41	3 $\frac{1}{4}$ Ю	138 $\frac{1}{2}$ В	7,9
1927 г., 7 марта	09 27 36	35 $\frac{3}{4}$ С	134 $\frac{3}{4}$ В	7,9
22 мая	22 32 42	36 $\frac{3}{4}$ С	102 В	8,3
1928 г., 9 марта	18 05 27	2 $\frac{1}{2}$ Ю	88 $\frac{1}{2}$ В	8,1

Дата	Время по Гринвичу, час мин сек	Широта, град.	Долгота, град.	М
17 июня	03 19 27	16 ¹ / ₄ С	98 3	7,9
1 декабря	04 06 10	35 Ю	72 3	8,3
1929 г., 7 марта	01 34 39	51 С	170 3	8,6 ²
27 июня	12 47 05	54 Ю	29 ¹ / ₂ 3	8,3
1931 г., 15 января	01 50 41	16 С	96 ³ / ₄ 3	7,9
2 февраля	22 46 42	39 ¹ / ₂ Ю	177 В	7,9
10 августа	21 18 40	47 С	90 В	7,9
3 октября	19 13 13	10 ¹ / ₂ Ю	161 ³ / ₄ В	8,1
1932 г., 14 мая	13 11 00	¹ / ₂ С	126 В	8,3
3 июня	10 36 50	19 ¹ / ₂ С	104 ¹ / ₄ 3	8,1
18 «	10 12 10	19 ¹ / ₂ С	103 ¹ / ₂ 3	7,9
1933 г., 2 марта	17 30 54	39 ¹ / ₄ С	144 ¹ / ₂ В	8,9
1934 г., 15 января	08 43 18	26 ¹ / ₂ С	86 ¹ / ₂ В	8,4
14 февраля	03 59 34	17 ¹ / ₂ С	119 В	7,9
18 июля	19 40 15	11 ³ / ₄ Ю	166 ¹ / ₂ В	8,1
1935 г., 20 сентября	01 46 33	3 ¹ / ₂ Ю	141 ³ / ₄ В	7,9
28 декабря	02 35 22	0	98 ¹ / ₄ В	8,1
1938 г., 1 февраля	19 04 18	5 ¹ / ₄ Ю	130 ¹ / ₂ В	8,6
19 мая	17 08 21	1 Ю	120 В	7,9
10 ноября	20 18 43	55 ¹ / ₂ С	158 3	8,7
1939 г., 25 января	03 32 14	36 ¹ / ₄ Ю	72 ¹ / ₄ 3	8,3 ²
30 «	02 18 27	6 ¹ / ₂ Ю	155 ¹ / ₂ В	7,9
30 апреля	02 55 30	10 ¹ / ₂ Ю	158 ¹ / ₂ В	8,1
26 декабря	23 57 21	39 ¹ / ₂ С	39 ¹ / ₂ В	7,9
1940 г., 24 мая	16 33 57	10 ¹ / ₂ Ю	77 3	8,4 ²
1941 г., 26 июня	11 52 03	12 ¹ / ₂ С	92 ¹ / ₂ В	8,7 ²
18 ноября	16 46 22	32 С	132 В	7,9
25 ноября	18 03 55	37 ¹ / ₂ С	18 ¹ / ₂ 3	8,4
1942 г., 8 апреля	15 40 24	13 ¹ / ₂ С	121 В	7,9
14 мая	02 13 18	³ / ₄ Ю	81 ¹ / ₂ 3	8,3
6 августа	23 36 59	14 С	91 3	8,3 ²
24 «	22 50 27	15 Ю	76 3	8,6 ²
10 ноября	11 41 27	49 ¹ / ₂ Ю	32 В	8,3
1943 г., 6 апреля	16 07 15	30 ³ / ₄ Ю	72 3	8,3 ²
25 мая	23 07 36	7 ¹ / ₂ С	128 В	8,1
29 июля	03 02 16	19 ¹ / ₄ С	67 ¹ / ₂ 3	7,9
6 сентября	03 41 30	53 Ю	159 В	7,9
1944 г., 7 декабря	04 35 42	33 ³ / ₄ С	136 В	8,3
1945 г., 27 ноября	21 56 50	24 ¹ / ₂ С	63 В	8,3
1946 г., 2 августа	19 18 48	26 ¹ / ₂ Ю	70 ¹ / ₂ 3	7,9 ²
4 «	17 51 10	19 ¹ / ₄ С	69 3	8,1

Продолжение табл. XIV-2

Дата	Время по Гринвичу, час мин сек	Широта, град.	Долгота, град.	М
8 августа	13 28 28	19 $\frac{1}{2}$ С	69 $\frac{1}{2}$ З	7,9
20 декабря	19 19 05	32 $\frac{1}{2}$ С	134 $\frac{1}{2}$ В	8,4
1947 г., 29 июля	13 43 22	28 $\frac{1}{2}$ С	94 В	7,9 ²
1948 г., 24 января	17 46 40	10 $\frac{1}{2}$ С	122 В	8,3
1 марта	01 12 28	3 Ю	127 $\frac{1}{2}$ В	7,9 ²
8 сентября	15 09 11	21 Ю	174 З	7,9
1949 г., 22 августа	04 01 11	53 $\frac{3}{4}$ С	133 $\frac{1}{4}$ З	8,1
1950 г., 15 августа	14 09 30	28 $\frac{1}{2}$ С	96 $\frac{1}{2}$ В	8,7
2 ноября	15 27 56	6 $\frac{1}{2}$ Ю	129 $\frac{1}{2}$ В	8,1 ²
2 декабря	19 51 49	18 $\frac{1}{4}$ Ю	167 $\frac{1}{2}$ В	8,1 ²
1951 г., 18 ноября	09 35 47	30 $\frac{1}{2}$ С	91 В	7,9
8 декабря	04 14 12	34 Ю	57 В	7,9
1952 г., 4 марта	01 22 43	42 $\frac{1}{2}$ С	143 В	8,6
19 «	10 57 12	9 $\frac{1}{2}$ С	127 $\frac{1}{4}$ В	7,9
4 ноября	16 58 26	52 $\frac{3}{4}$ С	159 $\frac{1}{2}$ В	8,4
1953 г., 25 ноября ³	17 48 52	34 С	141 $\frac{1}{2}$ В	8,3

¹ Из «Сейсмичности Земли» (магнитуды пересмотрены Гутенбергом, 1956) *m* заменено на *M* согласно табл. 22-4.

² Землетрясения с глубинами очагов порядка 50—60 км.

³ В продолжении этого списка следующим должно быть землетрясение 9 марта 1957 г. на Алеутских островах 51°С, 176°З.

Таблица XIV-3

Известные промежуточные землетрясения (*M* = 7,9 и выше), 1903—1956 гг.¹

Дата	Время по Гринвичу, час мин сек	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	М
1903 г., 2 июня	13 17	57 С	156 З	100?	8,3±
11 августа	04 32,9	36 С	23 В	100+	8,3
1905 г., 22 января	02 43,9	1 С	123 В	90	8,4
2 июня	05 39,7	34 С	132 В	100±	7,9
1906 г., 28 сентября	15 24,9	2 Ю	79 З	150±	7,9
1907 г., 25 июня	17 54,6	1 С	127 В	200	7,9
1908 г., 26 марта	23 03,5	18 С	99 З	80±	8,1
1909 г., 13 марта	14 29,0	31 $\frac{1}{2}$ С	142 $\frac{1}{2}$ В	80	8,3
7 июля	21 37 50	36 $\frac{1}{2}$ С	70 $\frac{1}{2}$ В	230±	8,1
10 ноября	06 13,5	32 С	131 В	190	7,9

Дата	Время по Гринвичу, час мин сек	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	М
1910 г., 12 апреля	00 22 13	25 $\frac{1}{2}$ С	122 $\frac{1}{2}$ В	200	8,3
16 июня	06 30,7	19 Ю	169 $\frac{1}{2}$ В	100	8,6
9 ноября	06 02,0	16 Ю	166 В	70 \pm	7,9
1911 г., 15 июня	14 26,0	29 С	129 В	160 \pm	8,7
1913 г., 14 октября	08 08,8	19 $\frac{1}{2}$ Ю	169 В	230	8,1
1914 г., 24 ноября	11 53 30	22 С	143 В	110 \pm	8,7
1915 г., 7 сентября	01 20,8	14 С	89 З	80	7,9
1918 г., 20 мая	17 55 10	28 $\frac{1}{2}$ Ю	71 $\frac{1}{2}$ З	80 \pm	7,9 \pm
18 ноября	18 41 55	7 Ю	129 В	190	8,1
1919 г., 1 января	02 59 57	19 $\frac{1}{2}$ Ю	176 $\frac{1}{2}$ З	180	8,3
1921 г., 15 ноября	20 36 38	36 $\frac{1}{2}$ С	701 $\frac{1}{2}$ В	215	8,1
1926 г., 26 июня	19 46 34	36 $\frac{1}{2}$ С	27 $\frac{1}{2}$ В	100	8,3
1939 г., 21 декабря	21 00 40	0	123 В	150 \pm	8,6
1943 г., 23 июля	14 53 09	9 $\frac{1}{2}$ Ю	110 В	90	8,1
1950 г., 9 декабря	21 38 48	23 $\frac{1}{2}$ Ю	67 $\frac{1}{2}$ З	100	8,3
14 «	01 52 49	19 $\frac{1}{4}$ Ю	175 $\frac{3}{4}$ З	200	7,9
1951 г.—1956 г. не было					

¹ Из «Сейсмичности Земли» с поправками и дополнениями Гутенберга; *m* заменена на *M*.

Таблица XIV-4

Известные глубокие землетрясения ($M=7,9$ и выше), 1903—1956 гг.¹

Дата	Время по Гринвичу, час мин сек	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	М
1903 г., 4 января	05 07	20 Ю	175 З	400? ²	8 \pm
1904 г., 7 июня	08 17,9	40 С	134 В	350 \pm	7,9 \pm
1906 г., 21 января	13 49 35	34 С	138 В	340	8,4
1907 г., 25 мая	14 02 08	51 $\frac{1}{2}$ С	147 В	600	7,9
1909 г., 22 февраля	09 21,7	18 Ю	179 З	550	7,9
1921 г., 18 декабря	15 29 35	2 $\frac{1}{2}$ Ю	71 З	650	7,9
1932 г., 26 мая	16 09 40	25 $\frac{1}{2}$ Ю	179 $\frac{1}{4}$ В	600	7,9
1937 г., 16 апреля	03 01 37	21 $\frac{1}{2}$ Ю	177 З	400	8,1
1950 г., 28 февраля	10 20 57	46 С	144 В	340	7,9

¹ Пересмотрено Гутенбергом, *m* заменено на *M*.
² Возможно, произошло на промежуточной глубине.

ПРИЛОЖЕНИЕ XV

Африканское землетрясение 1928 г.

Заметки о землетрясении 6 января 1928 г. 1. В субботу 4 февраля 1928 г. я отправился в экипаже на ферму № 3230 (Мэжор-Бойс), чтобы обследовать смещения грунта, связанные с землетрясением, происшедшим около 10 час 3 мин вечера 6 января 1928 г. В отчетах Агентства инженера-администратора из Накуру от 18, 27 из 31 января 1928 г. уже указывалось на существование трещины типа гравитационного сброса в долине Сабукия-Велли, идущей на протяжении нескольких миль вдоль уступа Лайкипия близ его основания, а также маленьких трещин на дне долины на ферме № 3230 и поблизости от нее. В долинах Сабукия-Велли и Солай-Велли постройки подверглись большому разрушению, чем где-либо в Колонии. О нарушениях различного рода также докладывалось по рассказам местных жителей района озера Хеннингтон. В субботу после полудня я отправился туда пешком. Туземцы, которые жили в районе озера Хеннингтон, уверяли меня, что, кроме обвалов, никаких видимых доказательств проявления землетрясения не имеется; главный из обвалов обрушился большим количеством валунов с крутого откоса над озером Хеннингтон. Никаких трещин не было видно, и озеро не было нарушено. Эти сведения последовательно подтверждались другими жителями. Я, конечно, не посетил озера Хеннингтон, а направился в нижнюю часть долины Сабукия-Велли, так как все данные указывали на то, что эпицентральной площадью расположена вдоль уступа Лайкипия над этой долиной. Следующий день (воскресенье 5 февраля 1928 г.) был затрачен на изучение трещины, которая проходила вдоль уступа Лайкипия на протяжении 10 миль, приблизительно от $36^{\circ}12'$ в. д., $0^{\circ}17'$ с. ш. до $36^{\circ}16'$ в. д., $0^{\circ}10'$ с. ш. (показано в виде линии *AD* на прилагаемой карте). В начальной точке (*A* на карте) трещина была столь малых размеров, что ее трудно было проследить, в последней точке (*D* на карте) она терялась в крутом юго-западном склоне Марманета. Между *B* и *C* смещение было максимальным. По сообщениям туземцев, трещина продолжается на север вдоль уступа Лайкипия на озеро Баринго и (это также по авторитетному утверждению) она снова появляется на уступе юго-восточнее Марманета, продолжаясь в этом направлении на 5 миль или даже более. Утверждалось также, что другая подобная же трещина появилась на боковой стороне долины, параллельной Сабукия-Велли, несколькими милями северо-восточнее ее. Времени для проверки этих утверждений не было, и в воскресенье ночью я возвратился в Накуру.

2. Можно считать, что уступ Лайкипия в этом месте образует главную восточную стену Рифт-Велли. Река Сабукия, несущая около $\frac{3}{4}$ кубического фута воды в секунду, в самой нижней точке, которая была мною достигнута, течет параллельно его подножию в ущелье, которое она прорезала через долину. Крутой склон сильно размывает и расщеплен сухими оврагами, по которым с уступа стекают паводковые воды в реку Сабукия. По высоте уступ варьирует от 2000 до 2500 футов, крутизна склона изменяется в среднем от 10° до 25° . Это старый тектонический уступ, до настоящего времени подвергавшийся сильному выветриванию. Нижняя часть склона образована большей частью каменистыми осыпями, глинами и обломками вулканических пород. По возрасту он может быть отнесен предположительно к плиоцену. Его образование было, вероятно, очень медленным и относилось за счет серий толчков, происходивших время от времени. В одном месте существ-

вуют свидетельства вулканической деятельности, происходившей, вероятно, уже после того, как обрыв принял форму, приближающуюся к современному виду, но не в настоящее время.

3. В нижней части склонов этого обрыва наблюдался целый ряд гравитационных сбросов вдоль плоскости, расположенной таким образом, что ее можно было бы представить как одну из первоначальных собственных плоскостей разлома. Вдоль этой плоскости слои пород разбиты трещинами и опущены в направлении на юго-запад. Образование трещин в нижележащих пластах, вероятно, и вызывало землетрясения. Такое образование трещин, по-видимому, первоначально было вызвано напряжением в массе вулканических пород, явившемся следствием потери тепла в течение длительного промежутка времени. Напряжение в горных породах снова достигло разрушающей величины и вызвало перераспределение напряжений в результате образования разрывов и усадки. На поверхности это проявилось в виде трещины, расселины или же в виде серий примыкающих трещин, следующих в среднем направлении 138° вдоль склона уступа Лайкипия на расстоянии около 10 миль или даже больше. Местами направление сильно отклоняется от среднего, достигая в отдельных точках 106° и 168° . Пересечение долин трещиной происходило в общем под прямыми углами; там, где на ее пути встречались холмы, трещина огибала их вокруг боковых склонов. Нижнее крыло сброса обычно юго-западное. Юго-западная сторона погружена и образует уступ на склоне холма, обнажая грунт в образовавшейся впадине. Однако местами, там, где плоскость смещения значительно отклоняется от среднего направления, движение имело вид обращенного сброса — одна сторона несколько надвинута вверх и частично перекрывает поверхность другой стороны. Движение в этих частях, по-видимому, обусловлено напряжениями давления или сдвига, возникшими как результат общего напряжения растяжения. Линия разлома, очевидно, следует в среднем на высоте 6000 футов вдоль бокового склона уступа, но благодаря наличию оврагов и холмов на боковом склоне ее уровень изменяется, причем превышение в отдельных точках достигает 500 футов. Смещение, как вертикальное, так и горизонтальное, регистрируемое на поверхности, сильно изменяется по величине и по форме. От *A* до *B* оно заметно увеличивается, от *B* до *C* его величина максимальна, а от *C* к *D* оно значительно уменьшается. Обычно движение проявляется в форме трещины, ширина которой меняется от нескольких дюймов до 10 футов (максимум). С каждой стороны трещины образуются небольшие удлиненные впадины, примерно параллельные ей, на протяжении 50 футов. У поверхности трещина шире, чем на глубине, так как она засыпается разрушенными почвами и каменистыми осыпями. Обычно северовосточный или верхний по склону холма край трещины выше противоположного края на несколько дюймов (максимум до 11 футов), что свидетельствует о вертикальных движениях в отдельных точках трещины. В маленьких второстепенных трещинах проявляется подобная же разница в уровнях противоположных сторон, но меньшей амплитуды. В других случаях, хотя и редко, осадка поверхности имеет форму маленьких сбросов — полосы грунта осели до глубины 3—4 футов ниже первоначальной поверхности. Как уже отмечалось, когда линия разрыва сильно отклоняется от среднего направления, он иногда принимает форму обращенного сброса — почва на одной стороне вместе с деревьями и прочей растительностью надвинута на другую сторону на расстояния от нескольких дюймов до нескольких футов.

4. Маленькие трещины с вертикальными и горизонтальными смещениями в пределах 1 фута (в каждом направлении) местами встречаются у подножий

холмов ниже основной трещины и на дне долины в пределах двух миль вдоль трещины. Направления этих второстепенных трещин очень различны. Одни из них примерно параллельны основному направлению главной трещины на боковом склоне уступа, другие проходят под прямым углом к ней, а третьи принимают промежуточное направление. Как можно предположить, северо-восточная сторона долины, находящаяся ниже основной трещины, вероятно, опустилась, причем максимальное движение произошло вдоль плоскости главной трещины, но в то же время вызывая вторичные разрывы в других частях по мере того, как оседали нижележащие слои.

5. Колебания земли в результате разрыва пластов вызвали оползни на крутых склонах, особенно в районе долин Сабукия-Велли и Солаи-Велли. У подножия таких склонов накопилось много валунов, опрокидывавших деревья на своем пути вниз.

6. Был нанесен ущерб многим домам и другим постройкам в Сабукия-Велли и Солаи-Велли и в меньшей степени в других местах, особенно в Равине, Форт-Холле и Найери. Официальный отчет о материальном ущербе в Сабукия-Велли и Солаи-Велли с грубой оценкой, как было отмечено Агентством инженера-администратора, приложен к этим запискам.

7. Афтершоки, обычные после землетрясения и длящиеся иногда в течение месяцев с частыми интервалами, происходили со времени основного толчка — 6 января. Последнюю неделю они еще были ощутимы в Сабукия-Велли. Они были вызваны продолжающимся перераспределением напряжений в пластах горных пород, местами в результате образования разрывов и других движений. Замечено, что трещина пересекла все стоки с верхних частей уступа Лайкипия на расстоянии по крайней мере 10 миль, и, конечно, во время дождей массы воды устремятся в трещину и вызовут дальнейшее движение. Такие движения могут быть значительными или небольшими, но их возможностью пренебрегать не следует. Один маленький ручей, Литтл-Сабукия, был пересечен одной из трещин и должен был проделать канал поперек нее. Во многих случаях было замечено, что ручьи, ранее чистые, становились мутными. Это объясняется тем, что колебания земли настолько раздробили почву, что частицы, первоначально связанные,分离лись и стали легко вымываться водой. Установлено, что некоторые ручьи уменьшили свой выход, другие — увеличили. Это не может быть определено количественно вследствие отсутствия измерений, но резонно предположить, что такое явление имеет место. Уменьшение течения, очевидно, могло бы быть обусловлено разрывами или увеличением поглощения вследствие раздробления. Временное увеличение течения, по-видимому, вызвано тем, что колебания земли раздробили водоносный слой, из которого ручей берет начало, и дали возможность воде вытекать из слоя быстрее, чем раньше.

8. Следует отметить, что происходившие движения земли были значительны и соизмеримы с движениями, вызывавшими разрушительные землетрясения. Если бы в долинах Сабукия-Велли и Солаи-Велли был расположен город, то жертвы и материальные потери были бы, вероятно, велики. Примечательно отсутствие в настоящее время значительных землетрясений в Рифт-Велли, ибо можно предположить, что этот район является сейсмической зоной, где время от времени продолжают возникать движения земли, приводящие, как в данном случае, к оживлению уступа.

9. Между сторонами трещины попытались проложить цементную балку, чтобы отметить дальнейшее движение. Однако для этого не нашлось места с достаточно крепкими породами по сторонам трещины. Тогда в отдельных точках установили бетонные репера, относительные уровни которых были

определены с большой точностью. С помощью нивелирования теперь можно было определить, есть относительное движение или нет.

10. Желательно было бы, чтобы в Кении были установлены три сейсмические станции. Предполагается, что они могли бы быть в Найроби, Накуру и Найери. От директора Геологической службы в Уганде можно было бы получить оценку стоимости и совет относительно типа записывающей аппаратуры.

Х. Л. Сайкс, директор общественных работ
10 февраля 1928 г.

ПРИЛОЖЕНИЕ XVI

Хронологическая библиография

Эта библиография содержит публикации по отдельным землетрясениям или группам землетрясений (исключая чисто сейсмометрические работы). Справки о литературе другого типа приложены к соответствующим главам текста, и их можно найти, пользуясь общим указателем. О сейсмометрических исследованиях см. главы 17, 18, 19, 21; о цунами см. главу 9. Список сильных землетрясений дан в приложении XIV и главах 22, 28, 29, 30.

Землетрясения приведены здесь в хронологическом порядке; в качестве данных о местонахождении указывается страна, в которой оно произошло. Страницы этой книги, на которых упоминается данное землетрясение, указаны в первой строке каждой отдельной записи.

Сокращения:

- В — F. de Montessus de Ballor, *Géologie sismologique* (1924).
 D — C. Devison, *Great Earhtquakes* (1936).
 F — J. R. Freeman, *Earhtquakes Damage and Earhtquake Insurence* (1931).
 IM — A. Imamura, *Theoretical and Applied Seismology* (1937).
 BSSA — *Bulletin of the Seismological Society of America*
 C. R. — *Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences* (Paris).
 ERI — *Bulletin of the Earthquake Research Institute* (Tokyo).
 Geophys. Mag. — *Geophysical Magazine* (Tokyo).
 N. Z. Journ. — *New Zealand Journal of Science and Technology*, Series B.
 N. Z. Trans. — *Transactions of the Royal Society of New Zealand*.
- 373 г. до н. э. (Греция) 195, 575
 В, 153—156.
 Pausanias, *Description of Greece*, VII, 24.
 Strabo, *Geography*, VIII, 7.
- 818 г. н. э., 1703 г. (Япония). 195, 531
 IM, 179—182.
- 1556 г. (Китай). 591
 IM, 142, (датировано 2 февраля).
 Куо Т. С., On the Shensi earthquake of January 23, 1556, *Acta Geophysica Sinica*,
 6, 49—68 (1957) (на китайском языке, аннотация на английском языке).
- 1707 г., 28 октября (Нанкайдо, Япония). 522
 IM, 184—187.
- 1755 г., 1 ноября (Лиссабон) 103—104, 109, 111—112
 D. Chapter 1, 1—28.
 Letters in *Trans. Roy. Soc.* (London), 49, 351—398 (1755).
 Reid H. F., The Lisbon earthquake of November 1, 1755, *BSSA* 4, 53—80 (1914).
 Sousa F. L. Pereira de, Sur les effets en Portugal du megaséisme du ler
 novembre 1755, *C. R.*, 158, 2033—2035 (1914).
 Sousa F. L. Pereira de, O terremoto de ler do novembro de 1755 em Portu-

gal e um estudo demográfico, Lisboa, 1919, 2 vols.

- Kendrick T. D., The Lisbon earthquake, American edition, Lippincott, Philadelphia and New York (1957).
- 1762 г., 2 апреля (Аракан, Бирма). 566
- Mallet F. R., The mud volcanoes of Ramri and Cheduba, *Records Geol. Survey India*, 11, 188—207 (1878).
- Halsted E. P., Report on the island of Chedooba, *Journ. Asiatic Society, Calcutta*, 10, 433 ff. (1841).
- Baird S. R., Historical survey of Indian earthquakes. . ., *Journ. Asiatic Society, Calcutta*, 12, 1029 ff., especially 1050 (1843).
- 1811—1812 гг., 16 декабря и т. д. (Нью-Мадрид). 551
- B, 16—33.
- D, Chapter III, 54—67.
- Lyell C., A Second Visit to the United States of North America, London (1849), 2, 228—239.
- Lyell C., Principles of Geology, 12th ed., London (1875), 1, 452—453; 2, 106—110.
- Shepard E. M., The New Madrid earthquake, *Journ. Geology*, 13, 45—62 (1905).
- Fuller M. L., The New Madrid earthquake, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 494 (1912).
- Morse W. C., New Madrid earthquake craters, *BSSA*, 31, 309—319 (1941).
(Описание явлений, сохранившихся к 1936 и 1940 гг.)
- 1812 г., 8 декабря и 21 декабря (Калифорния). 111, 418, 431, 436
- Carpenter F. A., Early records of earthquakes in southern California, *BSSA*, 11, 1—3 (1921). (См. также каталог к главе 28.)
- 1819 г., 16 июня (Кач, Индия). 51, 179, 180, 182, 566—567
- B, 137—148.
- D, Chapter IV, 68—76.
- Oldham R. D., A note on the Allah Bund in the north—west of the Rann of Kutch, *Mem. Geol. Survey India*, 28, 27—30 (1898).
- Oldham R. D., The Cutch (Kacch) earthquake of 16th June 1819, with a revision of the great earthquake of 12th June 1897, *Mem. Geol. Survey India*, 46, 71—147 (1928).
- 1822 г., 19 ноября; 1835 г., 20 февраля (Чили). 180, 559
- B, 68—72.
- D, Chapters V, 77—82; VI, 89—94.
- Graham M., An account of some effects of the late earthquake in Chili, *Trans. Geol. Soc.* (London), Ser. 2, 1, 413—415 (1824).
- Earthquake in Chili, Feb. 20, 1835, *Am. Journ. Science*, 28, 336—340 (1835).
- Caldcleugh A., An account of the great earthquake experienced in Chili on the 20th of February, 1835, *Trans. Royal Soc.* (London), 21—26 (1836).
- Fitzroy R., Sketch of the surveying voyages of his Majesty's ships Adventure and Beagle, 1825—1836, *Geographical Journ.*, 6, 311—343 (1836).
- Lyell C., Principles of Geology, 12th ed., 1875, 2, 94—97.
- Suess E., Das Antlitz der Erde, 1, Part I, Section 2.
- Brüggen J., Contribución a la geología sísmica de Chile, Imprensa Universitaria, Santiago, 1943. (Особо см. стр. 100—110).
- 1836 г., 1838 г. (Калифорния). 436, 437, 439
- Louderback G. D., California earthquakes of the 1830's, *BSSA*, 37, 33—74 (1947).
- 1848 г., 17, 19 октября (Аватере, Новая Зеландия). 420, 498, 500—501
- B, 208.
- D, 266.
- Lyell C., *Bull. Soc. géol. française*, Ser. 2, 13, 661—667 (1857).
- Lyell C., Principles of Geology, 12th ed., 2, 82—89, (1875).
- Cotton C. A., Submergence in the lower Wairau valley, *N. Z. Journ.*, 35, 364—369 (1954).
- 1855 г., 23 января (Новая Зеландия). 179, 498, 501—502
- B, 206—209.
- D, 266—267.
- Lyell C., Principles of Geology, 12th ed., 2, 82—89, (1875).
- Ongley M., Surface trace of the 1855 earthquake, *N. Z. Trans.*, 73, 84—89 (1943).
- 1857 г., 9 января (Форт Техон, Калифорния). 69, 436, 437, 439, 445, 494
- B, 118—119.
- D, 178.
- Lawson A. C. et al., The California Earthquake of 1906 (см. литературу к 1906 г.), 1, 449—451,

- Wood H. O., The 1857 earthquake in California, *BSSA*, 45, 47—67 (1955).
 1857 г., 16 декабря. 67, 36—42, 40, 49
 Mallet R., Great Neapolitan earthquake of 1857, etc., London, 1862, 2 vols.
 (См. главу 4 и литературу к ней.)
- 1861 г., 26 декабря (Греция). 571, 575
 В., 149—153.
 Schmidt J., Studien über Vulkanen und Erdbeben, Leipzig, 1881. 2, 68.
- 1868 г., 2 апреля (Гавайи). 154—155, 159
 В., 239—248.
 Wood H. O., On the earthquake of 1868 in Hawaii, *BSSA*, 4, 169—203 (1914).
 Wood H. O., Volcanic earthquakes, Chapter 3, *Natl. Research Council Bull.*, 90,
Seismology (1933).
- 1868 г., 21 октября (Хейуард, Калифорния). 436, 440
 F., 173—186.
- Lawson A. C., et al., The California Earthquake of 1906, 1, 434—448.
- 1872 г., 26 марта (Оуэнс-Велли). 70, 165, 175, 436, 461—465
 В., 76—81.
 D., Chapter VII, 96—104.
 F., 227—230.
- Whitney J. D., The Owens Valley earthquake, *Overland Monthly*, 9, 130—140,
 266—278 (1872). Reprinted: *8th Annual Report of the State Mineralogist*, Cali-
 fornia State Mining Bureau, Sacramento, 288—309, (1888).
- Ноббс W. H., The earthquake of 1872 in Owens Valley, California, *G. Beitr.*,
 10, 352—385 (1910).
- Кнопи А., A geologic reconnaissance of the Inyo Range and the eastern slope of
 the southern Sierra Nevada, California, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper*,
 110 (1918).
- Muir J., *The Yosemite*, New York, 1912, «Earthquake storms», 76—86.
- Mulholland G., The Owens Valley earthquake of 1872, *Ann. Publ. Historical
 Society Southern California*, 27—34, (1894). (Правостороннее смещение вблизи
 Лон-Пайн.)
- Geology of the Owens Valley region, California Dept. Nat. Research, Div. Mines,
 Bull. 170, map sheet № 11 (1954).
- 1875 г., 24 января? (восточная Калифорния). 477
 Turner H. W., Further contributions to the geology of the Sierra Nevada, *17th an-
 nual report, U. S. Geol. Survey*, pt. 1, 521—740, (1896). (См. стр. 593.)
 Downieville folio, *U. S. Geol. Survey folio № 37* (1896); С картой 1 : 125 000.
- 1883 г., 28 июля (Искья). 152—154
 В., 255—262.
 Johnston-Lavis H. J., Monograph of the Earthquakes of Ischia, London and
 Naples (1886).
- Mercalli G., L'isola d'Ischia ed il terremoto del 28 luglio 1883, Milan (1884).
- Davison C., A Study of Recent Earthquakes, Chapter III (1905).
- 1884 г., 22 апреля (Колчестер). 378
 Meldola R., White W., Report on the East Anglian Earthquake of April 22, 1884,
 Macmillan, London (1885).
- Davison C., A History of British Earthquakes, Cambridge University Press,
 337—344 (1924).
- 1886 г., 31 августа (Чарлстон). 75, 126
 F., 283—316.
 Dutton C. E., The Charleston earthquake of August 31, 1886, *U. S. Geol. Survey,
 9th Annual Report 1887—1888*, 203—528, pls. VII—XXI.
- 1887 г., 3 мая (Сонора, Мексика). 141, 553—554
 В., 81—86.
 Goodfellow G. E., The Sonora earthquake, *Science*, 11, 162—168 (1888). (Вы-
 держки из сообщений Гудфеллоу по Даттону.)
- Aguilera J. G., The Soqora earthquake of 1887, *BSSA*, 10, 31—44 (1920).
Ministerio Fomento República Mexicana, 10 (1888).
- Aguilera J. G., The Soqora earthquake of 1887, *BSSA*, 10, 31—44 (1920).
 (Перевод отдельных глав предыдущей работы, сделанный Лосоном.)
- Dutton C. E., Earthquakes in the Light of the New Seismology, New York, 53 ff.
 (1904).
- Staunton W. F., Effects of an earthquake in a mine at Tombstone Arizona, *BSSA*,
 8, 25—27 (1918).
- MacDonald B., Remarks on the Sonora earthquake, *BSSA*, 8, 74—78 (1918).
- 1887 г., 9 июня Верный (Алма-Ата). 569

- Мушкетов И. В., Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г., Труды геол. комитета, 10, № 1, 1890—1891.
- 1888 г., сентябрь (Амури, Новая Зеландия). 426, 498, 502
В, 209—210.
- McKay A., On the earthquakes of September, 1888, in the Amuri and Marlborough districts of the South Island, *Colonial Museum and Geol. Survey N. Z., Rept.* № 20, 1—16.
- Cotton C. A., The Hanmer plain and the Hope fault, *N. Z. Journ.*, 29, 10—17 (1947).
- 1891 г., 28 октября (Минно-Овари). 71, 172, 516, 517, 523—526
В, 165—174.
D, Chapter VIII, 105—129.
IM, 50—52, 193—195.
- Koto B., On the cause of the great earthquake in central Japan, 1891, *Journ. Coll. Science, Imp. Univ. Japan*, 5, part 4, 296—353, pls. XXVIII—XXXV (1893).
- 1892 г., 17 мая (Суматра). 565
В, 131—134.
- Muller J. J. A., De verplaatsing van eenige triangulatie-pilaren in de Residentie Taranoeli (Sumatra) tengevolge van de aardbeving van 17 mei 1892, *Verhandel. Koninkl. Akad. Wetenschap. Amsterdam, Section 1* (1895).
- Reid H. F., Sudden earth movements in Sumatra in 1892, *BSSA*, 3, 72—79 (1913).
- 1892 г., 20 декабря (Белуджистан). 164, 567
В, 86—88.
- Egerton R. W., Effects of earthquakes on the Northwest Railways, India, *Engineering*, 55, 698 ff. (1893).
- Griesbach C. L., Notes on the earthquake in Baluchistan on the 20th December 1892, *Records Geol. Survey India*, 26, Part 2, 57—64 (1893).
- Davison C., Note on the Quetta earthquake of Dec. 20, 1892, *Geol. Mag.*, 10, 356—360 (1893).
- McMahon A. H., The southern borderlands of Afghanistan, *Geographical Journ.*, 9, 393—415 (1897). С картой.
- 1894 г., апрель (Греция). 576
В, 156—164.
- Papasviliou S.-A., Eur le tremblement de terre de Locride (Grèce) du mois d'avril 1894, *C.R.*, 119, 112—114 (1894).
- Papasviliou S.-A., Sur la nature de la grande crevasse produite a la suite du dernier tremblement du terre de Locride, *C.R.*, 119, 380—381 (1894); errata, 480.
- Skuphofs Th. G., Die zwei grosse Erdbeben in Lokris am 8/20 und 15/27 April 1894, *Zeitschr. ges. Erdkunde zu Berlin*, 29, 409 ff. (1894).
- 1894 г., 23 октября (Саката, Япония). См. 1896 г.
- 1896 г., 31 августа (Рику-Уго, Япония). 74, 526
В, 88—91.
IM, 82—83 (форшоки).
- Yamasaki N., Das grosse japanische Erdbeben im nördlichen Honshu am 31. August 1896, *Petermanns Mitteilungen* (1900).
- 1897 г., 12 июня (Ассам), 35, 51—60, 69, 100, 126, 180, 566
В, 36—53.
D, Chapter X, 138—157.
- Oldham R. D., Report on the great earthquake of 12th June 1897, *Mem. Geol. Survey India*, 29 (1899). (См. главу 5 настоящей книги и литературу к этой главе.)
- 1899 г., сентябрь (Аляска). 555—558
В, 174—190.
D, Chapter XI, 158—174.
- Tarr R. S., Martin L., The earthquakes at Yakutat Bay, Alaska, in September, 1899, *U. S. Geol. Survey, Prof Paper*, 69 (1912).
- 1899 г., 25 декабря (Сан-Джасинто, Калифорния). 459
Daneš J. V., Das Erdbeben von San Jacinto am 25 Dezember 1899, *Mitteilungen K. K. Geogr. ges. in Wien*, № 6—7, 339—347 (1907).
- Claupole E. W., The earthquake at San Jacinto, *Am. Geologist*, 25, 106—108 (1900).
- См. также 1918 г., 21 апреля.
- 1901 г., 16 ноября (Чивюит, Новая Зеландия). 498—504
В, 210—211.
- McKay A., Report on the Recent Seismic Disturbance within Cheviot County in Northern Canterbury and the Amuri District of Nelson, November and December, 1901, Wellington, (1902).
- 1902 г., февраля (Шемаха). 568

- Богданович К. И., Несколько замечаний о землетрясении в Шемахе 30 января 1902 года (с картой), Изв. Постоянной центральной сейсмической комиссии, 1, 282—290 (1903).
- 1905 г., 4 апреля (Кангра, Индия). 51, 67
В, 53—60.
- Middlemiss C. S., The Kangra earthquake of 4th April 1905, *Mem. Geol. Survey India*, 38(1910).
- 1906 г., 31 января (катастрофическое землетрясение Колумбия — Эквадор). 326—328
Rudolph E., Szirtes S., Das kolumbianische Erdbeben am 31. Januar 1906, *G. Beitr.*, 11, 132—199, 207—275 (1911).
- 1906 г., 17 марта (Каги, Тайвань). 527
В, 91—96.
- Omorì F., Preliminary note on the Formosa earthquake of March 17, 1906, *Imp. Earthquake Inves. Comm., Bull.* 1, 53 ff. (1907).
- 1906 г., 18 апреля (Сан-Франциско). 70, 100, 106, 119—120, 134, 180—181, 194, 340, 440—450
В, 96—118.
D, Chapter XII, 175—200.
F, 230—241, 319—367.
- Lawson A. C., et al., The California Earthquake of 1906, 2 Vols, Washington, 1908 and 1910. (См. литературу к главам 1 и 13, а также следующую ссылку.)
- Jordan D. S., et al., The California Earthquake of 1906, A. M. Robertson, San Francisco, 1907. (Четко, с некоторыми деталями, отсутствующими в предыдущих работах.)
- Wood H. O., Apparent' intensity and surface geology, *Nat. Research Council Bull.*, 90, 67—82 (1933).
- Louderback G. D., Characteristics of active faults in the central Coast Ranges of California, with application to the safety dams, *BSSA*, 27, 1—28 (1937). (Описывает смещение старой плотины в водохранилище.)
- Eskart N. A., Development of San Francisco's water supply to care for emergencies, *BSSA*, 27, 185—204 (1937). (Описывает разрушения в 1906 г.)
- 1906 г., 17 августа (Вальпараисо). 255, 559
В, 415—418.
D, Chapter V, 82—88.
- Brüggen (Литература к 1822 г.)
- Rudolph E., Tams E., Seismogramme des nordpazifischen und südamerikanischen Erdbebens am 16. August 1906, Begleitworte und Erläuterungen, Strassburg, 1907.
- 1908 г., 30 июня (Сибирский метеорит). 150, 158
Tams E., Das grosse sibirische Meteor vom 30. Juni 1908 und die bei seinem Niedergang hervorgerufenen Erd- und Laufwellen, *Zeitschr. Geophysik*, 7, 34—37 (1931). (Другую литературу см. в главе 12).
- 1911 г., 4 января (Тянь-Шань). 569
Богданович К. И., Карк И., Корольков Б., Мушкетов Д., Землетрясение 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) в северных цепях Тянь-Шаня между Верным и Иссык-Кулем, Труды геолог. комитета, нов. сер., вып. 89 (1914).
Гамбургцев Г. А., ред., Проблемы прогноза землетрясений, АН СССР, Труды геофизического института, № 25 (152), 28, 29, 50.
Голицын Б. Б., Землетрясение 3—4 января 1911 г., Изв. имп. Акад. наук, 127—136 (1911).
- 1911 г., 18 февраля (Памир). См. литературу и обсуждение в главе 12.
- 1911 г., 16 ноября (южная Германия). 136
Sieberg A., Lais R., Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911, Bearbeitung der makroseismischen Beobachtungen, *Reichsanstalt für Erdbebenforschung, Jena, Veröff.* № 4, 1925.
- Gutenberg B., Die mitteleuropäischen Beben vom 16. November 1911 und vom 20. Juli 1913, Bearbeitung der instrumentellen Aufzeichnungen, Zentralbureau der Internationalen Seismologischen Assoziation, Strassburg, 1915.
- 1912 г., 19 ноября (Мексика). 554—555
В, 215—219.
- Urbina F., Samacho H., La zona megaseismica Acambay—Tixmadeje, estado de Mexico, comoyida el 19 de noviembre de 1912, *Inst. geol. Mexico, Bol.* 32 (1913).
- De Ballor F. de Montessus, The Mexican earthquake of November 12, 1912, *BSSA*, 7, 31—33 (1917). (Правильная дата 19 ноября.)
- 1915 г., 22 июня (долина Импириал). 494
F, 257—259.

- Beal C. H., The earthquake in the Imperial Valley, California, June 22, 1915, *BSSA*, 5, 130—149 (1915).
- 1915 г., 2 октября (Плезант-Велли). 70, 105, 121, 436, 465—468
- Jones J. C., The earthquake of October 2, 1915 in Pleasant Valley, Nevada, *BSSA*, 5, 190—205 (1915).
- Page B. M., Basin range faulting of 1915 in Pleasant Valley, Nevada, *Journ. Geology*, 43, 690—707 (1935).
- Muller S. W. et al., Mt. Tobin quadrangle, Nevada, *U. S. Geol. Survey*, 1951, Ferguson H. G., et al., Golconda quadrangle, Nevada, *U. S. Geol. Survey*, 1952.
- 1918 г., 21 апреля (Сан-Джасинто, Калифорния). 459
- Townley S. D., The San Jacinto earthquake of April, 21, 1918, *BSSA.*, 8, 45—62 (1918).
- Rolfe F., Strong A. M., The earthquake of April 21, 1918, in the San Jacinto Mountains, *BSSA*, 8, 63—67 (1918).
- Arnold R., Topography and fault system of the region of the San Jacinto earthquake, *BSSA*, 8, 68—73 (1918).
- 1920 г., 21 июня (Инглвуд, Калифорния). 70, 494
- F., 381—384.
- Taber S., The Inglewood earthquake in Southern California, June 21, 1920, *BSSA*, 10, 129—145 (1920).
- Taber S., The Inglewood fault zone, *BSSA*, 14, 197—199 (1924).
- Kew W. S. W., Geologic evidence bearing on the Inglewood earthquake of June 21, 1920, *BSSA*, 13, 155—158 (1923).
- 1920 г., 16 декабря (Ганьсу, Китай). 326
- Dammann M., Y., Le tremblement de terre du Kan-Sou du 16. Decembre 1920, *Publ. bureau central sismologique international*, Ser. B. (1924).
- Close U., McCormick E., Where the mountains walked, *Nat. Geographic Mag.*, 41, 445—464 (1922).
- 1921 г., 29 июня (Новая Зеландия). 512
- Bullen K. E., The Hawke's Bay earthquake of 1921 June 29, *N. Z. Journ.*, 19, 199—205 (1937).
- 1922 г., (Таупо, Новая Зеландия). 512
- Grange L. I., Таупо earthquake, 1922, *N. Z. Journ.*, 14, 139—141 (1932).
- 1922 г., 10 ноября (Чили). 110
- Willis B., Studies in Comparative Seismology. Earthquake Conditions in Chile, Carnegie Institution, Washington, D. C., 1929. (Содержит инструментальные исследования Макелуэйна и Байерли.)
- 1923 г., 1 сентября (Канто, Япония). 106—107, 522, 528—531
- IM, (на многих страницах.)
- F., 447—512 и т. д.
- Bureau of Social Affairs, Tokyo, The Great Earthquake of 1923 in Japan, Tokyo, 1926. (Основной общий отчет.)
- Davison C., The Japanese Earthquake of 1923, London, 1931. (Использовать с осторожностью.)
- Imamura A., A diary on the great earthquake, *BSSA*, 14, 1—5 (1924).
- Yamasaki N., Physiographic studies of the great earthquake, *Journ. Faculty Science, Tokyo Imp. Univ.*, Sect. 2, 2, 77—119 (1926).
- Sherard F. P., Depth changes in Sagami Bay during the great earthquake, *Journ. Geology*, 41, 527—536 (1933). (Имеется много специальных статей, особенно в японских журналах, некоторые из них на английском и других иностранных языках.)
- Muto K., A study of displacements of triangulation points' *ERI*, 10, 384—392 (1932).
- 1925 г., 23 мая (Тадзима, Япония). 281, 523, 531—532
- D., 213—214.
- Imamura A., The Tazima earthquake of 1925, *Bull. Imperial Earthquake Investigation Committee*, 10, № 3, 71—107 (1928).
- Yamasaki N., On the cause of the Tajima earthquake of 1925, *Bull. Imperial Earthquake Investigation Committee*, 10, № 3, 109—113 (1928).
- Kotō B., The Tazima earthquake of 1925, *Journ. Faculty Science, Tokyo Imp. Univ.*, Sect. 2, 2, pt. 1, 1—75 (1926).
- 1925 г., 27 июня (местная дата) (Монтана). 261, 340
- Willison F. F., The Montana earthquake of June 27, 1925 — damage in Gallatin County, *BSSA*, 16, 165—169 (1926).
- 1925 г., 29 июня (Санта-Барбара). 73, 94, 98, 100, 361, 494
- F., pp. 391—420.

- The Santa Barbara earthquake, Symposium, *BSSA*, 15, 251—333 (1925).
- Kirkbride W. H., The earthquake at Santa Barbara, June 29, 1925, as it affected the railroad of the Southern Pacific Company, *BSSA*, 17, 1—7 (1927). 148
- 1926, 28 января (Тюрингия).
Sieberg A., Krumbach G., Das Einsturzbeben in Thüringen vom 28. Januar 1926, Reichsanstalt für Erdbebenforschung, Jena, Part 6, 1927.
- 1927, 7 марта (землетрясение Танго, п-в Юоса, Япония). 261, 523, 533—537
D., Chapter XIV, 212—245.
IM, 207—215, и т. д.
- Литература обширна; представительны следующие работы:
Yamasaki N., Tada F., The Oku—Tango earthquake of 1927, *ERI*, 4, 159—177 (1928).
- Imamura A., On the destructive Tango earthquake of March 7, 1927, *ERI*, 4, 179—202 (1928). (На японском языке, резюме на английском.)
- Kunitomi S. I., Note on the North Tango earthquake of March 7, 1927, *Geophys. Mag.* (Tokyo), 2, 65—89 (1929).
- Takahasi R. A., A graphical determination of the position of the hypocenter of an earthquake and the velocity of the propagation of the seismic waves, *ERI*, 6, 231—244 (1929).
- Nasu N., On the aftershocks of the Tango earthquakes, *ERI*, 6, 246—332 (1929), pl. XVIII. (На японском языке, резюме на английском.)
- Nasu N., Further study of the aftershocks of the Tango earthquake, *ERI*, 7, 133—152 (1929). (На японском языке, резюме на английском.)
- Nasu N., Supplementary study on the stereometrical distribution of the aftershocks of the great Tango earthquake of 1927, *ERI*, 13, 335—399 (1935).
- Tsuboi C., An interpretation of the results of the repeated precise levelling in the Tango district after the Tango earthquake of 1927, *ERI*, 6, 71—83 (1929).
- Tsuboi C., Investigation on the deformation of the earth's crust in the Tango district connected with the Tango earthquake of 1927, *ERI*, 8, 153—221, 338—345 (1930); 9, 423—434 (1931); 10, 411—434 (1932).
- 1927 г., 4 ноября (Аргуэльо, Калифорния). 495
Byerly P., The California earthquake of November 4, 1927, *BSSA*, 20, 53—66 (1930).
- 1928 г., 6 января (Африка). 291, 579—581, 653—656
См. приложение XV.
- Willis B., East African Plateaus and Rift Valleys, Carnegie Institution, Washington, D. C., 321—328 (1936).
- Tillotson E., The African Rift Valley earthquake of 1928 January 6, *MNRAS, Geophys. Suppl.*, 4, 72—93 (1937). (Дальнейшие замечания там же, стр. 315.)
- 1928 г., апрель (Болгария). 571, 577—579
Bonchev St., Bakalov P., Les tremblements de terre dans la Bulgarie du Sud les 14 et 18 avril 1928, *Rev. soc. géol. bulgare*, 1928. (Как дано в: Sieberg A., *Handbuch der Geophysik*, IV 3, *Erdbebengeographie*, 758; см. там же, IV 2, *Geologie der Erdbeben*, 581—582.)
- Jankof K., Changes in ground level produced by the earthquakes of April 14 and 18, 1928, in Southern Bulgaria, *Tremblements de terre en Bulgarie*, № 29—31, Institut météorologique central de Bulgarie, Sofia, 1945, 131—136. (Книга включает и другие статьи и фотографии, описывающие это землетрясение.)
- 1929 г., 9 марта (Новая Зеландия). 512
Speight R., The Arthur's Pass earthquake of 9th March, 1929, *N. Z. Journ.*, 15, 173—182 (1933).
- 1929 г., 17 июня (местная дата) (Западный Нельсон, Новая Зеландия) 498, 504—506
Fyfe H. E., Movement on White-Creek fault, New Zealand, during the Murchison earthquake of 17th June 1929, *N. Z. Journ.*, 11, 192—197 (1929).
- Henderson J., The West Nelson earthquake of 1929, *N. Z. Journ.*, 19, 65—144 (1937).
- Thomson A., Earthquake sounds heard at great distances, *Nature*, 124, 686—688 (1929).
- 1929 г., 8 июля (Уиттиер, Калифорния). 42—50
F., 435—440.
- Wood H. O., Richter C. F., Recent earthquakes near Whittier, California, *BSSA*, 21, 183—203 (1931). (См. главу 4.)
- 1929 г., 18 ноября (Гранд-Банк, Атлантика). 122, 315
Doxsee W. W., The Grand Banks earthquake of November 18, 1929, *Publ. Dominion Observatory Ottawa*, 7, 323—335 (1948).
- Heezen B. C., Ewing M., Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake, *Am. Journ. Science*, 250, 849—873 (1952).

- 1930 г., 26 ноября (Идзу, Япония). 128, 538—542
 D, Chapter XV, 246—265.
 Nasu N., Kishinouye F., Kodaira T., Recent seismic activities in the Idu Peninsula, Part 1, *ERI*, 9, 22—35 (1931); Part 11 (by N. Nasu), *ERI*, 13, 400—416 (1935)
- Otuka Y., The geomorphology of the Kano-gawa alluvial plain the earthquake fissures of Nov. 26, 1930, and the pre- and post-seismic crust deformations, *ERI*, 10, 235—246, pls. XX—XXV (1932).
- Otuka Y., The geomorphology and geology of northern Idu Peninsula, the earthquake fissures of Nov. 26, 1930, and the pre- and post-seismic crust deformations, *ERI*, 11, 530—574, pls. XXIV—XXVIII (1933).
- Yamaguti S., Deformation of the earth's crust in Idu Peninsula in correction with the destructive Idu earthquake of Nov. 26, 1930, *ERI*, 15, 899—934 (1937).
- Takahasi R., Results of the precise levelings executed in the Tanna railway tunnel and movement along the slickenside that appeared in a tunnel, *Bull. ERI*, 9, 435—453 (1931).
- Nasu N., Comparative studies of earthquake motion above ground and in tunnel (Part 1), *Bull. ERI*, 9, 454—472 (1931).
- Imamura A., A seismometrical study of the destructive North Idu earthquake of November 26, 1930, *Japanese Journ. Astronomy Geophysics*, 8, 51—65, pls. XII—XVII (1931).
- Kunitomi S. I., Notes on the North Idu earthquake of Nov. 26, 1930, *Geophys. Mag. (Tokyo)*, 4, 73—102 (1931).
- Terada T., On luminous phenomena accompanying earthquakes, *Bull. ERI*, 9, 225—255 (1931).
- 1931 г., (Залив Хокс, Новая Зеландия). 73, 78, 498, 506—511
 D, Chapter XVI, 269—276.
 Callaghan F. R., Henderson J. et al., The Hawke's Bay earthquake of 3rd February 1931, *N. Z. Journ.*, 15, 1—116 (1933).
- Bullen K. E., An analysis of the Hawke's Bay earthquakes during February, 1931, *N. Z. Journ.*, 19, 497—519 (1938).
- 1932 г., 16 сентября (Уайроа, Новая Зеландия). 73, 511
 Ongley M., Walshe A. E., Henderson J., Hayes R. C., The Wairoa earthquake of 16th September 1932, *N. Z. Journ.*, 18, 845—865 (1937).
- 1932 г., 20 декабря (Невада). 436, 466, 468—471
 Gianella V. P., Callaghan E., The earthquake of December 20, 1932, at Cedar Mountain, Nevada, and its bearing on the genesis of Basin Range structure, *Journ. Geology*, 42, 1—22, (1934).
- Gianella V. P., Callaghan E., The Cedar Mountain, Nevada, earthquake of December 20, 1932, *BSSA*, 24, 345—377, pls. 21—29 (1934).
- Wilson J. T., Foreshocks and aftershocks of the Nevada earthquakes of December 20, 1932, and the Parkfield earthquake of June 7, 1934, *BSSA*, 26, 189—194 (1936).
- 30, 32, 41, 55, 70, 78
 1933 г., (Лонг-Бич, Калифорния). 91, 125, 357, 459—461
 Wood H. O., Preliminary report on the Long Beach earthquake, *BSSA*, 23, 43—56 (1933).
- Chick A. C., The Long Beach earthquake of March 10, 1933 and its effect on industrial structures, *Trans. Am. Geophys. Union*, 1933, 273—284.
- Martel R. R., A report on earthquake damage to type III buildings in Long Beach, *U. S. Coast Geodetic Survey, Spec. Publ. № 201* (1936); *Earthquake Investigations in Southern California 1934—1935*, Chapter 8, 143—162.
- Philbrick F. P., The effect of earthquakes on fire-alarm systems, *BSSA*, 31, 1—8 (1941).
- Du Ree A. C., Fire-department operations during the Long Beach earthquake of 1933, *BSSA*, 31, 9—12 (1941).
- 1934 г., 15 января (Индия). 60—66, 68, 69, 105—106
 The Bihar—Nepal earthquake of 1934, *Mem. Geol. Survey India*, 73 (1939).
- 1934 г., 30 января (Невада). 470—471
 Callaghan E., Gianella V. P., The earthquake of January 30, 1934, at Excelsior Mountains, Nevada, *BSSA*, 25, 161—168 (1935).
- 1934 г., 5 марта (Пахиатиа, Новая Зеландия). 500, 512
 Hayes R. C., The Pahiatua earthquake of 1934, March 5, *N. Z. Journ.*, 19, 382—388 (1937).
- Bullen K. E., On the epicentre of the 1934 Pahiatua earthquake, *N. Z. Journ.*, 20, 61—66 (1938).

- 1934 г., 12 марта (Юта). 471
Neumann F., The Utah earthquake of March 12, 1934, *United States Earthquakes, 1934, U. S. Coast Geodetic Survey Ser.* № 593, 43—48 (1936).
- 1934 г., 7 июня (Паркфилд, Калифорния). 194, 495
Byerly P., Wilson J. T., The central California earthquakes of May 16, 1933 and June 7, 1934, *BSSA*, 25, 223—246 (1935). (См. Wilson, 1932, и *U. S. Earthquakes 1934*, 48—50.)
- 1934 г., 6 июля (у берегов Калифорнии). 435
Byerly P., Earthquakes off the coast of northern California, *BSSA*, 27, 73—96 (1937).
Byerly P., The Earthquake of July 6, 1934; amplitudes and first motion, *BSSA*, 28, 1—13 (1938).
- 1935 г., 21 апреля (Тайвань). 542—545
ERI. Supplementary Volume III, 1936, Papers and reports on the Formosa earthquake of 1935. (На японском языке, некоторые работы с английским резюме.) Особо см.: Otsuka Y., The earthquake of central Taiwan (Formosa), April 21, 1935, and earthquake faults, 22—69, pls. 1—IV. (Английское резюме, стр. 70—74.)
Nishimura S., Report on the April 21, 1935 earthquake in Shinchiku and Taichu, Taihoku, 1937. (По-японски.)
- 1935 г., 31 мая (Кветта, Белуджистан). 67
West W. D., Preliminary geological report on the Baluchistan (Quetta) earthquake of May 31st, 1935, *Records Geol. Survey India*, 69, 203—241 (1936).
West W. D., Geological account of the Quetta earthquake, *Trans. Min. Geol. Inst. India*, 30, 138—142 (1936).
Ramanathan K. R., Mukherji S. M., A seismological study of the Baluchistan (Quetta) earthquake of May 31, 1935, *Records Geol. Survey India*, 73, 483—513 (1938).
- 1935 г., октябрь (Елена, Монтана). 75—80
Neumann F., The Helena earthquakes of October and November, 1935, in *U. S. Earthquakes 1935, U. S. Coast Geodetic Survey, Ser.* № 600, 42—56.
Engle H. M., The Montana earthquakes of October, 1935; structural lessons, *BSSA*, 26, 99—109 (1936).
Ulrich F. P., Helena earthquakes, *BSSA*, 26, 323—339 (1936).
- 1939 г., 27 декабря (Турция). 110, 130, 570—575
Pamir H. N., Ketin I., Das anatolische Erdbeben Ende 1939, *Geol. Rundschau*, 32, 279—287 (1941).
Ketin I., Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums, *Geol. Rundschau*, 36, 77—83 (1948).
Parejas E., Akyol I. H., Altinli E., Le tremblement de terre d'Erzincan du 27. decembre 1939 (secteur occidental), *Rev. Faculté Sciences Univ. Istanbul, Ser. B.*, 6, 187—222 (1941).
Pamir H. N., Les séismes en Asie Mineure entre 1939 et 1944. La cicatrice nord-anatolienne, *Proc. Internatl. Geol. Congress, Great Britain 1948*, London, 1950, Part XIII, 214—218.
- 1940 г. (долина Импириал). 74, 76—78, 100, 106, 169, 172
436, 450—457
Ulrich F. P., The Imperial Valley earthquake of 1940. *BSSA*, 31, 13—31 (1941).
Buwalda J. P., Richter C. F., Imperial Valley earthquake of May 18, 1940. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 52 (1941), 1944 (резюме).
- 1942, 1943, 1944 гг. (Малая Азия). См. 1939 г.
- 1942 г., 24 июня (Вайрагара, Новая Зеландия). 502—512
Ongley M., Wairarapa earthquake of 24th June, 1942 (together with map showing surface traces of faults recently active, *N. Z. Journ.*, 25, 67—78 (1943)).
- 1943 г., 4 марта и 10 сентября (Тоттори, Япония). 33, 523, 545
Omote S., The Tottori earthquake of March 4, 1943, *ERI*, 21, 435—457 (1943). (На японском языке с английским резюме.)
Matuzawa T., Über die Verschiebung von Komainu bei dem Tottori-Grossbeben, *ERI*, 22, 60—65 (1944). (По-японски, с немецким резюме.)
Tsuya H., Geological observation on the earthquake faults (Sikano and Yosioka) of 1943 in Tottori prefecture, *ERI*, 22, 1—32 (1944).
Miyamura S., Die zwei Verwerfungen beim Tottoribebe vom 10. Sept. 1943. *ERI*, 22, 49—59 (1944).
- Omote S., A preliminary report on the aftershocks of the Tottori earthquake, *ERI*, 22, 33—41 (1944).
- Omote S., Aftershocks that accompanied the Tottori earthquake of Sept. 10, 1943. *ERI*, 33, 641—666 (1955). (2nd paper.)

- 1944 г., 15 января (Сан-Хуан, Аргентина). 559—560
Castellanos A., El terremoto de San Juan, *Asoc. cultural de conferencias de Rosario, Ciclo de caracter general, 1944*, Publ. № 6, Part B, pp. 76—242.
- 1945 г., 13 января (Микава, Япония). 523, 546—547
Tsu ya H., The Fukōzu fault. A remarkable earthquake fault formed during the Mikawa earthquake of January 13, 1945, *ERI*, 24, 59—75 (1946).
- 1946 г., 15 марта (Перевал Уолкер, Калифорния). 480
Chakrabarty S. K., Richter C. F., The Walker Pass earthquakes and structure of the southern Sierra Nevada, *BSSA*, 39, 93—107 (1949).
- 1946 г., 10 января (Анкаш, Перу). 561—563, 584
Silgado E., The Ancash, Peru, earthquake of November 10, 1946, *BSSA*, 41, 83—100 (1951).
- 1947 г., 10 апреля (Маникс, Калифорния). 70, 477—480
Richter C. F., The Manix (California) earthquake of April 10, 1947, *BSSA*, 37, 172—179 (1947).
Richter C. F., Nordquist J. M., Instrumental study of the Manix earthquakes, *BSSA*, 41, 347—388 (1951).
- 1948 г., 28 июня (Фукуи, Япония). 547—548
Collins J. J., Foster H., The Fukui earthquake, Hokuriku region, Japan, 28 June, 1948, *Geology*, 1.
Butler D. W., Muto K., Minami K., *Engineering*, II, Office of the Engineer, General Headquarters, Far East Command, Tokyo (1949).
Tsu ya H., ed., The Fukui Earthquake of June 28, 1948. Report of the Special Committee for the Study of the Fukui Earthquake, Tokyo (1950).
Omote S., On the aftershocks of the Fukui earthquake, Part 2, *ERI*, 28, 311—319, pl. VII (1950).
- 1948 г., 5 октября (Ашхабад). 569—570
Саваренский Е. Ф., Линден Н. А., Масарский С. И., Землетрясения Туркмении и Ашхабадское землетрясение 1948 года, Изв. АН СССР, Сер. геофиз., № 1, 1—26 (1953).
Рустанович Д. Н., Некоторые вопросы изучения сейсмичности Ашхабадского района, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1 (1957).
- 1948 г., 4 декабря (Дезерт-Хот-Спрингс, Калифорния). 457—458
Murphy L. M., Ulrich F. P., *United States Earthquakes 1948*, 19—23.
Richter C. F., Allen C. R., Nordquist J. M., The Desert Hot Springs earthquake of December 4, 1948 (abstract), *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1780 (1956).
- 1949 г., 26 декабря (Имайти, Япония). 548—549
Symposium, *ERI*, 28, 355—472, pls. VIII—XXXI (1950).
Ikegami R., Kishinouye F., The acceleration of earthquake motion deduced from the overturning of the gravestones in case of the Imaichi earthquake on Dec. 26, 1949, *ERI*, 28, 121—128 (1950).
- 1950 г., 8 января и т. д. (пролив Кука, Новая Зеландия). 423
Hayes R. C., The Cook Strait earthquakes: 1950 Jan. — Feb., *N. Z. Journ.*, 33, 309—318 (1952).
- 1950 г., 15 августа (Ассам — Тибет). 51, 67, 125, 129, 327
Rao M. B. R., ed., A Compilation of Papers on the Assam Earthquake of August 15, 1950, The Central Board of Geophysics, Calcutta (1953).
См. также литературу к главе 5.
- 1950 г., 14 декабря (Горы Форт-Сейдж). 477
Gianneli V. P., Earthquake and faulting, Fort Sage Mountains, California, December, 1950, *BSSA*, 47, 173—177 (1957).
- 1952 г., (Округ Керн, Калифорния). 72—73, 79, 85, 90—101, 136, 174, 314—315, 346, 480—492
Bath M., Richter C. F., Mechanisms of the aftershocks of the Kern County, California, earthquake of 1952.
Earthquakes in Kern County, California, during 1952, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull.* 171 (1955).
Steinbrugge K. V., Moran D. F., An engineering study of the Southern California earthquake of July 21, 1952 and its aftershocks, *BSSA*, 44, 199—462 (1954).
- 1953 г., 18 марта (Малая Азия), 171, 574
Ketin I., Roesli F., Makroseismische Untersuchungen über das nordwestanatolische Beben vom 18. März 1953, *Eclogae Geol. Helvetiae*, 46, 187—208 (1953).
Dilgan H., Hagiwara T., Le tremblement de terre de Yenice (18 mars 1953), *Publ. bureau central sismologique international, Ser. A*, 19, 287—295 (1956).
- 1954 г., 6 июля и 23 августа (Фаллон, Невада). 75, 471—473
The Fallon—Stillwater earthquakes of July 6, 1954 and August 23, 1954, *BSSA*,

- 46 (1956): Byerly P., Historic introduction, 1—3; Slemmons D. B., Geologic setting, 4—9;
 Tocher D., Movement on the Rainbow fault, 10—14; Steinbrugge K. V., Moran D. F., Damage, 15—33; Cloud W. K., Intensity distribution and strong-motion seismograph results, 34—40.
- 1954 г., 9 сентября (Алжир). 122, 129, 579
 Rothé J. P., Le tremblement de terre d'Orléansville et la séismicité de l'Algérie, *La Nature*, № 3237, 1—9 (Janvier 1955).
- 1954 г., 16 декабря. 75, 171, 466, 472—477
 Gianella V. P., Faulting and the Nevada earthquakes of 1915, 1932, 1954 (abstract), *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, 1650 (1955).
- Whitten C. A., Crustal movement in California and Nevada, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37, 393—398 (1956).
- Tocher D., Romney C., Whitten C. A., Cloud W. K., Steinbrugge K. V., Moran D. F., Reil O. E., Slemmons D. B., Larson E. R., Zones C. P., The Dixie Valley—Fairview Peak, Nevada, earthquakes of December 16, 1954, *BSSA*, 47, 299—396 (1957).
- 1955 г., 1 апреля (Филиппины). 120
 Kintanar R. L., Quema J. C., Alcaraz A. P., The Lanao earthquake, Philippines, April 1, 1955, Weather Bureau, Manila, 1955, (mimeographed).
- 1956 г., 9 и 14 февраля (Калифорния). 492—493
 См. резюмированные отчеты «Seismological Notes». *BSSA*, 46, 161—163 (1956).
- Shor G. G., Roberts E., San Miguel, Baja California Norte, earthquakes of February, 1956, *BSSA*.
- 1957 г., 4 декабря (Монголия). 582

ПРИЛОЖЕНИЕ XVII

Заметки из Торонто, 1957 г.

Одиннадцатая Генеральная ассамблея международного союза геодезии и геофизики происходила в Торонто (Канада) с 3 по 14 сентября 1957 г. Это было очень продуктивное и эффективное собрание. Его успех в большой степени был обусловлен блестящими условиями, созданными Торонтским университетом и канадскими властями.

Как обычно, было открыто несколько новых направлений исследования но большинство докладов представляли дополнительные данные о дальнейшем развитии уже существующих областей исследования. И так же, как обычно, основная польза была получена не от формального представления докладов, а от благоприятной возможности, представленной для обсуждения одних и тех же вопросов учеными различных стран.

Наибольший интерес читатели этой книги должны проявить к заседаниям Международной ассоциации сейсмологии и физики Земли. «Сейсмология в наш атомный век» — такое название выбрал Буллен для президентского адреса в честь открытия. Дав краткий обзор истории сейсмологии, он указал, что улучшение аппаратуры и развитие теории со времени второй мировой войны сделали возможными попытки нового и более точного решения проблемы природы внутренних частей Земли. Данные, полученные при больших искусственных взрывах, сопоставленные с данными, полученными при землетрясениях, являются блестящим объектом для приложения этих новых методов. Более или менее случайно некоторые очень ценные данные получены при испытаниях атомного оружия; но официальная инертность обычно исключала сколько-нибудь эффективное использование этих испытаний для сейсмологических целей и вредила публикации данных. Буллен сообщил о результатах обработки записей взрывов водородных бомб, произведенных в 1954 г. Данные получены большей частью методами наблюдения из опубликованных бюллетеней сейсмических станций. Как пред-

седатель комитета, Буллен в 1955 г. обратился с предложением взорвать одну или несколько бомб специально для сейсмологических целей. Это обращение не нашло отклика; тем не менее, при поддержке британского и австралийского правительств четыре взрыва бомб, произведенных в Маралинге (центральная Австралия) в 1956 г. были записаны с отметкой точного времени. Это дало для Австралии первые надежные данные как о глубине границы Мохоровичича (35 км или более), так и о скорости волн P_n (8,23 км/сек).

Позже в процессе заседаний Кардер, сотрудник Береговой и геодезической службы Соединенных Штатов, представил данные о временах пробега, основанные на испытаниях атомных бомб в Неваде и на взрывах водородных бомб на Тихоокеанских островах (включая и взрывы, изученные Булленом и Берк-Гаффни). Эти данные были представлены, и предполагалось, что они будут опубликованы в форме, подходящей для точного применения в сейсмологических исследованиях.

Вскоре после зачтения адреса Буллена было получено телеграфное сообщение Комиссии по атомной энергии Соединенных Штатов Америки о подготавливаемом подземном ядерном взрыве на испытательном полигоне в Неваде. Была проведена подготовка для записи этого взрыва во многих точках в Соединенных Штатах и в Канаде. После некоторых отсрочек взрыв был произведен 19 сентября 1957 г. Энергия, излученная в форме упругих волн, была очень малой для атомного взрыва, и надежды на получение записей на удаленных станциях были обмануты¹. Однако на малых расстояниях были получены хорошие записи и благодаря блестящей службе времени ожидаются ценные результаты.

На симпозиуме по магнитуде и энергии Бот доложил свои последние результаты:

$$\lg E = 12,24 + 1,44M = 6,5 + 2,3m.$$

С. Л. Соловьев (СССР) доложил свой результат:

$$\lg E = 11,5 + 1,5M.$$

Ди Филиппо и Марчелли (Рим), а также Затопек, Карник и Ванек доложили о полученных ими величинах коэффициентов в соотношении между m и M , которые оказались очень близкими к величинам, определенным Гутенбергом и Ботом.

Новая статья Н. В. Шебалина явилась расширением его более ранней работы об энергии, интенсивности и глубине очага и теперь содержала данные о 225 землетрясениях.

Подтверждается потеря энергии при прохождении волной слоя на глубине около 80 км. Шебалин сделал вывод, что величины m Гутенберга для землетрясений на глубине больше 80 км требуют поправки, приблизительно равной $-0,7$. Однако этот результат частично зависит от использования поверхностных волн при определении M для глубоких землетрясений.

Несколько антарктических станций, созданных во время Международного геофизического года, вступили в действие; в дополнение к записям на

¹ Здесь речь идет лишь о первом впечатлении. Фактически же по записям старых, стандартных крутильных сейсмографов на десяти обычных сейсмических станциях США расположенных на расстояниях от 180,7 км (Тинемаха) до 583 км (Минерал) от эпицентра, сейсмические магнитуды этого взрыва (Рейннер, тротильный эквивалент 1,7 кило-тонн) оказались равными: локальная $M_L=4,1$, т. е. унифицированная $m=4,8$; пересчет M_L в m проведен согласно уравнению Гутенберга (11), см. главу 22. Специальные высокочувствительные станции позволяют записывать такие взрывы на гораздо больших расстояниях. — Прим. ред.

Базе Скотта происходит регулярная регистрация, а также возможно получение специальных данных на Южном Полюсе, Земле Уилкса (побережье Нокс) и советской станции Мирный в восточной Антарктике.

В процессе обсуждения вопросов о прогибе Скалистых гор, а также о рифтовой структуре в Канаде и в северной части Соединенных Штатов было высказано предположение, что это может быть характерной чертой горизонтального смещения.

Вадати и Хироно представлена работа по исследованию, на основании геологических и геофизических данных, аномального распределения интенсивности, наблюдаемой при глубокофокусных землетрясениях в Японии.

В высшей степени полезным оказался симпозиум, организованный Ходжсоном по исследованию механизма землетрясений, определяемого по сейсмограммам с помощью методов, описанных в главе 32. В. И. Кейлис-Борок доложил результаты расчетов, говорящие о том, что группа волн *P* может быть сильно искажена на записи удаленной станции, если гипоцентр находится в пределах нескольких длин волн от границы раздела. Вопросы интерпретации групп землетрясений с целью устранения неясностей в определении одиночных случаев обсуждались Ходжсоном и Мак-Интайром (их более ранние работы по этим вопросам цитировались в главе 32). Труды симпозиума будут полностью опубликованы в Dominion Observatory, Ottawa.

Много работ было посвящено строению земной коры. Калон представил доказательства того, что по крайней мере часть корней Альп обусловлена утолщением среднего слоя (слоя Конрада). В докладах из СССР говорится, что то же самое справедливо для Тянь-Шаня, но корни Памира, где граница Мохоровичича расположена на глубине 60—70 км, образованы утолщением всей земной коры в целом. В новой работе Пресса и Юинга на основании величин фазовых скоростей релеевских волн от землетрясения в южной части Тихого океана 14 апреля 1957 г. проведено определение толщины земной коры поперек Североамериканского континента.

Советский Союз был представлен большой делегацией. Автор имел благоприятный случай для беседы с И. Е. Губиным. Большая заслуга Губина состоит в том, что он настойчиво подчеркивал необходимость использования геологических данных в дополнение к историческим и геофизическим данным. Такая точка зрения признавалась его оппонентами, которые подчеркивают невозможность точной корреляции между современной сейсмичностью и особенностями поверхности. Чисто сейсмологическим фактором является переоценка точности инструментального определения эпицентров и глубин¹. Губин упорно продолжает свои полевые исследования; его последняя интерпретация по многим пунктам очень близка к интерпретации, изложенной в этой книге, хотя и основывается главным образом на других данных. Сейсмическое районирование в СССР сильно развивается; готовится издание новой фундаментальной карты масштаба 1:500 000.

¹ Большой дискуссии подверглось разрушительное землетрясение 1895 г. в Краснодарске, на восточном берегу Каспийского моря, где поверхностная топография представляет ничем не выраженную равнину. Эта местность лежит на продолжении поверхностных тектонических особенностей; геофизические данные указывают на наличие активной структуры под поверхностью. (Ср. с землетрясениями на равнинной площади Виргинии северного Техаса; наличие там активных структур под поверхностью хорошо известно в результате нефтяных разработок.)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Предисловие автора	7

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ПРИРОДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И НАБЛЮДЕНИЯ НАД НИМИ	11
<i>Глава 1.</i> Введение в сейсмологию	13
Литература (общая, для справок и чтения)	18
<i>Глава 2.</i> О терминологии пограничной науки	24
<i>Глава 3.</i> Характер движения при землетрясениях	29
Литература	35
<i>Глава 4.</i> Два примера: землетрясения 1857 и 1929 гг.	36
Литература	50
<i>Глава 5.</i> Некоторые грандиозные землетрясения Индии	51
Литература	67
<i>Глава 6.</i> Форшоки, афтершоки, рой землетрясений	69
Литература	80
<i>Глава 7.</i> Проявления землетрясений; общий обзор	82
<i>Глава 8.</i> Воздействие землетрясений на здания и другие сооружения; Калифорния, 1952 г.	86
Литература	101
<i>Глава 9.</i> Воздействие на грунтовые и поверхностные воды	103
Литература	117
<i>Глава 10.</i> Другие вторичные проявления землетрясений	120
Литература	129
<i>Глава 11.</i> Интенсивность и изосейсты	130
Литература	141
<i>Глава 12.</i> Типы землетрясений; вулканические землетрясения	144
Литература	156
<i>Глава 13.</i> Первичные проявления тектонических землетрясений; разломы	160
Литература	175
<i>Глава 14.</i> Тектонические землетрясения; общие данные	179
Литература	197
<i>Глава 15.</i> Теория и практика сейсмографа	199
Литература	217
<i>Глава 16.</i> Упругость и упругие волны	219
Литература	231
<i>Глава 17.</i> Сейсмические волны на поверхности и в глубине Земли	232
Литература	259
<i>Глава 18.</i> Сейсмические волны на малых эпицентральных расстояниях	262
Литература	276
<i>Глава 19.</i> Глубокофокусные землетрясения	279
Литература	290

Глава 20.	Определение координат землетрясений	292
Глава 21.	Международная сейсмология	301
	Л и т е р а т у р а	312
Глава 22.	Магнитуда, статистика, энергия	314
	Л и т е р а т у р а	346
Глава 23.	Микросейсмы	349
	Л и т е р а т у р а	351
Глава 24.	Опасность землетрясений и меры защиты	353
	Л и т е р а т у р а	364

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГЕОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ		365
Глава 25.	Введение в географию и геологию землетрясений	367
	Л и т е р а т у р а	381
Глава 26.	География землетрясений. Дуговые структуры и блоковая тектоника	383
	Л и т е р а т у р а	403
Глава 27.	Калифорния и Новая Зеландия	405
	Л и т е р а т у р а	427
Глава 28.	Землетрясения Калифорнии	431
	Л и т е р а т у р а	496
Глава 29.	Землетрясения Новой Зеландии	498
	Л и т е р а т у р а	513
Глава 30.	Япония и Тайвань	514
	Л и т е р а т у р а	551
Глава 31.	Тектонические землетрясения других регионов	552
	Л и т е р а т у р а	581
Глава 32.	Сжатия и разрежения	583
	Л и т е р а т у р а	586

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ПРИЛОЖЕНИЯ		589
Приложение	I. Хронология	591
Приложение	II. Сейсмостойкие сооружения	594
Приложение	III. Шкалы интенсивности; замечания и дополнения	599
Приложение	IV. Упругость и распространение волн; доказательства и дополнения	602
Приложение	V. Таблица углов падения	611
Приложение	VI. Вычисление скоростей в глубине Земли	612
Приложение	VII. Преломление и отражение; уравнение Цёппригца	614
Приложение	VIII. Таблицы времен пробега, калибровочные функции магнитуд и др.	617
Приложение	IX. Вычисление времени вступления P_n	632
Приложение	X. Определение неглубоких телесейсм	633
Приложение	XI. Пример определения места землетрясения близкими станциями	637
Приложение	XII. Вычисление коротких расстояний	639
Приложение	XIII. Список сейсмических станций	644
Приложение	XIV. Списки сильных землетрясений	647
Приложение	XV. Африканское землетрясение 1928 г.	653
Приложение	XVI. Хронологическая библиография	656
Приложение	XVII. Заметки из Торойто, 1957 г.	666

Ч. Ф. Рихтер
ЭЛЕМЕНТАРНАЯ
СЕЙСМОЛОГИЯ

Редактор *Т. И. Никифорова*
Художник *В. И. Тепнев*
Художественный редактор *Е. И. Под-
марькова*
Технический редактор *Ф. Х. Ржатиева*
Корректор *И. М. Лебедева*

Сдано в производство 18/XII 1962 г.

Подписано к печати 27/VI 1963 г.

Бумага $70 \times 108^{1/16} = 21$ бум. л.

57,5 печ. л.

Ул.-изд. л. 53. Изд. № 5/0942

Цена 3 р. 91 к. Зак. 5475

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.

Москва, 1-й Рижский пер., 2

Прозв.-издат. комбинат ВИНТИ.

Люберцы, Октябрьский пр., 403.