

II-169/2
5

ISSN 0002-3124

АЗЕРБАЙДЖАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫ
АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ХƏБƏРЛƏР ИЗВЕСТИЯ

Ҷ Е Р Е Л М Л Ə Р И

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

5 • 1984

Представляемые в редакцию материалы должны удовлетворять следующим требованиям:

1. Объем статьи не должен превышать 10 стр., включая таблицы, библиографию (не более 20 источников) и рисунки (не более 4 шт.), резюме на английском и азербайджанском языках.

Текст статьи следует печатать на белой бумаге через два интервала, на одной стороне листа стандартного размера, с полями с левой стороны шириной 3—4 см (не более 28 строк на странице, по 58—60 знаков в строке).

Статьи, напечатанные на портативной машинке, не принимаются.

2. Тщательно должна быть проверена правильность написания географических и геологических названий и терминов.

3. Графические рисунки должны быть выполнены тушью на кальке, фотографии — на глянцевой бумаге. Все обозначения на рисунках должны быть написаны четко, аккуратно. На обороте рисунка карандашом указываются фамилия автора, название статьи и номер рисунка.

4. Подписи к рисункам следует представить в двух экземплярах, напечатанные через два интервала.

5. Математические и химические формулы должны быть написаны четко. При этом следует избегать громоздких обозначений. Индексы и степени необходимо отмечать карандашом дугами снизу или сверху, соответственно: A^{-} , $B^{\underline{z}}$ и т. д.

Греческие буквы надо обводить красным карандашом (в кружок). Буквы готического шрифта и рукописные использовать не рекомендуется. Необходимо четко обозначать прописные (заглавные) и строчные буквы латинского алфавита, имеющие сходное начертание (Сс; Кк; Рр и т. д.), букву l и римскую единицу.

Прописные буквы карандашом подчеркиваются двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Не следует употреблять знаки \odot , \otimes , \oplus , \square , \square , \diamond , π , \times , ϕ , ϵ ввиду отсутствия их в местных типографиях.

В обозначениях единиц необходимо придерживаться международной системы единиц СИ.

6. Статьи на русском и азербайджанском языках должны иметь резюме соответственно на азербайджанском и русском языках, а также на английском.

7. В конце рукописи обязательно следует указать адрес и номер телефона автора.

АЗƏРБАЙЧАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

Х Ə Б Ə Р Л Ə Р И

И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

★

СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

№ 5

1984

«ЕЛМ» НƏШРИЈАТЫ—ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЭЛМ»

БАҚЫ—БАҚУ

УДК 551.7:553.981/2

М. М. АЛИЕВ, К. Н. АМАНИЯЗОВ, Н. В. БЕЗНОСОВ, В. Д. ИЛЬИН

ЗНАЧЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА

Значение стратиграфических исследований в комплексе геолого-разведочных работ на нефть и газ определяется характером объектов поисковых и разведочных работ и методами проведения последних. Поскольку как объекты, так и методы меняются во времени и в разных регионах, то меняются и задачи и значения стратиграфических исследований. При экстенсивном пути развития, когда имеется возможность наращивания запасов за счет освоения новых территорий или (и) освоения новых относительно неглубоко (менее 5 км) залегающих нефтегазоносных комплексов, геолого-разведочные работы, как правило, ориентируются на поиск залежей в антиклинальных ловушках в первую очередь с терригенными коллекторами. По мере освоения территорий возможности экстенсивного развития сокращаются и дальнейшие приросты запасов могут быть получены путем интенсификации геолого-разведочных работ: освоения больших глубин и поисков залежей в ловушках сложного типа со сложными условиями залегания коллекторов и покрышек.

Для анализа значения стратиграфических исследований в геолого-разведочных работах на нефть и газ при экстенсивном их проведении рассмотрим их значение по принятым этапам и стадиям геолого-разведочного процесса:

А. Поисковый этап

а) **Региональная стадия** — на этой стадии осуществляется разработка регионального стратиграфического расчленения отложений, залегающих под поверхностью. Это региональное стратиграфическое расчленение является основой, на которой строится весь геологический анализ строения региона и оценки его нефтегазоносности, начиная от оценки последовательности и распространения толщ, слагающих осадочный чехол региона на глубину проведения поисковых работ и кончая распределением в разрезе потенциально нефтегазогенерирующих толщ, коллекторов и покрышек.

Основными стратиграфическими подразделениями, используемыми при региональном расчленении отложений, залегающих на глубине, являются местные свиты и, реже, региональные горизонты. Это обусловлено тем, что при прерывистом отборе керн единственными границами, которые можно проследить по данным каротажа скважин, являются границы, связанные с изменениями физических свойств пород, т. е. границы литостратиграфических подразделений. Тем не менее, биостратиграфические исследования на региональной стадии поискового этапа имеют важнейшее значение, так как только их методами можно получить датировку местных подразделений и проверять корректность литостратиграфических построений.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: М. Т. Абасов (главный редактор), Р. А. Абдуллаев, Р. Н. Абдуллаев, Г. А. Алиев, А. А. Али-заде, Ак. А. Али-заде, Б. А. Булагов, М. П. Гули-заде, Г. И. Джалалов (ответственный секретарь), К. Н. Джалилов, Т. А. Исмаил-заде, Ш. Н. Мамедов, Ш. Ф. Мехтиев, А. Д. Султанов, Э. М. Шекинский, Э. Ш. Шихалибейли (зам. главного редактора), Э. М. Шихлинский (зам. главного редактора).

© Издательство «Элм», 1984 г.

б) Стадии поисковая и подготовки площадей поискового этапа. При ориентации поисковых работ на залежи в ловушках антиклинального типа преимущественно с терригенными коллекторами, т. е. на залежи в ловушках относительно простого строения и на глубинах до 3—4 км большинство площадей выявляется и готовится сейсмическими методами. Стратиграфическая интерпретация результатов сейсморазведки и поискового бурения осуществляются на основе разработанных стратиграфических схем. Конечно, и на этих стадиях получают принципиально новые стратиграфические данные, однако на данных стадиях они в целом не играют определяющего значения на весь ход геолого-разведочного процесса (или, по меньшей мере, так кажется). Поэтому производство не заинтересовано в проведении стратиграфических исследований и сокращается.

Б. Разведочный этап

До последнего времени разведка месторождений проводилась с минимальным стратиграфическим обеспечением, полностью опиравшимся на прослеживание продуктивных пластов по данным каротажа. Соответственно, потребность в стратиграфических исследованиях была меньшей, чем в конце поискового этапа.

Однако возможности экстенсивного ведения геолого-разведочных работ на нефть и газ ограничены. Пути их интенсификации, в частности, являются:

а) введение в геолого-разведочный процесс глубоко залегающих горизонтов;

б) поиск залежей в сложно построенных, в том числе, в неантиклинальных ловушках;

в) повышение коэффициента извлечения запасов, в том числе за счет более рациональной разработки месторождений.

При поисках залежей на больших глубинах и в сложных объектах на одно из первых мест выдвигается задача **локального прогноза продуктивности** до начала бурения или после бурения первой поисковой скважины. Стратиграфическое обеспечение как локального прогноза, так и повышения коэффициента извлечения запасов за счет более рациональной разработки месторождений сходное и может быть сформулировано как задача создания моделей **пространственных соотношений индивидуальных геологических тел, обладающих различной емкостью и проницаемостью**, т. е. тел, образующих коллектор, крышку и псевдопокрышку. Это означает необходимость выделения и прослеживания, при минимальных объемах бурения, индивидуальных геологических тел, отличающихся составом, текстурами и структурами, т. е. выделение и прослеживание фаций. В этом заключается принципиальное отличие современных задач стратиграфического обеспечения геолого-разведочных работ на нефть и газ от задач стратиграфических исследований предшествующего периода.

Таким образом, на современном этапе резко возрастает потребность в информации о детальном строении недр. Объектами исследований становятся не толщии пород, а индивидуальные геологические тела, обычно образовавшиеся в течение короткого отрезка времени и обладающие ограниченной мощностью и протяженностью (каналовые, баровые и другие пески; рифовые постройки и их фации и т. п.). Эти тела аналогичного состава и с одинаковой палеонтологической харак-

теристикой могут неоднократно повторяться в разрезе и смещаться по возрасту.

Эти особенности объектов исследований существенно ограничивают применение традиционных литостратиграфических и биостратиграфических методов, основанных на качественном анализе орикто-комплексов и их компонентов.

Выделение и прослеживание индивидуальных геологических тел может осуществляться разными методами, в случае их достаточной мощности — сейсмическими, чаще — на основе интерпретации каротажа скважин. Но выявление природы этих тел, генезиса, закономерностей их распространения может производиться только на базе детальных стратиграфических и литологических исследований. Соответственно полноценная интерпретация результатов сейсморазведки и геофизических исследований скважины может быть достигнута при наличии достоверной геологической модели. Поэтому в период необходимости интенсификации геолого-разведочных работ резко возрастает роль их научного и в том числе стратиграфического обеспечения. Однако как задачи, так и методы проведения стратиграфических исследований в этом периоде существенно отличаются от задач и методов этих исследований при проведении региональных работ. Если раньше большинство биостратиграфов рассматривали как свою главную задачу определение геологического возраста изучаемого орикто-комплекса (или его части) и вмещающих слоев и на этой основе — расчленение последних и их корреляцию, то сейчас наряду с этой задачей на первое место выходит установление условий накопления отложений, заключающих ориктокомплекс, и выявление на этой основе как пространственно-временных соотношений фаций, так и закономерностей, которым эти соотношения подчиняются. То есть на первый план в биостратиграфических исследованиях выступают палеоэкологические задачи.

Каким образом можно решать эти задачи на разрозненном и, в общем, ограниченном керном материале?

Прежде чем формулировать общие положения приведем примеры.

1) В палинологии в настоящее время развивается направление, получившее название изучения палинофаций. Суть этих исследований заключается в изучении количественных соотношений остатков, принадлежащих различным экологическим типам и обладающих разной способностью к транспортировке. Известны работы, где таким образом выделяются фации открытого моря, дельтовых протоков и русел, озер и болот и т. п.

2) Широко известны аналогичные методы количественного изучения фораминифер: соотношений планктон/бентос, для бентосных фораминифер соотношение агглютинирующих и секреторных форм, а также индекса видового (родового) разнообразия. По этим параметрам определяется обстановка осадконакопления от глубоководных до прибрежных.

3) В карбонатных отложениях широко применяется для целей детальной корреляции и выделения условий осадконакопления изучение микрофаций в шлифах литологии и остатков организмов, включая таксономический состав, форму сохранности, экологический тип. Очевидно, что таким же путем можно изучать и терригенные отложения, добавив к обычным исследованиям литологии, микрофауны и палино-

логии исследования «мелкомерной фауны», в понимании этого термина А. А. Савельевым.

Приведенные примеры показывают, что при направленном исследовании и ограниченном каменном материале, обычно находящемся в распоряжении стратиграфа-нефтяника, можно получить достаточно обоснованные выводы об условиях осадконакопления.

Особенностями этих исследований являются:

- а) изучение таксономического состава, если не всего ориктокомплекса, то его значительной части;
- б) анализ условий захоронения компонентов ориктокомплекса, выделение среди них автохтонных и аллохтонных с оценкой масштабов переноса последних;
- в) анализ экологических типов организмов, продуцировавших остатки, и их количественных соотношений;
- г) проведение палеонтологических исследований в тесном, буквально на уровне одного шлифа образца породы, комплексе с литологическими.

Таким образом, имеются объективные предпосылки для усиления значения стратиграфических исследований в геолого-разведочных работах на нефть и газ на современном этапе. Эти предпосылки следующие:

1. Необходимость иметь более детальную информацию о глубинном строении недр.
2. Наличие методов решения задач и возможности совершенствования этих методов.
3. Наличие исходного материала для обработки.

Однако организация стратиграфической службы отрасли не соответствует ее современным задачам. Современная структура стратиграфических служб сложилась в период проведения в стране широких региональных исследований. В это время были созданы в большинстве НИИ и производственных организаций биостратиграфические, или, лучше сказать, палеонтологические структурные подразделения, нацеленные на решение одной задачи — определять геологический возраст отложений и таким образом участвовать в разработке регионального стратиграфического расчленения. В дальнейшем, по мере сокращения региональных работ эти подразделения либо упразднялись, либо существенно ослаблялись.

Сейчас остро ощущается нехватка стратиграфического обеспечения не только при определении направлений поисковых работ, но и при разведке залежей в сложно построенных ловушках.

Основными объектами поисковых работ на нефть и газ на перспективу до 2000 г., видимо, будут являться:

В Европейской части страны:

- а) подсолевые палеозойские отложения Прикаспийской нефтегазоносной провинции;
- б) палеозойские и триасовые отложения Тимано-Печорской провинции;
- в) глубоко залегающие в сложных тектонических условиях мезозойские и кайнозойские отложения пред- и межгорных прогибов Кавказа;
- г) глубоко залегающие палеозойские отложения Предуральяского прогиба;

д) залежи в сложных, в т. ч. неантиклинальных ловушках, в палеозое старых районов Волго-Урала, Днепровско-Донецкой и Припятской впадины.

В Средней Азии и Казахстане:

- а) глубоко залегающие юрские подсолевые отложения Амударьинской синеклизы и триасовые отложения Мангышлака и Устюрта;
- б) глубоко залегающие мезозойские и кайнозойские отложения Западно-Туркменской впадины и Предкопетдагского прогиба, Мургабской депрессии, межгорных впадин Киргизии, юго-западного и южного Таджикистана;
- в) мезозойские отложения синеклиз и прогибов, вмещающие залежи в сложно построенных ловушках.

В Западной Сибири:

- а) юрские и меловые отложения центрального и северных районов Западной Сибири;
- б) стратиграфические и литологические ловушки верхнеюрских и нижнемеловых отложений;
- в) палеозойские и триасовые отложения;
- г) отложения баженовского горизонта.

В Восточной Сибири и северо-восточных регионах страны:

- а) верхний докембрий и палеозой синеклиз и впадин Сибирской платформы;
- б) мезозой Вилюйской синеклизы, Енисей-Хатангского и Предверхоянского прогибов;
- в) мезозойские и кайнозойские отложения межгорных впадин Северо-Востока и Дальнего Востока.

Соответственно перед стратиграфическими службами на перспективу до 2000 г. стоят задачи:

- а) разработка унифицированных и совершенствование региональных и местных стратиграфических схем палеозоя Прикаспийской синеклизы, Предуральяского прогиба, Севера Европейской части СССР, Западной Сибири, верхнего докембрия мезозоя и кайнозоя пред- и внутриорогенных прогибов Альпийского пояса, мезозоя Средней Азии, мезозоя Кавказа, Западной Сибири, мезозоя и кайнозоя Северо-Востока и Дальнего Востока, верхнего докембрия и палеозоя Сибирской платформы;
- б) создание детальной биостратиграфической основы для поисков и разведки залежей в ловушках сложного, в т. ч. неантиклинального типа.

Стратиграфия является базовой наукой в геологии. Никакая наука и никакие работы невозможны без системы отчета, без системы координат. Именно эти задачи выполняет стратиграфия в геологических исследованиях и в геологических работах. В настоящее время возросли требования к детальности измерения, соответственно начинается новый период возрастания роли стратиграфических исследований. Чем скорее мы это осознаем и проведем соответствующие организационные мероприятия, тем меньше будет потерь.

М. М. Элиев, К. Н. Аманниязов, Н. В. Безносков, В. Д. Илин

НЕФТ ВӘ ГАЗ АХТАРЫШЫНДА СТРАТИГРАФИГ ТЭДГИГАТЛАРЫН ЭЪЭМИЛЖАТИ

Магаләдә ахтарыш вә кәшфијјат ишләринин мәрһәләләриндән вә бунуила әләгәдар олараг стратиграфик тәдгигатлары кечирилмәсинин әсасларындан бәһс олунур. Гејри-

антиклинал тиби ва дарида латан лаларин ахтариш ва кашфијати наэ алағадар оларга стратиграфик тэдигатларин кенишландиримаси зэрурети гаршија гојулуур.

Намчинин ахтариш ва кашфијат ишларинин апарилмаси саһаларин, орадаки стратиграфик тэдигатларин нөвлери да көстөрилер.

М. М. Алев, К. Н. Аманийзов, Н. В. Безносков, В. Д. Пуин

THE IMPORTANCE OF STRATIGRAPHIC INVESTIGATIONS FOR OIL AND GAS PROSPECTING

The condition of stratigraphic investigations, the stages of prospecting works are shown in the paper. It is necessary to carry out stratigraphic investigations more thoroughly due to prospecting works on deep-seated deposits.

The possible zones of prospecting works and the list of stratigraphic investigations on the indicated territories are given in the paper.

АЗЕРБАЙЖАН ССР ЕЛМЛЕР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Зер елмлери сериясы, 1984, № 5

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1984, № 5

УДК 551.763(479.24)

Э. Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ, Х. АЛИЮЛЛА, А. Б. АББАСОВ

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Верхнемеловые отложения в пределах Малого Кавказа, особенно его центральной части, имеют обширное распространение. Начиная на СЗ с Шахдагского хребта, они непрерывно прослеживаются на ЮВ вплоть до левобережья р. Аракса и выполняют основные структуры Шахдагского, Тоурагачайского, Сарыбабинского и Гочасского синклинориев. Фациальное разнообразие их, сложная геологическая обстановка формирования, перспективность на ряд рудных и нерудных полезных ископаемых послужили основанием сосредоточить внимание большого числа исследователей на вопросах геологического строения этого региона, что нашло отражение свое во многих работах [2, 3, 4, 8, 9, 12]. Однако интерес геологов ко многим вопросам как геологии, так и стратиграфии центральной части Малого Кавказа не только не угасает а наоборот, все больше возрастает [1, 7, 10, 13]. Это связано, прежде всего, с развитием здесь офиолитовых комплексов пород, обычно ассоциирующих с кремнистыми образованиями, имеющих важное значение при разработке новых гипотез о геосинклиналях. Появляются новые работы с иной трактовкой прежних представлений о возрасте, характере залегания, особенностях формирования кремнисто-диабазовой толщи в верхнемеловом разрезе исследуемых прогибов. Пытаются отождествить малокавказские разрезы кремнисто-вулканогенных образований с разрезами океанической коры, считая их аллохтонно размещенными реликтами последних, при этом приписывают им верхнеюрский-нижнемеловой возраст и тем самым игнорируют существующие представления о стратиграфии верхнего мела центральной части Малого Кавказа [5, 7, 11]. Хотя разработка ее часто базировалась на макро- и микрофаунистических находках, следует отметить, что геологический интервал времени формирования кремнисто-диабазовой толщи в разрезе верхнего мела обычно принимался в объеме раннего сенона, исходя из чисто геологических и стратиграфических соображений, т. е. эта толща несогласно, с базальным конгломератом в основании, залегает на отложениях сеномана и несогласно покрывается фаунистически охарактеризованными карбонатными отложениями верхнего сантона-маастрихта. Тем не менее, были известны в осадочной и туфо-осадочной фациях краевых частей прогибов находки коньякских моллюсков. Выявленная в последние годы богатая и разнообразная фауна радиолярий по всей площади распространения кремнистых пород офиолитовой ассоциации, новые находки фораминифер в них диктуют в свете новых палеонтологических данных необходимость внести ясность в стратиграфию верхнего мела центральной части Малого Кавказа и предложить более детальное расчленение (таблица).

Как известно, всюду в пределах описываемых прогибов, за редкими исключениями, отложения сеномана залегают на альбских. Первые представлены грубо-терригенными отложениями с конгломератами в основании. Роль последних значительно возрастает вдоль Ю.-З. борта и Ю.-В. окончания Сарыбабинского прогиба. В пределах Тоурагачайского прогиба при доминирующем значении в разрезах грубо-терригенных пород значительное место занимают карбонатные разности. Характерно, что в Ю.-В. центриклинали данного прогиба отложения сеномана целиком представлены экзогиревым ракушняком. Видимо, сеноманский век в развитии прогибов был переломным моментом, связанным с австрийскими движениями, которые способствовали усилению интенсивности воздымания области, дифференцированным тектоническим движениям и складчатости. Тем не менее, в течение сеномана в офиолитовых прогибах накопилось более 400 м осадков. Одним из наиболее типичных фациальных комплексов и микрофаунистически полно охарактеризованных разрезов сеномана в пределах исследуемого региона является разрез по р. Агдаван, севернее с. Агдаван, где выделяются все три микрофаунистические зоны: *Thalmaninella brotzeni*, *Th. deecke*, *Rotalipora turonica*. Они литологически представлены переслаиванием темно-серых плотных карбонатных глин и аргиллитов с прослоями мергелей и известковистых песчаников общей мощностью 332 м.

В нижней части этих отложений фораминиферы соответствуют зоне: *Thalmaninella brotzeni*: *Spiroplectamina gandolfi* Garb., *Quinqueloculina antiqua* (Franke), *lenticulina orbicula* (Reus), *Thalmaninella brotzeni* Sigal, *Th. appenninica* (Renz), *Guembelitra cenomana* (Kell.) и др.

Средний сеноман (зона *Thalmaninella deecke*) характеризуется фораминиферами: *Gavelinella vesca* (Букова), *Praeglobotruncana touragatscaiensis* Alij., *P. stephani agdavanica* Alij., *Thalmaninella reichelii* (Morn.), *Th. deecke* (Franke) и др.

Верхний сеноман охватывает микрофаунистическую зону *Rotalipora turonica*: *Gavelinella globosa* (Brotz.) G. *berthelini* (Kell.) *Hedbergella planispira* (Tapp.) H. *caspia* (Vass.), *Rotalipora cushmani* Morn *R. turonica* Brotz. и др.

Присутствие микрофаунистически обоснованного турона было установлено в пределах Гочасского прогиба [4]. В бассейне р. Далидагсу отложения турона (зона *H. helvetica*) представлены пачкой (132 м) чередующихся сильно перемятых черных рассланцованных аргиллитов, несколько раздробленных мергелей и серых кристаллических, местами песчанистых известняков, согласно залегающих на отложениях сеномана с комплексом фораминифер: *Stensioina praeexculta* (Kell.), *Gavelinella berthelini* (Kell.), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Globotruncana renzi* Gand., *Gl. angusticarinata* Gand. Верхнетуронская зона *Globotruncana globigerinoides* сложена из песчанистых аргиллитов, карбонатных песчаников и глин общей мощностью 106 м у с. Шейланлы, где она трансгрессивно залегают на верхнем сеномане. Здесь в глинах определены: *Praeglobotruncana stephani* (Gand.) *Whitenella holzli* (Hagn), *Globotruncana sigali* Reich., *Gl. globigerinoides* Brotz., *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.) и др.

Типичных туронских фораминифер в пределах Сарыбабинского и Тоурагачайского прогибов обнаружить пока не удалось, хотя небез-

интересно отметить тот факт, что в ряде разрезов (Эльбекташ и др.), в верхней части, после позднесеноманской ассоциации фораминифер, встречается интервал резко измененного и сокращенного комплекса, значительно отличающийся от сеномана. К тому же существующая связь этих бассейнов с Гочасским в туронский век, естественно, позволила предположить о возможном развитии туронской фауны и в Сарыбабинском и в Тоурагачайском прогибе [4]. Детальное изучение планктонных кремнистых ископаемых в офиолитовой ассоциации уточнило стратиграфическое положение радиоляриевых пород, благодаря чему становится очевидным, что время формирования радиолярий содержащих толщ охватывает и туронский век.

В кремнисто-вулканогенном разрезе верхнего мела были найдены разнообразные остатки радиолярий: в бассейне р. Тертер (разрезы Надириханлы, Кылышлы, Аджарис, Багылея, Джомард), на Ю.-З. крыле Сарыбабинского прогиба (разрезы Лелобигирли, Карасаккал, ... и др.) и далее в его Ю.-В. продолжении (разрезы Фингя, Ипяк, Гоз...), а также в пределах Тоурагачайского синклинория (разрез Ганлы... и др.). Массовое распространение радиолярий во всех изученных разрезах и их большое видовое разнообразие позволило установить три обособленных комплекса и соответственно расчленить кремнисто-вулканогенную формацию на три стратиграфические единицы: слои с *Cyrtophormis azerbaijanensis*—*Dorysphaera armenica* (турон — низы нижнего коньяка), слои с *Dictyomitra torquata* (коньяк—низы нижнего сантона) и слои с *Crucella cachensis*—*Patulibracchium teslaensis* (верхи нижнего сантона).

Слои с *Cyrtophormis azerbaijanensis* — *Dorysphaera armenica* используются сравнительно небольшим распространением. В разрезах Джомард, Кечиликая, Лелобагирли, Карасаккал и Фингя фаунистически они охарактеризованы более богаче и сложены кремнистыми аргиллитами, плотными песчаниками, красновато-бурыми радиоляритами, радиолярит-спонголитами, различными туфобрекциями и перемьятами эффузивными породами, мощностью от 50 до 140 м. Радиоляриты и радиолярийсодержащие кремнистые породы часто образуют маломощные прослои и линзы. В них встречаются: *Cenosphaera* sp., *Dorysphaera armenica* Kasinzova, *Stylosphaera* cf. *squinaboli* Tan Sin Hok, *Colosphaera haeckeli* Kh. Aliev, *Cyrtophormis azerbaijanensis* Abbasov, *Tongylothorax verbeeki* (Tan Sin Hok), *Tricolocapsa dispar* Tan Sin Hok и др.

В рассматриваемых отложениях присутствуют фораминиферы: *Hedbergella* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Gavelinella* sp., *Lenticulina* sp.

Слои с *Dictyomitra torquata* в пределах исследуемой территории имеют более обширный ареал, чем нижележащие. Они представлены различными разновидностями диабазов, спилитов, порфиритов, туфобрекций со слоями, пачками и линзами кремнистых аргиллитов, кремнистых известняков, радиоляриевых яшм и радиоляритов. Мощность их колеблется от 85 до 260 м. В слоях с *D. torquata* повсеместно присутствует следующий комплекс *Cenosphaera* sp., *Saturnalis* cf. *amissus* *Squinabol*, *Conosphaera favosa* *Zhamoidea*, *Porodiscus cretaceous* *Campbell et Clark*, *Pseudoaulophacus* cf. *lenticulatus* (White), *Hemicryptocapsa capita* Tan Sin Hok, *H. simplex* *Dumitrica*, *Holocryptocanium barbui* Dum, *H. tuberculatum* *Dumitrica*, *Gryptamphorella macropora* *Dumitrica*, *Dictyomitra veneta* (*Squinabol*), *D. pseudomacrocephala* *Squinabol*, *D. torquata* *Foreman*, *Amphipyndax stocki* (*Campbell et Clark*),

Схема расчленения верхнего мела центральной части Малого Кавказа

Ярус	Зоны и слои с фораминиферами	Комплексы фораминифер	Слой с радиоляриями	Комплексы радиолярий	Моллюски	Турагачайский прогиб	Сарыбабийский прогиб	Гочасский прогиб
Мастрихт	Слой с Globotruncanites stuarti	Globotruncana arca (Cushman), Gl. conica White, Globotruncanites rosetta (Cars.), Gl. stuarti (Lapp.) и др.			Inoceramus ex gr. regularis d'Orb., Schinocorys cf. arnaudi Sch. и др.		Пелитоморфные известняки и мергели с Globotruncanites stuarti (Lapp.) и др., до 420 м	Органогенно-обломочные известняки с Orbitella apiculata Schlum. и др., 30 м.
Сампан	Слой с Globotruncana arca	Ammodiscus cretaceus (Reuss), Ataxopragmium compactum Brotz., Gyroidinoides turgidus (Magd.), Globotruncana arca (Cushman) и др.			Inoceramus cf. balticus Boehm., In. regularis d'Orb., Galeola cf. papillosa Klein и др.	пелитоморфные известняки и мергели с Inoceramus balticus Boehm. и др., до 120 м	Пелитоморфные известняки, мергели, реже глины с Globotruncana arca (Cushman) и др., до 220 м	Пелитоморфные известняки, мергель и глины с Heteroglobigerina ordinaria (Subb.) и др., 56-232 м.
Сантон	Зона Globotruncana subarca	Marssonella oxycosa (Reuss), Stensioina exculpta (Reuss), Globotruncana subarca Alij., Gl. arca (Cushman.)		Archaeospongoprunum cf. praeolongum Pes., Latulibracchium teslaensis Pes., Crucella cachensis Pes., Dictyomitra ex gr. multicostata Zittel, Fusyringium sp. и др.	Inoceramus cf. balticus Boehm., In. desipiensis Zittel, Neithea regularis Schloth. и др.		Известняки, мергели с Globotruncana subarca Alij. и др., до 80 м	Известняки, мергели, аргиллиты, песчаники с A. senigensis (Vass.), 20-80 м.
	Слой с Globotruncanella chalilovi	Valvulineria ex gr. agdjakenensis Alij., Globotruncana linneiana (d'Orb.), Gl. lapparenti Brotz., Gl. subbovinae, и др.	Crucella cachensis-Fatulibracchium teslaensis		Inoceramus alariformis Zek.	Диабазы, спилиты, туфобрекчи со слоями и пачками кремнистых аргиллитов, радиоляритов, яшм, туфоконгломератов и туфопесчаников с Dictyomitra torquata Foreman, D. veneta (Sq.), Cyrtocapsa molengraffi Tan Sin Hok и др., до 1000 м	Диабазы, спилиты, порфириты, туфобрекчи со слоями пачками кремнистых аргиллитов, радиоляритов, яшм, туфоконгломератов и туфопесчаников с Cyrtocapsa azerbaijanensis Abbasov, Dictyomitra torquata Foreman, D. veneta (Sq.) и др., до 80 м	Глины, известняки, мергели с Stensioina emscherica Barysch, emscherica Barysch, до 36 м, известняки, песчаники с Neithea dulensis Brotz. и Globotruncanella linneiana (d'Orb.), Gl. bulboides Vogl., 42-274 м
Коньяк	Слой с Striatella santonica	Gyroidinoides turgidus (Magd.), Stensioina emscherica Barysch., Heterogella delrioensis (Cars.), Striatella striata (Shrenb.), St. santonica (Agal.) и др.	Dictyomitra torquata	Conospira tuberosa Tan Sin Hok, Porodiscus cretaceus Campbell et Clark, Cyrtamphorella macropora Dum., Dictyomitra pseudomacrosphala Sq., D. veneta (Sq.), D. torquata Foreman и др.	Isocardia arabachensis Post, Arctostrea sp., Neithea quinquecostata (Sow.), N. acguicostata (d'Orb.) и др.		Порфириты, туфобрекчи, известняки с Simplex azerbaijanensis Abbasov, Dictyomitra veneta (Sq.), D. torquata Foreman. и др., до 1000 м	Глины, известняки с Neithea dulensis Brotz. и Globotruncanella linneiana (d'Orb.), Gl. bulboides Vogl., 42-274 м
Турон	Слой с Globotruncana globigerinoides	Globotruncana globigerinoides (Brotz.), Gl. lapparenti Brotzeni, Heterohelix globulosa (Shrenb.) и др.	Cyrtocapsa azerbaijanensis - Dorysphaera armenica	Dorysphaera armenica Kaminzova, Cy. ophoides azerbaijanensis Abbasov, Theocorys antiqua Sq., Tricolocapsa dispar Tan Sin Hok, Holocryptocanium barbui Dumitrica и др.			Аргиллиты, мергели и известняки с Globotruncana globigerinoides Brotz., Heterohelix globulosa (Shrenb.) и др., 14-132 м.	
	Слой с Helvetoglobotruncana helvetica	Stensioina praexculpta (Kell.), Praeglobotruncana stephani (Gand.), Helvetoglobotruncana helvetica (Poli.) и др.						
Сеноман	Зона Notalipora turcica	Gavelinella globosa (Brotz.), G. berthelini (Kell.), Notalipora cushmani Morr., R. turonica Brotz., Thalmanninella reichel (Morr.), Th. deesckei (Franke), Th. brotzeni Sigal, Marginulina janesi Reuss, Gavelinella veska (Lykova), G. senomanica (Brotz.) и др.			Exogyra columba Lam., E. columba plicatula Lam., E. conica Sow., Neithea cf. aequicostata L., Machibolites ultimus d'Orb. и др.	Глины, аргиллиты, мергели и песчаники с Thalmanninella brotzeni Sigal, Th. deesckei (Franke), и др., 40-332 м	Аргиллиты, известняки и мергели с Thalmanninella brotzeni Sigal, Th. deesckei (Franke) и др., 20-400 м	Аргиллиты, известняки, конгломераты и песчаники с Thalmanninella brotzeni Sigal, Th. deesckei (Franke) и др., 59-500 м.
	Зона Th. deesckei							
	Зона Thalmanninella brotzeni							

Описываемые отложения по левому борту долины р. Тертер (разрез Кылычлы) залегают на песчано-алевролитовых породах с коньякской фауной: *Isocardia karabachensis* Bosk, *Arctosctrea* sp., *Neithequinqucostata* (Sow.), *N. aegucostata* (Orb.), *Amphidonta* sp. и др. [13].

На некоторых участках из кремнистых пород совместно с радиоляриевым комплексом нами были найдены фораминиферы, датирующие коньяк-сантонский ярус: *Pseudovalvulineria* aff. *monterelensis* Marie, *Globotruncana inornata* (Bolli), *Globotruncanella* cf. *chalilovi* Alij., *Striatella santonica* (Ehrenb.) и др.

Слон с *Crucella cachensis* и *Patulibracchium teslaensis* венчают разрез кремнисто-вулканогенных образований и сложены темно-бурыми железистыми плотными радиоляритами, голубоватыми кремнистыми породами и различными вулканитами, мощностью от 22 до 75 м. В разрезах Надирханлы, Лелобагирли, Карасаккал и других прослеживается следующий комплекс: *Porodiscus cretaceous* Campbell et Clark, *Crucella cachensis* Pessagno, *Crucella* sp., *Patulibracchium taliaferroi* Pessagno, *P. teslaensis* Pessagno, *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel и др.

В краевых частях исследуемых прогибов, где отсутствуют кремнисто-диабазовые образования, разрез коньяк-нижнего сантона представлен туфоосадочными и осадочными отложениями. Описываемые отложения на ю.-в. замыкании Тоурагачайского синклинория на левом борту долины р. Тертер (в 2 км к ЮЗ от с. Умудлу, против с. Друмбон) представлены чередованием туфопесчаников, глин, аргиллитов, глинистых песчаников (мощностью 95 м), залегающих на груборазмытой поверхности эффузивно-пирокластических образований келловея — нижнего оксфорда с мощным (5—6 м) базальным конгломератом в основании. В них найдены: *Globotruncana globigerioides* Brotzen, *Heterohelix conjakica* Geod., *Gyrogonites nitidus* (Reuss) и другие, датирующие коньякский возраст вмещающих пород.

У южной окраины с. Алыджанлы помимо вулканогенных пород обнажается толща серых неяснослоистых крепких сильнокарбонатных песчаников и песчанистых известняков с линзами гравелитов и окатанных галек известняков, эффузивных пород, мощностью 80 м. В них обнаружен коньякский комплекс моллюсковой фауны: *Simplioptyxis nobilis* (Munster), *Parasimplioptyxis* cf. *pailletteana* (d'Orb.), *P. buchi* (Keilzstein), *Actaeonella* cf. *longa* Hacob., *Inoceramus* sp., *Vaccinites* cf. *praesulcatus* (Douv.) и др.

Наиболее полные сведения об отложениях коньяка в среднем течении р. Гочас получены в разрезе Шейланлы. Здесь коньяк представлен пачкой переслаивания серых плотных слоистых песчанистых пелитоморфных известняков, карбонатных песчаников, темно-серых аргиллитов и серых мергелей, общей мощностью 40,5 м. В мергелях встречаются: *Stenstoina emscherica* Barysch., *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *Gl. lapparenti* Brotz., *Gl. globigerinoides* Brotz., *Gl. bulloides* Vogl. и др.

На левом склоне долины р. Гочас, вниз по течению до местности напротив с. Шейланлы, к коньякскому ярусу относится 42,5-метровая толща, состоящая из серых пелитоморфных, местами песчанистых известняков (12,5 м) и серых песчаников, мергелей, аргиллитов и туфопесчаников (31 м) с *Globotruncana linneiana* (d'Orb.).

Прослеживая описанные отложения коньяка в северо-западном и юго-восточном направлении можно видеть увеличение обломочного

материала в их составе и мощностей песчаных пачек, а также уменьшение глинистых слоев.

Как уже отмечалось, в пределах изучаемой территории фациальное соотношение пород коньяк-нижнего сантона изменяется и это происходит в поперечном сечении зоны и вдоль нее. Такое изменение фации наблюдается и на ю.-з. крыле Сарыбабинского прогиба, где коньякский и сантонский ярусы выражены чисто терригенными породами (разр. Калабойну). Здесь, на сеномане, залегают с конгломератом в основании пачка, представленная серыми песчанистыми известняками (93 м), условно относимыми к коньякскому ярусу. В верхах ее появляются темно-серые карбонатные слегка песчанистые аргиллиты (190 м) с гравелитом в основании. В аргиллитах обнаружены комплекс фораминифер с *Globotruncanella chalilovi*: *Valvulineria* ex gr. *agdjakendensis* Alij., *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *Gl. lapparenti* Brotz., *Gl. aff. subbotinae* Alij. и др.

Разрез коньяк — нижнего сантона в осадочно-туфогенной фации был изучен в долине р. Акера у г. Лачин. Здесь обнажается разрез, представленный мощной толщей (около 600 м) полимиктовых песчаников, плагиоклазовых порфиритов, туфобрекчий, конгломератов и туфопесчаников. В песчаниках и конгломератах найдены: *Neitheadulemple* Orb., *Ima marticensis* Math., *Spondulus requillamus* Mort., *Radiolites* sp. ex gr. *mammillaris* Matt. и др. [12].

К нижнему сантону в районе среднего течения р. Гочас (с. Шейланлы) относится толща вулканогенно-осадочных образований (288 м), сложенных из туфопесчаников, туфобрекчий, порфиритов, известняков и песчаников, среди последних обнаружены: *Inoceramus alaeformis* Zek. и обломки аммонитов (опр. Р. Н. Мамед-заде).

Рассматриваемая толща согласно перекрывается пачкой (62 м) известняков, аргиллитов верхнего сантона с фораминиферами: *Eponides* sp., *Anomalinoides temirensis* Vass., *Globotruncana subbotinae* Alij., *Gl. lapparenti* Brotz., *Rugoglobigerina* aff. *rugosa* (Plumm) и др.

Исследования известняковой толщи верхнего мела изучаемой территории показали, что они содержат микрофауну от позднего сантона до палеоцена включительно. В районе левобережья р. Тертер на участке впадения в нее р. Буланлык и западнее на кремнисто-диабазовом и метаморфизованном комплексе пород залегают верхний сантон, представленный пачкой толстослоистых, серых, местами темно-серых, крепких, иногда звонких известняков и мергелей с прослоями белой карбонатной массы зеленовато-серого сильно перемятого мергеля с прожилками кальцита. Толщина отдельных слоев доходит до 2,5—3,0 м. Мощность верхнего сантона не превышает 70—80 м. Отсюда определены фораминиферы: *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Stenstoina exsculpta* (Reuss), *Cibicidoides excavatus* Brotz., *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *Gl. ventricosa* White, *Gl. subbotinae* Alij., *Heterohelix planeobtusata* Alij. и другие соответствующие комплексу зоны *Globotruncana subarca*.

В пачке обнаружены также *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm, *In. decipiens* Zittel, *Pseudofaster* ex gr. *caucasicus* L. Dru. и др. (опр. О. Б. Алиева).

Отложения верхнего сантона согласно залегают на его подстилающих туфо-осадочных фациях нижнего сантона в пределах Гочасского прогиба, в среднем течении р. Гочас (с. Шейланлы). Здесь микрофа-

унистически они охарактеризованы богаче и представлены пачкой (мощностью 62 м) переслаивания светло-серых слоистых плотных пелитоморфных известняков с частыми прослоями серых, коричневатобурых аргиллитов и песчаников с фораминиферами зоны: *Globotruncana subarca*: *Anomalinoidea* cf. *temirensis* Vass., *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *Gl. subarca* Alij., *Gl. subbotinae* Alij., *Gl. lapparenti* Brotz. и др.

В центральной части Гочасского прогиба в среднем течении р. Акера верхний сантон перекрывает мощные вулканогенно-осадочные отложения и представлен (г. Лачин) известково-песчаной фацией, мощностью 56 м. Здесь наблюдается разрез, литологически выраженный серыми, светло-серыми, в низах розовато-бурными известняками и серыми песчаниками с *Neithea regularis* Schloth., *N. quinquecostata* Lam., *Pecten* sp., *Inoceramus* sp., *Rynodontia vesicularis* Lam. и др. [12].

Отложения кампанского яруса широко развиты по левобережью р. Тертер и в районе ее притока р. Буланлык, в нижнем и верхнем течении р. Тухтун (разрезы Калабойну, Джомард и др.), в районе Сеидляр и по левобережью р. Шальва. Литологически они представлены пачкой переслаивания пелитоморфных известняков и мергелей с прослоями рыхлых известняков. В рассматриваемых районах они согласно перекрывают отложения верхнего сантона. Их мощность достигает 220 м. Среди этих отложений в районе с. Фингя, Джомард и других обнаружены фораминиферы (слои с *Gl. arca*): *Rugoglobigerina aff. ordinaria* (Subb.), *Gl. linneiana* (d'Orb.), *Gl. arca* (Cushman), *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.) и другие, а также *Inoceramus balticus* Boehm, *In. regularis* d'Orb., *Galeola* cf. *papillosa* Klein и др.

В центральной части Гочасского прогиба (разрез бассейна р. Гочас) кампан рассматривается совместно с маастрихтом и представлен темно-серыми, слоистыми, местами деформированными пелитоморфными известняками, с переслаиванием их в основании с темно-серыми, коричневатосерыми, слоистыми песчаниками и аргиллитами, общей мощностью 421 м.

В нижней части пачки обнаружены: *Cibicides* aff. *kurganicus* (Neck.), *Cibicides* ex gr. *betrix* (Marss.), *Globotruncana arca* (Cushman), *Gl. lapparenti* Brotz., *Gl. linneiana* (d'Orb.), *Gl. stuarti* (Lapp.), *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.) и др.

По левому склону долины р. Тертер на отложениях кампана согласно залегают известняки маастрихтского яруса. Они выражены пачкой темно-серых, слоистых пелитоморфных известняков и мергелей с микрофауной: *Globotruncana arca* (Cushman), *Gl. conica* White, *Gl. stuarti* (Lapp.), *Gl. rosetta* (Cars.), *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.), *Striatella striata* (Ehrenb.), *Pseudotextularia plummerae* (Loett.) и др. Среди них также встречаются *Inoceramus* ex gr. *regularis* d'Orb., *Ehincorys* cf. *arnaudi* Seum. (сборы О. Б. Алиева). Мощность маастрихта достигает 420 м. Отложения маастрихтского яруса согласно перекрываются карбонатной фацией датского яруса.

Таким образом, из приведенного обзора можно сделать вывод о том, что осадконакопление в позднем мелу в центральной части Малого Кавказа происходило по всей его протяженности. На ранних этапах позднего мела (сеноманский век) при усилении интенсивности воздымания области, дифференцированности тектонических движений и складчатости накопились терригенные осадки с остатками макро-

микрофауны. В турон-раннесантонское время исследуемая область подвергалась прогибанию и в сформировавшихся глубоководных трогах отложились вулканогенные и кремнистые образования. В это время в бассейне доминировали планктонные микроорганизмы с кремниевым скелетом, которые способствовали образованию глубоководных биогенных радиоляритов. В позднесантонское время вся исследуемая область знаменуется широкой трансгрессией моря и ослабленным геотектоническим режимом. В этих условиях накапливаются карбонатные осадки и повсюду перекрывают породы кремнисто-диабазовой толщи. Богатая ассоциация фораминифер в них и находки раковин моллюсков послужили основанием расчленить эти отложения и проследить выделенные стратиграфические единицы по всей территории.

Литература

1. Аббасов А. Б. Поздне меловые радиолярии Сарыбабинского синклинория Малого Кавказа и их стратиграфическое значение: Автореф. канд. дис. — Баку, 1982. — 22 с.
2. Алиев М. М. Меловые отложения Азербайджана. — В кн.: Труды конфер. по вопросам рег. геол. Закавказья. Баку: Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
3. Алиев О. Б. Новые данные о сеноманском ярусе Сарыбабинского синклинория (М. Кавказ). — Докл. АН Азерб. ССР, 1976, № 2, с. 41—45.
4. Алиуллу Х. Верхний мел и развитие фораминифер Малого Кавказа (Азербайджан). — Баку: Элм, 1977. — 235 с.
5. Гасанов Т. Аб., Гаджиев Т. Г., Ализаде С. А. Строение серпентинитового меланжа бассейна р. Тухтун. — Сов. геология, 1979, № 4.
6. Жамойда А. И., Казинцова Л. И., Тихомирова Л. М. Комплексы мезозойских радиолярий Малого Кавказа. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1976, № 2, с. 156—160.
7. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — М.: Наука, 1975, вып. 267—206 с.
8. Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. — Докл. АН СССР, 1949, т. XV, № 1, с. 73—75.
9. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. — М.: Изд-во АН СССР, 1959.
10. Сатиан М. А. Поздне меловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. — Ереван, 1979. — 168 с.
11. Соколов С. Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. — М.: Наука, 1977. — 93 с.
12. Шихалибеги Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1964, т. 1. — 304 с.
13. Шихалибеги Э. Ш., Аллахвердиев Г. И., Казимова Л. И. Об одном ключевом разрезе офиолитового комплекса Малого Кавказа. — Изв. АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле, 1980, № 3, с. 37—47.

Э. Ш. Шихалибеги, Х. Элиуллу, Э. Б. Аббасов

КИЧИК ГАФГАЗЫН МЭРКЭЗИ ЁССЭСИНИ УСТ ТЭБАШИР ДӨВРҮНҮН СТРАТИГРАФИЈАСЫ

Кичик Гафгазын мэркэзи ёссэсинде нитишар тапмыш Уст Тэбашир чөкүнтүлэрини стратиграфијасынын өјрөнилмэси бир эсрлик тарихи дөврү эһатэ етсэ дэ, һэлэ бир чох мээлэлэр барэдэ јекдил рэ'ј јохдур. Мүэллифлэр сон иллэрдэ элдэ етдиклэри мүһүм палеонтологји вэ кеоложи дәлиллэрэ эсасланараг. Кичик Гафгазын мэркэзи ёссэсини Уст Тэбашир чөкүнтүлэрини јени стратиграфик бөлкүсүнү һазырамышлар. Бурада

Сеноман-Маастрихт интервалы дахьиндэ 10 фораминиферли лаж, Турон-Алт Санто эразисиндэ исе 3 радиоларијалы лаж арыларат, онларын лито-фасијал сачијјеси вери мишдир.

E. Sh. Shikhalibeli, Kh. Aliyulla, A. B. Abbasov

UPPER CRETACEOUS STRATIGRAPHY OF THE
LESSER CAUCASUS CENTRAL PART

On the basis of important paleontologic and geologic data obtained by the authors for the last years, a new scheme of Upper Cretaceous zonation of the Lesser Caucasus central part was worked out. In the interval Cenomanian - Maastrichtian 10 foraminiferal zones and layers were distinguished. In the period of ophiolitic complexes formation (Turonian-Early Santonian) three stratigraphic units with radiolarian fauna were distinguished.

АЗЕРБАЙДЖАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмлэри серијасы, 1984, № 5

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1984, № 5

УДК 552.31.553.27

Г. И. КЕРИМОВ, А. Б. ШИРАЛИЕВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО СКЛОНА
БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ
(АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ ССР)

В связи с открытием в пределах южного склона Большого Кавказа крупных месторождений медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд интерес к исследованию магматизма и металлогении этого района значительно возрос.

До 1960 г. некоторые сведения о петрографии магматических образований южного склона Большого Кавказа были приведены в работах [2, 8, 11, 12, 15].

В последнее время изучению геолого-тектонических особенностей, вопросам магматизма и рудообразования южного склона Большого Кавказа уделено большое внимание в ряде работ [1, 5, 7, 9, 10, 14].

Однако ряд вопросов магматизма южного склона, такие, как морфологические особенности, возрастное расчленение и химизм габбро-диабазовой формации, а также их роль в рудообразовании до настоящего времени не получили должного освещения и все еще являются предметом дискуссии. Освещению некоторых аспектов этих вопросов посвящена настоящая статья.

Магматические образования на южном склоне Большого Кавказа представлены, главным образом, габбро-диабазовой формацией, хотя в этом регионе предполагается наличие древнего, не вскрытого гранитоидного интрузива. Последний зафиксирован комплексными геофизическими исследованиями Управления геологии в 1961 г., в южной части Белокано-Закатальского рудного района, где была установлена крупная геофизическая аномалия, связанная, по данным геофизиков, с наличием на глубине крупного гранитоидного интрузива. Выводы геофизиков впоследствии косвенно были подтверждены обнаружением галек гранитоидов в Габиздаринском ущелье (левый приток р. Катехчай), в основании тоар-ааленских отложений.

Микроскопическое исследование многочисленных галек этих пород показали идентичность их с типичными палеозойскими гранитоидами, представленными ортогнейсами, гранито-гнейсами, гранитами, гранит-порфирами, известными на Северном Кавказе и детально исследованными Г. Д. Афанасьевым [4]. Определение абсолютного возраста этих пород, произведенное геохронологической лабораторией Института геологии, также подтвердило их палеозойский возраст (305 млн. лет).

Однако колчеданная формация южного склона Большого Кавказа парегенетически связана с магматическими образованиями габбро-диабазовой формации, вследствие чего на характеристике палеозойских гранитоидов мы не останавливаемся.

Габбро-диабазовая формация южного склона Большого Кавказа представлена тремя субформациями: спилито-диабазовой, андезито-

дацито-липаритовой и габбро-габбро-диабазовой. Морфологически она характеризуется покровами (потоки), пластовыми телами (силлы), дайками и малыми интрузиями (табл. 1). Спилит-диабазовая субформация выражена в лавовой и субвулканической фациях. Лавовая фация, представленная спилитами и спилито-диабазовыми с характерными шаровыми отдельностями, в Азербайджанской части южного склона имеет небольшое распространение и развита в виде покровов лишь в водораздельной части Главного Кавказского хребта, в районе гор Самалит, Диндидаг, Гудурдаг и Гутон, занимая большую площадь на территории Дагестанской АССР.

Субвулканическая фация спилито-диабазовой (диабазы, диабазовые порфириты) и андезито-дацито-липаритовой (андезиты, андезито-дациты, дацито-липариты и липариты) субформаций морфологически представлена в основном пластовыми интрузиями. Основные разности пород наиболее широко распространены в районе гор Большой и Малый Самалит, Дандидаг, Гудурдаг, Жихих, Тенросс, в верховьях рек Мазымчай, Сагатор, Буланлыгчай и других, а породы среднего и кислого составов — в основном в среднем течении рек Мазымчай, Карабчай и Буланлыгчай, а также в районе Кацдагского с реке Филлизчайского месторождений.

Пластовые интрузии залегают строго по слоистости вмещающих их песчано-глинистых сланцев геттанг-нижнеплинсбахского возраста. Причем диабазовая группа пластовых интрузий преимущественно на всю мощность подвергнута интенсивному рассланцеванию; они, как правило, сильно изменены, вплоть до зеленокаменного превращения, вследствие чего изучение их под микроскопом затруднено. Породы обычно имеют рыхлое сложение и окрашены в зеленовато-буровато-серый цвет.

Дайки и малые интрузии габбро-габбро-диабазовой субформации наряду с пластовыми интрузиями имеют значительно большее развитие и по петрографическому составу представлены значительным разнообразием, от габбро- и габбро-норитов до диоритовых порфиритов. Среди комплекса пород этой субформации нами были обнаружены дайки как среднего, так и крайне-кислого состава, вплоть до плагиогранит-порфиров включительно. Они образуют различной формы отчетливо выраженные секущие тела, и в подавляющем большинстве случаев породы их являются сравнительно свежими и обладают массивным сложением.

О возрасте рассматриваемого магматического комплекса пород нет достаточных точных геологических данных. Известно, лишь, что эти образования всюду прорывают отложения геттанга, нижнего плинсбаха, нижнего и верхнего тоара. Скучность данных для возрастного расчленения этих магматических образований становится более наглядной, если учесть, что в уточнении возраста вмещающих пород сланцевой толщи по фаунистическим и микрофаунистическим данным достигнуты некоторые положительные результаты лишь за последние годы (В. Б. Гаев 1978, Т. А. Гасанов и др., 1981).

Следует отметить, что спилит-диабазовая субформация, состоящая из покровных спилитов, спилито-диабазов и диабазовых порфиритов и субвулканических пластовых интрузий, представленных диабазами, микродиабазами и диабазовыми порфиритами, является наиболее ранней, о чем свидетельствует отчетливо выраженное участие слагающих ее магматических образований в складчатости.

Таблица 1

Краткая характеристика субформаций

Формация	Габбро-диабазовая				Возраст, млн. лет
	Субформация	Спилито-диабазовая	Субвулканическая	Андезито-дацито-липаритовая	
Фация	Лавовая	Субвулканическая	Субвулканическая	Субвулканическая	Габбро-габбро-диабазовая
Морфология	Покровы, потоки	Пластовые интрузии (силлы)	Пластовые интрузии (силлы)	Пластовые интрузии (силлы)	Интрузивная
Породы	Спилит, спилито-диабаз, диабазовый порфирит	Диабаз, микродиабаз, диабазовый порфирит	Диабаз, андезито-дацит, дацито-липарит, липарит	Дайки, силлы, малые интрузии	Габбро, габбро-диабаз, габбро-норит, габбро-пироксенит, габбро-диорит, диоритовый порфирит, кварцевый диорит-порфирит, плагиогранит-порфирит
	174—194 (в среднем 184)		164—168 (в среднем 166)		140—165 (в среднем 152)

Однако, касаясь возраста интрузивных образований: даек, силл и малых интрузий, представленных габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, кварцевыми и бескварцевыми диоритовыми порфиридами и плагногранит-порфирами, можно сказать, что они являются более поздними.

Касаясь возрастного взаимоотношения даек основного, среднего и кислого составов, необходимо отметить, что во всех случаях диоритовые порфириды и плагногранит-порфиры являются более поздними и секут интрузивные тела основного состава; по всей вероятности, они представляют собой последние дифференциаты единой основной магмы.

Анализ радиологических определений абсолютного возраста отдельных разностей этого магматического комплекса пород подтверждает правильность выделения трех возрастных групп (см. табл. 1).

Для характеристики химизма пород габбро-диабазовой формации использованы более ста силикатных коэффициентов и характерные величины основных петрохимические коэффициенты и характерные величины главных фациальных типов пород приводятся в табл. 2 и 3.

Петрохимический состав пород этих формаций показывает, что в распределении отдельных окислов SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{FeO}$, MgO , Na_2O , K_2O отчетливо наблюдаются некоторые изменения. По отношению $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+0,7\text{K}_2\text{O})$ породы рассматриваемой формации соответствуют натриевым и калиево-натриевым типам. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 1) линия средних составов основных пород габбро-

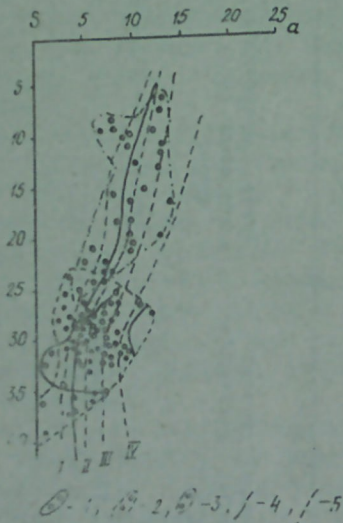


Рис. 1. Вариационная кривая среднего химического состава пород габбродиабазовой формации.

Поля, ограничивающие фигуративные точки: — породы спилито-диабазовой (1), габбро-габбро-диабазовой (2), андезит-дацит-липаритовой (3) субформаций; 4 — вариационная линия габбро-диабазовой формации; 5 — вариационные линии эволюции состава разных типов магматических щелочно-земельных серий пород. (I—Пеле, II—Лассен-Пик, III—Илеусстонский парк, IV—Этна)

диабазовой формации располагается между вариационными линиями пород Лассен-Пик и Пеле и относится к известково-щелочной серии. Во всех фациальных разностях отношение $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ больше единицы (табл. 3).

Кислотность в породах «Q» по А. Н. Заварицкому закономерно увеличивается от основных ($Q=1,18-9,06\%$) к более поздним кислым породам ($Q=19,36-47,26\%$). Эти изменения содержания кислотности пород подтверждаются также и минералогическим составом.

Щелочность ($\varphi = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) также, как и кислотность пород за-

метно увеличивается от габбро-габбро-диабазов ($\varphi = 1,80-3,64$) к то-липаритам ($\varphi = 5,65$).

Известковость пород (по А. Н. Заварицкому) не постоянна и изменяется в значительных пределах. Анортитовые числа $\alpha = \frac{c}{a+c} \cdot 100$

авляют (40,96—70,86), (31,71—35,80) (8,51—16,13) для пород основного, среднего и кислого составов, соответственно, что подтверждает минеральным составом и составом плагиоклазов.

Согласно индексам Х. Куно ($K_k = 18$ при $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,0$) М. Шейнманна (рис. 5) ($K = 35,0$) породы габбро-диабазовой формации относятся к толеитовой серии. По М. А. Пикоку ($K_n = 54,0$ при $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,2$) породы описываемой формации относятся к щелочно-известковой серии (между ассоциациями Литл-Белт и Гори-Крети).

На диаграммах Е. Ф. Осборно и АФМ (рис. 2) видно, что эволю-

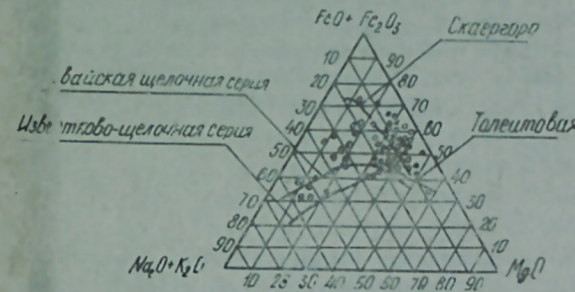


Рис. 2. Диаграмма АФМ-вариационной линии среднего химического состава пород габбро-диабазовой формации южного склона Большого Кавказа. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

ция состава магмы габбро-диабазовой формации на ранних стадиях по толеитовому, а в более поздних по известково-щелочному и щелочному пути кристаллизации.

Нормативный состав пород спилито-диабазовой, андезит-дацит-липаритовой и габбро-габбро-диабазовой субформаций приведены в диаграммах (рис. 3, 4).

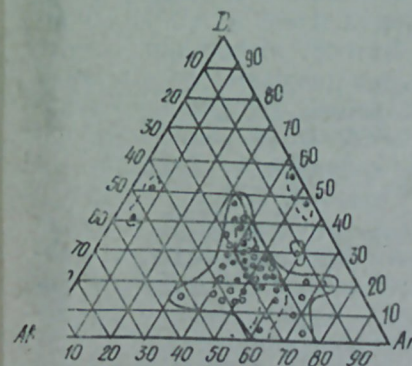


Рис. 3. Диаграмма Ab—Di—An средненормативного состава пород габбро-диабазовой формации южного склона Большого Кавказа. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

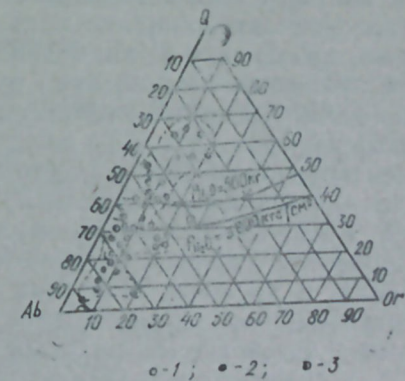


Рис. 4. Диаграмма Ab—Q—Or средненормативного состава пород габбро-диабазовой формации южного склона Большого Кавказа. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ГАБРО-ДИАБАЗОВОЙ ФОРМАЦИИ КИНОГО СКОЛА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

О К И С Л И

Составляющие

Зона	Фация	Название породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Mg_2O	K_2O	Na_2O	SO_3	P_2O_5	H_2O	П.п.	Сумма
Тянькоявская	Лавовая	Сплито-диабазы	X 4,37	1,37	15,69	2,97	7,17	0,17	7,26	9,95	2,40	0,69	0,30	0,13	0,50	4,67	100,64	
		С	1,02	0,15	0,03	1,62	0,48	0,002	0,92	1,39	0,33	0,44						
		У	2,16	11,15	0,27	54,89	6,67	0,04	12,65	14,01	13,82	1,31						
Субвулканическая	Лавовая	Диабазы (4)	X 45,87	1,64	15,44	3,67	7,19	0,18	6,66	10,95	2,82	0,78	0,05	0,27	0,59	3,23	100,34	
		С	1,62	0,31	1,34	0,76	1,19	0,04	0,62	1,42	0,66	0,71						
		У	3,45	18,70	8,44	20,74	16,63	23,21	9,35	13,00	23,50	90,73						
Субвулканическая	Лавовая	Габбро (14)	X 49,05	1,26	14,29	3,03	8,11	0,17	7,66	11,63	1,68	0,12	0,30	0,16	0,55	2,50	100,51	
		С	0,61	0,22	1,67	0,49	0,50	0,07	1,52	1,15	0,95	0,05						
		У	1,30	17,74	11,70	16,03	6,12	37,57	19,89	9,90	56,15	41,77						
Субвулканическая	Лавовая	Габбро-диабазы (11)	X 47,89	1,45	15,56	2,65	7,94	0,16	8,47	8,45	2,70	0,72	0,12	0,31	1,02	2,92	100,36	
		С	1,52	0,30	1,46	0,66	0,91	0,05	0,10	2,57	0,80	0,55						
		У	3,17	20,84	9,37	24,90	11,40	30,82	0,52	30,43	29,72	76,03						
Субвулканическая	Лавовая	Диабазы (8)	X 47,91	1,08	18,69	5,03	7,07	0,29	7,83	4,15	2,92	0,72	0,33	-	4,19	4,26	100,47	
		С	1,83	0,09	3,07	2,35	0,97	0,16	0,55	0,86	0,52	0,48						
		У	3,82	8,72	16,43	46,81	13,71	79,74	6,97	20,77	17,71	67,17						
Субвулканическая	Лавовая	Диабазо-вые порфириты (9)	X 48,64	1,34	14,54	4,10	8,13	0,33	8,29	6,89	1,74	0,53	0,12	-	0,16	5,52	100,33	
		С	3,28	0,43	2,42	1,65	1,02	0,37	1,47	2,94	0,98	0,41						
		У	6,74	31,64	16,67	40,29	12,53	1,17	17,77	42,66	56,14	77,18						
Субвулканическая	Лавовая	Андезиты (6)	X 59,85	0,74	17,56	6,61	3,55	0,41	2,69	2,73	2,41	0,36	0,40	-	0,50	2,39	100,21	
		С	0,59	0,05	0,76	0,27	0,44	0,29	0,42	0,12	0,49	0,01						
		У	0,99	7,48	4,33	4,16	12,52	7,1	15,77	4,40	20,33	17,81						
Субвулканическая	Лавовая	Липарито-дациты (6)	X 66,86	0,49	16,66	1,70	3,24	0,11	2,13	1,39	4,28	1,31	0,10	-	0,37	2,12	100,76	
		С	1,14	0,26	1,85	0,37	0,62	0,10	0,65	0,42	1,28	0,57						
		У	1,70	52,91	11,13	21,74	19,05	88,64	30,75	30,10	29,84	43,22						
Субвулканическая	Лавовая	Липариты (3)	X 75,60	0,36	10,13	1,66	3,18	-	1,16	1,33	3,33	0,71	0,35	-	0,15	1,80	99,81	
		С	1,87	0,21	0,56	0,26	2,02	-	0,37	0,57	0,83	0,26						
		У	2,48	58,97	5,49	15,56	63,53	-	31,48	43,00	24,93	36,56						
Субвулканическая	Лавовая	Габбро-диабазы (13)	X 47,74	1,06	15,40	4,41	8,06	0,19	7,22	9,95	1,94	0,35	0,15	0,18	0,14	3,29	100,08	
		С	2,17	0,55	2,00	1,45	1,31	0,05	1,39	0,15	0,58	0,44						
		У	4,55	51,78	12,97	32,82	16,21	51,32	19,24	0,64	29,61	1,33						
Субвулканическая	Лавовая	Диабазовые порфириты (9)	X 47,76	1,34	15,32	3,21	9,10	0,23	7,00	7,68	2,30	0,33	0,07	0,05	0,09	5,55	100,04	
		С	1,79	0,41	2,52	0,25	1,65	0,10	2,40	2,89	0,88	0,29						
		У	3,75	34,78	16,70	88,39	29,17	44,31	34,30	37,55	38,15	87,20						
Субвулканическая	Лавовая	Андезито-дациты (6)	X 63,08	0,81	14,89	3,37	6,35	0,10	2,54	0,74	3,85	0,80	0,74	0,03	0,16	2,43	99,62	
		С	1,70	0,14	1,08	1,66	0,58	0,03	0,53	0,12	0,90	0,30						
		У	2,69	17,32	7,23	49,39	9,53	27,17	20,86	15,88	23,37	38,16						
Субвулканическая	Лавовая	Липарито-дациты (3)	X 69,29	0,53	15,60	0,93	3,03	0,10	0,90	2,52	5,28	0,37	0,08	-	0,13	0,91	99,70	
		С	1,25	0,04	1,19	0,19	0,17	0,03	1,30	0,84	0,90	0,41						
		У	1,80	8,54	7,52	20,27	5,60	27,17	32,87	33,50	17,04	64,22						
Субвулканическая	Лавовая	Габбро-диабазы (11)	X 46,86	1,54	13,65	5,26	8,05	0,21	9,35	8,94	1,97	0,09	0,10	-	0,18	3,13	99,33	
		С	0,95	0,07	0,05	0,09	0,05	0,45	0,10	0,13	0,07	0,36						
		У	2,03	0,43	0,37	0,50	0,34	1,30	0,53	0,59	0,47	1,13						
Субвулканическая	Лавовая	Диорито-вые порфириты (6)	X 60,26	1,12	14,67	2,75	4,05	0,16	2,48	3,22	2,57	1,94	0,16	-	0,17	6,08	99,63	
		С	0,76	0,01	1,03	0,06	0,25	0,05	0,02	0,34	0,32	0,14						
		У	1,25	0,89	6,98	2,00	6,17	30,82	1,01	10,76	12,62	7,22						
Субвулканическая	Лавовая	Плагио-гранит-порфириты (2)	X 71,14	0,44	11,70	3,79	3,41	0,12	2,30	1,67	2,55	2,04	-	-	-	1,24	100,40	
		С	0,36	0,19	1,50	0,49	0,29	0,02	0,10	0,13	0,35	0,25						
		У	0,51	43,18	28,20	12,93	8,50	20,00	4,35	7,78	13,73	11,20						

Примечание: X - среднее арифметическое содержание, %; S - стандартное отклонение; У - коэффициент вариации.

Т а б л и ц а 3

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ И ХАРАКТЕРНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ ПОРОД ГАББРО-ДИАБАЗОВОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Зона	Главнокавказская						Жихих-Чугак-Тенросская				Кехнамедан-Кацдагская								
	Лавовая		Субвул-канич.	Интрузивная		Субвулканическая		Интрузивная		Субвулканическая		Интрузивная		Плагно-гранит-порфир (2)					
	Спилит-диабазы (4)	Диабазы (10)	Диабазовые порфи-риты (14)	Габбро (14)	Габбро-диабазы (8)	Диабазы (8)	Диабазовые порфи-риты (9)	Андезиты (6)	Липариты (6)	Липариты (3)	Габбро (4)	Габбро-диабазы (12)	Диабазовые порфи-риты (9)		Андезиты (6)	Липариты (3)	Габбро и габбро-диабазы (10)	Диоритовые порфи-риты (6)	
Главные типы пород																			
Серийные индексы (по А. Ритмагу)	Б	3,12	0,70	3,24	0,54	2,39	2,70	0,69	0,45	1,35	0,50	1,20	1,11	1,45	1,08	1,22	1,10	1,18	0,75
	Б (сред.)	1,91		3,21		1,46				1,12		1,15		1,25				0,96	
	Отноше-ние щелочей Na_2O+K_2O	3,44	2,08	3,60	1,80	3,42	3,64	1,97	2,77	5,59	4,04	2,29	2,11	2,63	4,65	5,65	2,06	4,51	4,59
	$Na_2O:K_2O$	3,00	9,40	3,62	14,00	3,75	4,05	2,72	6,69	3,27	4,69	5,54	9,55	6,96	4,81	14,27	21,89	1,32	1,25
Характер формации		Известково-щелочная серия																	
Индекс затвердевания и щелочно-известковый индекс (по Х. Куно)	SL	35,84	33,97	31,58	37,18	37,68	33,22	66,86	17,22	16,82	11,47	39,78	32,77	31,91	15,29	8,56	37,82	16,69	16,32
Характер формации	K_K	$K_K = 18,0$ при $CaO = Na_2O + K_2O = 4,0$																	
Щелочно-известковый индекс (по М.А. Пикоку)	K_{II}	$K_{II} = 54,0$ при $CaO = Na_2O + K_2O = 4,2$																	
Характер формации		Щелочно-известковая серия (между ассоциациями Литл-Белт и Гори-Крези)																	
Индекс насыщения (по Ю.М. Шейнману)	qZ	-30,91	-13,23	-36,46	-15,83	-30,51	-35,53	-15,70	-13,60	-	-	-25,88	-27,24	-23,03	-	-	-26,83	-	-
Характер формации	K_{III}	$K_{III} = 35,0$																	
Характеристика формации (по А.Н. Заварицкому)	alkal	19,13	16,88	19,03	17,93	18,98	22,33	16,51	20,33	22,25	14,22	17,70	17,70	17,95	19,54	21,31	51,71	19,12	16,19
	a	7,27	4,72	7,59	3,24	7,15	7,41	4,06	5,72	10,84	7,80	4,39	4,67	5,90	9,24	11,79	4,19	8,85	8,22
	c	7,19	8,01	6,82	7,88	7,43	5,14	3,27	3,19	1,63	1,50	6,76	8,41	6,64	0,86	2,97	7,02	4,11	1,98
	b	28,06	27,47	29,12	30,26	28,12	31,75	27,85	24,15	15,33	8,52	29,40	30,28	28,83	20,55	9,38	32,75	14,34	12,68
	S	57,48	59,80	56,47	58,62	57,28	55,69	59,82	60,93	72,50	82,18	58,35	56,64	58,63	69,35	75,86	55,64	72,70	77,22
	Q	-6,75	2,15	-9,06	2,88	-7,15	-6,18	3,25	19,25	21,69	47,26	-6,83	-6,81	-1,18	19,36	25,10	-4,92	23,06	36,23
Характер формации	a:c	0,93	0,59	1,11	0,41	0,96	1,14	0,49	1,79	6,65	5,20	1,03	0,57	0,89	10,74	3,98	0,65	2,15	4,10
		Известково-щелочная серия (между ассоциациями Пеле и Лассен-Дик)																	

Особенности эволюции химического состава габбро-диабазовой формации и положение фигуративных точек составов пород на тройных системах показывают, что они возникли в результате нормальной дифференциации и эволюции первичной толеит-базальтовой магмы.

Касаясь вопроса рудоносности региона, следует отметить, что все месторождения и проявления, известные в пределах отдельных рудоносных зон южного склона Большого Кавказа, с севера на юг распределяются следующим образом.

1. Самалит-Гудурдаг-Гутонская рудоносная зона, расположенная в верховьях бассейнов рек Катехчай и Халахельчай, приурочена к водораздельной антиклинали и охватывает преимущественно медно-пирротиновые проявления; Самлит, Гудурдаг, Гупо-Чамредере и др.

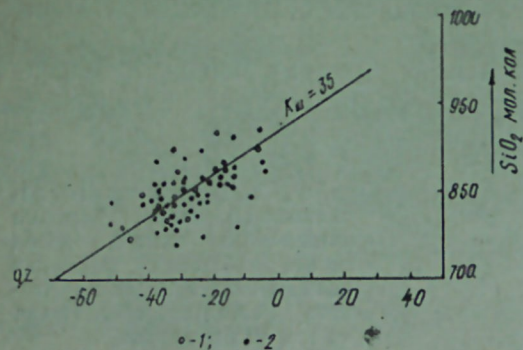


Рис. 5. Изменение степени насыщения пород кремнеземом в зависимости от их кислотности (по Ю. М. Шейнману). Линия, обозначающая ход насыщения кремнеземом пород габбро-диабазовой формации. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

2. Жихих-Чугак-Тенросская рудоносная зона, разграниченная с севера водораздельным хребтом, а с юга Жихих-Чугак-Тенросской взбросо-надвиговой зоной, приурочена к своду Жихих-Чугакской антиклинали. В этой зоне расположены проявления медно-пирротиновых руд: Жихихское месторождение, проявление «Галебе» (в верховьях р. Буланлыг), Чугак-Тенросское и ряд других минерализованных зон.

3. Кехнамедан-Кацдагская рудоносная зона приурочена к отложениям висячего бока одноименного взбросо-надвига и охватывает Кацдагское колчеданно-полиметаллическое месторождение и медно-пирротиновое проявления Кехнамедан, Кацмала, Батоор, Мазымчай и др.

4. Филлизчай-Аттагайская рудоносная зона ограничена с севера Кехнамедан-Кацдагской взбросо-надвиговой зоной, а с юга — Гамзагорским сбросом. Эта зона охватывает известное Филлизчайское колчеданно-полиметаллическое месторождение и проявления: Западный и Восточный Филлизчай, Буланлыг, Ахкиман, Сарыбаш и др.

5. Катех-Гюмбулчайская рудоносная зона разграничена с севера Гамзагорским сбросом, а с юга Малкамудским разломом глубокого заложения. В пределах этой зоны размещены Катехское колчеданно-полиметаллическое месторождение, Чедерское, Карачайское, Сылтыгчайское, Агчайское, Башлайское и другие проявления.

Как видно из вышеизложенного, почти все месторождения и проявления района размещены в пределах определенных и почти параллельных между собой зон северо-запад-субширотного направления в тесной связи с теми или иными складчатыми и разрывными структурами.

Основную роль в качестве главных рудоподводящих и рудовмещающих каналов сыграл ряд крупных, взбросо-надвигового характера, глубинных разломов северо-запад-субширотного направления, распо-

ложенных в пределах южного крыла Тфанского антиклинория, почти параллельно друг другу.

В тесной связи с этими разломами все месторождения и проявления региона локализованы также вдоль строго определенных зон того же северо-запад-субширотного направления и параллельных между собой. Месторождения и проявления медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд в пределах отдельных зон почти без исключения размещены в антиклинальных структурах, разьединенных разрывными нарушениями.

Во всех отмеченных выше месторождениях и проявлениях руды хотя и относятся к единой колчеданной формации, но заметно отличаются друг от друга по количественному соотношению главных рудообразующих минералов. При этом Самалитское проявление и Жихихское месторождение, расположенное в северной части района, характеризуются преобладанием халькопирит-пирротиновых руд, тогда как руды Катехского месторождения, находящегося значительно южнее первых, являются типичными колчеданно-полиметаллическими. В рудах же Филлизчайского и Кацдагского месторождений, занимающих промежуточное положение между Жихихским и Катехским месторождениями, наряду с колчеданно-полиметаллическими, заметную роль играют также халькопирит-пирротиновые руды, столь характерные для северной полосы района. Несмотря на заметные различия в минеральном составе и парагенетических ассоциациях минералов, руды упомянутых объектов в целом все же обнаруживают довольно много сходных черт. Эти полигенные и полихромные руды формировались в два этапа минерализации в условиях широкой вариации физико-химических параметров многостадийного процесса минерализации, приведшего к образованию семи парагенетических минеральных ассоциаций. Главные сульфиды последних характеризуются рядом генераций, отличающихся друг от друга по типоморфным признакам.

Приуроченность колчеданных залежей к субширотным разрывным нарушениям и участкам пересечения их с поперечными разломами указывает на решающую роль структурного фактора в локализации оруднения и позволяет считать их одним из главных поисковых критериев, подтверждая выводы С. Б. Зульфугарова [7].

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Курбанов Н. К. и др. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). — Изв. АН СССР. Серия геол. 1975, № 4, с. 79—89.
2. Азизбеков Ш. А., Алиев М. М. Лагодехи-Ахолсопели. Геолого-петрографический очерк части южного склона Главного Кавказского хребта. — Баку: Изд-во АзФАН, 1940. — 69 с.
3. Алиев Г. И. Структурные условия локализации и закономерности размещения колчеданно-медно-пирротиновых месторождений Белокаано-Закатальского рудного района (Жихих-Чугакская рудоносная зона). — Автореф. канд. дисс. — Баку, 1972. — 22 с.
4. Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанных с ними минерализаций. — В кн.: Труды ИГЕМ, вып. 20, М., Изд. АН СССР, 1958, с. 139.
5. Байрамалибеяли Э. Т., Алиев Г. И. Дайковый комплекс северной части Белокаано-Закатальского рудного района (Азербайджанская часть южного склона Большого Кавказа). — В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрографич. совещ., 1969, с. 263—265.
6. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. — М.: Изд. АН СССР, 1950. — 399 с.

7. Зулфугаров С. Б. Структурные условия локализации колчеданно-полиметаллических залежей Физизчайского рудного поля. — Автореф. канд. дисс., 1969. — 20 с.
8. Кашкай М. А. Распространение изверженных пород на южном склоне Главного Кавказского хребта. — Изв. АзФАН, 1939, № 3, с. 100—104.
9. Керимов Г. И., Ширалиев А. Б. Металлогения юрских магматических формаций южного склона Большого Кавказа. Тезисы докладов к VI Всесоюзному палео-вулканологическому симпозиуму, т. 1. — Свердловск, 1983.
10. Курбанов Н. К., Алиев Г. И. и др. Закономерности размещения и структурные условия локализации колчеданно-медно-пирротиновых месторождений Белока-но-Закатальского рудного района. Труды ЦНИГРИ, 1971, вып. 99, с. 170—179.
11. Парфенгольц К. И. Геологический очерк бассейна р. Белока-но-ор./Труды Все-союз. геол.-развед. объедин. — М.-Л.: ВСНХ СССР, 1931, вып. 131, с. 52.
12. Ситниковский И. Н. Белока-ноское месторождение меди в свете новых геоло-гических данных. Изд. Зак. геол. треста, 1936, с. 110—195.
13. Ритман А. Вулканы и их деятельность. — М.: Мир, 1964. — 437 с.
14. Романов В. И., Елчиев М. И. Геологическая позиция и структурные условия размещения колчеданно-полиметаллического и медно-пирротинового оруденения в Кехнамеданской взбросо-надвиговой зоне (южный склон Большого Кавказа)/Труды ЦНИГРИ., 1971, вып. 91, с. 162—174.
15. Шихалибеги Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. — Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1956, — 222 с.

Г. И. Керимов, Э. Б. Ширалиев

БӨЛҮК ГАФҒАЗЫН ЧӘНУБ ӘТӘЛИ МАГМАТИК ФОРМАСИЈАЛАРЫ ВӘ ОНЛАРЫН ФИЛИЗЛИЈИ (АЗӘРБАЈҠАН ССР)

Мағаләдә тәдқиғат апарылан рајонда јајылмыш бүтүн магматик сүхурларын әсас хүсусијәтләри—морфолокијасы, петрологи вә петрокимјәви тәсвири, јашы вә филиз-ләшмә илә алағәләри верилмишдир. Булардан әләвә, ајры-ајры филиз зоналаранын структур-геоложи вәзијјәти, филизләрин типи, минераложи тәркиби вә әмәләкәлмә шә-раити ишығландырылмышдыр.

G. L. Kerimov, A. B. Shiraliyev

MAGMATIC FORMATIONS OF THE SOUTH SLOPE OF THE MAJOR CAUCASUS AND THEIR ORE CONTENT (AZERBAIJAN SSR)

The article deals with morphological, petrologo-petrochemical peculiarities of all mamatinatic rocks widely-spread in investigated region, their ages and relationship with mineralization.

Besides this, geologo-structural position of separate metalliferous zones, types and mineral composition of ores and conditions of their formation are lighted up, too.

АЗӘРБАЈҠАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмлари серијасы, 1984, № 5

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1984, № 5

УДК 622.276 1/4:55

Ч. А. СУЛТАНОВ

МЕТОД ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЖИМОВ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Известно, что прогнозирование природных режимов нефтяных залежей на ранней стадии разработки имеет важное практическое значение. Оно во многом предопределяет выбор системы заводнения. Предложенный метод моделирования природного режима с целью прогнозирования для новых залежей заключается в построении регрессионных уравнений связи между геолого-физическими факторами в диапазоне варьирования их значений, соответствующем каждому из режимов. Этот метод был использован Эланским и другими при определении нефтеносных залежей. Группу информативных параметров составили: общая толщина ($H_{общ}$), песчаность (K_n) расчлененность (K_p), проницаемость ($lg K_{np}$), глинистость ($S_{гн}$), карбонатность (C), пористость (k_n).

Путем комбинирования сочетания параметров рассчитаны разнообразные уравнения связи. Из числа полученных уравнений с учетом уровня достоверности 0,99 выделены следующие:

а) для залежей с режимом растворенного газа:

$$lg K_{np} = 3,60 - 0,112C - 0,0096S_{гн} - 0,041(k_n - 24,6) \times \\ \times (C - 12,2) + 0,0011 (S_{гн} - 30,8)^2$$

$$H_{общ} = 85,9 - 1,54K_n + 0,046(K_n - 25,4)^2$$

$$k_n = 26,28 - 0,146C - 0,0061(S_{гн} - 30,8)^2 + 0,074(C - 12,2)^2$$

Коэффициенты множественной корреляции составляют 0,894; 0,546; 0,532, соответственно;

б) для залежей с режимом близким к водонапорному:

$$lg K_{np} = 3,26 - 0,082C - 0,016(S_{гн} - 19,9)(C - 9,1) + 0,013(C - 9,1)^2 + \\ + 0,030(C - 9,1)(k_n - 23,7) - 0,0099(k_n - 23,7)^2$$

$$H_{общ} = 64,5 - 0,69K_n + 0,80C + 0,17(K_n - 31,6)(C - 9,1)$$

$$K_p = 0,952 + 0,24C - 0,013(C - 9,1)^2$$

$$k_n = 20,5 + 0,53C - 0,26 (S_{гн} - 19,9) (C - 9,1)$$

Коэффициенты множественной корреляции составляют 0,959; 0,930; 0,815; 0,676, соответственно;

в) для залежей со смешанным режимом:

$$lg K_{np} = 3,51 - 0,036S_{гн} - 0,034C + 0,0022(S_{гн} - 25,1)^2 - \\ - 0,012 (S_{гн} - 25,1)(C - 12,6) + 0,015(C - 12,6)(k_n - 23,7)$$

$$H_{общ} = - 5,18 + 3,256C + 0,0356(K_n - 41,3)^2 - 0,74(C - 12,6)^2$$

$$K_p = 2,332 + 0,304C - 0,066(C - 12,6)^2$$

Коэффициенты множественной корреляции составляют 0,80; 0,735; 0,670, соответственно.

Проверка адекватности полученных уравнений проводилась по группе залежей Балаханы-Сабунчи-Раманинского месторождения, составивших «экзаменационную» выборку. Фактические средние значения общей толщины ($H_{общ}$), проницаемости ($lgK_{пр}$), пористости (k_n), характеризующие эти залежи, были сопоставлены с соответствующими параметрами, вычисленными по уравнениям. При этом расчеты параметров для каждой залежи выполнялись по трем уравнениям, отображающим связь в рамках каждого из режимов. В результате сопоставления расчетных и фактических значений параметров определены ошибки ($\Delta = |u_{факт} - u_{расч}|$) расчетов, характеризующие меру адекватности уравнений (таблица).

Ошибки определения геолого-физических параметров ($\Delta = |u_{факт} - u_{расч}|$)

№№	Фактический режим залежи	По уравнениям для режима близкого к водонапорному			По уравнениям для смешанного режима			По уравнениям для режима растворенного газа		
		$\Delta K_{пр}$	Δk_n	$\Delta H_{общ}$	$\Delta K_{пр}$	Δk_n	$\Delta H_{общ}$	$\Delta K_{пр}$	Δk_n	$\Delta H_{общ}$
3	Водонапорный	60	0,3	23	179	1,8	44,3	90	0,9	73
4	Смешанный	97	6,9	10,8	53	1,5	20,6	85	0,2	12,5
5	"	34	4,7	6,0	66	1,8	0,3	91	3,1	1,3
6	"	247	1,0	66,5	56	0,4	41,8	505	2,6	7,6
7	"	80	10,2	29,0	53	2,7	20,5	90	1,4	23,3
9	"	203	0,2	48,4	184	1,5	12,8	200	0,2	35,3
10	Раств. газа	29	2,2	20,0	21	2,9	14,5	4	0,8	9,7
11	Смешанный	190	0,3	20,6	79	2,3	16,5	270	1,7	36,7
17—22	Раст. газа	226	2,9	28,8	173	3,7	3,4	121	2,4	19
23—29	Смешанный	102	0,9	16,1	186	1,2	39,5	138	0,2	63,6
30—40	Раств. газа	26	8,9	10,3	33	1,3	7,0	8	0,6	6,5
41—51	"	44	10,8	14,8	28	1,2	7,8	3	0,5	10,8
52—61	"	56	13,3	3,1	24	0,6	4,6	7	0,8	1,7
62—72	"	44	9,3	5,8	2	0,9	1,9	26	0,1	1,0
73—80	"	25	8,8	15,7	39	1,6	8,3	8	0,5	6,8
81—88	"	46	5,2	26,9	38	1,9	18,4	2	0,1	21,2
89—97	Смешанный	235	1,2	28,3	4	0,2	20,4	324	15,8	46,9
98—102	"	208	0,2	0	149	19	43,2	174	0,3	86,6

Анализ ошибок позволяет констатировать, что наилучшая сходимость расчетных и фактических данных наблюдается при соответствии геолого-статистической модели (уравнения регрессии) данного типа режима фактическому режиму залежи. Расчеты по «несоответствующим» режиму уравнениям характеризуются значительно большей погрешностью в определении параметров.

Таким образом, данными анализа адекватности регрессионных уравнений подтверждена правильность результатов моделирования природных режимов.

Примененный метод испытания адекватности геолого-статистических моделей предлагается использовать для распознавания режимов залежей. Так, например, при наличии данных о пористости, глинистости и карбонатности изучаемой залежи по каждому из уравнений рассчитываются значения проницаемости ($K_{пр}$). Сравнивая расчетные значения проницаемости с фактическим, устанавливаем уравнение,

давшее наименьшую погрешность в определении. По принадлежности уравнения соответствующему типу режима распознается режим залежи. Аналогично проводится распознавание по уравнениям пористости (k_n) и общей толщины ($H_{общ}$). Учитывая, что фактические значения геолого-физических факторов могут быть определены неправильно, а это повлечет к неправильному распознаванию, окончательный вывод о режиме залежи делаем по трем результатам распознавания (по данным моделей проницаемости, пористости и общей толщины). При «голосовании» возможны три исхода: первый — когда все три уравнения «за», т. е. по ним определяется только один тип режима (100% распознавания); второй — когда два «за», одно «против» (66% распознавания); третий — когда все три уравнения «голосуют» за разные типы режима. Последний случай характеризуется полной неопределенностью. Подобные залежи относятся к наиболее сложным пластам.

Таким образом, по предложенным моделям, на стадии геолого-разведочных работ можно прогнозировать природные режимы нефтяных залежей.

Ч. Э. Султанов

НЕФТ ЈАТАГЛАРЫНЫН ТЭБИИ РЕЖИМЛЭРИНИН ГАБАГЧАДАН МЭЛУМАТ МЕТОДЛАРЫ

Мэгалэдэ ишлэнмэний сон мэрхэлэсиндэ олан јатагларын мэлуमतларындан истифада едилэрэк габагчадан мэлуमत моделлэри гурулмуш ва бунларын да асасында лэјларын режимлэринин эвэлчэдэн ајдынлашдырылмасынын мүмкүнлүјү верилмишдир. Бу үсулла регрессия тэнликлэри илэ јатагларын кеоложи-физики амиллэри арасындакы элагэ өјрэнилмишдир.

Ch. A. Sultanov

METHOD FOR PREDICTION OF OIL DEPOSITS NATURAL DRIVES

The article presents prediction models allowing to foresee the development of this or that natural drive using the information on deposits that at present are at the ultimate stage of development. The method comprises building of regression equations for correlation between geologophysical factors in the range of their values variation.

УДК 528.77:553.2

М. М. ВЕЛИЕВ, Р. А. АХУНДОВ, Ч. М. КАШКАЯ, Ф. С. МАГЕРРАМОВА,
А. А. МАСИМОВ, З. А. ВЕЛИЕВ, Ф. А. МУСТАФАЕВ

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ТАЛЫША И ВОПРОСЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Достижения космогеологии в последние десятилетия являются довольно значительными. В различных областях геологических наук находят широкое применение космические фотоснимки, сделанные с искусственных спутников Земли (ИСЗ) [2, 4, 5, 7].

Кольцевые структуры или их фрагменты до применения аэрокосмических снимков устанавливались методом морфоструктурного анализа или изучением геолого-тектонических особенностей и процессов палеовулканизма тех или иных регионов Земли [1, 3, 6].

В настоящей работе использованы космоснимки юго-восточной части Малого Кавказа (Талышская зона) и сопредельных областей Ирана.

Анализ космических снимков Талыша и сопредельных областей Ирана, охватывающих северо-западную часть Иранского срединного массива (бассейн р. Карасу) и большей части Талышской складчатой зоны, показал, что указанные тектонические зоны пересекаются сложной сетью линейментов и кольцевых структур. По своим размерам они не равноценны — от супервалов, с поперечником более 250 км, до первых десятков километров. Внутри крупных кольцевых и овальных структур заключены группы колец меньшего размера.

В центре территории выделяется одна кольцевая мегаструктура диаметром 200—250 км, названная нами Саваланской, в центре которой находится стратовулкан Савалан. Положение этой структуры совпадает с горными и депрессионными областями Иранского срединного массива, Ардабильской впадины, Талышской складчатой зоны и с Нижнеараксинским прогибом. Внутри этого овала отчетливо проявляются концентрические линии и ряд кольцевых структур меньшего диаметра.

Внешний с.-в. сегмент Саваланской мегаструктуры проходит по Талышскому хребту и в геологическом отношении соответствует полосе развития средне- и позднеэоценовых вулканогенных серий и маркирующей флишовой туфоогенно-осадочной толщи. Внутренние и внешние элементы ее совпадают с разноориентированными формами рельефа, дугowymi отрезками притоков рек Аракса, Карасу, Ленкорани, Астарачая, Болгарчая и др.

В пределах Талыша выявлено 12 крупных и ряд мелких кольцевых структур, сгруппированных в трех почти изолированных участках, названных нами Джалилабадской, Шаратюк-Вияшчайской и Гамарат-Алибадской (рисунок).

Джалилабадская овально-кольцевая структура расположена в северо-западной части района в междуречье Болгарчая и Омшаранка, простираясь в субширотном направлении. Западная граница ее прохо-

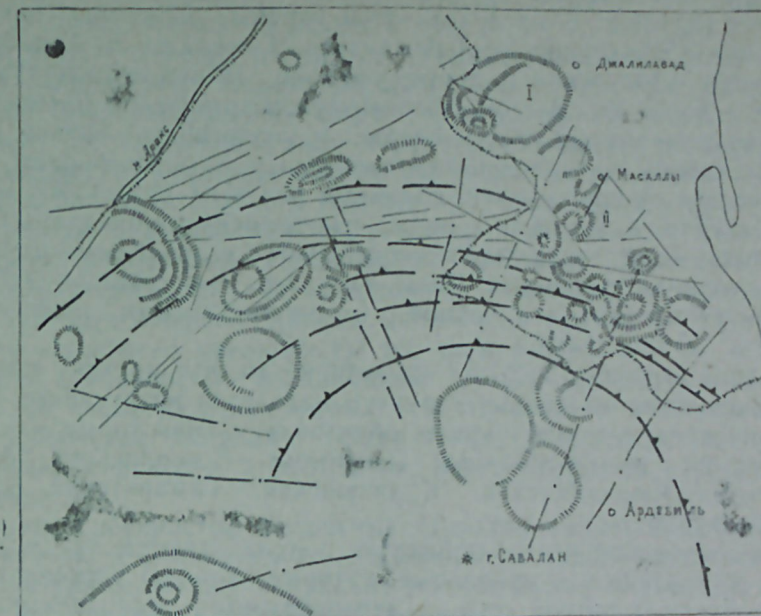


Схема дешифрирования космического снимка Талыша

- 1 — Саваланская мегаструктура; 2 — кольцевые, овальные и другие структуры; 1 — Джалилабадская, II — Шаратюк-Вияшчайская, III — Гамарат-Алибадская; 3 — линейменты, в том числе а) радикально пересекающие Саваланскую структуру; 4 — вулканический центр Саваланской мегаструктуры

дит по бассейну р. Болгарчая, далее к югу по водоразделам рек, протекающих с Буроварской горной системы, Джалилабадской равнины, на востоке через с.с. Гасанлы, Петровка, Джалилабад, Бедирли и Гюльмамедли. Геоморфологически выражен слабо расчлененным горным рельефом, развитым на сложно-складчатом осадочном и вулканогенно-осадочном палеоген-неогеновом субстрате. Максимальные гипсометрические отметки рельефа приходятся на южный (г. Казанкаш — 712 м) и западный (г. Мелик-Касымлы — 687 м) участки структуры.

В пределах Джалилабадской структуры дешифрован ряд мелких концентрических овалов размером от 2 до 15 км, кольцевые элементы которых хорошо согласуются с линейными элементами фундамента. В геологическом строении их участвуют молассы майкопской серии, пересеченные линейными разломами с.-з. и с.-в. направлений.

Шаратюк-Вияшчайская группа структур занимает бассейн рек Вияшчай и Шаратюк. В составе этой структуры выделены Паламойнадагская, Гюгюварская, Тилякендская, Ярдымлинская, Бюлюдильская и расположенные к юго-западнее — Кюракчинская, Кулиташская и некоторые безымянные структуры. Размеры их колеблются от 2 до 25 км в поперечнике. Они имеют округлые и овальные формы, ориентированные на СЗ и СВ.

В геоморфологическом отношении эти структуры характеризуются изрезанным горным рельефом, понижающимся в периферии и центре.

Гамарат-Алибадская группа кольцевых структур расположена к ЮВ от предыдущей. В пределах этой группы выделены Лерикская, Шивлинская, Сивякеранская, Гамаратская, Алибадская, Билясарская, Шовунская и другие овально-кольцевые структуры размером от 1 до 25 км. В геоморфологическом отношении площади данных структур характеризуются средне- и низкогорным сильно расчлененным рельефом с пенепленизированными и остроконечными вершинами. Контуры их совпадают с долинами рек и их притоками, а также горными хребтами. Дуговые и кольцевые элементы исследуемых структур в некоторых отрезках хорошо согласуются с линейными разломами и геологическими границами. Часть структур пересекается между собой, образуя «линзовидные окна», и региональными линеamentами с.-в. и с.-з. направлений.

Для всех структур Талыша характерно то, что внутри подавляющего большинства кольцевых структур находятся интрузивные субвулканические тела или эффузивные образования. Некоторые из них сопровождаются вулканическими центрами — жерловыми фациями (Говеринская, Кюракчинская, Кулиташская, Гамаратская, Алибадская структуры).

Овальные и кольцевые структуры подразделяются на депрессионные, или кальдерные, и купольные, которые хорошо устанавливаются по расположению речной сети — центробежному или центростремительному типам.

Центральные части купольных структур часто совпадают с вулканическими центрами, являющимися водоразделами рек, откуда радикально расходятся долины, а русла некоторых рек приспособляются к серповидным интервалам внешних контуров овалов. Очень показателен в этом отношении Говеринский и Лерикский овалы, которые оконтурены системами рек Конджавучай и Добрютчай. Из их центра радиально расходятся притоки этих рек.

Подобного рода картина наблюдается и на ряде других овально-кольцевых структур Талыша (Кулиташская, Кюракчинская, Шивлинская и др.).

К кальдерному типу принадлежат Шаратюкская, Билясарская, Дыманская, Комсомольская и другие структуры, которые расположены в пределах прогибов и впадин или по их периферии. Некоторые из них имеют вулканическое происхождение и располагаются в пределах вулканических зон палеогена.

В пределах самой Гамарат-Алибадской структуры наблюдаются смешанные кальдерные и купольные типы, которые имеют интрузивно-вулканическое происхождение.

Как уже отмечалось, многие овально-кольцевые структуры совпадают с областями проявления интенсивного вулканизма и интрузивно-магматизма, часть овалов — с площадями развития туфогенно-осадочных толщ палеогена и неогена. Приведенные сведения указывают, во-первых, на разновозрастность овально-кольцевых структур, во-вторых, на их долгоживучесть, вплоть до современной эпохи. Последнее предположение подтверждается связью некоторых кольцевых структур с морфологией рельефа и речных долин.

Таким образом, интерпретация фактических материалов и геологических карт соответствующих масштабов позволили выделить три главные особенности овально-кольцевых структур, которые отражают

ряд закономерных связей их с некоторыми элементами тектоники, вулканизма и металлогении Талышской зоны.

Во-первых, кольцевые структуры сгруппированы в пределах трех структурно-фациальных подзон — Джалилабадской, Ярдымлинской и Лерикской, имея гириляндовые формы размещения. В каждой указанной подзоне дешифрирована одна структура большого диаметра и несколько мелких, сосредоточенных внутри ее или во внешней зоне.

В пределах этих структур широко развиты лавово-пирокластические, жерловые и субвулканические фации палеогенового щелочно-базальтоидного вулканизма. Исключение составляет Джалилабадская, которая характеризуется амагматичностью и мощной молассовой формацией олигоцен-миоцена. Причем количество мелких структур здесь резко сокращается с увеличением их размерности.

Второй особенностью большинства кольцевых структур является их округлая изометрическая форма и почти полная замкнутость контуров. Исключение составляет Гамаратская, в пределах которой дешифрированы серии с.-в. линеamentов, пересекающихся с ее дуговыми элементами.

Третьей особенностью кольцевых структур является самостоятельность развития, т. е. контуры их в основном не подчиняются палеогеновому структурному этажу и вулкано-тектоническим элементам местности. Они пересекают геологические границы и линейные разломы более позднего заложения.

Формирование ряда рудопроявлений меди, молибдена, свинца, цинка и редких металлов генетически или парагенетически связано с палеогеновыми щелочно-базальтоидным вулканизмом и интрузивным магматизмом; этот факт позволяет наметить общую закономерность их локализации в пределах кольцевых структур и линеamentов. Так, в центральных частях кольцевых структур в узлах пересечения их дуговых элементов с линейными разломами или на сопряжении двух и более кольцевых структур часто размещены рудопроявления или зоны метасоматических изменений вулканических пород. К таковым относятся Бюлюдильское молибденовое, Гамаратское медное, медно-молибденовое, полиметаллическое, редкометальное, Билярское медное, Розановское молибденовое и ряд других рудопроявлений и точек минерализации.

В пределах Джалилабадской кольцевой структуры имеется ряд нефте- и газопроявлений, которые приурочены к отдельным локальным овально-кольцевым структурам.

По внешней дуге Талышского полусегмента расположены источники минерализованных термальных вод (Алаша, Истису, Гафтони, Аркеван и др.), которые приурочены к узлам пересечения дуговых элементов кольцевых структур с линейными разломами.

Анализ и интерпретация вышеприведенных фактических материалов позволяет сделать следующие выводы.

1. Впервые в Талышской зоне установлены овально-кольцевые структуры, которые расположены во внешней дуге — сегменте Саваланской мегаструктуры. Они контролируют размещение центров вулканизма и эндогенного оруденения. Некоторые из них, вероятно, представляют собой реликты древних структур, заложенных на различных глубинах и испытавших неоднократные тектоно-магматические активизации, выражающиеся в обновлении концентрических систем дуговых

разломов, проникающих в верхние структурные этажи, и сопровождающиеся приразломным изменением вулканогенных и туфогенно-осадочных комплексов.

2. Вулканические серии и туфогенно-осадочные флишодные толщи палеогена характеризуются концентрически дуговым расположением и омоложением их возраста от внутренних частей Саваланской мегаструктуры к внешней. При этом, состав продуктов вулканизма в таком же направлении изменяется от основного к средним дифференциатам щелочно-базальтовой магмы.

Литература

1. Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Велиев М. М., Исмаил-заде А. Д. Геология и вулканизм Талыша. — Баку: Элм, 1979. — 245 с.
2. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях. — М.: Наука, — 164 с.
3. Диденко М. И. Использование морфоструктурного анализа в целях выявления рудоконцентрирующих структур на территории Юго-Западного Алтая. — В кн.: Методика типизации региональных магматических формаций, разработанная применительно к металлогеническому анализу и прогнозированию в складчатых областях. М., 1975, с. 44—58.
4. Доливо-Добровольская А. В., Перцов А. В., Скублова Н. В. Использование дистанционных методов при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых. — ОИ ВИЭМС. Серия общей и региональной геологии, геол. картирование, 1980. — 50 с.
5. Лукашев Г. Н. Дешифрирование кольцевых структур на космических фотоснимках юга Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 2. — ВИНТИ, М., 1974, с. 78—82.
6. Томсон И. Н., Ходак Ю. А., Хорошилов Л. В. Кольцевые структуры Земли и Луны. — Сов. геология, 1968, № 9, с. 73—86.
7. Яковлев Н. А., Скублова Н. В. Дешифрирование космических снимков с целью выявления кольцевых вулканоплутонических структур и изучения закономерностей их размещения. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 2. — ВИНТИ, 1974, с. 83—87.
8. Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. Геология и нефтеносность Ленкоранской области. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1953. — 263 с.

М. М. Вәлиев, Р. Ә. Ахундов, Ч. М. Гашкај, Ф. С. Мәһәррамова,
А. Ә. Мәсимов, З. А. Вәлиев, Ф. А. Мустафаев

ТАЛЫШЫН ДАИРЭВИ СТРУКТУРЛАРЫ ВӘ ОНЛАРЫН ФИЛИЗЛӘШМӘ МӘСЭЛӘЛӘРИ

Мәгаләдә Талыш ғырышыгыг зонасынын вә оунула һәмсәрһәд саһәләрин дешифрирәтиһәсиндә үч бөјүк вә бунларын даһилиндә бир нечә кичик даирәви структурун ашкар олунмасындан бәһс олунур. Бу структурлар бир нечә тектоник-магматик фәаллашмаја мәрүз галараг вулкан мәркәзләринин, һәмчинин ендокен филизләшмәнин јерләшмәсинә нәзарәт едир.

M. M. Veliev, R. A. Akhundov, Ch. M. Kashkai, F. S. Magerramova,
A. A. Masimov, Z. A. Veliev, F. A. Mustafaev

TALYSH RING STRUCTURES AND THE QUESTIONS OF THEIR ORE-BEARING

Having analyzed cosmic photos of Talysh and adjacent territories, ring structures were determined. They control volcanism and endogenic mineralization; some of them are relics of ancient structures, which were subjected to tectonic-magmatic activation not once.

УДК [552.323.2/4.553.576] : 622—113 (479.24)

М. И. РУСТАМОВ, Н. А. НАЗИРОВА

КВАРЦЕВЫЕ ЛАТИТЫ ПАРАГАЧАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Парагачайское рудное поле, находящееся в долине одноименной реки на юго-восточном склоне Конгуро-Алангезского (Зангезурского) хребта, является одним из богатых горно-рудных районов Нахичеванской АССР. Судя по геологическим данным, потенциальные возможности этого района далеко не исчерпаны как в отношении разрабатываемых месторождений, так и обнаружения новых участков локализации эндогенного рудообразования.

В геологическом строении рудного поля принимают участие интрузивные породы габбро-монзонитового и порфировидного комплексов Мегри-Ордубадского батолита и вмещающие их вулканогенные толщи эоцена. Внутреннее строение батолита и полукольцевое моноклинальное залегание (в ю.-з. — с.-з. румбах) пород вмещающей рамы совместно с Парагачайским коническо-кольцевым разломом (СВ $60-70^\circ$) вырисовывают западный борт крупной Алангезской купольно-кольцевой структуры. В центральной части последней реконструирована эоценовая палеовулканическая кальдера проседания (типа кальдеры Узон на Камчатке), в связи с чем интрузивным комплексам батолита присущи полукольцевые, дугообразные и линзообразные тела монзонитов, сиенитодиоритов, граносиенитов и гранитов, кулисно расположенные вокруг центрального штока порфировидных гранитов и гранодиоритов [2, 4]. Исключение составляют габброиды, выступающие отдельными выходами в краевой части батолита, в том числе и висячем блоке Парагачайского разлома. Как рудовмещающие породы они играют существенную роль в локализации медно-молибденового оруденения.

В отношении структуры рудного поля и его перспективности интерес представляет небольшой изолированный выход диоритов ручья Коурмадара, выступающий в довольно удаленной зоне экзоконтакта на восточном склоне палеовулкана Карангуч (3147,1 м). Находясь на границе Парагачайского и Агдаринского полей, вулкан Карангуч со своими жерловыми, субвулканическими фациями пород и серией кислых (вплоть до риолитов) лав и пирокластов может служить поисковым критерием на полиметаллическое оруденение. Многочисленные наблюдения показывают, что эти кислые эффузивы на границе с пропилитизированными основными породами легко поддаются кислотному выщелачиванию и являются литологическим фактором локализации полиметаллического оруденения.

Для Парагачайского рудного поля характерны многочисленные разновозрастные зоны разломов, сбросы и сбросо-сдвиги, которые расчленяют толщи эоцена на ряд блоков, ориентированных преимущественно на СВ и ЮВ, сохраняя их моноклинальное падение соответствен-

дой пачке глыбовые или агломератомые разности постепенно сменяются лапиллиевыми.

V. Верхняя туфогенно-флишевая толща среднего эоцена (500—520 м) имеет ярко выраженные обнажения на левом и правом склонах р. Парагачай у одноименного селения. В разрезе эоцена она отчетливо выделяется благодаря стратиграфическому положению между двумя грубослойными вулканогенными толщами. Она также погружается на ЮЗ $240 < 28 - 30^\circ$. По литологическому составу и характеру чередования элементов ритма флиша разрез этой толщи характеризуется преобладанием в низах пелитовых ритмов, а в средней части — зернистых, обломочных пород и карбонатов, которые вверху сменяются зеленовато-серым тонкоритмичным флишем. На всех уровнях разреза отмечается обилие нуммулитов, устриц и др.

VI. Пирокластическая толща (средний эоцен) субщелочных вулканитов трахибазальт-трахиандезитовой серии в разрезе Парагачай из-за эрозионного среза обнажается не полностью (около 600 м). Она залегает на слабозмытой поверхности туфогенно-флишевой толщи и представлена исключительно эксплозивными породами (трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиты, латиты) и продуктами их перетложения с подчиненными потоками лавобрекчий трахибазальтов. У с. Парага она вмещает субвулканический интрузив трахидолеритов.

На рудном поле, среди вулканогенной толщи нижнего эоцена нами выявлена субвулканическая интрузия кварцевых латитов. Она представляет большой интерес в отношении петрографии пород рудного поля, уточнения его структуры и палеовулканической реконструкции Алангезской кальдеры. Уместно отметить, что описываемое субвулканическое тело субщелочного ряда по петрографическому составу резко отличается от вмещающих пород нормального ряда вулканогенной толщи нижнего эоцена. Это тело залечивает радиальную зону дробления, осложняющую лежащий блок Парагачайского конического разлома и, возможно, является жерловой фацией побочного вулкана за периферией Алангезской кальдеры. Внедрение интрузива происходило в период параксизма века пирокластической толщи, что подтверждается петрографическими особенностями этой толщи и наличием в ее составе кварцевых латитов.

Субвулканическая интрузия кварцевых латитов выступает на местности ур. Горхан и Атрем, занимая оба склона р. Парагачай между пос. Квануц, ручьями Кягаб и Гюрлудара. Она имеет удлиненную форму, протяженностью 1,2—1,3 км при ширине 200—550 м и ориентирована на ЗСЗ. В отличие от пологого с.-в. контакта ($60 - 65^\circ$), южный — крутой (85°). По протяжению интрузив постепенно суживается и погружается под вулканиты нижнего эоцена. Контактное воздействие на последние выражено осветлением и слабым ороговикованием, причем часто по экзоконтакту интрузива наблюдаются зоны интенсивной трещиноватости, которые являются благоприятной средой для кислотного выщелачивания с образованием вторичных кварцитов и т. д.

Макроскопически лейкократовые кварцевые латиты серые, с зеленоватым и фиолетовым оттенком, породы порфирированного облика. На фоне темной основной массы выделяются крупные, до 5 мм, светлые фенокристаллы полевых шпатов. Структура этих пород полифировая, чаще плезифирированная, содержание вкрапленников варьирует в пределах 25—45% объема породы. Микроструктура кварц-полевошпатовая ос-

новной массы пилотаксит-трахитовая, участками трахитовая, часто усеяна точечными зернами магнетита. Иногда рядом с рудными минералами развивается эпимагматический биотит, резко плеохроирующий по прямой схеме абсорбции от зеленого до соломенно-желтого цвета.

Фенокристаллы принадлежат плагиоклазу, калишпату и очень редко пироксену и амфиболу. Из аксессуарных присутствуют апатит и рудный минерал.

Количественно-минеральный состав и размер зерен кварцевых латитов приведен в табл. 1.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав лейкократовых кварцевых латитов

№№ платифов	Минералы				Основная масса
	Плагиоклаз	Калишпат	Амфибол и пироксен	Аксессуарные	
1—91	30	—	1—3	1—2	65
1—92	25	5	—	1—2	68
1—92/1	24	7	—	2—3	66
1—93	35	9	—	2—3	53
1—94	20	—	—	1—2	78
1—95	30	11	1—2	2—3	54
1—96	26	8	2—3	2—3	60
1—97	25	5	4—3	2—3	62
1—98	22	6	—	2—3	70
Среднее	26,3	5,7	1,8	2,2	64,0
Размер зерен фенокристаллов, в мм	0,4—2,0 до 5,0	0,6—1,2 до 2,0	до 1,2	0,1—0,6	—

Плагиоклаз является существенной составной частью лейкократовых кварцевых латитов, содержание его вкрапленников составляет 70—80% от общего числа фенокристаллов. Он образует незональные зерна призматического облика, нередко размером до 5 мм; встречается чаще всего в виде обособленных индивидов, реже — в виде сростков нескольких зерен, иногда с калишпатами.

Характерны сериально-порфирированные выделения, от крупных кристаллов до мелких (0,4—0,5 мм), последние имеют короткопризматический и таблитчатый габитус. Состав плагиоклаза вкрапленников (II генерация) соответствует олигоклазу № 24—29 (табл. 2). Наиболее ранние плагиоклазы (I генерация) являются, видимо, более основными, однако из-за интенсивной альбитизации замеры их не представляются возможными. Продуктами замещения плагиоклаза чаще всего являются эпидот, цонзит, альбит.

Калишпат вкрапленников в кварцевых латитах представлен ортоклазом; он образует таблитчатые зерна размером до 2 мм, изредка с простыми двойниками. Иногда встречаются его обломки, есть случаи сростания с плагиоклазом. Как правило, он довольно сильно затронут аргиллизацией. По своим оптическим свойствам ($-2v = 65 - 70^\circ$, $\Delta = 0,2 - 0,3$) калишпат кварцевых латитов, согласно классификации А. С. Марфунина [3], относится к промежуточному триклинному ортоклазу.

Таблица 2

Состав плагиоклаза лейкократовых кварцевых латитов

№№ обр.	Координаты относительно двойниковой оси			Двойниковая ось	Название закона	Номер плагиоклаза	Название плагиоклаза	Примечание
	N_g	N_m	N_p					
1-95	8	82	89	⊥ (010)	Альбитовый	28	Олигоклаз	Фенокристалл
1-95	4	86	90	⊥ (010)	То же	24	"	"
1-98	9	81	89	[001]	Карлсб.	25	"	"
1-98	85	22	68	⊥ (010)	Альбитовый	29	"	"
1-95	4	86	89	⊥ (010)	То же	17	"	Лейсты основной массы
1-98	1	89	89	⊥ (010)	"	20	"	То же

В основной массе калишпат встречается в виде мелких (0,08—0,15 мм) хорошо ограненных линейно ориентированных микролитов, нередко наблюдаются ксеноморфные образования.

Цветные минералы, представленные пироксеном и амфиболом, единичны, встречаются в ассоциации с рудными минералами, причем пироксен относительно свежий, а амфибол присутствует в виде псевдоморфоз хлорита, вторичного биотита и эпидота.

Среди аксессуарных минералов наряду с магнетитом присутствует и пирит, а апатит встречается в виде довольно крупных призматических кристаллов (до 0,6 мм).

Лейкократовые кварцевые латиты участками характеризуются интенсивным изменением и широким развитием среди вторичных продуктов эпидота, хлорита, карбоната, серицита, альбита, а также боль-

Таблица 3

Химический состав лейкократовых кварцевых латитов и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№№ проб	Окислы													Σ
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.		
1-95	62,66	0,71	18,01	3,30	1,85	0,05	1,47	1,38	5,13	4,41	0,15	1,38	100,50	
Кв. латит по Дэли	62,43	0,85	16,15	4,04	1,20	0,09	1,74	4,24	3,34	3,75	0,27	1,90		

Числовые характеристики													
	a	c	b	s	a^1	f^1	m^1	c^1	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$
1-95	17,2	1,7	10,1	71,0	30,0	46,0	24,0	—	63,7	28,0	0,85	5,9	10,1
Кв. латит по Дэли	13,2	4,5	8,6	73,7	—	54,5	35,8	9,7	57,4	40,6	1,0	16,5	2,94

Примечание. Анализы произведены во ВСЕГЕИ.

шим содержанием пирита и магнетита. Порой эпидот и хлорит занимают значительный объем породы, причем эпидот, являясь наиболее ши-

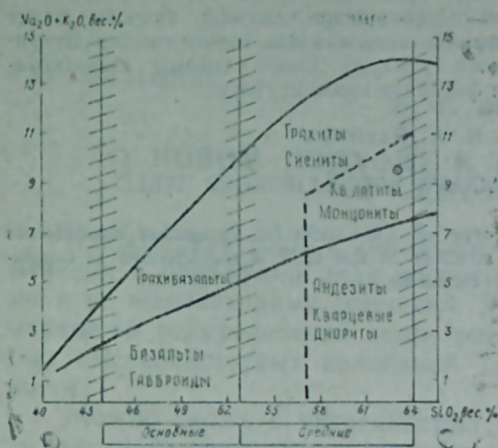


Рис. 2. Положение кварцевых латитов Парагачая в систематике магматических пород

роко распространенным среди вторичных минералов, присутствует чаще всего в виде зернистых агрегатных скоплений. В этих случаях кристаллическая часть породы полностью замещена агрегатом вторичных новообразований, и отдельные минералы угадываются лишь по характерным кристаллографическим очертаниям.

Химический состав лейкократовых кварцевых латитов приведен в табл. 3. Согласно систематике магматических горных пород в координатах SiO₂—(Na₂+K₂O) [5], лейкократовые кварцевые латиты Парагачайского рудного поля попадают в область распространения субщелочных пород, в поле трахиандезитов — кварцевых латитов (рис. 2).

По признакам, определяемым из числовых характеристик А. Н. Заварицкого, описываемые кварцевые латиты относятся к классу насыщенных кремнеземом ($Q=5,9$), группе богатых щелочами ($a/c=10,1$) и подгруппе лейкократовых пород ($\varphi=10,1$). Сравнение с кварцевыми латитами по Дэли показало, что химический состав их довольно сходен, но описываемые породы отличаются значительно меньшим содержанием извести и несколько большим — суммы щелочей. Отмеченные петрохимические различия согласуются с минералогическим составом лейкократовых кварцевых латитов, являющихся производными первичной высокоглиноземистой базальтовой магмы, претерпевшей дифференциацию в периферическом магматическом очаге.

Литература

1. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. — М.: Гостехиздат, 1961.
2. Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Тектонические условия формирования гранитоидных интрузий. — Геотектоника, 1972, № 6.
3. Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
4. Рустамов М. И. Вулкано-тектонические структуры и гранитоидные интрузии центрального типа на Малом Кавказе. — В кн. Проблемы петрологии, т. 1. — Алма-Ата: Наука, 1976.
5. Богатиков О. А., Гоньшакова В. И., Ефремова С. В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.

М. И. Рустамов, Н. Э. Назирова

ПАРАГАЧАЈ ФИЛИЗ САЊЭСИННИ КВАРСЛЫ ЛАТИТЛЭРИ

Магалэда Парагачај филиз сањэсиндэ илк дэфэ ашкар едилмиш кварслы латит субвулканик интрузијасы вэ онун петрографијасы, петрохимјасы тэсвир едилир. Буунула алагэдар олараг, филиз сањэсинни кеоложи гурулушу, Еосен гатынын старатиграфијасы вэ Аланкэз калдерасы һаггында јени фикирлэр ирэли сүрүлүр.

M. I. Rustamov, N. A. Nazirova

QUARTZ LATITES OF PARAGACHAY METALLIFEROUS FIELD

Quartz latites, being the new petrographic type of the rocks for Paragachay metalliferous field, are described in the article. Geological structure of this field is characterized as oopola-annular structure, having prolonged period of formation.

АЗЭРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмлэри серијасы, 1984, № 5

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1984, № 5

УДК 550.34.001.13

И. Г. ҚЕРИМОВ

О НОВОМ ПОДХОДЕ К НЕКОТОРЫМ ВОПРОСАМ В СЕЙСМОЛОГИИ

В последние годы в сейсмологии наблюдаются определенные изменения в понимании ряда вопросов, ранее считавшихся непреложными и не вызывающими сомнений. Это касается, в частности, закономерностей распределения землетрясений, теории распространения слабых высокочастотных колебаний и механизма наведенной сейсмичности.

Можно также с уверенностью утверждать, что сейсмология испытывает некоторую переоценку представлений о процессах подготовки и протекания сейсмических событий. Ряд новых направлений связи, например, с выявлением сейсмической эмиссии как следствия длинно-периодных деформационных процессов, разрабатываемой теорией нелинейных проявлений свойств среды, экспериментов по влиянию на параметры среды слабыми воздействиями и т. д.

В настоящей работе приводятся некоторые данные, базирующиеся на большом фактическом материале. Автор считает, что в качестве рабочей гипотезы они могут служить предметом более широкого и углубленного анализа.

1. Общепринято считать, что график зависимости количества землетрясений от их магнитуды имеет форму близкую к гиперболе. На рис. 1а приведен характерный вид графика этого распределения. Он показывает, что чем сильнее землетрясение, тем реже оно происходит, и наоборот.

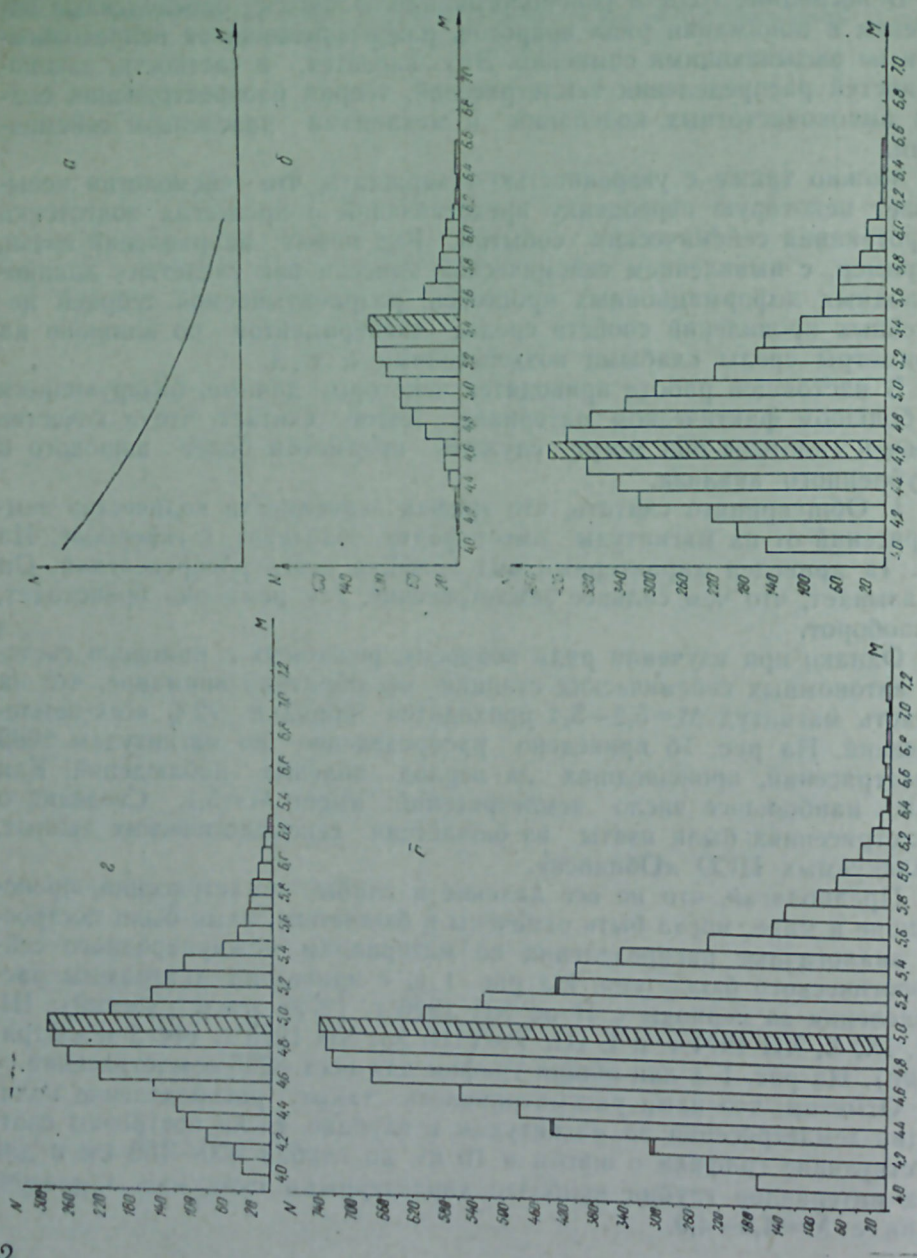
Однако при изучении ряда вопросов, решаемых с помощью системы автономных сейсмических станций, мы обратили внимание, что на область магнитуд $M=5,2-5,4$ приходится порядка 72% всех землетрясений. На рис. 1б приведено распределение по магнитудам 1065 землетрясений, происшедших за период полевых наблюдений. Как видно, наибольшее число землетрясений имеет $M=5,4$. Сведения о землетрясениях были взяты из бюллетеня сейсмологических данных, публикуемых ЦСО «Обнинск».

Предполагая, что не все далекие и слабые землетрясения, происшедшие в мире, могли быть отмечены в бюллетене, нами построены аналогичные распределения по материалам международного сейсмологического бюллетеня. На рис. 1 в, г приведены диаграммы распределения за периоды с II по XII 1976 г. (2727 землетрясений); III, VII, IX, X, XII 1974 г. и I, III, V—VIII, XI, XII 1975 г. (4413 землетрясений). На рис. 1 д дан общий график для всех 8205 землетрясений.

Отметим, что нами рассматривалось также распределение количества землетрясений по магнитудам и глубине. Были построены соответствующие графики с шагом в 10 км до глубин 400—450 км и для всех интервалов глубин наиболее характерными оказались землетрясения с $M=4,8-4,9$.

Рис. 1. Графики распределения количества землетрясений по магнитудам:

а — характерный вид общепринятого распределения; б — по данным о землетрясениях, происшедших за период полевых наблюдений, — 1065 землетрясений; в — по данным Единбургского бюллетеня (II—XII 1976 г.) — 2727 землетрясений; г — по данным Единбургского бюллетеня (III, VII, IX, X, XII 1974 г.) I, III, V—VIII, XI, XII 1975 г.) — 4413 землетрясений; д — общий график для всех 8205 землетрясений



На наш взгляд, полученное распределение имеет под собой принципиально иную сейсмологическую основу, чем было принято ранее. Если считалось, что количество землетрясений убывает с увеличением их энергии, или, иначе говоря, имелось определенное соотношение между распределением числа «больших» и «малых» блоков, то в полученном нами распределении наиболее важную в сейсмогенном смысле роль играет слоистость верхней части Земли. Действительно, во-первых, так как $M=4,8-4,9$ соответствует размерам блоков порядка 12—15 км, следовательно, слои чередуются именно с такой периодичностью и это подтверждается экспериментальными данными. Во-вторых, откуда следует, что в сейсмогенном отношении Земля является однородной как по поверхности, так и глубине.

Полученные результаты могут иметь немаловажное значение при разработке аппаратных принципов прогноза сейсмических событий.

2. Изучение слабых сейсмических полей во времена, непосредственно предшествующие землетрясениям, выявили их определенные амплитудные и частотные изменения в процессе подготовки основного удара землетрясений.

На рис. 2 показано поведение функции математического ожидания для 10-ти землетрясений и отмечены области доверительных интервалов с вероятностью 0,75. Землетрясения были подобраны таким образом, чтобы они охватывали диапазон расстояний от 300 до 15000 км, произошли на различной глубине от 10 до 200 км и в разное время суток. Сейсмограммы фиксировались цифрами с шагом в 15 мин за 24 ч. до основного удара и 5 ч. после него. Анализировались записи микросейсм по общему каналу 0,7—20 Гц, а также по фильтрам 0,7—1, 1—2 и 2—4 Гц. Всего было отмечено цифрами около 4600 точек. На сводном графике моменты всех 10-ти землетрясений совмещены.

В принципе с определенными изменениями формы графиков почти повторяются. Однако нам хотелось бы обратить внимание на характерный спад уровней амплитуд перед тем, как процесс начнет непрерывно усиливаться, до момента возникновения основного удара.

Так как в распределении участвовали землетрясения, расположенные на различных удалениях, следовательно, указанное ослабление сейсмического поля наблюдается на любом удалении от очага или, иначе говоря, повсеместно на земной поверхности. В дальнейшем подобный график функции математического ожидания был нами построен еще для 15-ти землетрясений и он имел тот же вид, что и на рис. 2.

Помимо того, что наблюдаемое ослабление поля может служить прогностическим признаком, так как проявляется во всех частотных диапазонах с определенными интервалами во времени, физическое объяснение наблюдаемого эффекта связано, по-видимому, не только с очаговыми процессами.

На наш взгляд, в первый период излучения очагом микросейсм происходит своеобразное взаимодействие среды с полем слабых колебаний в каждой заданной точке поверхности, что характеризуется общим падением энергии поля. В дальнейшем процесс устанавливается, и мы наблюдаем непрерывный рост амплитуд вплоть до полной разрядки энергии очаговой области.

Следовательно, если подобное ослабление уровней микросейсм наблюдается повсеместно, то должен существовать «носитель» этого поля. По-видимому, с нашей точки зрения, таким «носителем»

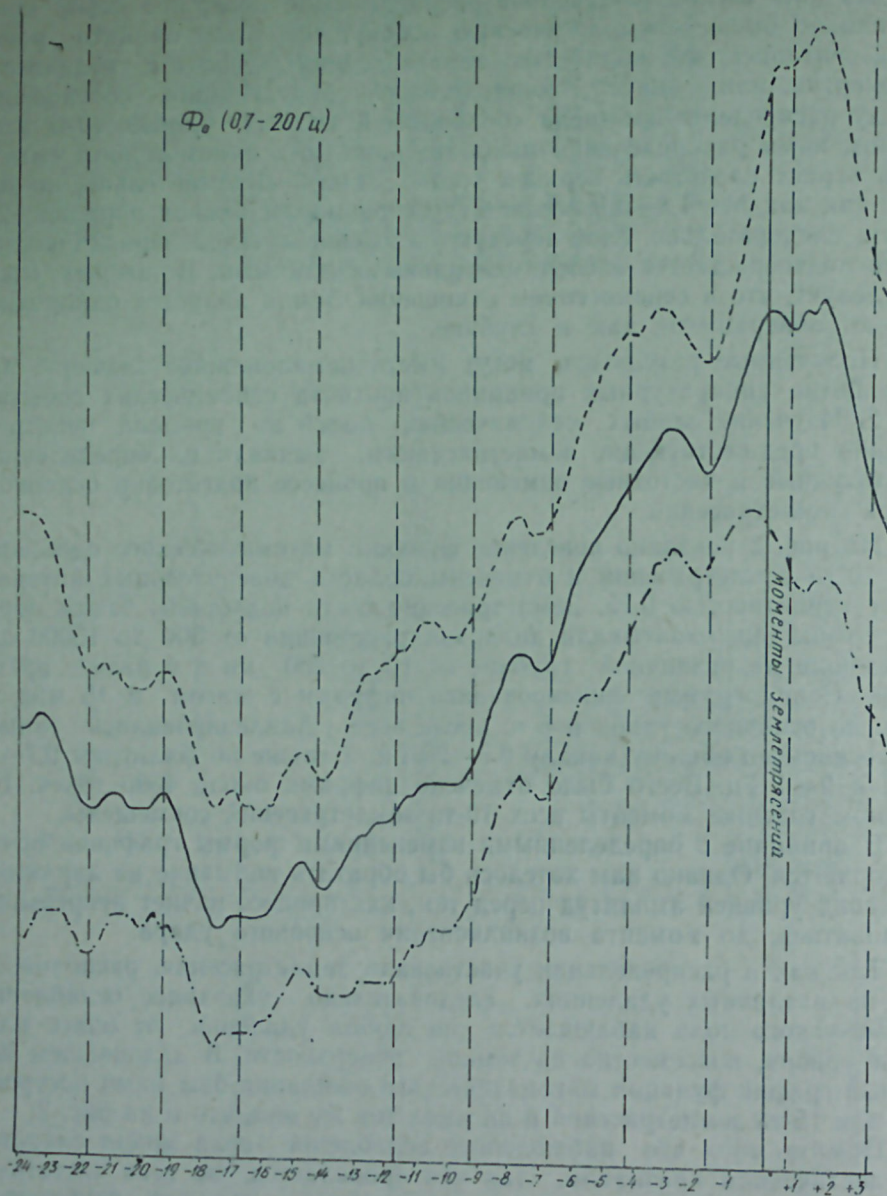


Рис. 2. График функции математического ожидания по аппроксимации поля микросейсм 10-ти землетрясений с доверительным интервалом 0,75

являются собственные колебания Земли. Мы предполагаем, что собственные колебания Земли модулируются микросейсмами. Общеизвестен принцип частотной модуляции и подобное предположение вполне объясняет факт распространения слабых высокочастотных колебаний в среде практически на любые расстояния, хотя, согласно теории, они «должны» затухать на ближайших сотнях метров от очага. Постоянное усиление их энергии за счет энергии собственных колебаний Земли обеспечивает их распространение на любые расстояния. При этом, согласно принципу частотной модуляции, энергии модулируемых и мо-

дулирующих колебаний вблизи или одного порядка. Не исключено, что именно поэтому слабые высокочастотные колебания распространяются на значительные расстояния, тогда как колебания гораздо более высокоэнергетические (например, прямые продольные волны Р) на тех же удалениях на несколько порядков ослабевают.

Собственные колебания Земли, как известно, вызываются воздействием лунно-солнечных приливов деформаций и, таким образом, проведенные исследования позволяют с принципиально новой точки зрения рассматривать сложный механизм связи сейсмичности Земли с ее формой и влияющими на нее внешними силами.

И, наконец, модулирование собственных колебаний Земли микросейсмами, излучаемыми очаговой зоной, объясняет дальное действие отдельных геофизических и гидрогеологических предвестников, наблюдаемых на больших удалениях от очага землетрясений. В принципе предвестники могли бы наблюдаться на любом удалении от очага. Пример Лиссабонского землетрясения 1755 г., когда проявления гидрогеологических аномалий отмечались на всей территории Земли, наглядно подтверждает природу подобных проявлений.

3. Исследование корреляции слабых сейсмических полей и электромагнитных излучений (ЭМИ) в период непосредственной подготовки основного удара землетрясений позволило предположить, что очаговая область оказывает в эти периоды времени поглощающее влияние на поле ЭМИ.

Сопоставление уравней сейсмических шумов для ряда очаговых и несейсмоактивных регионов также показало, что сейсмический шум в спокойных областях значительно выше, чем в очаговых зонах. Таким образом, эффект сейсмического затишья связан с тем, что в период подготовки землетрясения возрастает уровень собственных микроколебаний в очаговой области, что оказывает экранирующее влияние на падающую извне волновую радиацию.

Экспериментально наблюдаемые данные также показывают, что в очаговой зоне уровень воспринимаемых от одного и того же вибросточника сигналов неуклонно снижается по мере приближения момента землетрясения.

Таким образом, одно из следствий проведенных исследований состоит в том, что среда, испытывающая микроколебания, поглощает падающую извне волновую радиацию в широком диапазоне частот и амплитуд.

Следующий вывод, вытекающий из анализа полученных нами результатов, позволяет с новой точки зрения рассматривать механизм наведенной сейсмичности.

Сопоставление 20-ти очаговых и спокойных регионов показало, что уровень сейсмического шума в последних в 4—12 раз выше. В то же время из сравнения уровней шумов на поверхности в очаговой зоне до и после землетрясения следует, что задолго до его возникновения их интенсивность постепенно снижается и через определенное, относительно короткое время после него восстанавливается до прежнего уровня.

Попытаемся представить как протекает этот процесс. По нашему мнению, это могло бы происходить следующим образом. Если в очаговой зоне под действием деформационных процессов возникает сейсмическая эмиссия, то это приводит к поглощению зоной поступающей извне сейсмической радиации. В свою очередь возрастает интенсив-

ность собственных колебательных процессов, что приводит к еще большему усилению поглощающей поступающей извне энергии и т. д. Устанавливается своеобразная автоколебательная система, способствующая ускорению процесса подготовки основного удара землетрясения. На дневной поверхности будет при этом наблюдаться понижение уровня микросейсмического поля, так как интенсивности общего поля слабых сейсмических колебаний и собственных колебаний в очаговой зоне отличаются, как показывают вышеприведенные сопоставления, почти на порядок.

С этой точки зрения более понятен механизм наведенной сейсмичности. Как известно, в научной литературе неоднократно отмечалось, что в ряде случаев сильная промышленная активность в очаговых зонах приводила к возникновению землетрясений, хотя энергия воздействий была несопоставимо мала в сравнении с энергией землетрясений. С позиций представленного нами механизма эти воздействия, энергия которых действительно несопоставимо мала, лишь сдвигают процессы в очаговой зоне, а основная «подпитка» осуществляется за счет энергии общего поля слабых сейсмических колебаний. В зависимости от конкретных геолого-геофизических условий подготовка основного удара землетрясения будет, естественно, протекать с различными ускорениями.

Становится также понятным механизм взаимосвязи, неоднократно отмечавшейся в научной литературе, корреляции проявлений сейсмичности какой-либо области с возникновением сильного удаленного землетрясения. По-видимому, существует определенный диапазон энергий, выше или ниже которого не создаются условия для появления автоколебательной системы «очаг — поле слабых сейсмических колебаний Земли».

Представленный механизм процессов, протекающих в очаговой зоне, может иметь немаловажное значение в понимании природы наведенной сейсмичности, контроля активности очаговых процессов, а также в развитии представлений о взаимосвязи сейсмичности всей планеты в целом.

И. Н. Керимов

СЕЙСМОЛОКИЛАНЫН БЭЗИ МЭСЭЛЭЛЭРИНЭ ЖЕНИ НӨГТЕЖИ-НЭЗЭРДЭН ЈАНАШМАГ ЫАГГЫНДА

Мөгаләдә бир чох фактики материаллар әсастанан јени мәлүматлар верилмишдир. Мүәјјән едилмишдир ки, зәлзәлә очаглары әсасән Јер күрәсинин јухары һиссәсиндәки әјры-әјры гатларда јерләшир вә оиларын магнитудларда јәјылма мигдары, үмүми гәбул олунамудан хәјли фәргләнир. Күман едилир ки, Јерин өз титрәјиши зәлзәлә очагындан шүаланан микросейсмләрлә модуля едилир, бу исә өз нөвбәсиндә, зәңф сейсмик титрәјишләрин узаг мөсафәләрдә дө һиссә олунамасынын сәбәбләринин изаһ едилр. Һәмчинин сейсмик сакитлијин тәбиәти вә истигамәтләндирилмиш сейсмиклијин механизми дө арашдырылыр.

I. G. Kerimov

ON A NEW APPROACH TO SOME QUESTIONS IN SEISMOLOGY

Some new data, based on the analysis of large factual material, are presented in the paper. It is shown that seismogenetically the most important role is played by layering of the Earth's upper part and that the distribution of the earthquakes amount by magnitudes differs from generally accepted one.

It is supposed that the Earth's variations are modulated by microseisms radiated by the earthquakes source which explains the observed distribution of weak seisms at great distances. The nature of seismic gap and the mechanism of the provoked seismicity are considered.

УДК 553.98(479.24)

Н. С. САЛАЕВ

ГРАНИЦЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАЛИНСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-АПШЕРОНСКОЙ АКВАТОРИИ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

К настоящему времени одним из основных резервов для развития нефтегазоотдачи в Азербайджане являются поиски залежей нефти и газа неантиклинального типа. Усиливающийся в последние годы структурный «голод», хорошая изученность большинства локальных поднятий нефтегазоносных районов, наличие практически в каждой нефтегазоносной области литологических и стратиграфических типов ловушек обуславливают необходимость самого пристального внимания вопросу поисков в них нефтегазовых залежей. Выявление ловушек этого типа требует всестороннего анализа значительного фактического материала геолого-геофизических исследований и поисково-разведочного бурения по изучаемому району. Поэтому в большинстве нефтегазоносных районов СССР поиски неантиклинальных ловушек ведется после того, как фонд антиклинальных структур на доступных бурению глубинах практически исчерпан, но в то же время на основе их поисков и разведки накоплен богатый геолого-геофизический материал.

К таким областям можно отнести и рассматриваемую Северо-Апшеронскую акваторию. Анализ накопленного геолого-геофизического материала свидетельствует о том, что перспективы нефтегазоносности здесь могут быть связаны с ловушками неантиклинального типа, приуроченными к выклинивающимся вверх по восстанию пластам, и что потенциальные возможности отложений продуктивной толщи этого района полностью не исчерпаны. Особый интерес в смысле поисков залежей неантиклинального типа в пределах Северо-Апшеронской акватории представляют отложения калинской свиты [1, 2], границы распространения которой удалось уточнить в итоге обобщения данных геофизических работ и поисково-разведочного бурения, проведенных здесь в 1976—1982 гг.

Формирование ловушек неантиклинального типа определяется, как известно, особенностями геологического развития района и, в первую очередь, палеогеографическими условиями осадконакопления.

В последние годы благодаря проведению площадной морской сейсморазведочной съемки на современном технико-методическом уровне и поисково-разведочного бурения по Северо-Апшеронской акватории получена новая обширная геолого-геофизическая информация, позволяющая в значительной степени дополнить существующие представления о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности рассматриваемого района.

В результате построения серии профилей, структурных карт и карт мощностей, выполненных на основе интерпретации указанных геолого-геофизических материалов, изучены особенности геологиче-

ского строения, произведен палеотектонический анализ района. Установлено, что в пределах ю.-в. погружения мегантиклинория Большого Кавказа и его морского продолжения мезозойское ядро имеет гетерогенное ступенчатое строение, выражающееся в продольной и поперечной зональности. Складчатость Северо-Апшеронской акватории, приуроченная к с.-в. крылу мегантиклинория ЮВ Кавказа, развивается унаследованно по разломам и выражена морфологически.

В итоге проведенных исследований достаточно детально восстановлена палеогеография Калинского бассейна. Подтвердилось существовавшее мнение некоторых исследователей, что к началу века продуктивной толщи в связи с общим поднятием ЮВ Кавказа исследуемый район представлял собой сушу с пересеченным рельефом и общим уклоном ее поверхности на ЮВ. В результате трансгрессии воды Калинского моря проникли в пределы Северо-Апшеронской акватории через Апшеронский пролив и заполнили пониженные участки палеорельефа. Образовавшийся залив Калинского бассейна расположился между поднятиями Камни Два Брата — б. Цюрупа и Нардаранским структурным выступом, погребенным ныне под плиоценовыми отложениями, что соответствует современным синклиналиям: Цюрупинской, Бильгинской и Шоуланской. Западной границей распространения вод Калинского бассейна явилась, по всей вероятности, Пиршагинская поперечная флексура, отчетливо проявившаяся на участке м. Безымянный — Камни Два Брата. Как установлено исследованиями, указанная поперечная флексура на протяжении почти всего палеогена и нижнего плиоцена выполняла роль структурного моста с меньшим масштабом погружения между двумя бассейнами — Бильгинским и Сумгайтским. К этой поперечной дислокации приурочены: структурный выступ м. Безымянный (Фатьман), локальные поднятия Нардаран-море, Пиршаги-море, Камни Два Брата.

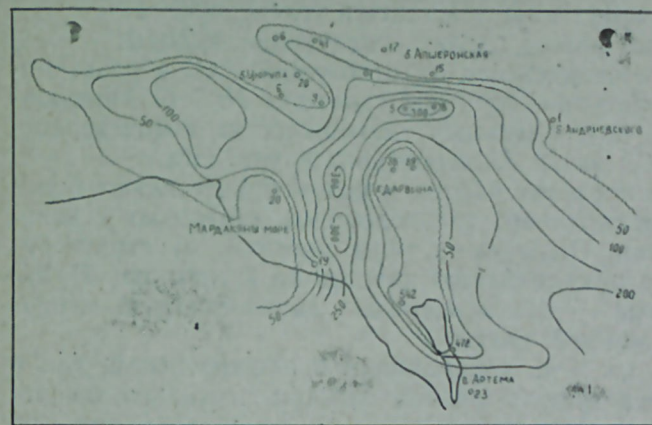
Палеогеографическая и палеотектоническая обстановка в Северо-Апшеронской акватории в начале века ПТ обусловил возможность отложения в бассейне нижнего отдела, в первую очередь базисных горизонтов (КаС, ПК) продуктивной толщи осадков, выклинивающихся вверх по восстанию пластов с образованием ловушек стратиграфического типа.

Широкие перспективы для выявления стратиграфических залежей углеводородов в пределах с.-з. части Апшеронского архипелага достаточно наглядно отображаются на карте равных мощностей калинской свиты (рисунок). Как видно из карты, максимальные мощности КаС образовались вдоль западного крыла б. Дарвина и ю.-в. периклинали б. Апшеронской. В с.-з. части бассейна, мощность отложений калинской свиты судя по временным разрезам МОГТ небольшая.

Установленная стратиграфическая и литологическая замкнутость бассейна КаС с С и СЗ позволяют бортов Шоуланской и Бильгинской синклиналей, в калинское время представлявших собой залив Южно-Каспийского бассейна, рассматривать в целом как стратиграфическую и литологическую ловушку на пути миграции углеводородов из глубоководной части бассейна на СЗ. Сундучный характер строения этих синклиналей вполне мог способствовать сохранению залежей подобного типа. Отложения свиты образуют здесь резервуар с пологим дном и запечатанными приподнятыми бортами [3].

Данные, полученные структурно-поисковой скважиной № 7, про-

буренной в 1980 г. на ю.-в. периклинали складки б. Апшеронская, подтверждают перспективность отложений калинской свиты описываемого района. В этой скважине разрез горизонта КаС отличается увеличением количества и мощностей песчаных прослоев и на каротажных диаграммах охарактеризован как нефтегазоносный, значения удельного сопротивления доходят до 140 Ом. При опробовании отложений КаС (интервал 1649—1674 м) скважина фонтанировала газом. Промышленная нефтегазосность калинской свиты в пределах ю.-в. периклинали складки б. Апшеронская установлена также опробованием пробуренной ранее разведочной скважины № 4, где из песчаной пачки в подошве КаС получен приток газа и газоконденсата.



Карта равных мощностей калинской свиты Северо-Апшеронской акватории:

1 — береговая линия; 2 — скважины разведочного и структурно-поискового бурения; 3 — изопахиты КаС; 4 — линия выклинивания КаС

В скважине № 19 Мардакяны-море отложения КаС мощностью 60 м выражены переслаиванием пропластков песчаных и глинистых пород, что находит отражение на электрокаротажных показаниях свиты. Линии КС образуют ряд узких пик с повышенными значениями удельного сопротивления при относительно хорошей дифференциации кривой проницаемости. Опробовательные работы в скважине не проводились. В скважине № 1145 и 31 Бильгя калинская свита представлена 30-метровой пачкой песчано-глинистого чередования.

Отсутствие признаков нефти в разрезах этих скважин не могут снизить темпов разработки калинской свиты в целом, так как скважины пробурены в прибрежной зоне бассейна и вскрытые отложения КаС имеют небольшую мощность. Как установлено на ю.-в. периклинали складки б. Апшеронская и других месторождениях области, степень заполнения ловушек с погружением пластов увеличивается. Сам характер изменения мощности КаС (от 0 до 300 м и более) свидетельствует о появлении на погружении горизонтов, выклинивающихся вверх по восстанию пластов с образованием стратиграфических ловушек. Кроме того, следует учесть, что калинская свита, как подошвенная свита среднего плиоцена, отличается значительной литологической изменчивостью, которая обуславливает ее спорадическую нефтегазосность. Поэтому в этой свите помимо стратиграфических залежей углеводородов можно ожидать залежи, литологически ограниченные, а с учетом наличия разрывных нарушений — тектонически экранированные. Судя по уже полученным притокам, здесь следует ожидать преимущественно

газовые залежи с газоконденсатной оторочкой. Отложения КаС залегают на глубинах 1800—2200 м и доступны для вскрытия их структурно-поисковым бурением.

Изучение характера контакта ПТ с подстилающими отложениями на б. Апшеронской, б. Дарвина и Камни Григоренко, а также анализ мощностей и литофаций калинской свиты позволяют связать с этой свитой перспективы нефтегазоносности и с.-з. центриклинали Артемо-Келькорского прогиба, где по его обоим бортам возможно наличие стратиграфических и литологических ловушек, приуроченных к выклинивающимся пластам КаС. Глубина залегания подошвы КаС в этом районе — 2500—4000 м. Обращенные в сторону глубокой депрессии эти ловушки вполне могут вмещать залежи углеводородов.

Резюмируя сказанное, можно сделать следующие выводы:

1. Притоки газа и газоконденсата из отложений КаС в разведочной скважине № 4 и структурно-поисковой скважине № 7 б. Апшеронская свидетельствуют о потенциальных возможностях нефтегазоносности калинской свиты СЗ части Апшеронского архипелага.

2. Отложения КаС в пределах района в целом представляют большой интерес для поисков скоплений углеводородов, связанных с неантиклинальными ловушками. Ожидаемые типы залежей: а) стратиграфические — подчиненные выклиниванию пластов по восстанию; б) литологически ограниченные — обусловленные литологической изменчивостью отложений калинской свиты.

3. Как установлено, на ю.-в. периклинали б. Апшеронской, так и на других площадях исследуемого района следует ожидать закономерное увеличение степени заполнения ловушек углеводородами по мере погружения пластов.

4. По характеру углеводородов залежи в отложениях калинской свиты Северо-Апшеронской акватории ожидаются в основном газовые с газоконденсатной оторочкой.

Литература

1. Мехтиев Ш. Ф., Туския Б. А. Распространение калинской свиты в пределах северо-западной части Апшеронского архипелага и перспективы ее нефтегазоносности. — АНХ, 1974, № 8.
2. Рейхман И. Р., Керимов Б. М. О положении линии выклинивания калинской свиты в северо-западной части Апшеронского архипелага. — АНХ, 1966, № 1.
3. Салаев Н. С. К вопросу поисков неантиклинальных залежей углеводородов в отложениях калинской свиты Северо-Апшеронской акватории. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. научной конференции «Методика поисков стратиграфических и литологических залежей нефти и газа», Баку, 1983.

Н. С. Салаев

ЖЕНИ МЭ'ЛУМАТЛАРА КӨРЭ ШИМАЛИ АБШЕРОН АКВАТОРИЈАСЫНЫН ГАЛА ДЭСТЭСИННИН ЈАЈЫЛМА СЭРҲЭДДИ ВЭ НЕФТЛИЛИК-ГАЗЛЫЛЫГ ПЕРСПЕКТИВЛИЈИ

Мағаләдә сон кеоложи-геофизики материалларын тәһлилинә әсасән Гала дәстәси чөкүнтүләринин топланмасынын палеогеографи шәранти верилир. Шимали Абшерон акваторијасынын Гала дәстәсинин јајылма сәрһәдди дәгигләшдирилир. Гала дәстәси чөкүнтүләринин еһтимал олуанат јатма дәринлијини нәзәрә алмагла стратиграфик вә литоложи тәләләрини ахтарышы үчүн даһа перспективли сәһәләр мүйјән едиллир.

S. N. Salaev

THE LIMITS OF EXPANSION AND PERSPECTIVES OF OIL AND GAS CONTENT OF KALA SUITE OF THE NORTH-APSHERON WATER AREA IN THE LIGHT OF NEW DATA

Paleogeographic conditions of sedimentation of Kala suite are given in the article on the basis of geologo-geophysical data analysis of last years. The limits of expansion of Kala suite of the North-Apsheron water area are determined. The most perspective parts for prospecting in deposits of Kala suite of stratigraphic and lithological oil and gas pools are exposed, taking into account the supposed depths of their bedding.

УДК 553.981+[550.8:528] 004.1

И. С. ГУЛИЕВ

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА И КАРТИРОВАНИЕ ГАЗОВЫХ ПОТОКОВ

Необходимость количественных оценок масштабов газовыделений на естественных проявлениях стала очевидной уже на заре развития нефтяной геологии. Исследователями Кавказа—Г. Абигом, В. Вебером, С. Ковалевским и другими были замерены дебиты газа на некоторых грязевых вулканах и сухих выходах Азербайджана [1, 6, 12].

Суммарные потери газа на грязевых вулканах и газовых струях были впервые определены В. А. Соколовым [15]. Наиболее тщательные и детальные работы по изучению дебита грязевых вулканов провел Ф. Г. Дадашев, которому принадлежит и первое картирование региона развития грязевого вулканизма по интенсивности газопроявлений [10]. А. А. Геодакян дал оценку потерь газа со всей территории Южно-Каспийской впадины [8].

Параллельно изучению горючих газов и масштабов их выноса в атмосферу проводятся работы по изучению дебита газа на минеральных источниках. Исследователи минеральных вод Кавказа—В. П. Флоренский, Г. Д. Лидин и другие определили дебиты газа на основных месторождениях минеральных вод региона. Основная задача таких замеров — оценка ресурсов газов и газонасыщенности вод с целью их рационального использования. Г. А. Буачидзе на основе детального изучения дебита газа на минеральных углекислых источниках Грузии впервые составил карту выноса CO_2 для ряда регионов [5].

Специальное исследование плотности потоков газов в различных регионах и геоструктурных зонах провел Г. И. Войтов, который на основе изучения расхода газа в шахтах и рудниках, на минеральных водах, балансовых расчетах дал ориентировочные оценки выноса газов с основных геоструктурных зон Земли [7].

Методика и количественная оценка восходящих потоков

Газы выделяются из земной коры в атмосферу и гидросферу при лавовом и грязевом вулканизме, в свободном виде в процессе фильтрации и диффузии, выносятся подземными водами, а также выделяются в процессе разрушения горных пород.

Количество газа, выделяющегося при разрушении горных пород, является функцией двух величин — газосодержания пород и скорости их разрушения. Данные изучения газосодержания осадочных, метаморфических и изверженных пород Кавказа и других регионов показывают, что оно редко превышает $10^2 \text{ см}^3/\text{кг}$ породы, в среднем не выходит за пределы $\text{п} \cdot 10 \text{ см}^3/\text{кг}$. При скорости разрушения пород на Кавказе от 0,04 (вулканическое нагорье Армении) до 0,45 мм/год (Большой Кавказ) удельное поступление газа при разрушении горных пород не превышает 0,006—0,6 $\text{см}^3/\text{см}^2 \text{ год}$, или $\text{п} \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{км}^2 \text{ год}$.

Газы, выносимые подземными водами, составляют одну из существенных статей расхода газов, выделяющихся из земной коры в ат-

мосферу и гидросферу. Традиционный метод подсчета плотности потоков газа, выносимых подземными водами, основан на изучении дебита газа (свободного), газонасыщенности вод и их дебите. Специальные исследования, проведенные нами на различных по газовому составу водах, и обобщение аналогичных данных по Кавказу показали, что между составом газовой фазы и газонасыщенностью (общей) воды существует тесная зависимость: наиболее газонасыщены углекислые воды, затем метановые и азотные. Подсчеты, проведенные на основе полученных фактических данных для эталонных месторождений углекислых, метановых и азотных минеральных вод Кавказа, показывают, что углекислыми водами выносятся, $\text{п} \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{км}^2$, метановыми — 10^2 , азотными — 0,1—10.

В свободном виде газы выделяются из макропроявлений (грязевые вулканы, сухие выходы, минеральные источники и т. д.) и на микровыходах, не фиксируемых визуально. Замеры дебита на сухих выходах производятся путем их каптажа, а в случае горящих выходов (весьма приближенно) — по высоте, форме и длительности горения факела. Этот метод применяется также для вычисления объема газа, выделившегося при извержении грязевых вулканов [10]. Для оценки количества газов, выносимых грязевыми вулканами в процессе извержения, можно использовать соотношения между количеством вынесенной брекчии и объемом газа, полученные А. М. Плотниковым (1967), В. В. Ивановым, И. С. Гулиевым (1982). Примеры вычислений объемов выбрасываемого газа при извержениях грязевых вулканов и при спокойной деятельности приведены в работе [10].

Корректность замеров газа при спокойной деятельности грязевых вулканов и на сухих выходах газа зависит от частоты замеров, вариаций дебитов во времени и методов осреднения. После пересчета данных о потоках газа на локальных макропроявлениях на единицу площади распространения этих газопроявлений получают интегральную характеристику плотности газовых потоков для определенных регионов.

Замеры на микровыходах газа, не фиксируемых визуально, — наименее методически разработанный вопрос. Известны следующие его модификации.

Метод накопления заключается в кооптировании накопителем различной формы определенных участков поверхности и замером концентраций отдельных компонентов в накопителе через равные промежутки времени [3, 4]. Как один из вариантов метода можно использовать неглубокие скважины, в которых герметизируется забойная часть скважины, и в которую газ поступает из нижележащих отложений. В качестве накопителя можно использовать и различные виды сорбентов. Этот метод под названием дебитной съемки использовался как один из видов газовой съемки при поисках нефтяных месторождений [15].

Косвенные и расчетные методы

Наиболее приемлемым методом расчета плотности потоков газа является использование математических моделей миграции газа. Различные варианты таких расчетов приведены в обширной литературе (напр., [2]). Экспериментально замеряемыми параметрами в этом случае служат кривые изменения газосодержания по разрезу и коэффициенты диффузии и фильтрации газа. Уравнение, описывающее

массоперенос генерирующихся в пористой водонасыщенной среде газов, имеет вид:

$$D \frac{\partial c}{\partial x^2} - V \frac{\partial c}{\partial x} + \kappa(x, t) = \frac{\partial c}{\partial t}, \quad (1)$$

где D — эффективный коэффициент диффузии, $\text{см}^2/\text{с}$;
 V — скорость конвективного переноса, $\text{см}/\text{с}$;
 κ — коэффициент генерации газов, $\text{см}^3/\text{см}^3 \cdot \text{с}$;
 C — равновесная концентрация газа, $\text{см}^3/\text{см}^3$;
 X — вертикальная координата, см ;
 t — время, с .

Если рассматривать систему, в которой распределение концентраций метана можно считать стационарным, то плотность потока газа вычисляется по формуле:

$$\bar{j} = D \frac{\Delta c}{l}, \quad (2)$$

где D — молекулярная проницаемость водонасыщенного пространства в приповерхностных условиях, $\text{см}^2/\text{с}$;
 Δc — перепад концентраций в приграничной с поверхностью зоне;
 l — мощность приповерхностной зоны, к которой приурочен максимальный перепад концентраций.

Нами для практических целей разработан метод замеров плотности потоков, включающий [3, 4]:

1. Замер концентраций газовых компонентов в приземной атмосфере в непрерывном или точечном (с высокой частотой) режимах. На полученной кривой выявляются аномальные участки, с большой вероятностью отвечающие зонам максимальных потоков.

2. На аномальных и фоновых участках производится замер потоков методом накопления, который заключается в каптаже поверхности почвы полусферическим накопителем объемом $16 \cdot 10^3 \text{ см}^3$. Через равные промежутки времени производится замер концентраций под накопителем и в атмосфере. При условии линейной зависимости между изменением концентраций газовых компонентов и временем замера плотность потока вычисляется по формуле

$$\bar{j} = k \frac{c_1 - c_2}{t}, \quad (3)$$

где \bar{j} — средняя плотность потока, $\text{см}^3/\text{м}^2 \cdot \text{сут}$;

c_1 — концентрация CO_2 в накопителе в начале замера, млн^{-1}

c_2 — концентрация CO_2 в накопителе в конце замера, млн^{-1}

t — время накопления, сут ;

$k = 1,3 \cdot 10^{-1}$ — коэффициент, зависящий от объема накопления.

На основе разработанной методики проведено значительное число замеров плотности потоков метана и углекислого газа в пределах Южно-Каспийской впадины и обрамляющих горных систем и в качестве контрастных примеров на Кольском полуострове и на Северо-Кавказском прогностическом полигоне. Некоторые результаты замеров приведены в таблице.

Для теоретических и прикладных вопросов весьма важно изучение не только современных потоков, но и их интенсивности за геологиче-

Регион	Плотность потока	
	$\text{CH}_4 \text{ см}^3/\text{м}^2 \text{ сут}$	$\text{CO}_2 \text{ см}^3/\text{м}^2 \text{ сут}$
Муганская синклираль	1,5—15	150—1050
Шемахино-Гобустанская обл., Апшеронский п-ов	$25(2 \cdot 10^2)^*$	1000—2000
Кельбаджарский р-он	1—10	500—10000
Северо-Кавказский полигон	0,01—10	—
Кольский п-ов	0,1—1	—

Примечание. *Вблизи естественных газопроявлений.

ское время. С большим приближением такая информация может быть получена на основе изучения продуктов, сопровождающих выделения газов, при магматическом вулканизме — объемы вулканических пород, при грязевом вулканизме — брекчии, при выделении углекислых минеральных вод — объемы травертинов.

Картирование плотности потоков

Картирование плотности потоков газа, так же как и любой другой вид картирования (геологический, гидрогеологический, геохимический и др.), представляет сложную задачу со своими специфическими особенностями, определяемыми обеспеченностью информацией, геологическим строением территории и др. Учитывая отсутствие единой методики составления обзорных карт плотности потоков, отражающих наиболее общие закономерности структуры газового поля земной коры.

Для разработки научных и методических основ картирования газовых потоков территория Южно-Каспийской впадины и обрамляющих горных систем является весьма благоприятной. Этот регион характеризуется уникальной плотностью естественных выходов газа на единицу площади и огромными масштабами их выделения в атмосферу. Часть региона покрыта морем, где выявлены подводные газовыделения и интенсивный грязевой вулканизм. С геологической точки зрения регион представлен наиболее контрастными элементами земной коры — глубочайшей впадиной и грандиозными горноскладчатými сооружениями.

Основу картирования плотности газовых потоков в районах с широко развитыми естественными газопроявлениями, к которым в первую очередь относятся альпийские складчатые системы, составляют данные дебита газа на естественных газопроявлениях. Наиболее достоверны данные для газопроявлений, на которых проведены режимные замеры и величина дебита представлена в виде усредненных за большой промежуток времени значения. Проведенными за последние годы режимными наблюдениями на прогностических полигонах получены весьма ценные сведения об амплитудах колебания различных геохимических параметров (напр., [17]). Обобщение этих данных показывает, что среднестатистические флуктуации колебаний различных параметров за длительный промежуток времени не превышает 50%, хотя аномальные всплески в сейсмичных районах могут значительно превышать (на порядок и более) среднестатистические фоновые показания. При составлении обзорных карт плотности потоков газа колебания дебита газов в пределах порядка не вносят существенных изменений в общую

картину распределения плотности потоков на значительных территориях.

Сходные по дебитам газа районы оконтуриваются и выделяются в виде отдельных зон. Данные в пределах зон суммируются и пересчитываются на единицу площади и времени. При наличии достаточно плотной сетки пунктов опробования возможно построение карт изолиний равных потоков. Для выделенных зон помимо усредненной плотности дается характеристика типов газопроявлений (грязевые вулканы, сухие выходы, минеральные воды, источники, микропроявления) и их удельная плотность на единицу площади или длину профиля. Важнейшим параметром является компонентный и изотопный состав газа. Здесь путем пересчета могут быть построены серии карт плотности потоков различных компонентов (изотопов). Такие карты будут весьма ценными при изучении процессов формирования природных газов, балансовых расчетов и при газогеохимических поисках полезных ископаемых.

В районах отсутствия естественных газопроявлений, при наличии соответствующей аппаратуры (лазерные и др. газоанализаторы), для непрерывного анализа газов в атмосфере проводится съемка по приповерхностной атмосфере. На полученных графиках изменения концентраций метана (или других компонентов) выделяются аномальные участки (пики). Подсчитывается число аномальных участков на единицу длины профиля или площади. На участках, отмеченных пиками концентраций метана, и на фоновых участках замеряется плотность потока по описанной выше методике накопления. Затем данные о плотности потоков усредняются и картирование производится обычным методом.

Картирование участков покрытых морем осуществляется аналогично картированию по приземной атмосфере, с той лишь разницей, что замер плотности потоков на море осуществляется путем замера концентраций газовых компонентов под плавающим на поверхности моря накопителем с погруженной нижней кромкой, соединенного гибким шлангом с газоанализатором. Существует также метод расчета плотности потока газа на основе замеров концентраций газовых компонентов по разрезу гидросферы. Плотность потока в этом случае может быть определена по формулам (2), где вместо коэффициента диффузии должен быть коэффициент массопереноса (перемешивания) воды в гидросфере.

Ориентировочные оценки плотности потоков газа из земной коры над труднодоступными участками суши и моря могут быть получены на основе самолетных измерений, выполняемых на различной высоте. Плотность потока в этом случае вычисляется по формуле [14]:

$$P = q_z \sqrt{\lambda \cdot k_z}, \quad (4)$$

где P — плотность потока газового компонента на уровне z ;
 q_z — концентрация газового компонента;
 λ — постоянная распада компонента в атмосфере;
 k_z — коэффициент вертикального переноса;
 z — высота над уровнем земли.

На основе выполненных оценок впервые составлена карта плотности потоков для западного обрамления Южно-Каспийской впадины и обрамляющих горных систем Кавказа, на которой выделено 5 зон [9].

Первая зона наиболее интенсивного выделения, $n \cdot 10^4$ м³/км² в год, связана с районами развития грязевого вулканизма и сухих выходов газа. В пределах этой зоны, охватывающей Апшеронский, Шамахино-Гобустанский и Нижнекуринский районы, а также глубоководную и шельфовую зоны Южного Каспия, насчитывается свыше 300 грязевых вулканов и огромное количество сухих выходов, не связанных с грязевыми вулканами. Состав газопроявлений этой зоны преимущественно метановый.

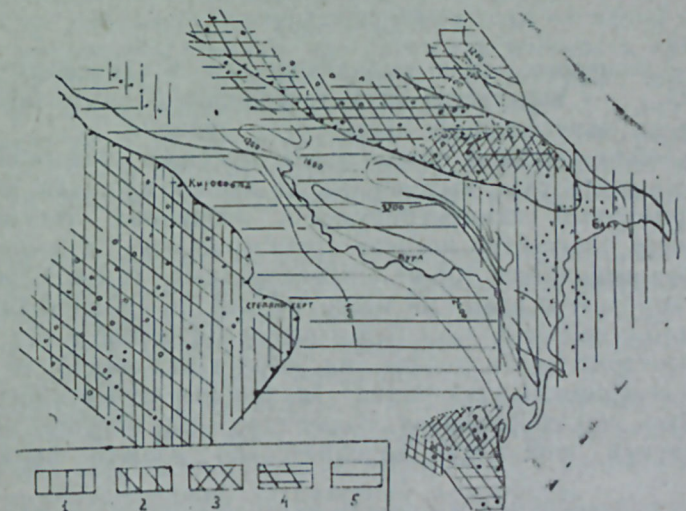
Зона интенсивных выделений газа, в среднем $n \cdot 10^3$ м³/км² в год, связана с минеральными источниками Малого Кавказа. В пределах этой территории насчитывается свыше 500 самостоятельных газопроявлений преимущественно углекислого состава.

Третья зона газопроявлений, в среднем $n \cdot 10^2$ м³/км² в год, связана с минеральными источниками и охватывает южные склоны Большого Кавказа и северную часть Ленкоранской области. На этой площади зафиксировано свыше 150 газопроявлений, которые выносят в год $n \cdot 10^6$ м³.

Наиболее слабыми потоками газа, в среднем $n \cdot 10$ м³/км² в год, характеризуется Большой Кавказ (южные склоны). Здесь зафиксировано свыше 100 самостоятельных газопроявлений преимущественно азотного и метано-азотного составов.

Со всей поверхности суши и моря в атмосферу непрерывно выделяются газы за счет диффузии. Плотность их потоков не превышает $n \cdot 10^6$ м³.

Таким образом, в пространстве выделяются крупные зоны, в пре-



Карта плотности потоков газа юго-западного борта Южно-Каспийской впадины и обрамляющих горных систем.

Естественные газопроявления: х — грязевые вулканы; о — минеральные источники; ⚡ — сухие выходы.

Плотность потока газов в м³/км² в год: 1 — $n \cdot 10^4$ (CH₄); 2 — $n \cdot 10^3$ (CO₂); 3 — $n \cdot 10^2$ (CH₄); 4 — $n \cdot 10$ (N₂); 5 — $n \cdot 10^2$ (CH₄); $n \cdot 10^3$ (CO₂)

делах которых интенсивность и формы газопроявлений существенно различаются. Во времени процесс дегазации носит циклический характер — относительно спокойные выделения газов сменяются бурными

всплесками, максимальной формой которых являются извержения грязевых вулканов, прорывы газа в шахтах и рудниках, резкое возрастание интенсивности газопроявлений в период подготовки и во время землетрясений. Цикличность процессов дегазации определяется большим числом независимо действующих факторов, среди которых важнейшими являются тектонические и космические воздействия, как непосредственные, так и косвенные.

Данные изменения плотности потоков газа во времени и пространстве могут быть использованы для количественной оценки потенциальной газоносности отложений, геологического картирования, газогеохимических поисков полезных ископаемых, прогноза землетрясений и газовыделений в шахтах и рудниках, газообильности площадей, отведенных под гражданское и промышленное строительство, а также при региональных и глобальных оценках поступления отдельных компонентов (CO_2 , CH_4 , H_2 , He и т. д.) в атмосферу.

Методика оценки потенциальной газоносности отложений нефтегазоносных бассейнов заключается в следующем. В нефтегазоносных бассейнах альпийских геосинклинальных областей, в частности в Южнокаспийском бассейне, скорости современного нефтегазообразования в отдельных зонах таковы, что отдача миграции углеводородов в атмосферу почти полностью компенсируется притоком новообразовавшихся углеводородов [9]. Наглядным примером этому служат периодические извержения грязевых вулканов, существование сухих выходов газа огромной мощности, функционирующих длительное время. Для таких зон с большой долей вероятности можно записать:

$$Q_{\text{миг}} = Q_{\text{ген}},$$

где: $Q_{\text{миг}}$ — количество газа, выделяющегося в атмосферу с единицы площади; $Q_{\text{ген}}$ — количество газа, генерируемое (восполняемое) толщей пород за определенный промежуток времени.

Зная приблизительный объем пород, могущих участвовать в восполнении количества газа, выделенных из данной площади, можно подсчитать примерный газогенерирующий потенциал отложений. Так, согласно карте плотности потоков газа (рисунок) с площади около 10^4 км^2 в год выделяется 10^9 м^3 углеводородных газов. Если принять, что объем пород этой зоны не менее 10^5 км^3 , то потенциальная газоносность отложений этой зоны будет равна $10^4 \text{ м}^3/\text{км}^3$ в год.

Если переложить эти цифры на возраст отложений, то при условии, что интенсивность генерации за плиоцен-четвертичный период была не ниже, чем современная, количество газа, могущее образоваться в отложениях этой зоны, дополнительно должно быть не менее 10^{12} м^3 .

Данные картирования плотности потоков могут быть использованы в целях геологического картирования. Так, выделенные на карте зоны различной плотности потоков газа отвечают в плане крупным геотектоническим подразделениям: зона наиболее интенсивных потоков газа углеводородного состава — наиболее погруженной части региона с мощностью осадочного чехла более 10 км, зона углекислых газов с высокой интенсивностью газопроявлений эвгеосинклинали Малого Кавказа, зона незначительной интенсивности газопроявлений азотного состава складчатой системы южных склонов Большого Кавказа (в пределах Азербайджана). При более детальном рассмотрении в пределах

крупных зон (первого порядка, отвечающих геотектоническим единицам первого порядка) выделяются более мелкие зоны (второго порядка), отвечающие тектоническим единицам более мелких порядков). Так в пределах Прикуринской низменности, количество газа, выделяющегося при спокойной деятельности из грязевых вулканов, ниже по сравнению с таковыми в пределах Джейранкечмазской депрессии и Бакинского архипелага [10]. Учитывая, что особенности газового режима стратисферы в альпийских геосинклинальных областях фиксируются, с той или иной контрастностью, в поверхностных отложениях, гидросфере и стратисфере, эта особенность газового режима дает возможность применить для целей геологического картирования дистанционные и экспрессные методы, основанные на фиксации в атмосфере плотности потоков различных компонентов.

Данные крупномасштабного картирования плотности потоков газа могут быть использованы при прогнозировании газообильности в горных выработках, шахтах и рудниках и на площадях, отведенных под промышленное и гражданское строительство. Так, при изучении интенсивности выделений углекислого газа и углеводородов в промысловую жидкость скважин, пробуренных на Филлизчайском колчеданно-полиметаллическом месторождении, были выделены зоны различной интенсивности газовыделений, которые необходимо учитывать при проектировании мероприятий по обеспечению безопасного ведения работ на будущем руднике [11].

Составление карт плотности потоков газа необходимо при проектировании объектов промышленного и гражданского строительства, участков, отведенных под строительство морских оснований, и др. По результатам измерений плотности потоков газа на одном из подобных районов установлены участки, где плотность потоков и химический состав газопроявлений (углеводородный) достаточны для накопления метана во взрывоопасных концентрациях [16].

В практике, хотя и в небольших объемах, используются данные замеров плотности потоков для прогноза землетрясений, контроля герметичности подземных газохранилищ и газогеохимических поисков [16].

Одним из наиболее важных следствий картирования плотности потоков является использование этих данных для региональных и глобальных оценок поступления газов в атмосферу. Химический состав природных газов Азербайджана включает наряду с основными компонентами CO_2 , CH_4 , такие микропримеси, как H_2S , H_2 и другие. Расчет выноса этих компонентов в атмосферу, помимо научного интереса, связанного с изучением круговорота этих элементов в природе, важен и для охраны биосферы от загрязнений и разработки мероприятий по прогнозированию загрязнений атмосферы.

Таким образом, вопросы оценки и картирования плотности потоков газа имеют большое научное и практическое значение и представляют собой перспективное направление в геологии и геохимии природных газов.

Литература

1. Абих Г. В. Труды Геологического института АзФАН, т. № 163. — Баку, 1939.
2. Абрамсон Е. Ф., Савченко И. В., Стеклянин Ю. И. Труды ВНИИЯГГ. — М., вып. 10, 1971, с. 26—30.
3. Афанасьев В. К., Гулиев И. С., Дадашев Ф. Г. и др. Изв. АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле, 1982, № 2, с. 71—74.

4. Балакин В. А., Габризянц Г. А., Гулиев И. С. и др. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 1, с. 154—156.
5. Баучидзе Г. А. Тепловое поле и газовый состав подземных вод Грузии: Докт. дисс. — Киев, 1976.
6. Вебер В. В. Природные газы СССР. — ОНТИ, 1939.
7. Войтов Г. И. Оценка современного субвертикального потока газов в различных геоструктурных зонах Земли: Тез. докл. симпозиума «Дегазация Земли и геотектоника», М., 1976.
8. Геодекян А. А. Геохимические особенности нефтегазобразования в Южно-Каспийской впадине. — М.: Недра, 1968.
9. Гулиев И. С. К газовому режиму альпийских складчатых систем: Тез. докл. совещания «Газогеохимические методы поисков полезных ископаемых в Южно-Каспийской впадине и обрамляющих горных системах». Баку, 1979.
10. Дадашев Ф. Г. Угледородные газы грязевых вулканов Азербайджана. — Баку: Азернешр, 1963.
11. Дадашев Ф. Г., Дадашев А. М., Гулиев И. С., Галант Ю. Б. — Изв. АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле, 1982, № 1, с. 11—17.
12. Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Южного Каспия. — Баку: Азгостоптехиздат, 1940.
13. Кропоткин П. Н., Беляев Б. М. Геодинамика в грязе вулканической деятельности в связи с нефтегазоносностью). — В кн. Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наукова думка, 1981.
14. Лукин В. В., Матвеева О. А., Склярченко Н. Я. и др. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 268, 1978, № 1.
15. Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. — М.: Гостоптехиздат, 1948.
16. Тез. докл. «Газогеохимические методы поисков полезных ископаемых в Южно-Каспийской впадине и обрамляющих системах». — Баку, 1979.
17. Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С. и др. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Недра, 1974, с. 160—170.

И. С. Гулиев

ГАЗ АХЫМЫНЫН ХЭРИТЭЖЭ АЛЫНМАСЫ ВЭ МИГДАРЫ ГИJMЭТЛЭНДИРИЛМЭСИ

Мэгалэдэ газ ахымынын планаалынмасы вэ вэририлмэси методикасынын асас принциплэри верилмишир. Чэкмэ сүхурларда карбоһидрогенларин эмэлэ кэлмэсинин кэмийэтчэ гижмэтлэндирилмэси үчүн алынмыш нэтичэлэрин тэтбиһ олунмасы имканы көстэрилмишир.

I. S. Guliyev

QUANTITATIVE ESTIMATION AND MAPPING OF GAS FLOWS

The article deals with the main principles and methods of the gas flows mapping as well as the field of application of the result obtained.

АЗЭРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмлэри серијасы, 1984, № 5

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1984, № 5

УДК [550.382.549.01]:622.24.(479.24)

В. И. БАГИН, З. А. НОВРУЗОВ

МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ЕСТЕСТВЕННОГО МАГНИТНОГО СОСТОЯНИЯ КЕРНА СААТЛИНСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ В ИНТЕРВАЛЕ ГЛУБИН 3500—7500 м

Саатлинская сверхглубокая скважина СГ-1 является одной из пятнадцатикилометровых скважин, бурящихся и проектируемых с целью изучения глубинного строения земной коры. Она заложена в пределах Талыш-Вандамского гравитационного максимума, выявленного еще маятниковой съемкой Л. В. Сорокина, В. В. Федынского. Геологической природе максимума уделяли внимание известные гравиметристы — В. В. Федынский, И. О. Цимельзон, Р. М. Гаджиев и другие, которые связывали его с приближением к дневной поверхности кристаллического фундамента.

После проведения профиля ГСЗ № 9 в районе Саатлинского локального гравитационного выступа близ гор. Саатлы и переинтерпретации материалов по данному профилю получена глубина высокоскоростных пород («базальтовый слой») порядка 8 км [1]. Привлечение результатов площадных гравимагнитных съемок, построение геомагнитной модели района СГ-1 и геологической модели по данным комплексной интерпретации геофизических данных с учетом геологического строения прилегающих районов показали, что скважина до глубины свыше 9 км должна идти по мезозойским магматитам, близким по происхождению магматитам с.-в. погружения Малого Кавказа [6]. Этот прогноз подтвердился результатами последующей проходки СГ-1.

В настоящее время предприняты комплексные геолого-геофизические и геохимические исследования керна саатлинской сверхглубокой скважины, направленные на изучение вещественного состава пород, условий их происхождения для выявления природы геофизических границ, проявления рудоносности и решения ряда других задач.

Целью данной работы было изучение магнитных минералов-носителей естественной остаточной намагниченности, определение условий их происхождения. Как показано в ряде исследований [3 и др.], магнитные минералы горных пород чрезвычайно чувствительны к физико-химическим условиям их образования и последующего существования в горных породах благодаря тому, что в своем составе они, как правило, содержат железо с валентностью 2+ или 3+. Свойство «памяти» магнитных минералов к физико-химической обстановке используется в магнетизме горных пород для определения условий образования горных пород [2].

Исследованы горные породы керна с глубин 3500—7500 м, представленные андезитами, андезито-базальтами, базальтами, дацитами и другими разностями (всего проанализировано 120 образцов). Образцы для исследований были подобраны на основе предварительного петро-

графического анализа как представители типичных разностей.

Магнитные исследования горных пород керна Саатлинской скважины выполнены по стандартной методике, принятой в магнетизме горных пород [3, 5]. Изучены следующие магнитные характеристики: I_n — естественная остаточная намагниченность; χ_0 — начальная магнитная восприимчивость; характеристики нормального намагничивания H_{es} — поле насыщения нормальной остаточной намагниченности; H'_{cr} — разрушающее поле нормальной остаточной намагниченности; фактор $\Theta_n = J/0,5 \cdot \chi_0$; отношение остаточной I_{vs} к индуктивной I_s намагниченности насыщения; температура Кюри T_c по данным термомагнитного анализа $I_s (t^\circ)$. Все изученные магнитные характеристики отражают ферромагнитный состав пород и в разной степени условия происхождения магнитных минералов.

Породы керна саатлинской скважины, выбуренные с глубин 3500—7500 м, по характеру изменений магнитных характеристик были разделены на три интервала (группы): а) 3500—5000 м; б) 5000—6000 м; в) 6000—7500 м (таблица).

Для I группы пород, представленных, главным образом, порфиридами, базальтами и андезито-базальтами, χ_0 и I_n варьируют в широких пределах $63-711 \cdot 10^{-5}$ и $22-401 \cdot 10^5$ ед. СГС, соответственно. Но начиная с глубин 4315 до конца интервала данные характеристики меняются более умеренно $111 \div 458 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС для χ_0 и $40 \div 178 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС для I_n . Параметры нормального намагничивания $H_{es} = 2173$ Э и $H'_{cr} = 225$ Э (в среднем) характерны для магнитомягких ферромагнетиков, однако внутри указанного интервала глубин отдельные образцы обладают резко увеличенными, по сравнению со средним, значениями $H_{es} = 7000$ Э и $H'_{cr} = 533$ Э, что, по-видимому, отражает присутствие в породах тонкодисперсных зерен магнитомягких минералов.

Данные термомагнитного анализа $I_s (t^\circ)$ показали, что в породах присутствуют ферромагнитные минералы с T_c , варьирующей от 520 до 585°C ; такие температуры Кюри свойственны магнетиту или магнетиту с малым содержанием титана. После нагрева пород до 600°C I испытывает относительную неустойчивость для начала интервала, начиная же с глубин 4250 м отношение I_{st}/I_{s0} характеризует устойчивость к температурным воздействиям, а для всей группы в целом это отношение в среднем равно 0,83. Лишь для горизонта 4915—4922 м после нагрева породы уменьшается в 2 раза.

Сильные изменения испытывает фактор Θ_n : от 0,15 до 2,55, при этом средние значения $\Theta_n \approx 1$. Больше половины образцов, исследованных для данной группы, имеют $\Theta_n < 1$, свидетельствуя о преобладании индуктивной намагниченности над остаточной, что, как правило, характерно для крупных многодоменных магнитных зерен.

Концентрация ферромагнитных минералов, отражаемая в величине I_s , меняется не столь существенно, как другие магнитные параметры $1158:4975 \cdot 10^{-3}$ Гс см³/г. Тем не менее, изменение I_s более, чем в четыре раза свидетельствует о разных условиях происхождения ферромагнитных минералов в изученных породах и о разном режиме формирования самих пород. Однако во второй половине интервала концентрация ферромагнитных минералов в среднем увеличивается и предел изменений I_s уменьшается, т. е. с глубин 4315 I_s изменяется: $2092 \div 4975 \cdot 10^{-3}$ Гс см³/г.

Сводные магнитные характеристики керна Саатлинской сверхглубокой скважины

Глубина м	$\chi_0 \cdot 10^5$ Гс		$I_n \cdot 10^5$ Гс		Θ_n		I_s , Гс см ³ /г		I_{ts} , Гс см ³ /г		I_{ts}/I_s		H_{es} , Э		H'_{cr} , Э		T_c , °C		I_{st}/I_{s0}	
	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.	пред. знач.	средн. знач.
3500— 5000 м (I гр.)	63—711 313		22—401 135		0,15—2,55 1,05		1158—4975 2897	62—446 239	0,02—0,26 0,10	800—7000 2173	122—533 255	520—585 560	0,50—1,00 0,83							
5000— 6000 м (II гр.)	5—531 221		6—872 213		0,22—8,26 2,04		804—3531 2580	45—340 169	0,03—0,11 0,06	1250—5000 2200	151—259 226	550—580 572	0,50—1,00 0,87							
6000— 7500 м (III гр.)	3—379 80		1—943 71		0,29—42,85 2,22		27—3283 715	1—270 45	0,03—0,31 0,09	900—5000 1668	113—1723 203*	555—600 582	0,59—18,89 0,99*							

Примечание: * — без аномально высоких значений 1723 Э для H'_{cr} и 1889 для I_{st}/I_{s0} .

Интересно изменение отношения I_{rs}/I_s , которое характеризует состояние доменной структуры ферромагнитных зерен [5]. В начале интервала (глубины 3540—3546 м) это отношение так же, как и в середине интервала (глубины 4310—4315 м), равно 0,04, что отвечает многодоменному состоянию ферромагнитных зерен. Для промежуточных интервалов глубин это отношение варьирует в пределах 0,1—0,26, что характерно для псевдооднодоменных зерен магнитных минералов. Начиная же с глубин 4310 м это отношение изменяется в пределах 0,02—0,08, что свидетельствует о преобладании многодоменных магнитных зерен.

В целом, изменения магнитных параметров пород I группы свидетельствуют о спокойных условиях образования (например, более медленный режим охлаждения, постоянство условий в очаге и т. п.).

II группа пород представлена базальтами и андезитами. При сравнительно небольших отклонениях α_0 от среднего для интервала значения равного $220 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС, I_n изменяется более чем в 19 раз. Соответствующие изменения Θ_n составляют 0,3—8,3. Параметры нормального намагничивания в среднем такие же, как и для группы $H_{es} = 2200$ Э, $H'_{cr} = 230$ Э, что свидетельствует о наличии в породах магнитомягких ферромагнитных минералов.

Концентрация ферромагнитных минералов в породах II группы по вариациям I ($804—3531 \cdot 10^3$ Гс см³/г) относительно более устойчивая по сравнению с породами I группы.

Терромагнитный анализ, так же как в породах I и II групп, обнаружил магнетит с $T_c = 575^\circ\text{C}$ или магнетит с $T_c = 550^\circ\text{C}$ (магнетит с малым содержанием титана), при этом практически для всего интервала отношение I_{st}/I_{s_0} в среднем около 0,9 и лишь для интервала глубин 5185—5190 м составляет 0,5.

Для II группы пород отношение I_{rs}/I_s меняется в пределах 0,03—0,11, что подтверждает наличие многодоменных зерен.

В целом для интервала, судя по изменению магнитных характеристик, следует отметить сложные условия кристаллизации ферромагнитных зерен.

III группа пород, представленная андезитами, андезито-дацитами, андезито-базальтами, дацитами и долеритами, характеризуется в среднем существенно более низкими величинами I_n и α_0 по сравнению с породами двух предыдущих групп: $71 \cdot 10^{-5}$ и $80 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС соответственно. Следует отметить, что внутри интервала I_n изменяются почти в 180 раз, а α_0 — в 55 раз, что отражает сложные условия кристаллизации магнитных минералов-носителей естественной остаточной намагниченности. Фактор Θ_n вплоть до глубин 7000 м почти везде больше единицы и лишь после 7000 м до 7500 м он становится меньше единицы.

Параметры нормального намагничивания H_{es} и H'_{cr} в среднем меньше, чем для двух предыдущих групп и составляют 1168 и 203 Э (для среднего H'_{cr} не учтено anomalно высокое значение равное 1723 Э, соответствующее горизонту 7038—7048 м), соответственно свидетельствуя о наличии в породах магнитомягких ферромагнитных минералов. Anomalно высокие значения $H_{es} = 5000$ Э и $H'_r = 1723$ Э для интервала глубин 7038—7048 м показывают наличие жестких ферромагнитных зерен.

I_s по третьему интервалу изменяется почти в 120 и более раз; в среднем концентрация ферромагнитных минералов по I_s более чем в

3 раза меньше, чем для пород предыдущих интервалов $I_{scp} = 715 \cdot 10^3$ Гс см³/г в среднем).

Терромагнитными исследованиями в породах III группы обнаружен неокисленный магнетит с $T_c = 575—580^\circ\text{C}$ и окисленный магнетит с $T_c = 600^\circ\text{C}$, лишь для отдельного интервала глубин 6430—6435 м T_c составила 550°C , что соответствует магнетиту с малым содержанием титана. Для начала интервала до глубин 7000 м отмечена устойчивость ферромагнитного состава к нагреву, отражающаяся в изменении отношения $I_{st}/I_{s_0} = 0,80:1,00$. Начиная с 7000 м и до конца интервала это отношение очень резко меняется — 0,59:18,89.

Отношение I_{rs}/I_s для интервала меняется в пределах 0,03—0,31, что доказывает наличие в породах многодоменных, а для двух горизонтов 7003 и 7264 м это отношение равно 0,13 и 0,31, соответственно, и псевдооднодоменных магнитных зерен.

В целом по изменениям магнитных характеристик III группа пород характеризуется не только сложными условиями кристаллизации, но и относительной измененностью ферромагнитных зерен.

Изучение магнитных свойств керна СГ-1 позволило получить несколько результатов, касающихся происхождения ферромагнитных минералов и самих пород керна.

По всему изученному керну скважины наблюдается исключительное постоянство состава магнитных минералов. При помощи магнитных исследований выделены: магнетит с $T_c = 575—585^\circ\text{C}$, магнетит с малым содержанием титана с $T_c = 520—550^\circ\text{C}$ и окисленный магнетит с $T_c = 600^\circ\text{C}$. Для многих изученных образцов выделенные ферромагнитные минералы остаются устойчивыми после нагрева до 600°C , и лишь для отдельных горизонтов проявляется неустойчивость минералов; выделено два случая: рост или уменьшение намагниченности насыщения после нагрева. По-видимому, устойчивость магнитных минералов является проявлением их высокотемпературного, а неустойчивость — низкотемпературного окисления, причем последнее гораздо менее выражено, чем, например, в подводных океанических или континентальных базальтах, подвергшихся низкотемпературному окислению [2].

Принадлежность магнитных минералов пород керна скважины к классу магнитомягких подтверждается магнитными характеристиками H_{es} , H'_{cr} . Эти характеристики типичны для магнитомягких ферромагнетиков и, как правило, варьируют в пределах 1000—3000 и 100—350 Э соответственно. Для отдельных горизонтов керна, однако, отмечены anomalно высокие величины указанных параметров: до 7000 Э для H_{os} и 1723 Э для H'_{cr} . Подобные величины параметров нормального намагничивания могут характеризовать тонкодисперсные или окисленные зерна выделенных ферромагнитных минералов.

Концентрация ферромагнитных зерен в изученных породах керна была оценена по величине намагниченности насыщения I_s . Отмечается следующая тенденция: в среднем концентрация магнитных зерен возрастает с глубин 3500 м, достигает максимального значения в конце интервала на глубине 4922 м, несколько уменьшается в интервале глубин 5000—6000 м и резко падает в интервале глубин 6000—7500 м. По-видимому, такая тенденция отражает изменения условий кристаллизации и метаморфизм, развивающийся в наиболее глубинных горизонтах керна скважины.

Следует отметить, что независимо от состава магнитных минера-

лов и их концентрации ферромагнитные зерна, как правило, отвечают многодоменному состоянию, т. е. размер этих зерен может превышать десятки и сотни микрон. Почти по всем горизонтам скважины отношение I_{rs}/I_s , характеризующее состояние доменной структуры магнитных зерен, не превышает 0,1 и лишь для отдельных горизонтов достигает 0,13—0,31, что отвечает псевдооднодоменному состоянию магнитной структуры (размер зерен порядка первых микрон). Наличие в изученных породах главным образом крупных многодоменных зерен свидетельствует о спокойных условиях их кристаллизации, и лишь в отдельных случаях эти условия нарушаются.

Низкие значения фактора Θ_n , величина которого меняется от 0,15 до 42,95 (в среднем 1,7), так же, как и другие магнитные параметры, свидетельствует о спокойных глубинных условиях кристаллизации магнитных зерен. Аномально малые (0,15) или аномально высокие значения величины Θ_n (42,95) свидетельствуют, по-видимому, о разных условиях процесса кристаллизации магнитных зерен, связанных, например, с химическими изменениями или быстрым охлаждением лавы, соответственно.

Таким образом, магнитные исследования ядра Саатлинской сверхглубокой скважины, выбуренного с глубин 3500—7500 м, привели к следующим выводам.

Постоянство состава магнитных минералов (магнетит с $T_c = 575$ — 585°C , магнетит с малым содержанием титана с $T_c = 520$ — 550°C и окисленный магнетит с $T_c = 600^\circ\text{C}$), установленное на всем изучаемом интервале глубин, и его устойчивость к температурным воздействиям свидетельствуют не только о преобладании высокотемпературного окисления, но и о постоянстве условий в источнике выноса материала.

Показано, что магнитные свойства пород связаны главным образом с крупными зёрнами, размер которых может варьировать от первых микрон до сотен микрон. Это свидетельствует об относительно спокойных глубинных условиях их кристаллизации с последующим высокотемпературным окислением. Для отдельных горизонтов ядра возможно быстрое охлаждение пород и проявление низкотемпературного окисления.

Литература

1. Али-заде А. А., Раджабов М. М., Терешко Д. А. Новые геофизические данные о строении кристаллического фундамента в районе слияния рек Аракса и Куры. — Изв. АН Азерб. ССР. Серия геол.-геогр. наук, 1965, № 3, с. 12—16.
2. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. / Д. М. Печерский, В. И. Багин, С. Ю. Бродская, З. В. Шаронова. — М.: Наука, 1975. — 288 с.
3. Начата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. — 345 с.
4. Шадрин А. Н. Бурение на подступах к мантии. — Природа, 1983, № 1, с. 12—22.
5. Щербакова В. П., Щербакова В. В. Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в минералах горных пород. — В сб.: Решение геофизических задач геомагнитными методами. М., Наука, 1980, с. 136—148.
6. Хесин Б. Э., Метакса Х. П., Алексеев В. В. О геологической природе Талыш-Вандамского гравитационного максимума в свете новых данных — М., 1982 — 29 с. — Рукопись представлена ЮжВНИИ геофизикой/НПО «Союзнефтегеофизика». Деп. ВИНТИ 21 июня 1982 г., № 3680—82.

В. И. Багин, З. А. Новрузов

3500—7500 м ДЭРИНЛИКДЭ ЭН ДЭРИН СААТЛЫ ГУЈУСУНДАН КӨТҮРҮЛМҮШ КЕРНИН ТӘБИИ МАГНИТ ҲАЛЫ ВӘ МАГНИТ МИНЕРАЛЛАРЫ

Эн дэрин гујудан көтүрүлмүш кернин магнитлик хассалэринин өјрөнілмәси нәтижәсиндә ашагыдакылар муэјјөн олуимушдур: керидәки магнит минераллары сабит тәркибдир ки, ($T_c = 575$ — 587°C магнетит, аз мигдар титанлы $T_c = 520$ — 550°C магнетит, $T_c = 600^\circ\text{C}$ окисләнмиш магнетит), бу да материалларын сабит шәраитә кәтирилмәси илә сәчијјәләнир; кристаллашманын характери сүхурларын нисбәтән сабит дэринликдә сојумасыны вә сонрадан јүксөк температурлу окисләнмәни көстәрир. Мүхтәлиф горизонтлардан көтүрүлмүш кериләр үчүн сүхурларын тез сојумасы вә ашагы температурлу окисләнмә күман едилир.

V. I. Bagin, Z. A. Novruzov

MAGNETIC MINERALS AND CHARACTERISTIC FEATURES OF NATURAL MAGNETIC STATE OF KERN OF SAATLY SUPERDEEP WELL IN DEPTHS INTERVAL OF 3500-7500 m

As a result of studying magnetic properties of kern of the superdeep well, it is determined that magnetic minerals of kern possess the constancy of composition (magnetite with $T_c = 575$ — 585°C , magnetite with minor capacity of titanium with $T_c = 520$ — 550°C , magnetite oxide with $T_c = 600^\circ\text{C}$). The character of crystallization reflects relatively steady depth conditions of cooling rocks with alternating higher temperature oxidation, for separate kern horizons rapid cooling of rocks is possible and low temperature oxidation can be occurred.

УДК 551.14+551.24

А. Ф. КЕРИМОВ

МОДЕЛЬ КОНСТРУКЦИИ ЛИТОСФЕРНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ И НЕКОТОРЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

Теория тектоники плит на современной стадии развития является наиболее прогрессивным течением трактовки истории и механизма развития верхней оболочки Земли. В последнее время сделаны попытки приблизить концепции тектоники плит к практической геологии [5, 6]. Ряд ее положений доказывается заметными природными событиями, происходящими в верхних слоях литосферной оболочки Земли. Однако, несмотря на кажущуюся обоснованность большинства основоположений теории тектоники плит, много ее концепций трактуются вытекающими из каких-то слабо проявляемых природных явлений, но не выходящими за рамки априорности умозаключений.

Предлагаемой к обсуждению моделью конструкции литосферной оболочки Земли и некоторыми вопросами глобальной тектоники сделана попытка приблизиться к правдоподобному толкованию ряда вопросов тектоники плит. При этом в основу суждений приняты уже известные природные явления или законы. Выдвигая эту модель мы не задались целью отрицать уже почти утвердившиеся и «доказанные» с точки зрения их авторов ряд концепций тектоники плит. Она вовсе не противопоставляется основоположениям теории тектоники литосферных плит, а наоборот, построена на постулатах этой теории и старается развивать отдельные ее аспекты исходя из сути действующих законов природных явлений.

«Арочная» литосфера. За основу предлагаемой к обсуждению модели принята известная механика арочной конструкции. Предполагается, что литосферная оболочка Земли представляет собой замкнутую сферическую арку. Строительство модели предусматривает признание концепции изначально горячего происхождения Земли. По мере остывания горячей расплавленной материи Земли, вокруг ее сферы образовалась в данном случае скажем, «скорлупа» — в сущности, очень тонкая, недостаточно прочная и плотная оболочка. С истечением времени остывание углубляется, т. е. температура верхней оболочки постепенно падает и, следовательно, скорость остывания уменьшается. По мере увеличения мощности «скорлупы» она приобретает значение первичной коры. Остывшее и раскристаллизованное вещество материи постепенно и постоянно, в силу арочного давления, уплотняется. В дальнейшем происходит расслоение литосферной оболочки и каждый ее слой приобретает «арочную» конструкцию. Известно, что в дуговых и замкнутых — круговых, сферических конструкциях давление, будь то собственное или передаваемое извне, в силу прочности расчетной конструкции, в нижележащие слои не передается [7]. Оно распространяется по конструкции арки по дуговым или круговым, в данном случае, сферическим плоскостям (рис. 1). Каждый слой литосферы в отдельности обладает как бы расчетной прочностью «арочной» конструкции, явля-

ется самостоятельной сферической конструкцией арки и сам себя «поддерживает».

Силы притяжения Луны и Солнца, а также других космических тел, несомненно, оказывают существенное механическое влияние на литосферу. Причем это влияние распространяется равномерно, что доказывается почти круговой орбитой вращения Земли вокруг Солнца [1].

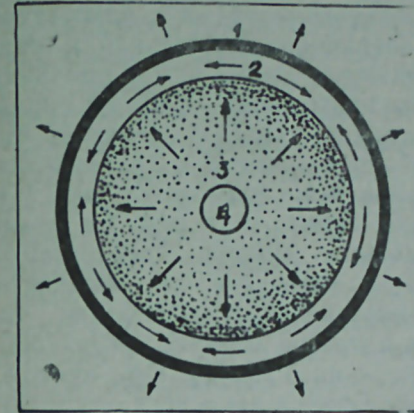


Рис. 1. Модель арочной конструкции литосферы:

1 — кора; 2 — литосфера; 3 — астеносфера; 4 — ядро. Круговыми стрелками показано направление развития арочного давления. Стрелки внутри сферы: направление развития внутреннего давления астеносферы. Внешними стрелками показано направление сил притяжения

Таким образом, «арочная» конструкция литосферы обуславливает ее прочность. Силы притяжения Луны и Солнца обеспечивают равновесие Земли и ее литосферы. Вследствие двух этих явлений литосфера поддерживается над астеносферой как бы во взвешенном состоянии. Поэтому предположение о существовании в самой литосфере в целом, и в отдельных ее слоях больших давлений и вытекающих из них высоких температур ставится под сомнение или отрицается вообще. Наличие определенных температур и предполагаемого давления в слоях литосферы должно быть связано иными причинами, о которых сказано ниже.

Промежуточный — «гибридный» слой. Предполагается, что граница литосферной оболочки с астеносферой неровная и обладает каким-то рельефом [3, 5, 6], что, по-видимому, обусловлено не погружением литосферы под собственную тяжесть в астеносферу, а внедрением местами астеносферного вещества в литосферу в зависимости от внутренней неоднородности и физико-химического состояния ее состава.

Зная тенденцию горячего тела к расширению, можно полагать, что астеносферой отдается неизвестное давление, что развивается в зоне границы с литосферой. За счет переработки вещества литосферы астеносферой на их границе образуется новый промежуточный «гибридный» слой, отличающийся от обоих слоев повышенной вязкостью, физико-химическим и другими свойствами вещества [9]. Температурой астеносферы внутренние слои литосферы в зависимости от неоднородности свойств ее вещества разогреваются в разной степени интенсивности. С удалением от подошвы литосферы к поверхности температура постепенно уменьшается. Давление и температура, отдаваемые астеносферой в литосферу, в какой-то степени отражаются или поглощаются промежуточным слоем, служащим своеобразным огнеупорным слоем или экраном — «подушкой». Именно этим обстоятельством, возможно, и обусловлены сравнительно низкие температуры верхней мантии.

Местами горячее, расплавленное вещество астеносферы прорывается во внешние слои литосферы, образуя флюидные очаги или камеры, связанные с местной неоднородностью среды. Известно, что местами расположения этих очагов в литосферной оболочке и их размерами определяется интенсивность тепловых потоков.

Предполагаемая модель механизма спрединга. Некоторые исследователи пытались приблизиться к обсуждению механизма развития зон спрединга с различных точек зрения. В настоящее время в литературе фигурируют в основном две гипотезы: конвекционных течений и мантийных струй [3, 5]. Эпизодически появляются суждения о причинах деформации земной коры влиянием силы притяжения Луны и Солнца. Избегая анализа и обобщения существующих гипотез, отметим, что предлагаемая модель является попыткой приближения к разъяснению возникновения зон спрединга прямым влиянием приливных сил. Известно, что под воздействием притяжения Луны и Солнца на Земле возникают приливные силы. Долгопериодные приливы способствуют утонению коры, особенно в местах наименьшей ее мощности. При нахождении Луны и Солнца в зените возникают морские упругие приливные волны, которые могут смещать земную поверхность по вертикали на 50 см и по горизонтали — на 5 см [1]. При прохождении Луны вокруг Земли и Земли вокруг Солнца все точки Земли периодически подвергаются воздействию приливных сил. Еще на ранних этапах становления земная «скорлупа» подвергалась приливному воздействию. Зоны спрединга возникали на заре становления земной коры.

Механизм образования зон спрединга представляется следующей предполагаемой моделью (рис. 2А, Б). Силы притяжения Луны и Солнца влияют на все точки литосферной оболочки. Морские приливы происходят одновременно с упругими приливами. В результате долгопериодных приливов океаническая кора утоняется, где в дальнейшем она рвется (см. рис. 2). В местах отрыва кора размывается приливным

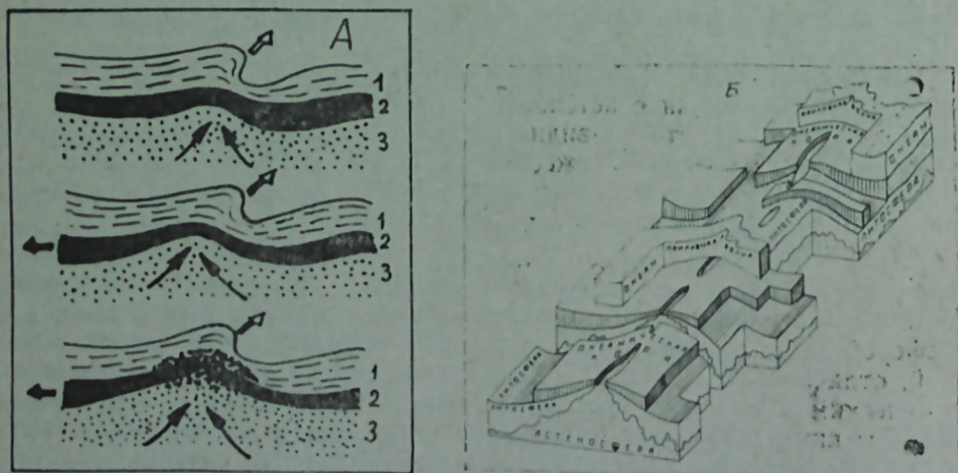


Рис. 2. Модель развития зон спрединга за счет сил притяжения. А — блок-диаграмма модели; Б — поперечное сечение:

1 — океан; 2 — океаническая кора; 3 — вещество астеносферы. Тонкие стрелки: направление движения астеносферного вещества. Полые стрелки: направление силы притяжения, образующей приливную волну. Жирные стрелки: направление вращения Земли

трением. Приливные смещения, как известно, происходят в направлении, обратном вращению Земли вокруг своей оси. При этом приливным трением, происходящим в направлении вращения Земли, усиливается растяжение коры. Луна притягивает данный отрезок коры в одну сторону — в сторону своего движения, а вращением Земли она отводится в обратном направлении, что способствует росту скорости и интенсивности утонения коры. Срывы, в зависимости от мощности и плотности литосферы, возникают в локальных участках, располагаясь цепочкой в определенных направлениях (рис. 2Б). В дальнейшем в зоне интенсивного влияния приливных сил отрывы увеличиваются по простиранию и на ширину. В одной полосе или зоне на неопределенных расстояниях могут образоваться несколько отрывов коры. По мере расширения и удлинения отдельных отрывов они, соединяясь между собой, образуют планетарные зоны спрединга. Приливные силы продолжают воздействовать на уже возникший спрединг. Приливная волна давит на голову блока спрединга, другой блок, направленный головой в сторону приливного течения, отталкивается как бы «ступней» приливного вала. Вслед за отрывом коры поступает мантийное вещество, способствующее наращиванию коры, что происходит от зарождения спрединга до его зрелого становления. Если мы знаем, что приливное трение задерживает скорость вращения Земли, то тем более, изложенная модель возникновения зон спрединга может оказаться приближенной к данному аспекту тектоники плит.

Расширяющаяся земля. В отличие от существующей гипотезы увеличения объема Земного шара рассматривается новое толкование или постулат расширяющейся Земли, что никак не противопоставляется ее доводам и не претендует на совершенство концепций. Обсуждение предлагаемой модели расширяющейся Земли даст возможность заметить в ней какие-то рациональные пути за и против априори.

Известно, что первоначально Земля была покрыта тонкой корой — «скорлупой». Зная свойство горячих тел к расширению, следует полагать, что за счет внутренней энергии Земли вырабатывается неопределенное давление, которое распределяется неравномерно изнутри в сторону подошвы первичной коры (см. рис. 1). На ранней стадии развития этого давления вещество коры как бы растягивается и тем самым расширяется. При достижении максимума растягивающих сил кора раскалывается на мелкие плиты и образуется как бы «мозаичная» структура. Одновременно влияние силы вращения Земли усиливает расширение, особенно в зоне распространения, наибольшего центробежного эффекта. Если известно, что Земля под влиянием центробежной силы имеет сплюснутую по оси вращения сфероидальную форму, то нетрудно предположить, что развитие разломов первичной коры происходило преимущественно на плоскостях, ориентированных в направлениях полярной оси Земли. В зонах меньшей центробежной силы, ближе к полюсам, местами разломы могли развиваться и в поперечных — близширотных направлениях. Если под влиянием внутренней энергии первичная кора разбивается на мелкие плиты, то в результате усиления расширения за счет наложения центробежной силы образуются крупные и планетарные плиты. При обоих, одновременно развивающихся явлениях расколы коры сопро-

вождаются проявлением вулканической деятельности. Многие мелкие отрывы коры быстро закупориваются или спаиваются внутренним веществом Земли (рис. 3). Первичная кора интенсивно наращивается.

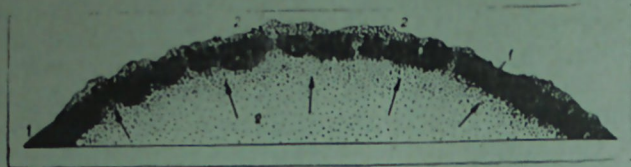


Рис. 3. Модель наращивания литосферной оболочки Земли:

1 — литосферная оболочка Земли; 2 — астеносферное вещество. Стрелками показано устремление астеносферного вещества

Крупные и планетарные близмеридиональные, приобретающие местами близширотное направление расколы продолжают жить и живут по сей день в виде срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов и рифтовых зон. Следует предположить, что кора, в связи с недостаточно плотной связанностью внутренних частиц вещества и малой ее мощностью, на ранних стадиях становления растягивалась интенсивно и быстро. При этом наращивание существенно опережало утонение коры. Одновременно кора расширялась и наращивалась, что приводило к постепенному удлинению диаметра Земли, особенно ее экваториального диаметра. На начальных этапах эволюции Земли скорость его роста определялась большим значением, что было связано со сравнительно высокой скоростью вращения Земли и высоким потенциалом внутренней ее энергии, малой мощностью и недостаточной прочностью коры. На современной стадии развития Земли расширение ее, по-видимому, должно быть определено ничтожным значением. В дальнейшем этот процесс, вероятно, прекратится вообще.

Нутационное вращение земли. Известно, что Земля не имеет идеальную сферическую форму, а близка к сфероиду. Экваториальные выступы сфероидальной Земли периодически подвергаются силам притяжения Луны и Солнца, что обуславливает сложное прецессионное движение земной оси в пространстве. Мелкие колебания оси вращения Земли называются нутацией земной оси. Нутационные колебания возникают в результате непрерывного изменения величины и направления прецессионных сил Луны и Солнца [1, 7]. Чем больше угловая скорость собственного вращения твердого тела при нутационном движении, тем меньше амплитуда и период, тем больше частота колебаний его оси [7]. Если мы имеем дело с прецессией и накладываемой на нее нутацией движения земной оси, то можно предположить, что существует еще и малое нутационное вращение — малая нутация Земли. Малые нутационные колебания происходят между осью Земли и осью прецессии с периодом вращения, возможно, около 4—9 лет. Кроме того, по-видимому, существуют еще более мелкие колебания вращения Земли, которые могут быть названы «суточными» колебаниями с периодом в 24 ч.

Предполагаются две модели малого нутационного вращения Земли в зависимости от положения неподвижной точки нутации (рис. 4, I, II).

В первом случае нутационного вращения сферического тела неподвижная точка нутации будет соответствовать центру сферы — центру ее тяжести (см. рис. 4, I). Если тело отклоняется от сферической фор-

мы, приближаясь к какой-то сфероидальной, то неподвижная точка нутации сместится в центр тяжести твердого тела. В зависимости от

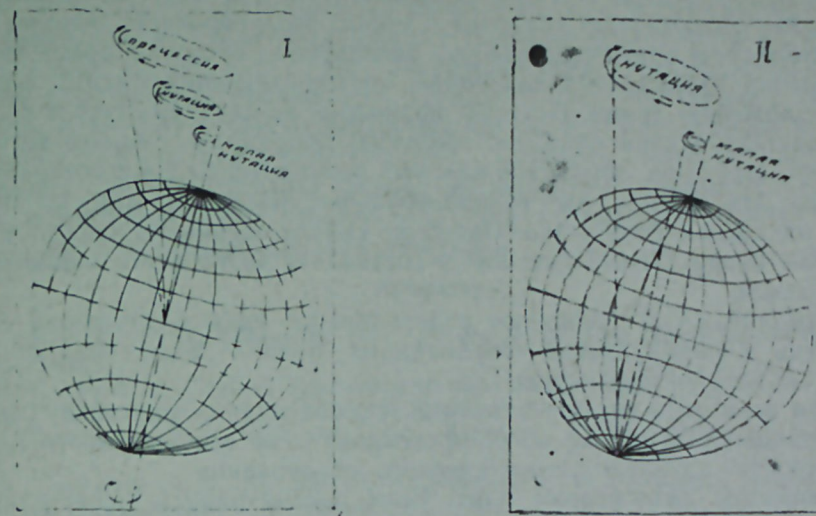


Рис. 4. Схема нутационного вращения Земли

Модель I — неподвижная точка нутации размещена в центре тяжести сфероида; модель II — неподвижная точка нутации расположена в южном полюсе сфероида

конфигурации сфероида эта точка может оказаться в разных его местах, но ближе к центру бывшей сферы. Период нутации и частота колебаний оси при нутации сфероида Земли зависит от расположения неподвижной точки, соответствующей центру его тяжести. Чем больше расстояние от полюса сфероида до неподвижной точки — центра тяжести, тем больше период нутации. В этом случае как бы происходит двойная нутация, т. е. нутационному вращению подвергаются северный и южный полюсы с расположением неподвижной точки в центре тяжести сфероида. Причем, южный полюс в связи с близостью к нему неподвижной точки, вращается с меньшим периодом нутации. При этом зона большого расстояния от полюса до неподвижной точки нутации Земли, в данном случае ее северная полусфера, подвергается наибольшему влиянию центробежной силы. В южной полусфере центробежная сила распространяется сравнительно меньше. В связи с этим следует предположить, что земная сфера сплюснута только с Северного полюса. Южная полусфера, возможно, даже сгорблена. Западная сфера расширена больше — как бы раздута, а восточная — в какой-то мере выступает по экваториальной оси. Центр тяжести земного сфероида при этом отклонен на ЮЗ от центра нормальной сферы, что явилось причиной удлинения северного полярного и восточного экваториального радиусов. Предполагается, что восточный экваториальный радиус является самым длинным за счет экваториального выступа.

Вторая модель предполагает расположение неподвижной точки на Южном полюсе земного сфероида (см. рис. 4, II). При этом влияние центробежной силы также распространяется на север от Южного полюса, следовательно, вещество Земли отгоняется туда же. Причиной сфероидальной формы Земли явилась, по-видимому, степень податливости неоднородного вещества земной материи к центробежному влия-

нию при существующей скорости ее вращения. При обеих моделях эффект влияния центробежной силы один и тот же; вязкие и легкие составляющие земной материи оттопаются на С и СВ, где происходит утолщение литосферной оболочки Земли. Это, вероятно, обусловлено возникновением кратковременного увеличения скорости вращения за счет скачка нутационных колебаний, соответствующих именно восточному положению Земли. Поэтому, возможно, не случайно, что в восточном полушарии кора обладает большей мощностью. Кроме того, из 149 млн. км² суши Земли 100 млн. км² приходится на долю северной полушеры. Из 361 млн. км² водной оболочки Земли 206 млн. км² находится на южном полушарии. Площадь Тихого океана на западном полушарии равна 179.679 тыс. км² и составляет 49,8% всего водного покрова Земли.

Немаловажную причинную роль влияния силы притяжения Луны и Солнца в формировании современного облика Земли следует признать со всей очевидностью.

При всем этом следует отметить, что обе модели малого нутационного вращения Земли не могут претендовать на совершенство и требуют соответствующего теоретического обоснования.

Движение литосферных плит. Если рассматривать существующие схемы современной кинематической модели движения литосферных плит, то можно заметить, что направления движения плит ориентированы преимущественно в сторону северной полушеры с некоторыми отклонениями на запад и восток. По глобальной реконструкции континентов со времени раннего кембрия до позднего мела даже распад Пангеи происходил в этом направлении. В конечном итоге 67% современной суши Земли расположилось на северной полушере. Все это и много других факторов свидетельствуют о движении литосферных плит Земли именно в сторону северной полушеры. Если Земля подчинялась бы регулярному центробежному влиянию, то в современном кинематическом развитии ее имело бы место равномерное, во всяком случае почти равномерное или близкое к этому, распределение вещества Земли. Однако, как видно, вся «равномерность» распределения вещества заметно нарушена, о чем свидетельствует неправильная сфероидальная форма Земли, обусловленная, по-видимому, «малым» нутационным ее вращением, что способствует перемещению литосферных плит с южной полушеры в северную. Главной причиной движения литосферных плит предполагается считать влияние центробежной силы малого «суточного» нутационного или вообще нутационного вращения Земли и силы притяжения Луны и Солнца.

Каждая литосферная плита, представляя собой «арочную» конструкцию, как бы скользит по промежуточному — «гибридному» слою астеносферы. При этом литосферная плита не погружается под своей тяжестью в астеносферу, потому что она поддерживается в равновесии как силой энергии Земли, а также и притяжением Луны и Солнца. Внутренние слои астеносферы в зависимости от степени вязкости отстают от вращения литосферной оболочки, т. е. последняя вращается быстрее, чем вязкое вещество Земли. Если верхняя мантия состоит из нескольких слоев различной степени вязкости и с увеличением глубины уменьшается вязкость, вещество становится жидковязким или даже жидким, то, должно быть, уменьшается скорость вращения и каждый слой мантии вращается с разной скоростью в порядке убывания с увеличением глубины. Каждая литосферная плита подстилается с разной

причиной разной скорости их движения. Отклонения в направлениях движения литосферных плит и различные скорости их дрейфа обусловлены, по-видимому, регулярными колебаниями, т. е. малым нутационным вращением Земли, нарушением центробежного влияния, силами притяжения Луны и Солнца, задерживающими скорость вращения Земли в результате приливного трения. Силы притяжения Луны и Солнца влекут за собой литосферные плиты, а Земля отводит их в направлении своего вращения. На пути движения литосферные плиты упираются во фронтальные плиты, где движение ориентируется в сторону наименьшего сопротивления. В зонах столкновения плит происходят явления субдукции или обдукции.

Литература

1. Бакилин П. И., Кононович Э. В., Мороз В. И. Курс общей астрономии.—М.: Наука, 1983.
2. Гастев В. А. Краткий курс сопротивления материалов. — М.: Наука, 1977.
3. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1975.
4. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979.
5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М.: Недра, 1976.
6. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. — М.: Наука, 1975.
7. Стрелков С. П. Механика. — М.: Наука, 1965.
8. Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике. — М.: Наука, 1973.
9. Cook K. L. The Problem of the Mantle-Crust Mix. — Advance in Geoph., 1962, v. 9.

УДК 517.9:550.3

Э. Ф. Керимов

ЈЕР ЛИТОСФЕРИНИН ГУРУМУ ВӘ ГЛОБАЛ ТЕКТОНИКАНЫН БИР СЫРА МЭСЭЛЭЛЭРИ ҺАГГЫНДА

Мәғаләдә Јерин литосфер гатынын гуруму һаггында јени фәрзијә ирәли сүрүлүр. Күман едилир ки, литосферин һәр бир гаты гапалы тағ гурғусуна маликдир. Космик чисимләрин чазибә гүввәси литосферни атмосфер үзәриндә асылы дурумда сахлајыр. Буунла илқили литосфер гатында јүксәк тәзјигин вә истилијин олмасы инкар едилир. Ајрылма (спрединг) зоналарынын әмәлә кәлмәсиндә давамлы габарма күчүнүн, Ајын вә Күнәшин чазибә гүввәсинин тәсирини әсас кәтүрән модел ирәли сүрүлүр. Күман едилир ки, Јерини кенишләnmәси онун дахили енерјисинин тәсирини нәтичәсиндә баш верир. Јерин мәркәздәнгачма гүввәси вә Јер габгынын галылашмасы да онун кенишләnmәсинә сәбәб олур. Јерин ғырланмасында нутасјон һадисәсинин ики модели верилир. Фәз олунур ки, Јер күрәсинин мүасир көрүмү мәһз бу һадисә илә бағлыдыр. Литосферин тағ фәрзијәсинә әсасән литосфер салларынын һәрәкәтиндә космик чисимләрин вә Јерин мәркәздәнгачма гүввәсинин тәсирини әсас кәтүрүлүр. Бу фәрзијә сал тектоникасынын бир сыра дајаағларынын јени бахымдан арашдырмағ зәрурәтини ирәли сүрүр.

A. F. Kerimov

THE MODEL OF THE CONSTRUCTION OF THE EARTH'S LITHOSPHERE AND SOME CONCEPTIONS ON THE GLOBAL TECTONICS

The new hypothesis on the structure of the Earth's Lithosphere is suggested to discussion. It is assumed that each lithosphere's layer is a reserved arched construction which causes its general stability. The external cosmic forces keep up the lithosphere in a suspended state under the asthenosphere. Therefore the high pressure and temperature in the lithosphere's layers are refuted. It is assumed that the formation of the spreading zones is conditioned by the long-period Moon's and Sun's gravity. The expansion of the Earth is the result of the Earth's external energy. Earth's centrifugal force and mechanical growing of the Earth's crust are the causes of the expansion of the Earth too. Two models of the nutation revolving of the Earth are assumed. It is considered that just the nutation of the Earth's axis is the cause of its modern shape. In conformity with the «arched» model of the Earth's lithosphere it is recommended to take the effect of the gravity forces of the cosmic bodies and Earth's centrifugal force for basis of the movement of the lithosphere's plates. The hypothesis of the «arched lithosphere» advances a necessity of the examination of a number of main questions of the plate tectonics from the new points of view.

А. Т. ИСМАИЛ-ЗАДЕ

О ДИФРАКЦИИ ВНУТРЕННИХ ВОЛН,
 ОПИСЫВАЕМЫХ УРАВНЕНИЕМ СЛАБО
 СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ЖИДКОСТИ, НА ПОЛУПЛОСКОСТИ

1°. В настоящей работе изучается дифракция плоских волн в слабо экспоненциально стратифицированной жидкости на плоском барьере, помещенном в эту жидкость. Актуальность темы работы обусловлена большим интересом, возникшим в настоящее время к исследованию внутренних волн в океане. С математической точки зрения рассматриваемая задача оказывается чрезвычайно своеобразной, поскольку формулируется как краевая задача для гиперболического уравнения с краевыми условиями, характерными для эллиптических уравнений. Первые исследования по такой нетривиальной постановке были выполнены известным математиком Фрицем Джоном в 1941 г. Им было показано, что эти постановки задач оказываются некорректными, если рассмотрение ведется в ограниченной области. Однако в случае неограниченных областей при наличии соответствующих условий в окрестности бесконечно удаленной точки, как показано в работах С. А. Габова и А. Г. Свешникова [2—5], эти задачи оказываются хорошо поставленными и имеющими тем самым физический смысл.

2°. Отнесем рассмотрение плоских движений несжимаемой стратифицированной жидкости к декартовой системе координат (x, z) . Предположим, что жидкость экспоненциально стратифицирована вдоль оси z , т. е. ее плотность в невозмущенном состоянии имеет вид:

$$\rho_0(z) = A \exp(-2\beta z), \quad \beta > 0.$$

Малые колебания этой жидкости описываются системой [1]:

$$\rho_0(z) \frac{\partial v_1}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial x} = 0, \quad \rho_0(z) \frac{\partial v_2}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial z} + \rho_1 g = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho_1}{\partial t} + v_2 \rho_0'(z) = 0, \quad \frac{\partial v_1}{\partial x} + \frac{\partial v_2}{\partial z} = 0,$$

где $\{v_1, v_2\}$ — вектор скорости частиц жидкости; p — динамическое давление; ρ_1 — изменение плотности, вызванное движениями; g — ускорение сил тяжести. В [1] показано, что если ввести функцию тока $\psi = \psi(t, x, z)$, а затем функцию $U = e^{-\beta z} \psi$, то интегрирование системы (1) может быть сведено к решению уравнения:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} (\Delta_2 U - \beta^2 U) + \omega_0^2 U_{xx} = 0, \quad (2)$$

где Δ_2 — оператор Лапласа по x и z , а $\omega_0^2 = -\frac{g \rho_0'(z)}{\rho_0(z)} = \beta g$ —

частота Вайселя—Брента [1]. На твердой стенке Γ , находящейся в жидкости, должно выполняться условие $U|_{\Gamma} = 0$.

Если рассмотреть теперь решения (2), зависящие от времени по закону $e^{-i\omega t}$, то, как показано в [2], дисперсионное соотношение, соответствующее уравнению (2), и групповая скорость \vec{V}_g будут иметь вид:

$$\omega^2 = \omega_0^2 k_1^2 (k_1^2 + k_2^2 + \beta^2),$$

$$\vec{V}_g = \omega_0 (k_1^2 + k_2^2 + \beta^2)^{-3/2} \text{sign}(k_1) (k_2^2 + \beta^2, -k_1 k_2),$$

где $\vec{k} = \{k_1, k_2\}$ — волновой вектор. Легко видеть, что направления векторов \vec{k} и \vec{V}_g не совпадают. В дальнейшем, говоря о направлении распространения волн, будем иметь в виду направление вектора \vec{V}_g , а не \vec{k} , так как направление \vec{V}_g определяет направление распространения энергии. Кроме того, из дисперсионного соотношения следует, что решения типа плоских волн возможны только при $\omega < \omega_0$. В дальнейшем будем рассматривать именно этот случай.

Уравнение (2) в случае выбранной зависимости от времени $e^{-i\omega t}$ ($\omega < \omega_0$) может быть записано как уравнение Клейна-Гордона:

$$U_{zz} - \beta^2 U = \frac{1}{a^2} U_{xx}, \quad \frac{1}{a^2} \frac{\omega_0^2}{\omega^2} - 1. \quad (3)$$

Теперь устремим всюду β^2 к нулю, сохранив члены с β первого порядка. Тогда (3) перейдет в уравнение слабо стратифицированной жидкости:

$$U_{zz} = \frac{1}{a^2} U_{xx}. \quad (4)$$

3°. Дадим теперь постановку задачи дифракции, которую мы здесь рассмотрим. Пусть из бесконечности на твердую стенку $\Gamma = \{(x, z) : z = 0, x < 0\}$, помещенную в рассматриваемую жидкость, падает плоская волна

$$\tilde{u} = e^{ibz + ikx}, \quad (5)$$

где $b = \frac{k}{a} > 0$. Отметим, что хотя волновой вектор $\{k, b\}$ волны \tilde{u} направлен от стенки Γ , вектор ее групповой скорости перпендикулярен волновому вектору и тем самым направлен к стенке Γ , т. е. энергия идет к ребру стенки, на которой и рассеивается.

Если в области $z > 0$ полное волновое поле u_z представить в виде $u_z = u_0 + \tilde{u} - \hat{u}$, где $\hat{u} = e^{-ibz + ikx}$ — отраженная от Γ волна, а в области $z < 0$ полное волновое поле обозначить через u_0 , то математически задача о дифракции \tilde{u} на Γ может быть сформулирована так: найти функцию $u_0(x, z)$, определенную в R^2/Γ и удовлетворяющую при $z \neq 0$ уравнению (4) и следующим граничным условиям:

$$u_0|_{\Gamma} = u_0(x, \pm 0) = 0 \text{ при } x < 0, \quad (6)$$

$$u_0(x, +0) = u_0(x, -0) \text{ при } x > 0,$$

$$\frac{\partial u_0}{\partial z}(x, +0) - \frac{\partial u_0}{\partial z}(x, -0) = -2ibe^{ikx} \text{ при } x > 0.$$

Кроме того, функция $u_0(x, z)$ должна удовлетворять принципу соответствия. Сформулируем принцип соответствия (сообщен нам С. А. Габовым).

При стремлении $\beta^2 \rightarrow 0$, сохраняющим члены с β первого порядка, решение u_β задачи (3), (6), удовлетворяющее всем требованиям, указанным в работе [2], должно стремиться к решению u_0 задачи (4), (6).

4°. Решение задачи (4), (6) будем искать следующим образом.

В работе [2] было построено решение задачи (3), (6), удовлетворяющее определенным условиям на ребре и условиям излучения на бесконечности, на основе метода Винера—Хопфа в интерпретации Джонсона [6]; оно имеет вид:

$$u_\beta(x, z) = \frac{i\sqrt{-k+a\beta}}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{e^{-i\gamma_1|z|a - i\gamma_2 x}}{(z+k)\sqrt{z+a\beta}} dx. \quad (7)$$

Здесь $\gamma = \sqrt{z^2 - a^2\beta^2}$ определена на плоскости комплексного переменного z с разрезами, соединяющими точки ветвления $z = \pm a\beta$ через бесконечно удаленную точку, причем разрез, идущий из $z = -a\beta$, расположен в нижней полуплоскости z , а разрез идущий из $z = a\beta$, — в верхней. Интегрирование в (7) ведется по вещественной оси плоскости z с обходом особых точек подынтегральной функции, причем отрицательные особые точки обходятся сверху, а положительные — снизу.

Рассмотрим следующую функцию:

$$u_0(x, z) = -\frac{\sqrt{k}}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{e^{-i\gamma_1|z|a - i\gamma_2 x}}{(z+k)\sqrt{z}} dx, \quad (8)$$

где \sqrt{z} — та ветвь комплексной функции на плоскости z с разрезом по отрицательной части мнимой оси, для которой $\sqrt{-1} = i$. Под функцией $|z|$ понимается следующая функция:

$$|z| = \begin{cases} |z|, & \text{если } z \in \mathbb{R}, \\ z, & \text{если } z \in \{Re z \geq 0\}, \\ -z, & \text{если } z \in \{Re z < 0\}. \end{cases}$$

Интегрирование в (8) ведется также по вещественной оси плоскости z с обходом особой точки $z = -k$ подынтегральной функции сверху.

Нами доказаны следующие

Теорема 1. Функция $u_0(x, z)$, определяемая (8), является обобщенным решением задачи (4), (6).

Теорема 2. Функция $u_0(x, z)$, определяемая (8), является пределом функций $u_\beta(x, z)$, определяемых (7), при $\beta \rightarrow 0$.

Представим теперь функцию $u_0(x, z)$ через интегралы Френеля. Для этого разобьем плоскость xOz на 6 подобластей с помощью прямых $z = \pm ax$ и $z = 0$ и обозначим:

$$I_1 = \{(x, z) | z \geq 0, z - ax \leq 0\},$$

$$I_2 = \{(x, z) | z - ax \geq 0, z + ax \geq 0\},$$

$$I_3 = \{(x, z) | z > 0, z + ax \leq 0\},$$

$$I_4 = \{(x, z) | z < 0, z - ax \geq 0\},$$

$$I_5 = \{(x, z) | z - ax \leq 0, z + ax \leq 0\},$$

$$I_6 = \{(x, z) | z \leq 0, z + ax \geq 0\}.$$

Тогда функция $u_0(x, z)$ представима в виде:

$$U_0(x, z) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(z+ax)} \bar{F}\left(\sqrt{\frac{k}{a}(z+ax)}\right) + \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{\pi}{4}} \times \\ \times e^{i\frac{k}{a}(-z+ax)} \times F\left(\sqrt{\frac{k}{a}(-z+ax)}\right) - \frac{1}{2}\tilde{u} + \frac{1}{2}u, & \text{если } (x, z) \in I_1; \\ \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(z+ax)} \bar{F}\left(\sqrt{\frac{k}{a}(z+ax)}\right) + \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{3\pi}{4}} \times \\ \times e^{i\frac{k}{a}(-z+ax)} \times F\left(\sqrt{-\frac{k}{a}(-z+ax)}\right) - \frac{2}{1}\tilde{u} + \frac{1}{2}u, & \text{если } (x, z) \in I_2; \\ -\frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{3\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(z+ax)} F\left(\sqrt{-\frac{k}{a}(z+ax)}\right) + \frac{1}{\sqrt{\pi}} \times \\ \times e^{i\frac{3\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(-z+ax)} \times F\left(\sqrt{-\frac{k}{a}(-z+ax)}\right) - \frac{1}{2}\tilde{u} + \\ + \frac{1}{2}u, & \text{если } (x, z) \in I_3; \\ -\frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{3\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(-z+ax)} F\left(\sqrt{-\frac{k}{a}(-z+ax)}\right) + \\ + \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{3\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(z+ax)} \times F\left(\sqrt{-\frac{k}{a}(z+ax)}\right) - \\ - \frac{1}{2}\tilde{u} + \frac{1}{2}u, & \text{если } (x, z) \in I_4; \\ \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(-z+ax)} \bar{F}\left(\sqrt{\frac{k}{a}(-z+ax)}\right) + \frac{1}{\sqrt{\pi}} \times \end{cases}$$

$$U_0(x, z) = \begin{cases} \times e^{i\frac{3\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(z+ax)} \times \bar{F}\left(\sqrt{\frac{k}{a}(z+ax)}\right) - \frac{1}{2} \frac{\Lambda}{a} \tilde{u} + \\ + \frac{1}{2} \tilde{u}, \text{ если } (x, z) \in I_5; \\ \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(-z+ax)} \bar{F}\left(\sqrt{\frac{k}{a}(-z+ax)}\right) + \frac{1}{\sqrt{\pi}} \times \\ \times e^{i\frac{\pi}{4}} e^{i\frac{k}{a}(z+ax)} \times \bar{F}\left(\sqrt{\frac{k}{a}(z+ax)}\right) - \frac{1}{2} \frac{\Lambda}{a} \tilde{u} + \frac{1}{2} \tilde{u}, \\ \text{если } (x, z) \in I_6. \end{cases}$$

Здесь $F(x) = \int_0^x e^{is^2} ds$, $\bar{F}(x) = \int_0^x e^{-it^2} dt$ — интегралы Френеля.

5°. Для удобства дальнейшего изложения введем обозначения:

$$\rho_1 = \frac{z+ax}{\sqrt{1+a^2}}, \quad \rho_2 = \frac{z-ax}{\sqrt{1+a^2}}.$$

Для того чтобы составить впечатление о закономерностях волновой картины, образующейся в результате дифракции, нами проведено асимптотическое исследование функции $u_0(x, z)$ вблизи характеристик уравнения (4), а также вблизи ребра стенки Γ и на больших расстояниях от него.

Нами доказаны

Теорема 3*. Поведение функции $u(x, z)$ вблизи характеристик $z+ax=0$, $z-ax=0$ при малых ρ_1 и ρ_2 дается следующей формулой:

$$u_0 = \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{\pi}{4}} e^{ik'\rho_1} \sqrt{k'\rho_1} (1 + O(k'\rho_1)) + \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{\pi}{4}} e^{-ik'\rho_2} \sqrt{-k'\rho_2} \times$$

$$\times (1 + O(k'\rho_2)) - \frac{1}{2} e^{ik'\rho_1} + \frac{1}{2} e^{-ik'\rho_2},$$

$$\text{где } k' = \frac{k}{a} \sqrt{1+a^2}.$$

Теорема 4. Поведение функции $u_0(x, z)$ при малых ρ_1 и больших ρ_2 характеризуется формулой:

$$\tilde{u}_0 = \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{i\frac{\pi}{4}} e^{ik'\rho_1} \sqrt{k'\rho_1} (1 + O(k'\rho_1)) + \frac{1}{2\sqrt{\pi}} e^{i\frac{3\pi}{4}} \frac{1}{\sqrt{-k'\rho_2}} \left(1 + \right.$$

$$\left. + O\left(\frac{1}{k'\rho_2}\right)\right) - \frac{1}{2} e^{ik'\rho_1} + e^{-ik'\rho_2}.$$

Рассмотрим поведение производных от функции u_0 по направлению $\vec{\tau}_1$ и \vec{n}_1 (соответственно $\vec{\tau}_2$ и \vec{n}_2) вблизи характеристики $z - ax = 0$ ($z + ax = 0$). Здесь $\vec{\tau}_1$ (соответственно $\vec{\tau}_2$) — единичный вектор, параллельный прямой $z - ax = 0$ ($z + ax = 0$); \vec{n}_1 (соответственно \vec{n}_2) — единичный вектор, перпендикулярный вектору $\vec{\tau}_1$ (соответственно $\vec{\tau}_2$). Нами установлено, что $\frac{du_0}{d\tau_1}$ является непрерывной функцией всюду на характеристике $z - ax = 0$, тогда как $\frac{dn_0}{dr_1}$ имеет степенную особенность вида $\rho_2^{-1/2}$ всюду на характеристике $z - ax = 0$. Аналогичное имеет место и для производных $\frac{du_0}{d\tau_2}$

и $\frac{dn_0}{du_2}$. Все это означает, что особенность на ребре стенки Γ в определенном смысле «распространяется» вдоль характеристик уравнения (4). Отсюда в частности следует, что функцию $u_0(x, z)$, задаваемую (8), следует понимать как обобщенное решение уравнения (4).

6°. Для удобства дальнейшего изложения полученных результатов введем полярную систему координат:

$$x = r \cos \theta, \quad z = r \sin \theta, \quad \theta \in [-\pi, \pi].$$

Введем также в рассмотрение угол θ_c , определяемый соотношением $\operatorname{tg} \theta_c = a$. Угол θ_c равен величине угла, который прямые, образующие характеристический конус уравнения (4), составляют с осью x .

Поведение функции $u_0(r, \theta)$ вблизи ребра $(0, 0)$ характеризуется формулой:

$$u_0(r, \theta) = \lambda_1(r, \theta) \sqrt{r} (1 + O(r)) + \frac{1}{2} \tilde{u} - \frac{1}{2} \frac{\Lambda}{a} \tilde{u},$$

где $\lambda_1(r, \theta)$ — определенная, ограниченная при малых r , функция. Градиент функции u_0 имеет степенную особенность вида $r^{-1/2}$ всюду в области.

Разобьем всю область волнового поля $R^2 \setminus \Gamma$ на две подобласти: «освещенная» подобласть — это область, определяемая неравенствами $-\theta_c < \theta < \pi$ и «зона тени», отвечающая углам $-\pi \leq \theta < -\theta_c$.

Нами доказана

Теорема 5. Для полного волнового поля u_2 справедливы следующие асимптотические формулы: в «освещенной» области

$$u_2 = \tilde{u} + \begin{cases} u_d^{(1)}, & \theta \in (-\theta_c, \theta_c), \\ u_d^{(1)} - \tilde{u}, & \theta \in (\pi - \theta_c, \pi), \\ u_d^{(2)} - \tilde{u}, & \theta \in (\theta_c, \pi - \theta_c), \end{cases} \quad (9)$$

* Ввиду громоздкости формул здесь и далее будем рассматривать функцию $u_0(x, z)$ в подобласти J_1 .

$$u_z = \begin{cases} u_d^{(1)}, & \theta \in (-\pi, -(\pi - \theta_c)), \\ u_d^{(2)}, & \theta \in (-(\pi - \theta_c), -\theta_c), \end{cases} \quad (10)$$

где $u_d^{(1)}$ и $u_d^{(2)}$ определены асимптотическими формулами

$$u_d^{(1)} = - \frac{[a(\varphi(\theta) + a \cos \theta)]^{1/2}}{\sqrt{k} \varphi(\theta)} \sqrt{\frac{1}{2\pi r}} e^{i\frac{\pi}{2}} \left[1 + O\left(\frac{1}{r}\right) \right],$$

$$u_d^{(2)} = - \frac{[a(\psi(\theta) - i a \cos \theta)]^{1/2}}{\sqrt{k} \psi(\theta)} \sqrt{\frac{1}{2\pi r}} \left[1 + O\left(\frac{1}{r}\right) \right].$$

Величины

$$\varphi(\theta) = (a^2 \cos^2 \theta - \sin^2 \theta)^{1/2}, \quad \psi(\theta) = (\sin^2 \theta - a^2 \cos^2 \theta)^{1/2}.$$

7°. Обсудим возникшее в результате дифракции волновое поле. Отметим прежде, что все дифракционные эффекты, связанные с присутствием твердой стенки Γ , описываются в формулах (9), (10) слагаемыми $u_d^{(1)}$ и $u_d^{(2)}$; что касается остальных членов в этих формулах, то они показывают, что в нулевом приближении без учета дифракции волновая энергия распространяется в соответствии с законами геометрической оптики.

Теперь обсудим дифракционные члены $u_d^{(1)}$ и $u_d^{(2)}$. Они показывают, что амплитуда волн, возникших в результате дифракции, убывает по мере удаления от ребра, как $r^{-1/2}$. Гребни этих волн образуют семейство пересекающихся прямых, параллельных характеристикам уравнения слабо стратифицированной жидкости.

Сравним данную дифракционную картину с той, что рассмотрена в работе [2]. Рассмотрим вначале область характеристического конуса, определяемую условием

$$\theta \in (-\theta_c, \theta_c) \cup [-\pi, -(\pi - \theta_c)] \cup (\pi - \theta_c, \pi].$$

Здесь амплитуда волн, описываемых уравнением (3), убывает в основном по мере удаления от ребра, как $(\beta r)^{-1/2}$; но гребни этих волн образуют, в отличие от рассматриваемых волн, семейство гипербол с общими асимптотами, совпадающими с границами характеристического конуса. В области же, лежащей вне характеристического конуса, дифракционное поле носит в направлении r неволновой характер и экспоненциально убывает по мере удаления от ребра, тогда как в нашем случае убывает, как $r^{-1/2}$.

Итак, дифракционная картина, получаемая при $\beta^2 \rightarrow 0$ вне ограниченной области качественно отличается от дифракционной картины, рассмотренной в [2]. Отсюда можем заключить, что пренебрежение членом $\beta^2 U$ в уравнении Клейна—Гордона при малых β приводит к результатам, отличным от истинных.

В заключение автор пользуется случаем поблагодарить проф. А. Г. Свешникова и д.ф.-м.н. С. А. Габова за полезные обсуждения.

Литература

1. Уизем Дж. Линейные и нелинейные волны. — М.: Мир, 1977.
2. Габов С. А. Дифракция внутренних волн, описываемых уравнением Клейна-Гордона, на полуплоскости. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1.

3. Габов С. А., Свешников А. Г. О дифракции внутренних волн на кромке ледового поля. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 1.

4. Габов С. А. Об одной задаче дифракции волн, описываемых уравнением Клейна-Гордона. — Жур. выч. матем. и матем. физики, 1982, т. 22, № 6.

5. Габов С. А., Свешников А. Г., Шатов А. К. Рассеяние волн, описываемых уравнением Клейна-Гордона, наклонной полуплоскостью. — Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 5.

6. Нобл Б. Применение метода Винера-Хопфа для решения дифференциальных уравнений в частных производных. — М.: Изд. иностр. лит., 1962.

Э. Т. Исмайлзаде

ЭИФ ТЭБЭГЭЛЭШМИШ МАЈЕ ТЭНЛИЖИ ИЛЭ ТЭСВИР ЕДИЛЭН ДАХИЛИ ДАЛГАЛАРЫН ЖАРЫММУСТЭВИ ҮЗЭРИНДЭ ДИФРАКСИЈАСЫ НАГГЫНДА

Мэгалэдэ эиф экспонансив тэбэгэлэшмиш маједэ гојулмуш жарымсонсуз манеэ сэгһиндэн дахили далгаларын дифраксијасынын өјрөнілмэсиндэн бэһс олунур. Ријазинөгтеји-нэзэрдэн гојулан мэсэлэ она көрө мараглыдыр ки, мејдана кэлэн мүэјјэнлэшмиш далгаларын јајылма просесини тэсвир едэн тэнлик симин рэгс тэнлији олур ки, бу да классик дифраксија нэзэријјэсиндэ олдуғу кими, эллиптик типли тэнлија дејил, гиперболик типли тэнлија үјгүндүр.

A. T. Ismail-zade

ON DIFFRACTION OF INTERNAL WAVES, DESCRIBED BY THE SLIGHTLY STRATIFIED FLUID EQUATION, ON THE HALF-PLANE

The present work is devoted to the question of the internal waves diffraction in slightly stratified fluid on a semi-infinite wall set into the fluid. From the mathematical point of view the described problem is of great interest because the equation, describing the process of fixed waves distribution, is the equation of string swing, i. e. the hyperbolic equation but not elliptic one as is usually in classic theory of diffraction.

УДК 533.6.011.72

О. Х. М. АЛИЕВ, Х. А. РАХМАТУЛИН

ОБ УРАВНЕНИИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ТВЕРДЫХ СРЕД НА УДАРНОЙ ВОЛНЕ

Проблема воздействия ударных нагрузок на твердые тела привлекает большое число исследователей в связи с развитием таких областей науки, как геофизика, горное дело и др.

Первостепенное значение приобретают исследования, направленные на построение динамической теории, описывающей этот процесс. В основу такой теории, естественно, должны быть поставлены правильные представления о механизме действия ударных нагрузок на твердые среды, о физической сущности процессов, происходящих вблизи излучающего источника.

Рассмотрим одну из задач, отвечающих этой цели. Достаточно резкое воздействие на твердый массив вызывает ударную волну, перемещающуюся с большой скоростью по среде. Можно считать, что в ударной волне происходит изменение состояния вещества и по свойствам, и по структуре, т. е. имеет место скачкообразный переход рассматриваемой среды из одного фазового состояния в другое (по-видимому, возможна и серия таких превращений). Первоначально твердая, прочная среда мгновенно сминается, деформируется и приходит в состояние, близкое по своим свойствам к жидкости в стадии предельного сжатия, на что впервые было указано П. Бриджменом.

По мере движения, ввиду диссипативных потерь и расширения, скорость ударной волны стремительно падает и на некотором расстоянии эта волна, угасая, вырождается в упругую волну, распространяющуюся со скоростью звука.

Представляет интерес рассмотреть данные, имеющиеся в экспериментах, с тем чтобы на их основании затем согласовать приводимые теоретические построения, главным направлением которых является поиск уравнения изменения состояния твердой среды, выполняющегося на ударной волне.

С помощью новейших приборов: ускоренной кинофотосъемки, пьезоэлектрических датчиков и т. д. удается получить некоторые сведения о характере возмущений в твердых средах. Начиная с некоторого расстояния от источника возмущений путем непосредственных замеров, экспериментаторы измеряют эпюры скоростей и напряжений. Типичный вид эпюры скоростей смещений $v(t)$, измеренный на некотором расстоянии от источника возмущений, представлен на рис. 1 (эпюра напряжений имеет аналогичную форму). Эта эпюра имеет определенный промежуток времени нарастания до максимального значения функции, причем с удалением измерений от источника период нарастания либо сохраняется неизменным, либо несколько увеличивается. Также ведет себя и другой временный параметр — период действия положительной фазы волны. Что касается максимальной амплитуды вол-

ны v_{\max} , то она с удалением от источника уменьшается обратно пропорционально расстоянию. Причем для расстояний близких к источнику v_{\max} убывает в степени близкой к двум, для относительно дальних расстояний степень убывания величины приближается к единице (что соответствует упругим возмущениям). Следует подчеркнуть, что условия опыта не позволяют проводить измерения в непосредственной близости от источника, так что вполне вероятно ожидать резко выраженный фронт в этой области.

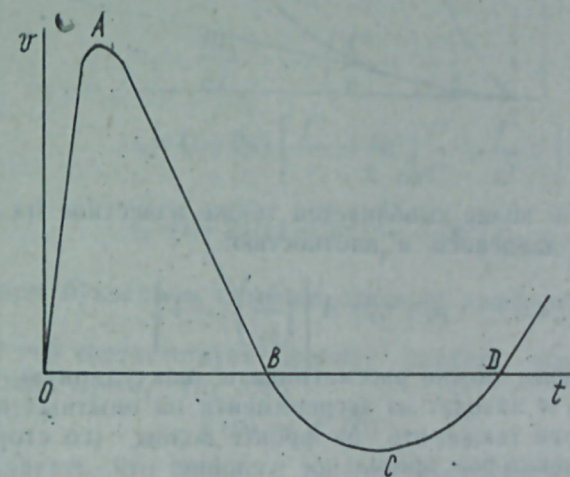


Рис. 1.

Учитывая эти факты, перейдем к теоретическим построениям.

Постановка задачи. Рассмотрим распространение ударной волны от сферического источника в безграничной твердой среде. Будем считать, что ударная волна представляет собой некоторую изолированную поверхность, при переходе через которую основные характеристики движения: скорость, плотность, напряжение (давление) претерпевают разрыв (скачок). Будем полагать также, что в ударной волне имеет место скачкообразный переход твердого вещества из одного фазового состояния в другое. Аналогичная идея и доказательство существования волны изложены в [1]. Настоящая работа представляет собой дальнейшую разработку этой проблемы.

Исходя из сферической симметрии изучается движение в зависимости от одной координаты r и времени t (рис. 2). Характеристики состояния материальной среды на обеих сторонах распространяющейся ударной волны связаны известными физическими соотношениями Ренкина—Гюгонно:

$$\rho_1(D-v_1) = \rho_2(D-v_2) \text{ — уравнение сохранения массы} \quad (1)$$

$$\rho_2 \left(1 - \frac{\rho_2}{\rho_1} \right) (D-v_2)^2 = p_1 + \tau_{r2} \text{ — уравнение сохранения импульса, где}$$

индексом 2 обозначены, соответственно, скорость, плотность, напряжение

со стороны среды 2, на которую набегают волна, а индексом 1 — скорость, плотность, давление со стороны среды 1, остающейся за волной; D — скорость ударной волны.

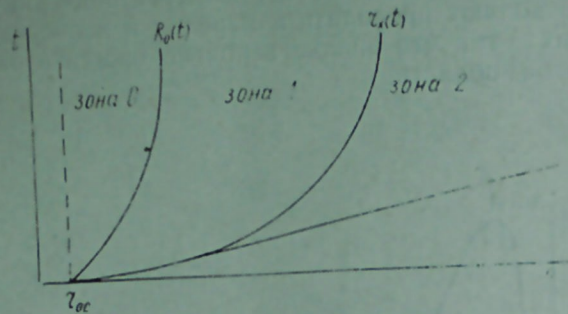


Рис. 2

На ударной волне выполняется также известное из опыта соотношение между давлением и плотностью:

$$\rho_1 + \tau_{r2} = A \left[\left(\frac{\rho_1}{\rho_2} \right)^n - 1 \right] \quad (2)$$

Это уравнение можно рассматривать как ударную адиабату, где константы A и n находят из эксперимента на опытных образцах.

Принимается также, что на фронте волны (со стороны зоны 2) выполняется некоторое предельное условие:

$$F_1(\rho_2, J_2) = 0. \quad (3)$$

Здесь ρ_2 — гидростатическое давление, J_2 — квадратичный инвариант девиатора напряжений. Учитывая, что для случая сферической сим-

метрии $P_2 = -\frac{1}{3}(\tau_r + 2\tau_\varphi)$, где τ_r и τ_φ — главные напряжения

в радиальном и окружном направлениях, соответственно, а $J_2 = \tau_\varphi - \tau_r$ уравнение (3) может быть переписано в виде соотношения между главными напряжениями:

$$F_2(\tau_r, \tau_\varphi) = 0 \quad (3a)$$

В последующем будет уточнен смысл этого соотношения. Пока следует сказать, что именно это уравнение выполняет роль преобразователя состояния твердого вещества на ударной волне.

Конкретизируем среды 1 и 2, разделяемые распространяющейся ударной волной.

Будем полагать, что среда в зоне 2, на которую набегают ударная волна, испытывает малые деформации и описывается уравнением упругой волны:

$$\frac{\partial^2 u_2}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial u_2}{\partial r} - \frac{2u_2}{r^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 u_2}{\partial t^2},$$

где r — начальная координата частицы — переменная Лагранжа,

$c^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho_2}$ — скорость распространения упругой волны, λ и μ —

константы Ляме.

Это уравнение имеет интеграл, зависящий от произвольной функции $f(\xi)$, определяемой из условий на границе

$$u_2(t, r) = -\frac{f'(\xi)}{r} - \frac{f(\xi)}{r^2}$$

где $\xi = ct - r$ (здесь $D < c$, но возможен и сверхзвуковой вариант, тогда упругая зона отсутствует).

Основные характеристики среды, выраженные через функцию $f(\xi)$ имеют вид:

$$\begin{aligned} v_2 &= \frac{\partial u_2}{\partial t} = -c \left(\frac{f''}{r} + \frac{f'}{r^2} \right) \\ \tau_r &= (\lambda + 2\mu) \left[\frac{f''}{r} + 4k^2 \left(\frac{f'}{r^2} + \frac{f}{r^3} \right) \right] \\ \tau_\varphi &= \lambda + 2\mu \left[(1 - 2k^2) \frac{f''}{r} - 2k^2 \left(\frac{f'}{r^2} + \frac{f}{r^3} \right) \right], \end{aligned} \quad (4)$$

здесь штрих при буквенном символе означает дифференцирование по ξ .

Случай $\xi = 0$ соответствует фронту упругой волны, где имеет место тождество $u_2 = 0$, что дает

$$f(0) = f'(0) \quad (5)$$

Будем полагать, что среда 1 за распространяющейся ударной волной обладает свойством пластического газа. Под пластическим газом подразумеваем идеальную сжимаемую среду, принимающую свойство пластичности в отношении объемной сжимаемости. В сущности, эта гипотеза означает, что плотность частиц полагается неизменной после прохождения ударной волны (хотя и меняется от слоя к слою, т. е. $\rho_1(R_*)$).

Уравнение неразрывности для среды 1 имеет вид:

$$\frac{d\rho_1}{dt} + \rho_1 R^2 \frac{\partial}{\partial R} (v_1 \cdot R^2) = 0,$$

поскольку плотность частицы не изменяется, т. е. $\frac{d\rho_1}{dt} = 0$, то

$$\frac{\partial}{\partial R} (v_1 \cdot R^2) = 0,$$

откуда, интегрируя, получаем;

$$v_1 \cdot R^2 = Q(t) \quad (6)$$

Уравнение движения среды 1 в лагранжевых координатах имеет вид:

$$\frac{\partial^2 R}{\partial t^2} = -\frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p_1}{\partial r} \left(\frac{R}{r} \right)^2, \quad (7)$$

где R — текущая координата — переменная Эйлера.

Движение инициируется от сферического источника, где полагаем для определенности, что давление изменяется согласно закону (зона 0):

$$p = p_{00} \left(\frac{r_{00}}{R_0} \right)^{3\gamma} \quad (8)$$

Здесь r_{00} , p_{00} начальные радиус и давление, соответственно, — γ показатель политропы.

Обычно этим законом описывается движение от взрывного источника. Использование этого соотношения связано с тем, что для сферического взрыва имеется сравнительно большое число достоверных экспериментальных результатов, что дает возможность сравнивать эти данные с настоящими теоретическими изысканиями.

На границе раздела $R_0(t)$ между зонами 0 и 1 выполняются условия непрерывности

$$p_0 = p_1, \quad v_0 = v_1 = \dot{R}_0. \quad (9)$$

Этим постановка задачи исчерпывается.

Вывод системы уравнений. Уменьшая число уравнений и неизвестных, будем стремиться привести систему равенств к более удобному виду. Согласно равенствам (9) и (6) на границе между зонами 0 и 1 выполняется условие

$$R_0^2 \dot{R}_0 = v_1 R^2 = Q(t) \quad (10)$$

Учитывая, что между лагранжевыми и эйлеровыми координатами существует известное соответствие

$$R = r + u(t, r) \quad (11)$$

получаем

$$v = \frac{\partial R}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial t}, \quad (12)$$

Подставляя это выражение в (10), имеем:

$$R_0^2 \dot{R}_0 = R^2 \frac{\partial R}{\partial t}, \quad (13)$$

что дает интеграл

$$R^3 - R_0^3 = g(R) \quad (14)$$

Это уравнение существенно упрощает задачу.

Интегрируя уравнение движения (7), приходим к

$$p_1 = p_0 - \rho_2 \int_{r_{00}}^r \left(\frac{r}{R} \right)^2 \frac{\partial^2 R}{\partial t^2} dr. \quad (15)$$

Дифференцируя (13), вычисляем входящую в интеграл величину $\frac{\partial^2 R}{\partial t^2}$:

$$\frac{\partial^2 R}{\partial t^2} = \left(\frac{R_0}{R} \right)^2 \ddot{R}_0 + \frac{2R_0 \dot{R}_0^2}{R^2} - \frac{2R_0^4 \dot{R}_0^2}{R^5} \quad (16)$$

Подставляя это выражение в (15) получаем:

$$p_1 = p_0 - \rho_2 R_0^2 \ddot{R}_0 + 2R_0 \dot{R}_0^2 \int_{r_{00}}^r \frac{r^2}{R^4} dr + 2\rho_2 R_0^4 \dot{R}_0^2 \int_{r_{00}}^r \frac{r^2}{R^5} dr \quad (17)$$

Далее, исходя из того обстоятельства, что со стороны упругой зоны деформации малы, и согласно равенству (11) имеем $R_* = r_*$. Учитывая это и вводя выражения для τ и τ_* из (4) в уравнение (3а), разрешаем его относительно старшей производной $f''(\xi)$. Тогда это уравнение преобразуется к виду:

$$\frac{d^2 f}{d\xi^2} = F_3 [f'(\xi), f(\xi), r_*(\xi)]. \quad (3б)$$

Уравнение (3б) есть первое уравнение получаемой системы.

На ударной волне, дифференцируя левую и правую часть равенства (11) по t , имеем:

$$D = \frac{df_*}{dt} = \frac{\partial R_*}{\partial r} \frac{dr}{dt} + \frac{\partial R_*}{\partial t} = \frac{dr_*}{dt} + \frac{\partial u_2}{\partial t}. \quad (18)$$

Разрешая это равенство относительно $\frac{dr_*}{dt}$, получаем:

$$\frac{dr_*}{dt} = \left(\frac{\partial R_*}{\partial t} - \frac{\partial u_2}{\partial t} \right) \left(1 - \frac{\partial R_*}{\partial r} \right)^{-1} \quad (19)$$

Дифференцируя интеграл (14) по r , определяем величину $\frac{\partial R_*}{\partial r}$ и под-

ставляем в (19). Помня, что $\frac{\partial u_2}{\partial t} = v_2$, подставляем в (19) выра-

жение для v_2 из первой формулы (4), исключив при этом f'' при помощи уравнения (3б). Исключаем также $\frac{\partial R_*}{\partial t}$, пользуясь (13). В

результате получаем:

$$\frac{dr_*}{dt} = \left[\left(\frac{R_0}{r_*} \right)^2 \dot{R}_0 + c \left(\frac{F_3}{r_*} + \frac{f'}{r_*^2} \right) \right] \left(1 - \frac{1}{3r_*^2} \frac{dg}{dr} \right)^{-1}. \quad (20)$$

Это второе уравнение в системе.

С целью дальнейших преобразований обратимся к уравнению сохранения массы (1). Учитывая (18) и (12), получаем:

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{D - v_2}{D - v_1} = \frac{\dot{R}_* - v_2}{\dot{R}_* - v_1} = \frac{\dot{r}_*}{\partial R_* / \partial r} = 1 / \frac{\partial R_*}{\partial r} \quad (21)$$

Здесь следует помнить, что $\rho_2 = \text{const}$, а $\rho_1 = \rho_1(r_*)$.

Обратимся также к уравнению сохранения импульса (1). Этому уравнению, пользуясь (21) и (18), а также (2), придадим вид:

$$\rho_2 \left(1 - \frac{\partial R_*}{\partial r} \right) \dot{r}_*^2 = A \left[\left(\frac{\partial R_*}{\partial r} \right)^{-n} - 1 \right] + \tau_{r2}.$$

Отсюда

$$\frac{\partial R_*}{\partial r} = A^{1/n} [A - \tau_{r2} + \rho_2 \left(1 - \frac{\partial R_*}{\partial r} \right) \dot{r}_*^2]^{-1/n} \quad (22)$$

С другой стороны, дифференцируя интеграл (14) по r , имеем:

$$\frac{\partial R_*}{\partial r} = \frac{1}{3r_*^3} \frac{dg}{dr}$$

Пользуясь этой формулой, исключаем $\frac{\partial R_*}{\partial r}$ из (22). Также, подставляя выражения из равенств (7), (36), (20), в равенство (22), получаем третье уравнение системы:

$$\frac{dg}{dr} = 3r_*^2 A^{1/n} \left\{ A - (\lambda + 2\mu) \left[\frac{F_3}{r_*} + 4k^2 \left(\frac{f'}{r_*^2} + \frac{f}{r_*^3} \right) \right] + \rho_2 \left[\left(\frac{R_0}{r_*} \right)^2 \dot{R}_0 + c \left(\frac{f_3}{r_*} + \frac{F'}{r_*^2} \right)^2 \left(1 - \frac{1}{3r_*^2} \frac{dg}{dr} \right)^{-1} \right]^{-1/n} \right\} \quad (23)$$

Вновь возвращаясь к уравнению сохранения импульса (1), но теперь используя формулу (17) для p_1 , приходим к равенству:

$$\rho_2 \left(1 - \frac{\partial R_*}{\partial r} \right) r_*^2 = p_0 - \rho_2 (R_0^2 \dot{R}_0 + 2R_0 \dot{R}_0^2) \int_{r_{00}}^{r_*} \frac{r^2}{R^4} dr + 2\rho_2 R_0^4 \dot{R}_0^2 \int_{r_{00}}^{r_*} \frac{r^2}{R^7} dr + \tau_{r2}$$

Подставляя сюда вместо r_* , τ_{r2} , p_0 их выражения посредством формул (20), (4), (8) и разрешая полученное равенство относительно $\frac{d^2 R}{dt^2}$, получаем после некоторых преобразований заключительное, четвертое уравнение системы:

$$\frac{d^2 R_0}{dt^2} = \left(\rho_2 R_0^2 \int_{r_{00}}^{r_*} \frac{r^2 dr}{(g + R_0^3)^{1/2}} \right)^{-1} \left\{ p_{00} \left(\frac{r_{00}}{R_0} \right)^{3\gamma} - 2\rho_2 R_0 \dot{R}_0^2 \int_{r_{00}}^{r_*} \frac{r^2 dr}{(g + R_0^3)^{1/2}} + 2\rho_2 R_0^4 \dot{R}_0^2 \int_{r_{00}}^{r_*} \frac{r^2 dr}{(g + R_0^3)^{3/2}} + (\lambda + 2\mu) \left[\frac{F_3}{r_*} + 4k^2 \left(\frac{f'}{r_*^2} + \frac{f}{r_*^3} \right) \right] - \rho_2 \left[\left(\frac{R_0}{r_*} \right)^2 \dot{R}_0 + c \left(\frac{F_3}{r_*} + \frac{f'}{r_*^2} \right)^2 \left(1 - \frac{1}{3r_*^2} \frac{dg}{dr} \right)^{-1} \right] \right\} \quad (24)$$

Таким образом, получены четыре уравнения (36), (20), (23), (24), определяющих неизвестные: r_* , R_0 , g , f .

Покажем далее, что задача для указанной системы есть задача Коши — это существенно облегчает математическую сторону проблемы.

В начальный момент времени $t=0$ граница источника $R_0(t)$, ударная волна $r(t)$ совпадают. Это дает условия:

$$R_0(0) = r_*(0) = r_{00}$$

Отсюда следует, что $\xi = 0$, и согласно (5) имеем еще два начальных условия:

$$f(0) = f'(0) = 0$$

Следующее условие получаем из равенства (14): $g = r_*^3(0) - R_0^3(0) = 0$.

И, наконец, шестое условие имеем благодаря уравнению сохранения импульса при $t=0$:

$$R_0(0) = \sqrt{\frac{1-\omega}{\rho_2} \left[p_{00} + (\lambda + 2\mu) \frac{F_2(0)}{r_{00}} \right] - c \frac{F_3(0)}{r_{00}}},$$

где $\omega = \left(1 - \frac{p_{00}}{A} \right)^{-1/n}$

Таким образом, задача Коши для данной системы сформулирована.

Заметим, что задача Коши для системы дифференциальных уравнений имеет решение, существование и единственность которого доказаны.

Метод решения. Полученная система интегро-дифференциальных уравнений была преобразована с целью разрешения численными методами на ЭВМ. Уравнения были приведены к первому порядку и одному аргументу ξ . Входящие в правую часть уравнения (24) интегралы типа Вольтерра (предел интегрирования переменный) вычислялись совместно с системой в процессе расчетов на ЭВМ.

Была составлена программа вычислений, которая представляла собой комбинацию двух стандартных подпрограмм: Рунге—Кутта для решения системы дифференциальных уравнений и Ромбиндта для вычисления упомянутых интегралов.

Существенной особенностью этой задачи являлось то, что вид входящего в систему уравнения (36) (являющегося аналогом уравнения изменения состояния (3) находился в процессе поисковых вычислений на ЭВМ.

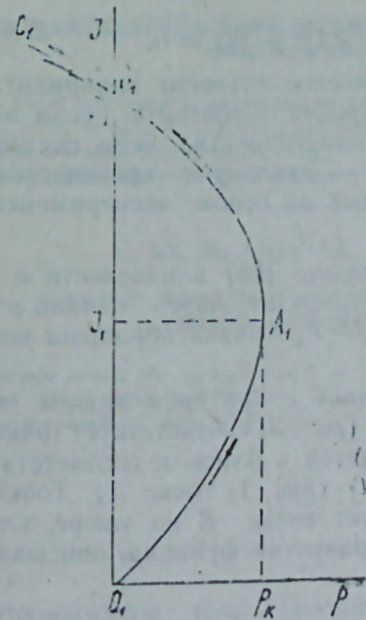


Рис. 3

Метод состоял в последовательном корректировании решения путем внесения поправок в уравнение (3) (в системе — уравнение (36)), вид которого являлся предметом поиска. Такого рода задачу по мето-

дике решения можно считать обратной (от решения к уравнению). В данном случае этот метод охватывал одно из уравнений полученной системы. В качестве основы для сравнения находимых решений использовались экспериментальные эпюры скоростей $v(t)$ и напряжений $\tau_r(t)$.

Конкретно метод заключался в следующем. Задавался из каких-либо соображений определенный вид уравнения (3), например, могло задаваться предельное условие прочности. Тогда уравнение (3) (в системе — уравнение (3б)) получало известный смысл. На этом основании проводился расчет полученной системы на ЭВМ. Вычислялись на некоторых фиксированных расстояниях эпюры скоростей $v(t)$ и напряжений $\tau_r(t)$. Вычисленные эпюры сравнивались с экспериментальными эпюрами адекватных величин на тех же расстояниях.

Анализируя разницу вида теоретических и экспериментальных эпюр, делался вывод о поправках, которые должны быть внесены в уравнение (3) (в системе — (3б)) для соответствия эксперименту. Подправленное таким образом уравнение вносилось в систему и снова проводился расчет. Получали новые эпюры искомых величин, которые опять сравнивались с экспериментальными. Вносились новые поправки в (3), снова проводился расчет, и так поступали до тех пор, пока вид теоретических эпюр стал совпадать с видом эпюр, полученных из опыта.

Несмотря на кажущуюся сложность процесс вычислений на ЭВМ не представлял особого труда и занимал сравнительно небольшое время.

Результаты решения. Путем описанного вычислительного процесса удалось найти вид уравнения изменения твердого вещества на ударной волне. Он близок к уравнению параболы, в частности, может выражаться степенной функцией вида:

$$(J - J_k)^{n_1} + k_1(p - p_k) = 0. \quad (3в)$$

Здесь за параметр J_k — критическое значение инварианта девиатора напряжений — можно принять предел прочности, если имеем дело с хрупкими средами, или предел пластичности, если исследуются пластические среды. Параметр p_k — некоторое критическое давление, k_1 и n_1 — величины, определяемые на основе экспериментальных данных.

Рассмотрим найденное уравнение (3в) в плоскости с координатами p и J (рис. 3). Эта кривая проходит через начало $p=0$ и $J=0$ и имеет максимум в точке $p=p_k$, $J=J_k$. Кривая обращена вогнутостью в сторону оси J .

Эта кривая имеет соответствие с контуром эпюры на рис. 1. Так начальная точка O_1 кривой (рис. 3) соответствует точке O на эпюре (рис. 1). Точка A_1 кривой находится в близком соответствии с максимальной величиной функции $v(t)$ (рис. 1, точка A). Точка B_1 кривой (нулевое давление) соответствует точке B на эпюре. Стрелками на рис. 3 обозначены направления развития функции, описывающей уравнение (3в).

В определенных случаях система дает возможность вычислить последующие фазы движения, в частности, отрицательную фазу волны. В этом случае точка C_1 кривой соответствует минимальному значению эпюры (рис. 1, точка C), а точка D_1 вновь связана с пересечением оси ординат J , но уже в обратном направлении (см. стрелки на рис. 3).

Физический смысл соотношения (3в) еще предстоит уточнить дополнительными исследованиями. Сейчас с определенностью можно сказать, что это уравнение, играющее роль уравнения изменения состояния на ударной волне, будучи введено в упомянутую систему, дает возможность получать эпюры, соответствующие вышеописанным экспериментальным, и являются, таким образом, основным уравнением, влияющим на форму контура эпюр.

Здесь получен первичный вид уравнения изменения состояния. Форма контура эпюр может быть несколько сложнее, чем на рис. 1, тогда, соответственно, усложнится и уравнение (3в). Однако с определенностью можно утверждать, что качественная сторона процесса не изменится, а новый вид уравнения (3в) можно найти тем же методом, который изложен в настоящей работе.

Заметим, что система с введением в нее уравнения (3в) дает возможность не только получать эпюры, а полностью описывает процесс движения ударной волны по мере ее постепенного истощения (вплоть до окончательной остановки и исчезновения). В процессе этого истощения на угасающей ударной волне происходит формирование и излучение упругой волны с пологим (безударным) фронтом, которая распространяется со скоростью звука.

Описание этого процесса не входит в рамки данной работы.

Литература

1. Алиев О. Х. — Докл. АН СССР, т. 151, вып. 14 1963

Ө. Х. М. Әлиев, Х. А. Рәһмәтуллин

ЗЭРБЭ ДАЛҒАСЫНДА БЭРК МҮҢИТ ҲАЛЫНЫН ДЭЛИШМЭСИНИН ТЭНЛИЖИ ҲАГГЫНДА

Мағаләдә ЕҒМ васитәсилә ахтарышлар апарылмыш вә бәрк мүһитин бир фаза һалындан башга һала кечмәсини тәсвир едән тәнлик тапылмышдыр. Бу тәнлик мүһитдә јайылан зәрбә далғасыны характеризә едир.

Ҳәмчинин ахтарыш апармағ үчүн ријазии метод да верилмишдир.

O. Kh. M. Aliev, Kh. A. Rakhmatulin

ABOUT EQUATION OF SOLID MEDIA STATE CHANGE ON KNOCK WAVE

Using computer search the authors found an equation responsible for the transfer of solid media from one phase state into another. This equation is carried out on a knock wave spreading within the medium. The article gives the mathematical method used in the process of search.

УДК 550.343.4:561.24

Р. А. АГАМИРЗОЕВ

СЕЙСМОВИБРАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ДЕТАЛЬНОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ

Степень воздействия сейсмического эффекта от землетресений в населенных пунктах зависит от инженерно-геологических условий (акустической жесткости 10-15 м. слоев грунта, сложности рельефа, глубины залегания зеркала грунтовых вод и др.) и особенностей тектонического строения как узлокального, так и регионального структурного плана.

В инструкции и рекомендациях [1, 2] по сейсмическому микрорайонированию разработана методика количественного учета инженерно-геологических факторов, в то же время в них нет указаний о характере влияния тектоники, покровной складчатости на интенсивность сейсмического эффекта. Имеются лишь отрывочные указания, что сейсмоопасными следует считать участки развития тектонических нарушений, остаточных деформаций, голоценовых трещин, оползней и др. Однако связи интенсивности сейсмического эффекта с тектонической обстановкой разнообразны, различны по степени проявления и площади распространения.

Анализ макросейсмических полей больших сейсмических событий Кавказа по методу, предложенному И. В. Ананьиним [3], позволил установить аномальные проявления интенсивности сейсмического эффекта землетрясений в различных районах Юго-Восточного Кавказа, не связанные с грунтовыми, гидрогеологическими категориями зданий и другими факторами. По характеру распространения аномалии макросейсмических полей выражены или резким спадом или возрастанием интенсивности сейсмического эффекта. В первом случае коэффициент затухания интенсивности сейсмического эффекта ($I=9-12$) в три-четыре раза превышает средний для данного района ($I=3,5$) коэффициент затухания [4]. На диаграммах землетрясений это выглядит как сгущение изосейст или как их резкий обрыв.

Вторые аномалии, характеризующиеся повышением интенсивности сейсмического эффекта и малыми коэффициентами затухания ($I=1,2-1,5$), на картах землетрясений представлены вытянутыми изосейстами и явно нарушенной геометрией макросейсмического поля, или изосейстами, ограничивающими высокобалльные участки внутри областей относительно меньшей балльности.

Изучение геологической природы аномалий макросейсмических полей, выраженных резким спадом интенсивности сейсмического эффекта, разрешает предположить, что они связаны с зонами тектонических разломов, где происходит поглощение сейсмических волн. Физическая сущность этого явления была разработана Ш. С. Рагимовым [5] и убедительно показана на примере Имишлинского и Сабирабадского землетрясений [6]. Анализ аномалий макросейсмических полей землетрясений Азербайд-

жана показал, что большинство разломов, экранирующих сейсмические волны, являются доальпийскими поперечными к альпийской структуре Кавказа [7].

При сейсмическом микрорайонировании оценка исходного балла должна проводиться с учетом пространственного положения этих аномалий макросейсмических полей по отношению к населенным пунктам.

Наибольший интерес для целей детального сейсмического районирования представляют аномальные повышения сейсмического эффекта, так как в данном случае необходимо дополнительное приращение к исходному баллу за тектоническую обстановку.

В пределах Юго-Восточного Кавказа выделяются две четко выраженные аномалии макросейсмических полей по изосейстам Зангезурского 1931 г. [8], Дагестанских 1913 г. [9], 1948 г. [10] и Шемахинского 1902 г. [11] землетрясений (рис. 1—4). Одна из этих аномалий вытянута в широтном направлении на 200 км, при ширине 30—40 км и охватывает третичные предгорья южного склона Большого Кавказа. Величина аномального повышения интенсивности сейсмического эффекта здесь достигает 0,5—1 балла. В геологическом отношении вся предгорная зона от

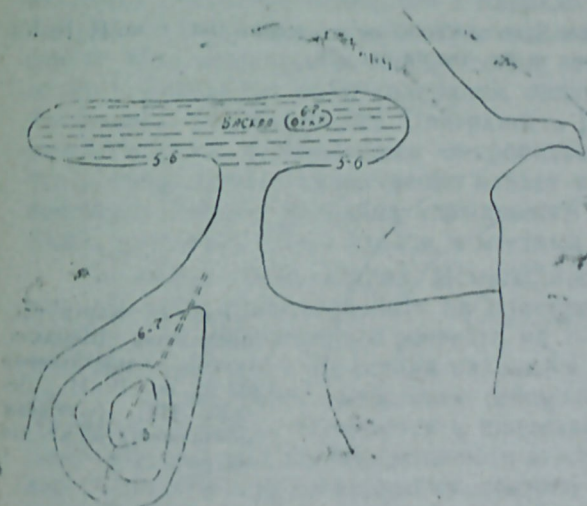


Рис. 1. Карта распространения Зангезурского землетрясения 1931 г. по Г. П. Горшкову [8] (условные обозначения см. на рис. 2)

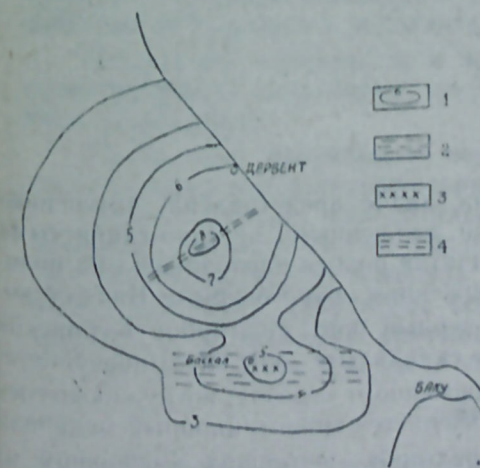


Рис. 2. Карта распространения Дагестанского землетрясения 1913 г. по Л. А. Варданянцу [9]: 1 — изосейсты (интенсивность землетрясения оценена по шкале Меркалли—Канкани); 2 — аномальное повышение интенсивности сейсмического эффекта в предгорной зоне) 3 — то же в пределах Баскьянского покрова; 4 — эпицентральная ось землетрясения

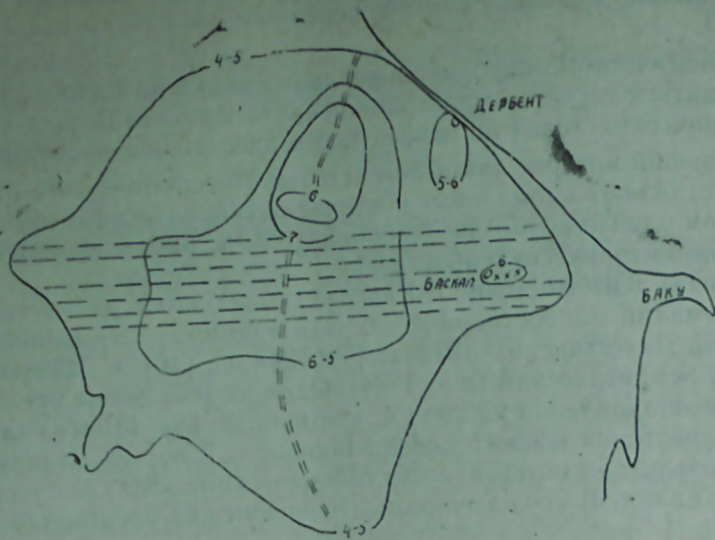


Рис. 3. Карта распространения Дагестанского землетрясения 1948 г. по Н. В. Кирилловой [10] (условные обозначения те же, что на рис. 2)

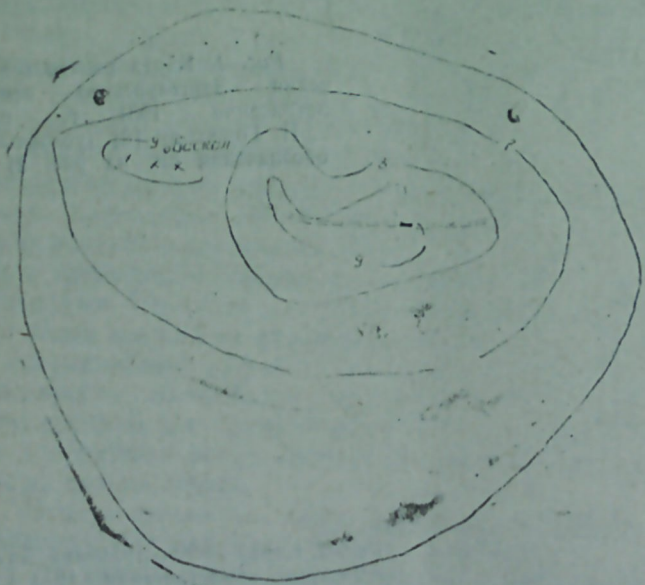


Рис. 4. Карта распространения Шекинского землетрясения 1902 г. по В. Н. Веберу [11] (условные обозначения те же, что на рис. 2)

г. Шемахи на востоке до г. Казах на западе представлена интенсивно осложненными новейшими складками, сложенными песчано-глинистыми третичными отложениями. Эта складчатая полоса расположена на полого погружающихся мезозойских отложениях южного крыла Вандамского антиклинория, составляющего северный борт межгорной Куринской депрессии. Таким образом, новейшие складчатые зоны предгорья залегают несогласно на поверхности вулканогенного мезозоя, погружающегося на юг под углом 20—25°. Этим и объясняется гравитационный механизм образования третичных структур предгорья, состоящих в основном из

изоклинальных опрокинутых к югу складок. Безусловно, такое гравитационно напряженное состояние третичных структур при импульсном сейсмическом воздействии способствует повышению сейсмического эффекта за счет собственных смещений.

Вторая аномалия выделяется на восточной окраине описанной выше «предгорной» и существенно уступает ей размерами. Вытянута она также в широтном направлении на 20—25 км, при ширине 10—15 км и совпадает с пластиной известного в литературе Баскальского тектонического покрова. Величина аномального повышения сейсмического эффекта землетрясений здесь достигает 2,5 балла. Баскальский покров, выраженный карбонатно-флишевыми отложениями верхнемелового возраста, дислоцированными в складки, залегает несогласно на неогеновых отложениях. Подошва пластины имеет уклон 10—12°, мощность ее достигает 2—2,5 км. Пластина Баскальского покрова вытянута на 20—25 км при ширине 10—15 км. В течение последних 5—6 млн. лет в плиоцене пластина Баскальского покрова преодолела расстояние более 40—50 км с ней связан целый ряд землетрясений, происшедших за последние 20—25 лет. Фактически Баскальский покров — в настоящее время сейсмически активная структура находится в напряженном состоянии из-за гравитационно неустойчивого положения, связанного с уклоном подножия пластины. При импульсном сейсмическом воздействии пластина испытывает дополнительные микроколебания, являющиеся причиной аномального проявления землетрясения. Поверхность Баскальского покрова характеризуется резко осложненным микрорельефом, местами уклоны 15—20°, что в свою очередь существенно влияет на величину сейсмического воздействия. Потому величина аномального повышения сейсмического эффекта достигает 1,5—2 баллов, а местами и выше.

Во время Шемахинских, Исмаиллинских землетрясений в населенных пунктах, расположенных на пластине тектонического покрова, интенсивность сейсмического эффекта на 1—2 балла выше, чем в эпицентральной зоне, хотя последняя находится за пределами покровов (см. рис. 1). Аналогичное повышение сейсмического эффекта при землетрясениях на Кавказе отмечается в пределах Сочинского и Чинчельского покровов. Повышение интенсивности землетрясений на пластинах тектонических покровов, по-видимому, связано с их запредельным гравитационно неустойчивым состоянием, вследствие чего при сейсмическом воздействии порождаются дополнительные импульсные подвижки.

Повышение интенсивности землетрясения наблюдается также на гравитационных структурах, приуроченных к зонам краевых и граничных дислокаций.

Кроме того, запредельно неустойчивые структуры сами генерируют узлокальные разрушительные землетрясения.

Таким образом, при детальном сейсмическом районировании необходимо особое внимание уделить изучению макросейсмических данных на тектонических покровах и в зонах краевых дислокаций, с целью выделения возможных сеймовибрационных свойств отдельных структур и определения величины повышения сейсмического эффекта на этих структурах для учета сейсмичности при строительстве.

Литература

1. Медведев С. В., Буне В. И. и др. Инструкция по проведению сейсмического микрорайонирования.—В кн.: Труды ИФЗАН СССР. № 22, 1962.

2. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию. — М.: Госстройиздат, 1971.
3. Ананьин И. В. Сейсмичность Северного Кавказа. — М.: Наука, 1977, с. 44—65.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. — М.: Наука, 1977, с. 69—170.
5. Рагимов Ш. С. Вопросы изучения строения Земли. — Баку: Изд. АН Азерб. ССР, 1966, с. 129—136.
6. Кулиев Ф. И., Ананьин И. В., Бабазаде О. Б. К вопросу изучения разломов Земной коры по макросейсмическим данным. — Докл. АН Азерб. ССР, № 12, т. XXV, 1969, с. 25—29.
7. Агамирзоев Р. А., Гюль Э. К. О глубинном строении Азербайджана по макро-сейсмическим данным. — В сб.: Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. — М.: ВНИИгеофизика, 1971, с. 52—55.
8. Горшков Г. П. Геологические условия Загезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. — М.: Изд. АН СССР, 1933.
9. Варданянц Л. А. Сейсмоструктура Кавказа. — М.: Изд. АН СССР, 1935, с. 56—57.
10. Кириллова Н. В., Люсисак Е. Н., Расибворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Н. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. — М.: Изд. АН СССР, 1960, с. 284—285.
11. Вебер В. Н. Шемахинское землетрясение 31 января 1902 года. — В кн.: Тр. Геолкома, НС, вып. 9, 1903.

Р. Э. Агамирзэев

ЧӨКМЭ СУХУР ГАТЫНЫН СЕЈСМОВИБРАСИЈА СТРУКТУРЛАРЫ ВӘ ОНЛАРЫН ДӘГИГ СЕЈСМИК РАЈОНЛАШДЫРМА ӘҖМИЈЈӘТИ

Мәғаләдә күчлү јертәршәнмәләрин сәјсмик еффеқтин гравитасија мәншәли тектоник өртүк типли вә ғырылма әтрафы структурларда аномал тәзәһүр тәһлил едилир. Сонунчулар һәддән зијадә гравитасија шәраитиндә олан структурлара аиддир. Одур ки, бу сәһәләрдә сәјсмик далғаларын тәсири нәтијәсиндә сәјсмик еффеқти күчләндирән әлава еһтизас вә ја резонанс һадисәси јарадыр. Бу сәбәбдән дәғиг сәјсмик рајонлашдырма заманы гравитасија-структурларынын нәзәрә алынмасы тәклиф едилир.

R. A. Agamirzoyev

SEISMIC VIBRATION STRUCTURES OF SEDIMENTARY COVER AND THEIR IMPORTANCE IN DETAILED SEISMIC ZONING

The paper deals with the anomalies of seismic effect of major earthquakes on the structures with gravitational mechanism such as overthrust sheets and stress fault structures. The latter ones are the structures in gravitational state being out of border. Under the influence of seismic waves they show additional vibrations or resonant phenomena, increasing seismic effect. Such structural zones are important in detailed seismic zoning.

УДК 551.21

А. Т. АХВЕРДИЕВ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ КЕЛЬБАДЖАРСКОЙ НАЛОЖЕННОЙ МУЛЬДЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Продукты четвертичного вулканизма покрывают значительную часть Армении, Азербайджана, Турции и Грузии, и в своем развитии в пределах Малого Кавказа протягиваются с северо-запада на юго-восток, образуя ряд вулканических нагорий. Юго-восточная часть этой полосы нагорий в контуре структуры Кельбаджарской наложенной мульды, располагающейся на стыке Севано-Карабахской и Мисхано-Кафанской структурно-фациальных зон Кавказа, является классической областью развития новейшего вулканизма.

Отдельные вопросы геологии четвертичных вулканических образований освещены в работах [1—4,7—9].

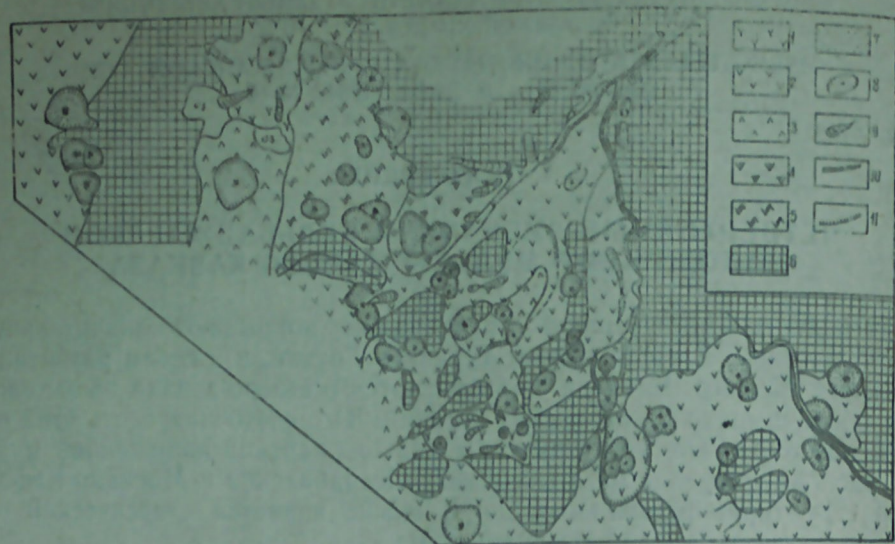
Вулканическая деятельность четвертичного времени сыграла важную роль в формировании современного рельефа центральной части Малого Кавказа. В пределах Кельбаджарской наложенной мульды продукты четвертичного вулканизма несогласно перекрывают различный уровень эрозионного среза неогеновых, палеогеновых и меловых отложений.

Вулканические образования антропогена сконцентрированы главным образом в южной части Кельбаджарской мульды, где лавы и вулканокласты андезито-базальтов покрывают почти всю водораздельную часть рек Тертер, Карахач, Ильдрымсу, Базарчай, Арпа. Горные хребты и отдельные возвышенности нагорья в основном сложены вулканическими конусами (общим числом около 50), являющимися эруптивными центрами четвертичных вулканических аппаратов.

Мощность их не превышает 100 м, с увеличением в некоторых шлаковых конусах, характеризующихся интенсивной аккумуляцией вулканокластических материалов. В районе гор Кечалдаг, Большой и Малой Девагёз, Дикпилакан, Сарымсаглы и других молодые лавовые покровы несогласно перекрывают кислые эффузивные образования верхнего плиоцена, что свидетельствует о четвертичном времени их формирования. Как известно, в связи с континентальными условиями их образования, вопросы более дробного стратиграфического расчленения этих образований до настоящего времени являются дискуссионными.

Геологическое положение четвертичных вулканитов с учетом геоморфологических, геолого-петрографических, а также структурно-тектонических критериев позволяет выделить четыре комплекса лав и их пирокластов, формирование которых связано с отдельными стадиями деятельности вулканов. Стадии вулканической активности отделены продолжительными перерывами и соответствуют ранне-, средне- и позднеплейстоценовым и голоценовым векам (рисунок).

К первому комплексу (раннеплейстоценовый) относятся наиболее древние лавы г. Сарымсаглы. Вулканическая деятельность здесь нача-



Карта расчленения четвертичных вулканитов Кельбаджарской наложенной мульды Малого Кавказа:

Вулканиты 1 — голоценовые, 2 — позднеплейстоценовые; 3 — среднеплейстоценовые; 4 — раннеплейстоценовые; 5 — нерасчлененные; 6 — дочетвертичные образования; 7 — четвертичные вулканокласты; 8 — шлаковые конусы; 9 — лавовые потоки; 10 — обрывы лавовых потоков и покровов; 11 — уступы лавовых покровов лавы излиянием роговообманковых андезитов, сменившихся затем пироксеновыми андезито-базальтами, и завершившаяся излиянием оливиновых андезито-базальтов.

Вулканиты второго комплекса (среднеплейстоценовый) имеют более широкое распространение, чем первого. Как и раннеплейстоценовые, они начинаются излиянием роговообманковых андезитов, а затем пироксеновых андезито-базальтов и завершаются образованием оливино-содержащих пироксеновых андезито-базальтов.

Третий комплекс (позднеплейстоценовый), будучи наиболее широко развитым, имеет несколько иную схему последовательности излияния. Вначале образовались пироксен-биотитовые (веснушчатые) андезито-базальты, а затем оливиновые андезито-базальты и базальты.

Четвертый (голоценовый) комплекс лав представлен роговообманковыми пироксеновыми андезитами и отличается незавершенностью процессов вулканизма. Отсутствуют оливиновые андезито-базальты.

Установлено, что в начале каждой стадии вулканизма выбрасывался взрывчатый материал, образовавший шлаковые конусы, затем происходило излияние лав роговообманковых андезитов, которые через пироксеновые переходят в оливино-содержащие или оливиновые андезито-базальты.

Исследования показывают, что эруптивные центры четвертичного вулканизма представлены вулканическими конусами, расположенными в виде широкой полосы, простирающейся с юга-востока на северо-запад.

Деятельность вулканических аппаратов имеет ярко выраженный моногенный характер. Существование их было, по-видимому, непродолжительным. Четко устанавливаются две подстадии активной деятельности вулканов — взрывчатая и эффузивная. Первая подстадия ха-

рактеризуется выбросом пирокластических материалов, скопление которых около жерл вулканов приводит к образованию конусов. Вторая подстадия проявляется излиянием лав. В некоторых случаях лавы чередуются рыхлыми пирокластами, что свидетельствует о пульсационном характере извержений.

Вулканические аппараты и их прижерловые конусы подразделяются на три генетические группы: 1) лавовые, 2) шлаковые, 3) лавошлаковые.

Лавовые конусы имеют ограниченное распространение (Чиллигёль, Саглыялы и др.) и характеризуются вершинным (терминальным, по А. Ритману, 1964) излиянием.

Шлаковые конусы характеризуют большинство вулканических конусов исследованного района (Учтапа, Кялинкая, Кырмызыдаг, Сарымсаглы, Сарчалы и др.), отличаясь своими сравнительно крупными размерами. Форма их конусообразная, местами слабо вогнутая. По характеру излияния лавовых продуктов они делятся на две группы: с привершинным излиянием и излиянием лав из-под основания взрывчатых конусов.

Лаво-шлаковые конусы имеют наименьшее распространение и характеризуются чередованием лавовых продуктов с вулканокластами, с преобладанием первых.

Продукты взрывчатой подстадии извержения характеризуются весьма разнообразными как по форме, так и по структуре вулканокластами, состоящими в основном из бомб, шлаков, лапиллей, песков, пеплов, обломков и их смешанных материалов.

Лавовая фация представлена в виде покровов и потоков мощностью от 5 до 100 м, перекрывающих расчлененный рельеф. Причем на слабо-расчлененных водораздельных участках лавы образуют покровы (Алагеллар, Учтепе-Кахраманбектепе, Тахта и др.), а в речных долинах (реки Тер-тер, Базарчай, Карахачай и др.) потоки.

Специфика отдельных морфологических элементов рельефа в исследованном районе зависит от вязкости лавовых продуктов и механизма их движения. Существенную роль при этом играет характер древнего рельефа.

Отмечается ровная (Кахраманбектепе), ступенчатая (Тахта) и волнистая поверхность лавовых образований (Учтепе). В формировании перечисленных разновидностей лавовых покровов немаловажную роль играет нагромождение лавовых излияний. На лавовых полях также широко развиты глыбовые образования («чингылы»), названные Левинсон—Лессингом [3] «каменными морями», образовавшимися в результате распада отдельных лавовых струек и тонких покровов.

Внутренние части лавовых образований характеризуются разнообразием глыбовых и столбчато-призматических отдельностей (долина р. Тертер).

Следует отметить, что в четвертичном вулканизме роль ассимиляции незначительная и выражается наличием в лавах ксенолитов интрузивных и эффузивных пород, захваченных вблизи поверхности.

Как показывают исследования, продукты четвертичного и миоценового вулканизма имеют пространственную связь — во многих пунктах (г. Сарчалы, Сарымсаглы, Айчынгылы и др.) их подводящими каналами служили одни и те же разломы. При более широком рас-

пространении центров последних, хотя состав продуктов резко отличается, центры извержения приурочены к зоне Тертерского глубинного разлома с миграцией во времени с севера на юг. Наряду с этим они также линейно расположены вдоль горных хребтов, ориентированных в различных направлениях. Наличие разноориентированных разрывов, контролирующих размещение центров четвертичных вулканических извержений, указывает на глыбово-блоковый характер строения и поднятости доальпийского фундамента.

Практическое значение четвертичных вулкаников заключается в том, что лавы их могут применяться в электротехнике в качестве изоляторов в кислотостойком и каменнолитейном производстве, в производстве термического оборудования. Вулканокластические разности этих пород — шлаки, пески, пеплы, агглютинаты и другие могут быть использованы для получения высокопрочных легких бетонов.

Район развития четвертичных вулканических образований Азербайджана имеет умеренный рельеф и хорошую водопроницаемость, породы пористые, трещиноватые, покрыты современными отложениями с хорошими фильтрационными свойствами; в основании четвертичных лав, как правило, залегают рыхлые вулканобломочные материалы, которые создают благоприятные условия для формирования грунтовых вод, выступая на поверхности в виде родников с огромным суммарным дебитом, что позволяет успешно решить вопрос обеспечения близрасположенных населенных пунктов питьевой водой.

Литература

1. Аллахвердиев Г. И. Материалы науч. сессии, посвященной 50-летию АГУ им. С. М. Кирова. — Баку, 1969.
2. Ахвердиев А. Т. Материалы науч. сессии, посвящ. 50-летию АГУ им. С. М. Кирова. — Баку, 1969.
3. Ахвердиев А. Т. Материалы конф. молодых ученых, посв. 50-летию АГУ им. С. М. Кирова. — Баку, 1969 г.
4. Кашкай М. А. Геология верховьев р. Тертер. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1955.
5. Кашкай М. А. Вулканические образования. — В сб.: Геология Азербайджана. Геоморфология, стратиграфия. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1952, с. 468—479.
6. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Андезит-базальтовая формация центральной части Армении — бассейн оз. Севан (Гокча) — Ереван, 1929.
7. Ритман А. Вулканы и их деятельность. — М.: Недра, 1964.
8. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 1, 2. — Баку, 1964—1966 гг.
9. Али-заде С. А., Байрамов А. А., Мамедов А. В., Ширинов Н. Ш. Геология четвертичных отложений Азербайджана. — Баку: Элм, 1978.

h. T. ahverdiev

КИЧИК ГАФГАЗЫН КЭЛБЭЧЭР ТӨРЭМЭ МУЛДАСЫНЫН ДӨРДҮНЧҮ ДӨВР ВУЛКАНИЗМИ

Мағаләдә Кәлбәчәр төрәмә мулдасынын Дөрдүнчү дөвр вулканизми һаггында мәлумат верилир. Көстәрилир ки, мулда әразисиндә Дөрдүнчү дөвр вулканизми чохсајлы

шлак конусларынын олмасы илә сәчијјәләнир. Мүәјјән едилмишдир ки, бу шлак конуслары вулкан мәркәзләри олмушдур. Вулканларын мәһсуллары андезит-базалт тәржибли олуб, лава ахынты вә өртүкләриндән ибарәтдир.

A. T. Ahverdiev

QUATERNARY VOLCANISM OF KELBADGHAR SUPERIMPOSED TROUGH OF MINOR CAUCASUS

The question of quaternary volcanism of Kelbadghar superimposed trough of Minor Caucasus, where volcanism is characterised by formation of numerous slag cones which are the centres of eruption and its lava streams and crusts of andesite-basalt composition, is discussed in the article.

The four stages of activity of volcanic eruptions are distinguished.

УДК [551.763:551.263.037](479.24)

Х. АЛИЮЛЛА, А. Б. АББАСОВ

К СТРАТИГРАФИИ МЕЛОВЫХ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Одним из важных геологических исследований на Малом Кавказе, особенно его центральной части, является изучение строения офиолитового комплекса и разработка стратиграфической схемы расчленения кремнисто-вулканогенных образований. Стратификация кремнистых толщ имеет первостепенное значение в решении вопроса об этапах развития офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. Офиолитовая ассоциация характеризуется присутствием богатых комплексов радиолярий, которые обычно являются пороодообразующими ископаемыми. Изучению комплексов радиолярий и стратиграфии исследуемого региона посвящены работы А. И. Жамойды, Л. И. Казинцовой, Л. Б. Тихомировой [2], Э. Ш. Шихалибейли, Г. И. Аллахвердиева, Л. И. Казинцовой [3], Х. Алиуллы и А. Б. Аббасова [1] и др. Несмотря на большое число работ, посвященных геологии центральной части Малого Кавказа, ряд вопросов стратиграфии остается дискуссионным.

В настоящей статье изложены результаты исследования более 900 образцов пород, отобранных авторами в период с 1978 по 1981 г. из 30 разрезов, расположенных в зоне распространения офиолитов азербайджанской части Малого Кавказа. В результате уточнено распространение радиолярий по разрезу и по площади, прослежена смена основных их таксонов во времени и выделены три комплекса радиолярий в стратиграфическом интервале турон-нижний сантон.

Прежде всего следует отметить, что рассматриваемая кремнисто-вулканогенная формация в центральной части Малого Кавказа залегает на флишоидно-терригенных отложениях сеномана.

Здесь на основании микростафистических исследований в сеномане были установлены три зоны по фораминиферам: *Thalmaninella brotzeni*, *Thalmaninella de-ckei* и *Rotalipora tironica*.

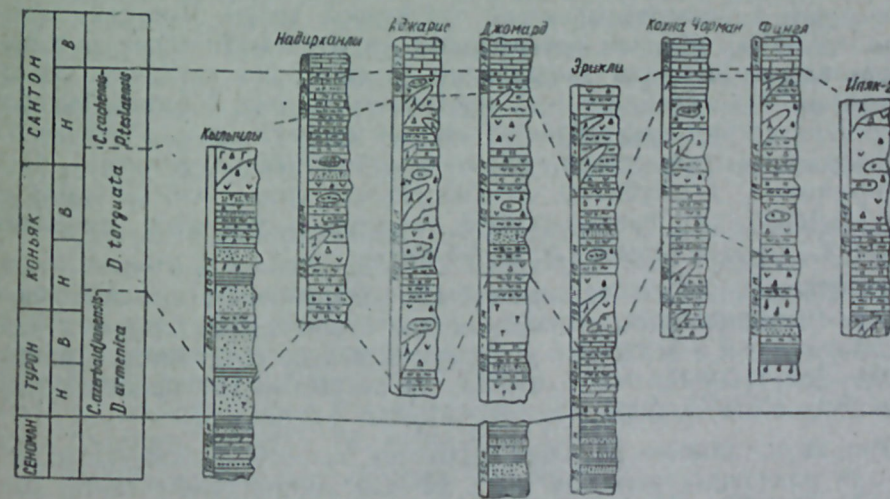
В большинстве разрезов в отложениях сеномана радиолярии отсутствуют. Их представители встречаются только в районе с. Кечиликая и Кюртгаджи, где из аргиллитов извлечены скелеты: *Cenosphaera* sp., *Conosphaera* sp., *Cenodiscus senomanicus* Kh. Aliev, *Periphaena* sp.

Образования турон-нижнесантонского возраста имеют пестрый состав и сложены различными разновидностями диабазов, спилитов, порфиринов, туфобрекчий со слоями, пачками и линзами кремнистых аргиллитов, кремнистых известняков, радиоляриевых яшм и радиоляритов. В результате исследований выявлены массовые скопления радиолярий и их повсеместное распространение во всех изученных разрезах, что позволило установить три обособленных комплекса, на основании которых толщу кремнисто-вулканогенных образований удалось расчленить на три стратиграфические единицы (снизу вверх): слои с *Cyrtophormis azerbaijanensis* и *Dorysphaera armenica*, слои с *Dictyonitra torquata*, слои с *Crucella cachensis* и *Patulibracchium teslaensis*.

Слои с *Cyrtophormis azerbaijanensis* и *Dorysphaera armenica* установлены в разрезах Фингя, Кохна Чорман, Лелобагирли, Джомард и других, где они выражены кремнистыми аргиллитами, радиоляриевыми яшмами, спонголит-радиоляритами. Мощность их колеблется от 50—60 до 120—140 м. В комплексе обнаружено более 30 видов (таблица). Комплекс характеризуется заметным преобладанием населяющих (75—80%) над спумелляриями. Обильны скелеты родов *Dorysphaera*, *Stylosphaera*, *Cyrtophormis* и *Theocorys*. Характерными видами комплекса являются: *Dorysphaera armenica* Kasinzova, *Stylosphaera* cf. *squinaboli* Tan Sin Hok, *Cyrtophormis azerbaijanensis* Abbasov, *Theocorys antiqua* Squinabol, *Tricolocapsa dispar* Tan Sin Hok.

Большинство видов комплекса были найдены в юго-восточных частях исследуемого региона (с. Фингя и Агджаязы) и обычно совместно с остатками губок и их спикул. В верховьях левобережья р. Тертер и в центральной полосе, а также на юго-западном крыле Сарыбабинского синклинория основная часть видов в количественном отношении сокращается. Очень редки скелеты продольно-ребристых представителей *Cyrtophormis* и мелких *Tricolocapsa*; они встречаются только в единичных экземплярах. Но наблюдается заметное увеличение видов *Holocryptocanium barbuli* Dumitrica, *H. tuberculatum* Dumitr., *Cryptamphorella conara* (Forem.) и других, являющихся составной второго комплекса. Обеднение видового состава и уменьшение количества скелетов радиолярий отмечаются обычно с юга на север, особенно по правобережью р. Тутхун, т. е. в тех местах, где обеднен состав радиолярий в целом по всему разрезу кремнисто-вулканогенной толщи.

Перечисленные виды радиолярий рассматриваемого комплекса



1 — аргиллиты; 2 — известняки; 3 — конгломераты; 4 — радиоляриты; 5 — туфы; 6 — вулканиты; 7 — кремнистые аргиллиты; 8 — мергели; 9 — радиоляриевые яшмы; 10 — линзы радиоляритов; 11 — туфопесчаники; 12 — серпентиниты

имеют различный стратиграфический интервал распространения. Некоторые из них — *Stylosphaera squinaboli*, *Tricolocapsa dispar*, *Gonzylothorax verbeeki*, *Holocryptocapsa fallax* впервые были установлены

Тан Син Хоком из верхнемеловых радиоляриево-кокколитовых известняков острова Ротти [12]. Вид *Theocorys antiqua* Squinabol впервые был описан из верхнего мела Италии, а в дальнейшем его нахождение известно из «среднего» мела Индийского и Тихого океанов [5, 8, 10].

Важно подчеркнуть, что в рассматриваемых отложениях присутствуют фораминиферы: *Hedbergella* sp., *Praeoglobo truncata* sp., *Gavelinella* sp., *Lenticulina* sp. и др. Анализ распространения видов комплекса радиолярий, а также присутствие представителей фораминифер позволяют отнести слои *Cyrtophormis azerbaijanensis* и *Dogysphaera armenica* к турону и низам коньяка.

Слои с *Dictyomitra torquata* пользуются повсеместным распространением в исследуемом регионе. Они охарактеризованы богатой радиоляриевой фауной и охватывают различные разновидности диабазов, спилитов, порфиритов, туфобрекчий со слоями, пачками и линзами кремнистых аргиллитов, кремнистых известняков, радиоляриевых яшм и радиоляритов. Мощность их варьирует от 85 до 260 м. В комплексе обнаружено более 70 видов. Нижняя граница комплекса определяется по появлению *Saturnalis* cf. *amissus* Squinabol, *S.* cf. *novalensis* Squinabol, *Conosphaera tuberosa* Tan sin Hok, *Pseudoaulophacus* sp. *lenticulatus* (Hinde), *Alievium superbum* (Squinabol), *Cryptamphorella macropora* Dumitrica, *Dictyomitra duodecimcostata* (Squinabol), *D. lilyae* Squinabol, *D. torquata* Foreman, *D. pseudomacrocephala* Squinabol, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark).

Рассматриваемый комплекс характеризуется: а) большим числом особей и разнообразием видов населлярий; б) среди спумеллярий много астросферид с бугорчатой поверхностью (род *Conosphaera*) и дискоидей с псевдоаулафактовой структурой (роды *Pseudoaulophacus*, *Alievium*); в) обилием трехкамерных скрытоцефалических и скрытотораксальных скелетов населлярий (роды *Hemicryptocapsa*, *Holocryptocanium*, *Squinabolium*); г) многочисленностью и разнообразием литокаммин с продольно-ребристой стенкой скелета (род *Dictyomitra* и *Lithocampe*); присутствием форм с оттянутым цефалисом (род *Amphipyndax*) и с губчатой стенкой скелета (род *Obesacapsula* и *Spongocapsula*); д) преобладанием скелетов радиолярий, имеющих мелкие и средние размеры (0,2—0,3 мм).

Большинство видов комплекса были обнаружены в юго-восточных районах Сарыбабинского прогиба; на его юго-западном крыле, в центральной части и в верховьях р. Тутхун комплекс обедняется. Причем, заметно сокращается число циртид, в особенности представители родов *Dictyomitra*, *Amphipyndax*, *Cyrtocapsa*, *Stichocapsa*.

Ряд видов данного комплекса известен из сеноман-коньякских отложений различных регионов мира [4—12]. Виды *Dictyomitra pseudomacrocephala* Squinabol и *D. veneta* (Squinabol) известны из верхней части зоны «*Dictyomitra veneta*» Индийского океана [8]. Виды *Squinabolium fossilis* Dumitrica и *Dictyomitra formosa* Squinabol являются видами-индексами соответствующих зон турон-коньякских отложений Северной Японии [11]. Типичная *Dictyomitra torquata* описана Э. Формен [5] из сантон-кампанских отложений Кубы, затем была приведена в составе комплексов Тихого и Индийского океанов. Здесь

следует указать на присутствие вида *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, который приводится в качестве вида-индекса ряда схем [4, 9]. Широкое вертикальное распространение естественно снижает стратиграфическую значимость данного вида и требует дальнейших уточнений.

Комплекс слоев с *Dictyomitra torquata* в некоторых разрезах (Ипяк, Фингя, Эрикли, Лелобагирли, Кылычлы) имеет возрастную привязку к коньяк-нижнесантонской фауне фораминифер: *Globotruncana inornata* Bollt, *Globotruncanella chalilovi* (Alijulla), *Gavelinella* aff. *monterelensis* (Marie) и др.

Слои с *Crucella cachensis* и *Patulibracchium teslaensis* установлены по левому склону долины р. Горчучай (разрезы Карасаккал, Эрикли и Лелобагирли) и прослежены в сторону р. Тертер (с. Надирханлы), в зоне распространения темно-бурых, реже голубоватых кремнистых пород и железисто-кремнистых радиоляритов и обычно венчают разрез кремнисто-вулканогенных образований. Мощность их достигает 75 м. Комплекс характеризуется: а) заметным возрастанием числа спумеллярий (70—75%); б) преобладанием дискоидей, в особенности видов с радиальными отростками (роды *Crucella*, *Patulibracchium*) и губчатой стенкой (род *Archaeospongoprunum*); г) исчезновением представителей семейства *Williriedelidae*; е) уменьшением количества циртид; д) сравнительно большим размером скелетов (0,4—0,6 мм). Руководящие виды комплекса: *Archaeospongoprunum* cf. *praelongum* Pessagno, *Porodiscus cretaceous* Campbell and Clark, *Crucella cachensis* Pessagno, *Patulibracchium taliaferroi* Pessagno, *P. teslaensis* Pessagno.

Рассматриваемый комплекс радиолярий пользуется сравнительно меньшим площадным распространением, чем два предшествующих. Перечисленные виды радиолярий, в целом, имея позднемеловой возраст характеризуются различным стратиграфическим интервалом распространения. Так, вид *Crucella cachensis* впервые был описан Э. Пессаньо [6] из туронских отложений Калифорнии. Затем этот вид был приведен в верхней части зоны «*Artostrobium igna*» коньяк-сантонского возраста Тихого океана [5]. Типичный вид *Patulibracchium teslaensis* описан Э. Пессаньо из нижнекампанских отложений Калифорнии.

Кремнисто-вулканогенные образования в зоне распространения офиолитового комплекса Малого Кавказа обычно покрываются карбонатными отложениями верхнего сантона (рисунок). В окрестностях с. Джомард и по р. Буланлык они выражены толстослоистыми серыми, местами темно-серыми известняками и мергелями с фораминиферами: *Spiroplectamina* cf. *baudouina* (d'Orb.), *Ataxiophragmium* aff. *variabilis* (d'Orb.), *A. compactum* Br., *Marssonella oxycona* (Reuss), *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *Gl. subbotinae* Alijulla.

Мощность верхнего сантона 70—80 м.

В разрезе верхнего мела центральной части Малого Кавказа обильные и разнообразные скелеты радиолярий содержатся, в основном, в кремнистых разновидностях пород офиолитов. Выделенные здесь все три комплекса радиолярий прослеживаются на протяжении исследуемого региона и, они совместно с фораминифероидной фауной, определяют стратиграфическое положение кремнисто-вулканогенных образований.

Н. М. СЕЛИМХАНОВ

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

При разработке классификации рудных месторождений северо-восточной части Малого Кавказа (табл. 1) нами используется предложение С. М. Смирнова (1946), С. В. Смирнова (1957), Г. А. Твалчрелидзе (1961) и других о возможности разработки классификации на основе тектоно-магматических комплексов и связанной с ними металлогении.

При разработке классификации также использовались вещественный состав руд, морфология рудных тел, вмещающие породы, структуры месторождения и т. п. Все указанное послужило основой для подразделения месторождений на группы.

Как следует из табл. 1, на территории северо-восточной части Малого Кавказа определяется 12 основных рудных формаций, отличающихся между собой вещественным составом.

В каждой металлогенической зоне находятся определенные месторождения и рудопроявления, которые характеризуются определенной группой металлов (табл. 2).

Таблица 2

Распределение металлов по металлогенической
зоне северо-восточной части Малого Кавказа

Металлогенические зоны	Металлы		
	«главные»	«второстепенные»	редкие
Сомхито-Агдамская	<i>Fe, Si, Pb, Zn, Ba, Co</i>	<i>Ma, Cd, Ge, Se, Te, Ti, Hg</i>	<i>Mo, Bi, In, As, Sn</i>

К «главным» относятся металлы, образующие промышленные месторождения; к «второстепенным» — крупные рудопроявления или примеси, извлекаемые при добыче основных компонентов; к редким отнесены мелкие рудопроявления или незначительные примеси.

Н. М. Селимханов

КИЧИК ГАФГАЗЫН ШИМАЛ-ШЭРГ ЁССЭСИНДЭКИ ЕНДОКЕН ЈАТАГЛАРЫНЫН ФИЛИЗ ФОРМАСИЈАСЫ

Мәгаләдә Кичик Гафгазын шимал-шәрг сәһәси үзрә 12 филиз формасијасы тә'ји едилир. Бу формасијалаһ бир-бириндән минераложи тәркибинә кәрә айрылыр. Айр-айры металлокеник зоналар үзрә мүйјән филиз јатаглары вә тәзаһүрләри јерләшир. Белә металлокеник зоналар мүйјән груп металларла характеризә олунур.

N. M. Selimkhanov

DEPOSIT FORMATIONS OF ENDOGENOUS SOURCES OF NORTH-EASTERN PART OF MINOR CAUCASUS

There are 12 main deposit formations on the territory of North-Eastern part of Minor Caucasus which differ from each other according to their mineralogical constituent. Each metallogenic zone has definite deposit resources which are characterized by definite group of metals.

УДК 551.734.(479.242)

А. Б. МАМЕДОВ

К СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО ДЕВОНА
 НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

В печати И. А. Гречишниковой и Е. С. Левицким был поставлен вопрос о спорности зонального расчленения среднего девона Закавказья [4]. Этот вопрос поднят указанными авторами в связи с тем, что схема расчленения среднего девона Закавказья, предложенная А. Б. Мамедовым [5—7], была одобрена и принята девонской комиссией МСК.

Принципиальных спорных вопросов в биостратиграфии среднего девона Закавказья в настоящее время не существует.

Однако авторы рассматриваемой статьи в последние годы каждый очередной пленум девонской комиссии МСК превращают в арену необоснованной, абсолютно ненужной дискуссии. Поэтому, с одной стороны, учитывая важное значение имеющихся разрезов среднего девона Нахичеванской АССР в решении ряда вопросов стратиграфии девона Советского Союза, а с другой — назревающую необходимость поставить конец этой постоянно продолжающейся дискуссии, поднимаемой И. А. Гречишниковой, в октябре 1980 г. в Азербайджане (Нахичевань—Баку) проведена выездная сессия девонской комиссии МСК с экскурсиями на разрезы среднего девона Закавказья. Сессия была посвящена наиболее актуальной проблеме стратиграфии девонской системы—объему эйфельского яруса, его нижней и верхней границами и корреляции «эйфельского» яруса СССР с разновозрастными отложениями типовых разрезов Западной Европы.

В решении указанной выездной сессии девонской комиссии МСК в Азербайджане дана объективная оценка работам исследователей в области стратиграфии девона Закавказья [10].

В нем отмечается, что стратиграфическая схема расчленения среднедевонских отложений Закавказья, предложенная А. Б. Мамедовым (ИГ АН Азерб. ССР) с выделением свит и биостратиграфических зон по брахиоподам, охарактеризованная всеми главнейшими группами фауны, является наиболее полной по сравнению с известными до сих пор схемами (см. таблицу). В нашей схеме, кроме детального зонального расчленения, выделяются свиты, которые являются наиболее важными стратиграфическими подразделениями, отражающими определенные этапы геологического развития района и являющиеся основными стратиграфическими подразделениями для геологического картирования. В отличие от схемы И. А. Гречишниковой и других в нашей схеме впервые выделены отложения нижнего девона (сараджлинская свита), дается более детальное зональное расчленение как эйфельского яруса, так и живетского. Дается более точное положение нижней границы зоны Zdimir pseudodashkiricus по появлению зональных видов брахиопод и конодонтов зоны patulus. И еще важно отметить, что зональная шкала по брахиоподам увязана с зональными подразделе-

Рудные формации северо-восточной части Малого Кавказа

Таблица 1

Формация	Тип формации	Металлогеническая эпоха	Стапы геосинклинального развития	Возраст оруденения	Вмещающие породы	Генетический тип	Структурный контрроль оруденения	Морфология рудных тел	Главные рудообразующие минералы	Главные месторождения
Скарно-магнетитовая				Поздний эолен	Верхнеметаллогенические известняки	Плутоногенный	Складчатые и разрывные структуры	Штоки, линзы	Магнетит	Ново-Ивановка
Ртутная					Известняки	Вулкано-генный	Разрывные и складчатые структуры	Линзы, вкрапленность	Киноварь	Учух
Железо-марганцевая					Дациит, липариты, базальтовые порфиры и их туфы	Вулкано-генно-осадочный	Разрывные и складчатые структуры	Линзы, вкрапленность, линзы	Пироклазит, гематит	Могладжали, Шындлахлы
Полиметаллическая Медно-полиметаллическая					Генные породы Кимериджские андезитовые порфиры и карбонатные породы	Вулкано-генный	Складчатые и разрывные структуры	Жилы, линзы, пластчатые залежи	Агуцит, пиррофилит	Мехманва
Агуцитовая					Батские андезитовые порфиры, дайки диабазовых порфиритов	Плутоногенный	Разрывные структуры	Жилы, линзы, вкрапленность	Кобальтин	Дашкесан
Кобальтовая					Кимериджские порфиритовые порфиры и карбонатные порфиры	Плутоногенный	Складчатые и разрывные структуры	Пластовая залежь, штоки, линзы	Магнетит, гематит	Дашкесан
Железородная					Кимериджские андезитовые порфиры и их туфы	Вулкано-генный	Разрывные структуры	Линзы, штоки	Гематит	Алабашлы
Барит-полиметаллическая					Андезитовые порфиры и их туфы	Вулкано-генный	То же	Жилы	Барит, галенит	Вашкышлар, Баян и др.
Колчеданная					Андезитовые и базальтовые порфиры и их туфы	Вулкано-генный	То же	Линзы, гнезда, вкрапленность, штоки, линзы, вкрапленность	Эварцит, пирит, халькопирит	Човдар, Кушчи, Чайкенд и др. Биттибулар
Медно-серноколчеданная					Кварцевые пегматитовые порфиры и их туфы	Вулкано-генный	То же	Штоки, линзы, вкрапленность	Халькопирит, пирит, сфалерит	Кедабек Асрикая
Медно-серноколчеданная					Метаморфические сланцы эполейозов	Плутоногенный	Трещинно-разрывные	Прожилки, линзы	Халькопирит, пирит	Чиратидзор, Тоганалы, Игурыдан Бек-Кыш-Шамаг

ниями по конодонтам и кораллам. Вот почему демонская комиссия приняла именно эту схему.

В то же время комиссия констатировала, что большой вклад в изучение девона Закавказья внесен также М. А. Ржонсницкой, разработавшей первую биостратиграфическую схему девона района; Р. А. Аракеляном, установившим ряд свит; И. А. Гречишниковой, Е. С. Левицким и В. П. Феликсом, уточнившими последовательность ранее установленных биостратиграфических подразделений (см. таблицу). Но, видимо, авторы рассматриваемой статьи не согласны с подобным решением сессии; они считают, что «первая зональная схема стратиграфии среднего девона Закавказья (таблица) создана авторами в итоге работ 1969—1977 гг.: в 1977 г. схема доложена на пленуме девонской комиссии в Ленинграде. Близкая зональная схема опубликована А. Б. Мамедовым [8, 10]; она и была продемонстрирована участникам выездной сессии» [4, 3]. Согласно этому предположению, любому читателю, ознакомившемуся с ней, и мало знакомому со стратиграфией района, покажется, что приоритет создания зональной схемы среднего девона Закавказья принадлежит авторам рассматриваемой статьи. Что касается приведенного в этой статье [4, 4] сопоставления зональных схем среднего девона Закавказья, то и здесь неправомерно отражены факты. Во-первых, неправильно указаны даты опубликования как схемы А. Б. Мамедова, так и схемы И. А. Гречишниковой и др. Во-вторых, в схеме И. А. Гречишниковой [2, 40] зональная шкала по брахиоподам не была привязана к общей ярусной шкале, особенно это касалось эмского и кувенского ярусов. В то время как А. Б. Мамедовым схема зонального расчленения среднего девона Закавказья была создана и опубликована в 1962 г. и затем с уточнением в 1979 и 1980 г. Схема же И. А. Гречишниковой и Е. С. Левицкого была впервые опубликована в 1980 г. Таким образом, авторы рассматриваемой статьи необъективно указывают даты создания зональной схемы среднего девона Закавказья. Кроме того, авторы рассматриваемой статьи выражают упреки организационному комитету выездной сессии девонской комиссии МСК в том, что он не счел целесообразным привлечь авторов статьи к участию в подготовке сессии и в показе разрезов, а также не посчитал необходимым способствовать ликвидации тех разногласий в трактовке зональной стратиграфии среднего девона Закавказья, которые существуют между А. Б. Мамедовым, с одной стороны, и авторами, с другой» [4, 4]. Такая претензия И. А. Гречишниковой в подготовке сессии и в показе разрезов нам представляется несколько странной. На каком основании составленные А. Б. Мамедовым типовые разрезы среднего девона Нахичеванской АССР, выполненные в Институте геологии АН Азербайджанской ССР, являющемся головным институтом в республике, должны были демонстрироваться И. А. Гречишниковой? Что касается второй половины приведенной цитаты, где девонская комиссия МСК якобы не способствовала ликвидации разногласий в трактовке зональной стратиграфии среднего девона Закавказья, существующей между А. Б. Мамедовым и И. А. Гречишниковой, то необходимо отметить следующее. Во-первых, на всех этапах сессии — на пленарных заседаниях и во время экскурсии — всем участникам была предоставлена широкая возможность высказаться по тем или иным обсуждаемым вопросам. Во-вторых, так называемой «схемы» стратиграфии среднего девона Закавказья по И. А. Гречишниковой, в действительности,

не существует. Все зоны, приведенные в «схеме И. А. Гречишниковой» (см. таблицу) либо были установлены М. А. Ржонсницкой (1946, 1948), либо А. Б. Мамедовым (1962, 1979, 1980). В-третьих, каких-либо существенных разногласий в трактовке объемов выделенных подразделений среднего девона, особенно эйфельского яруса, также нет. Стремление И. А. Гречишниковой подобным образом захватить первенство создания биостратиграфической схемы среднедевонских отложений Закавказья лишены всяких оснований.

Чтобы не быть голословными, рассмотрим все те «разногласия» между А. Б. Мамедовым и авторами опубликованной статьи, в отношении зональной стратиграфии среднего девона Закавказья, в той последовательности, в которой изложены ими.

1. Авторы статьи считают, что зона *Uncinulus keltibericus* А. Б. Мамедовым выделена необоснованно так как: «Во-первых, внутри этой зоны попадает разрыв между слоями 2 и 3, неотраженный в схеме А. Б. Мамедова, во-вторых, вид-индекс зоны встречен в единичных экземплярах только в слое 3, т. е. выше поверхности размыва» [4, 5]. Здесь наиболее принципиальный вопрос — это указание наличия в кровле 2-й пачки размыва. О наличии здесь, в разрезе южного склона Велидаг, размыва было отмечено И. А. Гречишниковой и др. [2, 3] еще до выездной сессии. Нижнюю часть разреза, где они не обнаружили фауны и не смогли расчленить, ее оторвали от основной верхней части разреза и указали здесь наличие коры выветривания. Притом, не всегда эта так называемая кора выветривания в данном разрезе (г. Велидаг) ими указывалась на одном стратиграфическом уровне. Во время экскурсии на южный склон г. Велидаг участники сессии попросили у И. А. Гречишниковой показать точное место в разрезе выветривания поверхности размыва и ее приметы.

Интервал в верхней части 2-й пачки старой канавы, состоящий из аргиллитов, внимательно был рассмотрен, при этом никому из участников сессии не удалось обнаружить хотя бы малейшего признака размыва; наличие конгломерата или микроконгломерата, гравелита, размывной, неровной поверхности в кровле 2-й пачки и др.

В связи с тем, что имеется указание на наличие коры выветривания, необходимо было это проверить. Для этой цели нами из 2-й пачки велидагского разреза, начиная с ее кровли, по вышеуказанной канаве (сверху вниз), сначала через каждые 5—10 см, а затем через каждые 1—3 м, взято большое количество образцов (всего из 6-ти уровней). В разных лабораториях Института геологии и Института неорганической и физической химии АН Азербайджанской ССР произвели многочисленные анализы (минералогические, петрографические, рентгенометрические, термические, спектральные, карбонатные, силикатные) этих образцов. Результаты анализов были переданы для интерпретации ст. науч. сотр. Института геологии, занимающемуся корой выветривания, Ш. А. Аллахвердиеву и минерологу — ст. науч. сотр. И. А. Бабаеву. Здесь коротко приведем их заключение: 2-я пачка в целом состоит из глинистых сланцев с кварцевыми зернами. На кровле пачки наблюдаются гипергенные изменения. Гипергенные процессы происходят в трещинах, куда легче всего проникают поверхностные растворы. Под влиянием поверхностных минерализованных растворов в отдельных открытых трещинах, тектонически переработанных участках, разрушенных зонах происходят охристые образования (гидроокись желе-

РАСЧЛЕНЕНИЕ СРЕДНЕГО ДЕВОНА ЗАКАВКАЗЬЯ ПО ДАННЫМ РАЗНЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

И.А. Рюкшицкая, 1948		А.Г. Мамедов, 1962		Р.А. Аракелян, 1964-70		А.Б. Мамедов, 1979		А.Б. Мамедов, 1980		Пачка ⁴⁾	И.А. Гречишников, Е.С. Левицкий, В.П. Селикс, 1980					
Ярус	Свита	Горизонты или слои с фауной	Ярус	Свита	Ярус	Свита	Ярус	Свита	Зона		Ярус					
Садаракские слои	ЖИВЕТСКИЙ	Данзигские слои с <i>Spirifer araxicus</i> , <i>Chonetes bretzii caucasicus</i>	ЖИВЕТСКИЙ	Данзигская	ЖИВЕТСКИЙ	В целом, живетский ярус в данной статье не рассматривался		ЖИВЕТСКИЙ	<i>Emanuella pseudovolhynica</i>	42	ЖИВЕТСКИЙ	<i>zickzack</i>				
		Верхнесадаракские слои с <i>Indospirifer aff. pseudowilliamsi</i> , <i>Spirifer mediotextus</i>		Гюмушлутская ³⁾		<i>Spinocyrtia transcaspica - Brurithyris inflatus</i>	36		<i>pseudowilliamsi</i>							
		Нижнесадаракские слои с <i>Stringocephalus burtini</i>		Садаракская		<i>Stringocephalus burtini</i>	31/25		<i>burtini</i>							
Волчеворотские слои с <i>Calceola sandalina</i> , <i>Spirifer speciosus</i> , <i>Pholidostrophia irregularis</i>	ЭЙФЕЛЬСКИЙ	Груенвальдия <i>latilinguis-Phacops latifrons</i>	ЭЙФЕЛЬСКИЙ	АРАЗДАЯНСКАЯ	ЭЙФЕЛЬСКИЙ	Волчеворотская	Волчеворотская	Волчеворотская	<i>Gruenewaldtia latilinguis</i>	29/20	ЭЙФЕЛЬСКИЙ	<i>biluvianoides-irregularis</i>				
									<i>Spinatrypa kelusiana-Undispirifer rzonnitzkajae</i>	<i>Spinatrypa kelusiana-Undispirifer rzonnitzkajae</i>		16/I	<i>caucasius-araxica</i>			
		Conchidiella ex gr. <i>pseudobaschkiricus-Megastrophia uralensis</i>				Велигорская (=Араздаянская)	Велигорская (=Араздаянская)	Велигорская (=Араздаянская)	Велигорская (=Араздаянская)	<i>Alatiformia araxica-Emanuella takwanensis</i>		Данзигская	Данзигская	<i>Alatiformia araxica-Emanuella takwanensis</i>	43/22/I	<i>speciosus-tumefacta</i>
										<i>Euryspirifer intermedius</i>		Велигорская (=Араздаянская)	Велигорская (=Араздаянская)	<i>Euryspirifer intermedius</i>	37/I	
		<i>Euryspirifer speciosus</i>				Велидагская	Велидагская	Велидагская	Велидагская	<i>Zdimir pseudobaschkiricus - Megastrophia uralensis</i>		Шарурская	Шарурская	<i>Zdimir pseudobaschkiricus - Megastrophia uralensis</i>	9	<i>uralensis-pseudobaschkiricus</i>
	Дагнинская	Дагнинская	Дагнинская	Дагнинская		Сараджинская	Сараджинская	<i>Uncinulus keltibericus</i>	I							

Примечание: 1) Год названием данзигской свиты описаны как разрезы, действительно соответствующие стратотипу данзигской свиты (S.str.) (Данзигский, Карабурунский, Дагнинский и Дамирчинский), так и разрезы верхнеживетских отложений (Гюмушлутский, Данзигский), ошибочно коррелируемых с данзигской свитой. Возраст её разными исследователями принимался по-разному. В последнее время установлен её возраст как эйфельский и основная заслуга в этом принадлежит сотрудникам МГРИ, проводившим здесь съемочные работы; 2) В то время в составе эйфельского яруса другого местного стратиграфического подразделения просто не было; 3) Гюмушлутская свита была

установлена Р.А. Аракеляном (1964) в районе пос. Гюмушлут на правом берегу р. Арпачай, в объеме существующего здесь всего среднего девона, состоящего из данзигской и волчеворотской свит эйфельского яруса и садаракской и арпачайской свит живета; 4) № пачек указывается по путеводителю (с незначительным изменением) в следующем порядке: ○ - Велидагский разрез; □ - Данзигский разрез; △ - Карабурунский разрез; ▽ - Уджибизский разрез. 5) В действительности в схеме И.А. Гречишниковой и др. (1980) выделениям биозоны к ярусной шкале не были привязаны.

за, в основном, лимонит, гетит) и гипс за счет выщелачивания известняков и сульфидных минералов; данные о наличии здесь коры выветривания не имеются.

Что касается названия зоны и замечания по поводу единичного нахождения вида-индекса, отметим, что М. А. Ржонсницкая также с самого начала выделения этой зоны не одобряла избрания вида-индекса по единичным находкам. Однако надо учитывать, что эта часть разреза в целом плохо охарактеризована палеонтологически по сравнению с другими стратиграфическими подразделениями среднего девона, и мы вынуждены были остановиться на этом виде по ряду причин. С одной стороны, в разрезе (г. Велдаг) ниже зоны *Zdimir* объективно имеется стратиграфическое тело с определенной фациально-литологической и палеонтологической характеристикой. Оно выделяется в разрезе и при помощи брахиоподовой фауны, конодонтов и другим ископаемым остаткам нами установлен нижнедевонский (верхнеэвмский) возраст этих отложений. С другой стороны, с той поры и другие виды, в том числе и *Euryspirifer cf. extensus* Solle были встречены в единичных экземплярах. Зато *Uncinulus keltibericus* S. H. Map, встреченный в 3-й пачке, имеет хорошую сохранность и этот вид является руководящим для верхнего эмса Западной Европы (Испания) [14]. В то же время, в последующие годы, особенно во время экскурсии, в данном разрезе нами и другими участниками сессии было найдено дополнительно множество раковин *Euryspirifer extensus*. Поэтому в последующих моих работах эта зона именуется как *Uncinulus keltibericus—Euryspirifer extensus*.

2. Что касается рекомендации авторов рассматриваемой статьи о том, что отложения выше 3-й пачки в разрезе г. Велдаг следует отнести к зоне *Zdimir*, на основании того, что здесь встречаются «элементы фаунистического комплекса указанной зоны: *Atrypa* (*Planatrypa scharurica* Mam., A. (P.) ex gr. *devoniana* (Webst.), *Spinatrypa dorsata* Biernat и др.» [4, 5], то следует отметить, что указанные формы встречаются и в более низких горизонтах. В приведенном списке заслуживает внимание только *Spinatrypa dorsata* Biernat. Однако, этот вид не встречается ниже зоны *Zdimir* и в нашем «Путеводителе» нет указания о нахождении его ниже 9-й пачки, которая на основании находок *Zdimir* в настоящее время относится к зоне *Zdimir pseudo-baschkiricus*. Подтверждением этому служат находки конодонтов *Polygnathus costatus patalus*, недавно обнаруженные Т. Ф. Эйхгорн в 9-й пачке.

Перейдя к зоне *Euryspirifer intermedius* авторы рассматриваемой статьи пишут: «Зоны *speciosus* и *intermedius* расхождений взглядов не вызывают» [4, 5]. Спрашивается, если расхождений во взглядах на эти «две зоны» нет, то почему одно и то же стратиграфическое тело в одном и том же разрезе именуется по-разному? А. Б. Мамедов впервые установивший эту зону в 1962 г. под названием горизонт *C* *Euryspirifer speciosus* затем выяснил, что *E. speciosus* является младшим синонимом *E. intermedius* (Schloth.) и поэтому заменил названия этой зоны на зону *E. intermedius*, а И. А. Гречишников это название до сих пор сохраняет.

Далее авторы делают такое замечание: «Отметим только, что кровлю зоны в Карабурунском стратотипе следует проводить ниже основания известняков с *Alatiformia araxica* (Rzon.) опираясь не

на литологические признаки (разрядка наша и мы к этому замечанию частично вернемся несколько позже — А. М.), а на появление первых *Oligoptysperhynchus daleidensisiformis* (Mam.) и *Emanuella takwanensis* (Kayser) в 2—3 м ниже подошвы известняков» [4, 5]. Должен отметить, что, во-первых, из всех разрезов данзикской свиты, зоны *Alatiformia araxica—Emanuella takwanensis*, развитых в Закавказье, как раз в Карабурунском разрезе, как исключение, *Oligoptysperhynchus daleidensisiformis* Mam., вообще не встречается (см. «Путеводитель»). Во-вторых, граница зон *Euryspirifer intermedius* и *Alatiformia araxica—Emanuella takwanensis*, соответствующая границе свит аразданской и данзикской, на карабурунском разрезе довольно четко заметна даже издали. Все это не является принципиальным вопросом, из-за которого можно было бы дискутировать. Но в приведенной цитате из рассматриваемой статьи мы хотели бы обратить внимание на другую сторону вопроса. Авторы предлагают при проведении кровли зоны *Euryspirifer intermedius* в карабурунском разрезе не опираться на литологические признаки, а провести ее несколько ниже, по появлению элементов в целом характерных для последующей зоны. А при проведении кровли зоны *Alatiformia araxica—Emanuella takwanensis* в другом разрезе — в данзикском стратотипическом разрезе, как мы увидим дальше, авторы упорно настаивают поднять ее значительно выше (ни больше, ни меньше, на 73,5 м выше, при общей мощности этой зоны в данном разрезе 97,4 м), основываясь главным образом на литологических признаках, учитывая по их выражению «единый цикл осадконакопления». При этом свои субъективные мнения в отношении «единого цикла осадконакопления» они предлагают как общепринятый, неоспоримый факт. Так, переходя к зоне *Alatiformia araxica—Emanuella takwanensis*, авторы пишут: «Как видно из таблицы, объем зоны *caucasica—araxica* по авторам, больше объема зоны *araxica—takwanensis*, по А. Б. Мамедову. Верхняя граница нами проводится по кровле известняков с последними представителями зонального вида *Alatiformia araxica* (Rzon.) с *Athyris danzikensis* Mam., *Undispirifer ronsnitskajae* Mam., что соответствует кровле слоя 23 данзикского разреза. Верхняя часть зоны в этом разрезе сложена доломитизированными, иногда косолистыми известняками, представляющими собой регрессивную часть разреза рассматриваемой зоны, отражающую конец единого этапа развития» [4, 5—6].

Объем зоны *Alatiformia araxica—Emanuella takwanensis* соответствует объему данзикской свиты, выделенной М. А. Ржонсницкой в 1946 г. в окрестности с. Данзик, на левом берегу р. Восточный Арпачай. Вышеуказанное якобы несоответствие объема зоны *araxica takwanensis*, по А. Б. Мамедову, объему так называемой зоны *caucasica—araxica*, по И. А. Гречишниковой, касается как раз этого стратотипического данзикского разреза, где имеется верхняя граница этой зоны. Зачем понадобилось авторам рассматриваемой статьи выдвигать идею о якобы несоответствии объемов этих двух параллельно существующих зон, характеризующих один и тот же стратиграфический интервал среднего девона района? Это им нужно было для того, чтобы избежать ответа на напрашивающийся вопрос о том, почему в противовес уже существующему названию одного и того же стратиграфического подразделения, имеющего свои полные палеонтологическую и литологическую характеристики и свой стратотип, выдвигается новое

название? А при различном объеме этих зон, думают они, можно как-то настаивать на сохранении выделенных ими, вопреки правилам приоритета, новой зоны. При этом, для достижения этой цели ими применяются различные приемы, часто противоречащие друг другу. Это рассмотрим в деталях.

В отношении так называемых «косослоистых известняков» в данзикском разрезе, отнесении их к верхам данзикской свиты, а не к основанию последующей волчеворотской свиты И. А. Гречишниковой и др. спорили и во время экскурсии на этот разрез. Их аргументы — главным образом те же, что и в вышеприведенной цитате, т. е. наличие косослоистых известняков. По их мнению, косослоистые известняки свидетельствуют о регрессивном факторе, поэтому этими известняками заканчивается единый цикл осадконакопления. Но во время экскурсии они спорили в отношении 16-й и 17-й пачек. Теперь же к ним прибавились и 18—23 пачки.

Отметим, что действительно, 16-я и 17-я пачки в данзикском разрезе состоят из толстослоистых, мелкозернистых, песчаных известняков и в 16-й пачке заметна косослоистая текстура. Однако мы никак не можем согласиться с тем, что косая слоистость, ее образование связано только с регрессивным движением. Почему косослоистость не может образоваться в процессе трансгрессии моря? Имеющиеся отечественные и зарубежные литературные источники не дают на этот вопрос однозначный ответ. Вообще косослоистые образования, их классификация, условия образования остаются наименее изученным вопросом в области литологии. Вот что пишет по этому поводу Д. В. Наливкин [9, 96], ссылаясь на Ю. А. Жемчужникова: «...Для определения условия образования осадков одной формы косой слоистости недостаточно. Наблюдения над ней дают только первые указания, которые должны быть дополнены наблюдениями над литологическим составом, фауной и характером распространения и залегания». Приведем также высказывания А. В. Хабакова на этот счет [12, 39]: «Механизм образования различных форм слоистости вообще и косой слоистости в частности в современных геологических условиях еще очень мало изучен.

Известны лишь немногие примеры детального исследования условий возникновения и механизма образования современной косой слоистости».

Чуть дальше он пишет: «Некоторые авторы высказывали сомнение насчет возможности вообще судить о генезисе толщ по характеру их косой слоистости. Другие ограничиваются классификацией форм слоистости и только» [12, 42]. Так что, в лучшем случае, мы можем лишь констатировать, что наблюдаемая косая слоистость в толще отложений среднего девона Закавказья относится к мелководно-морскому литеральному типу и что ее наличие указывает на обстановку сравнительного мелководья и относительной близости палеосуши.

Бесспорно, что те исследования заслуживают серьезного уважения, в коих придерживается определенная концепция, где исследователь постоянен в своих выводах и рекомендациях, четко и ясно определяется его отношение к тем или иным существующим или вновь выдвигаемым им же идеям и концепциям. Вот, в данном случае, в рассматриваемой статье, авторы по одному и тому же вопросу в разных разрезах высказывают разные, совершенно противоположные мнения. В данзикском разрезе авторы косослоистые известняки объединяют с подстилающим комплексом отложений и даже обвиняют А. Б. Мамедова и, заодно,

М. А. Ржонсницкую в том, что: «А. Б. Мамедов [9] пачку косослоистых доломитизированных известняков относит к основанию вышележащей зоны *keluslaca—gzonsntskajae*, объединяя таким образом конец одного этапа развития с началом другого» [4, 6]. В то же время в велидагском разрезе аналогичные толстослоистые, массивные, песчаные, с косослоистой текстурой, известняки (см. «Путеводитель», пачка 37—39; работу И. А. Гречишниковой и др. [3], пачки 32—35) выдвигаются в основание нового цикла осадконакопления, в качестве новой зоны — зона *Thamporora tumefacta*. Кстати, эта одна единственная зона, из так называемой «схемы И. А. Гречишниковой» по среднему девону Закавказья, которая до начала исследований МГРИ в данном районе не была известна, выделена впервые и оказалась весьма неудачной. Дело в том, что из этого интервала А. Б. Мамедовым (сборы 1978, 1979, 1980 гг.), М. А. Ржонсницкой и В. Ф. Куликовой (сборы 1978 и 1980 гг.), а также В. Н. и Е. В. Дубатовыми (сборы 1980 г.) собрано большое количество кораллов и все они переданы В. Н. Дубатову на определение. Однако из всего этого огромного материала не оказалось ни одного экземпляра *Thamporora tumefacta*. Если даже этот вид в дальнейшем обнаружится в составе велигорской свиты, в основание которой сильно развиты ветвистые тамнопоры, то одно уже ясно, что этот вид не может служить видом-индексом для данного стратиграфического подразделения.

Таким образом, как в данзикском разрезе (пачки 16—17), так и в велидагском (пачки 37—39) наблюдается почти идентичная картина: широко развитый в подстилающей зоне комплекс фауны доходя до этих границ полностью исчезает, особенно это касается брахиоподовой фауны, взамен еще не успевает появляться новый комплекс фауны; порода становится однообразной, толстослоистой, песчаной, плотной, иногда с косослоистой текстурой. В одном случае И. А. Гречишниковой и ее соавторы эти мощные известняки с косослоистой текстурой относят к нижележащей зоне (данзикский разрез), считая их концом «единого цикла развития» района, а в другом (велидагский разрез) — относят к вышележащей зоне, считая их началом «единого цикла развития».

Как указано выше, так же решается авторами рассмотренной статьи вопрос о границе араздаянской и данзикской свит в карабурчинском разрезе, где предлагается провести эту границу внутри терригенной фации.

Как обстоят дела с палеонтологической характеристикой в пограничных слоях между данзикской и волчеворотской свит в данзикском разрезе? Доходя до верхней границы 15-й пачки довольно широко развитый в данзикской свите своеобразный, присущий только этому стратиграфическому подразделению, комплекс фауны исчезает полностью. Последующие мощные, крепкие известняки (16-я и 17-я пачки) плохо охарактеризованы палеонтологически. Изредка встречаются мелко-рослые кораллы и строматопораты; встречен также обломок *Solenastrea (Isosolenastrea) aspera aspera* (Schlotb.), являющейся характерной для последующей зоны (см. «Путеводитель»). То, что авторы рассматриваемой статьи указывают на находки в этих массивных известняках раковин *Alatiformia araxica* Rzon. и *Athyris danzikensis* Mam., не соответствует действительности. *Alatiformia araxica* Rzon., как они сами отмечают уже в другом месте [4, 6], здесь выше 15-й пачки не

встречается. В течение 25 лет моей исследовательской работы в данном районе в моей коллекции имеется из данзического разреза всего лишь 3 экз. *At yris danzikensis* Mam., из которых 1 экз. (голотип) обнаружен из данзической свиты правого берега р. Арпачай, у с. Данзик, а 2 экземпляра — из того же интервала с левого берега указанной реки. Вдруг этот весьма редкий вид указывается не только из почти немой толщи 16-й и 17-й пачек, но даже из 23-й пачки! Что же касается *Undispirifer rzonznitskajae* Mam., то он во-первых, в этой толсто-слоистой толще (16-я и 17-я пачки) также не встречается; во-вторых, он как раз является характерным зональным видом для вышележащей зоны *Spinatrypa aspera aspera*—*Undispirifer rzonznitskajae*. Присутствие его подтверждает принадлежность отложений, содержащих его остатки, к указанной зоне. Кроме того, встреченная в пачке 16 *Spinatrypa aspera aspera*, а в 19-й пачке *Beckmannia pentagona pentagona* (Kayeser), *Spinospirifer diluvianoides* Blernat и другие весьма характерны для волчеворотской свиты и ниже не встречаются. Таким образом, как мы видим, граница 15-й и 16-й пачек является концом развития одного комплекса фауны, господствующего в подстилающих отложениях, и началом другого комплекса, где появляются *Spinatrypa aspera aspera*, кораллы строматопораты (в основном мелко-рослые), сначала встреченные в единичных экземплярах, но постепенно наращивающие свое развитие. В 18-й пачке уже встречаются много одиночных ругоз и строматопорат. А в 19-й пачке в огромном количестве встречаются органические остатки вполне сформированного облика последующей зоны.

Итак, в данзическом разрезе И. А. Гречишникова и ее соавтор границу между зонами *arctica*—*takwanensis* и *aspera*—*rzonznitskajae* проводят по кровле 23-й пачки. А в следующей 24-й пачке встречается в большом количестве фауна, богатая не только в отношении количества видов, но особенно в отношении количества особей (отдельные пропластки песчаных известняков переполнены органическими остатками). Отсюда определен 31 вид (см. «Путеводитель»), и они, в частности брахиоподы, исключительно являются формами появившихся в разрезе выше 15-й пачки. И эта пачка (24-я пачка), характеризующаяся таким пышным развитием фауны, предлагается авторами рассматриваемой статьи в качестве начала «нового цикла» развития района и его органического мира. Если авторы рассматриваемой статьи при зональном расчленении основываются на эволюционной теории Ч. Дарвина, то должны были принять во внимание, что любой вид первоначально появляется и в первое время существует в небольшом количестве экземпляров на ограниченной площади и нередко проходит достаточно длительное время, прежде, чем та или иная группа получает широкое количественное и географическое развитие. Для возникновения, дифференциации и широкого расселения такого богатого комплекса фауны, который имеется в 24-й пачке данзического разреза, потребовалось определенное время.

Перейдя к зоне *Spinatrypa kelusiana*—*Undispirifer rzonznitskajae* отметим, что и во время пленарных заседаний выездной сессии сессии девонской комиссии МСК (г. Нахичевань—Баку, 1980) и на пленуме девонской комиссии МСК (г. Ленинград, 1981) как И. А. Гречишникова, так и Е. С. Левицкий неоднократно высказывали мне упрек в отношении вида-индекса *Spinatrypa (Invertrypa) kelusiana* Struve.

Каждый раз я давал исчерпывающее объяснение, указывая причину, заставившую меня остановиться на этом виде в качестве вида-индекса, и обещал заменить его видом *Spinatrypa (Isospinatrypa) aspera aspera* (Schloth.), способствуя, тем самым, отражению точной характеристики этого интервала разреза эйфельского яруса Закавказья, с одной стороны, и более точной корреляции этой и последующей зон с синхронными слоями типовых Арденно-Рейнских разрезов — с другой.

Этот интервал разреза среднего девона четко отличается от отложений других зон как по своему литологическому составу, так и фаунистической охарактеризованности. Литологически здесь резко увеличивается процент терригенного материала, породы становятся не крепкими, порою рыхлыми, благодаря чему они легко подвергаются экзогенным денудациям (эрозии), и поэтому в рельефе обычно выражены в виде седловины.

Палеонтологически этот интервал, в целом, является наиболее богато охарактеризованной частью разреза — эта зона переполнена органическими остатками, среди которых преобладающими являются брахиоподы и кораллы. Наиболее характерными, весьма богато представленными, в то же время довольно легко узнаваемыми видами здесь являются *Spinatrypa (Isospinatrypa) aspera aspera* (Schloth.), *Undispirifer rzonznitskajae* Mam. и *Calceola sandalina* (Lam.). Если *Calceola sandalina* (Lam.), достигшая здесь наиболее пышного развития, очень редко встречается и во всех других подразделениях эйфельского яруса, то первые два вида встречаются только в пределах данной зоны: они здесь появляются, быстро развиваются и в конце зоны вымирают полностью. *Spinatrypa (Isospinatrypa) aspera aspera* (Schloth.) сверху покрыта своеобразными первичными пленками, прослойками-пластинками свинцово-серого цвета с перламутровым блеском. В силу того, что эти первичные прослойки-пластинки при отделении от раковин этого вида быстро отламываются и рассыпаются на поверхности отложений зоны, этот интервал разреза под лучами солнца обычно сверкает и в сочетании со своеобразным положением в рельефе (седловина) как-то выделяется в разрезе.

При выделении этого интервала в самостоятельную зону (в то время в горизонт) в 1962 г. аспиранту А. Б. Мамедову очень хотелось назвать ее именно этим наиболее характерным видом. Однако, за долгие годы установления этого вида, в течение около 150 лет его существования в мировой палеонтологической литературе под названием *Atrypa aspera*, приводилось множество форм из различных провинций и горизонтов среднего, а иногда даже верхнего девона, и утратилась, таким образом, его стратиграфическая значимость. Поэтому он при выборе вида-индекса остановился на *Spinatrypa kelusiana* Struve — зональном виде одноименной зоны в верхнем эйфеле типовых разрезов Зап. Европы, хотя и встречающийся в Закавказье редко. Таким образом, выделение вида-индекса носило скорее символический характер: этим автор хотел показать именно роль представителей рода в данном стратиграфическом интервале. Теперь ситуация изменилась: после ряда работ В. Струве [16—18], П. Коппера [13] и других выяснилась точная приуроченность Schloth. к типовому рейнскому разрезу, и поэтому, как мы обещали во время выездной сессии, заменили вид-индекс *Spinatrypa kelusiana* на *Spinatrypa aspera aspera*.

Вторым наиболее характерным видом для данного интервала раз-

реза, имеющим широкое развитие на этом уровне почти во всех разрезах района, является *Undispirifer rsonsnitskajae* Mam. В силу своеобразного овально-пятиугольного очертания раковины и особенно обладания крепкой, толстой стенкой раковины, они обычно встречаются в хорошей сохранности, и этот вид-красавец является настолько заметным, отличным, что ни с каким другим видом его нельзя перепутать. Поэтому в качестве вида-индекса *Undispirifer rsonsnitskajae* является наиболее удачным таксоном.

В то же время предложение И. А. Гречишниковой виды-индексы *Radiomena irregularis* и *Spinospirifer diluvianoides* для зоны, отвечающей по своему объему ранее установленным зонам *Spinatrypa aspera aspera—Undispirifer rsonsnitskajae* и *Grucnewaldtia latilinguis* вместе взятые, по схеме А. Б. Мамедова, являются куда более неудачными и вот почему.

1. Вид *irregularis* (F. Roemer) встречается не только в пределах волчеворотской свиты, вертикальное развитие ее достигает самых верхов живетского яруса. Например, в гюмушлугском разрезе раковины *irregularis* встречаются и, в большом количестве, в зоне *Emanuella pseudovolhynica*.

2. Вертикальное распространение *Spinospirifer diluvianoides* также не ограничивается объемом волчеворотской свиты. Он довольно часто встречается в средне- и верхнеживетских отложениях. В районе с. Садарак он встречается совместно с *Indospirifer pseudowilliamsi* Rzon., в районе низовье Джаанамдереси его раковины происходят из пачки с *Undispirifer undieris* (Roemer), а в гюмушлугском разрезе встречается совместно с *Emanuella pseudovolhynica* Mam.

Кроме того, этот вид весьма изменчив, его объем довольно широкий; очень легко его можно перепутать со многими близкими видами.

Зона *Grucnewaldtia latilinguis* четко выделяется по комплексу фауны и прослеживается на одинаковом уровне почти во всех разрезах Закавказья, где обнажаются отложения верхней части эйфельского яруса; исключение составляет данзикский разрез (левый берег).

В 1978 г., в поле, после совместного посещения некоторых разрезов, автор этих строк и И. А. Гречишникова обсудили стратиграфию среднего девона района и уточнили почти все его аспекты. Тогда И. А. Гречишникова согласилась с мнением о самостоятельности зоны *Grucnewaldtia*. Теперь же, как мы видим, авторы рассматриваемой статьи почему-то отступили от совместной договоренности и вновь эту зону объединили с зоной *Spinatrypa aspera aspera—Undispirifer rsonsnitskajae* переименовали ее в зону *irregularis—diluvianoides*. Между тем эта стратиграфическая единица с определенным комплексом фауны реально существует в составе эйфельского яруса Закавказья.

В отношении живетского яруса авторы рассматриваемой статьи пишут: «Серьезные возражения вызывает схема зонального расчленения живетского яруса, предложенная А. Б. Мамедовым [9]». Еще далее: «Зона *transcaucasica—inflatus* имеет очень ограниченное площадное распространение, так как ее можно выделить только в районе поселков Данзик и Гюмушлуг. На остальной территории Нахичеванской АССР эта зона ни по фаунистическим признакам, ни по литологическим маркирам неотделима от зоны *burlini* [4, 6]. Во-первых, то, что А. Б. Мамедов при расчленении живетского яруса Закавказья

опирается главным образом на данзикский и гюмушлугский разрезы, является самым верным решением. На всей площади распространения живетских отложений здесь только в этих двух разрезах живетский ярус представлен в своем полном объеме с постепенным переходом от подстилающих эйфельских отложений к покрывающим франским образованиям. В то же время в других районах (например, севернее с. Садарак) широко развитые живетские отложения из-за чешуйчатоплитковой тектоники района раздроблены многочисленными разрывными нарушениями, а также здесь, в едином разрезе соотношение их с подстилающими эйфельскими и покрывающими франскими отложениями неизвестны. Правда, разрывные нарушения имеются и в гюмушлугском разрезе. Однако здесь последовательность слоев и пачек легко восстанавливается и амплитуды выпадающих интервалов разреза незначительны. Кроме того, в данзикском и гюмушлугском разрезах все выделенные зоны по своей палеонтологической охарактеризованности не уступают аналогичным интервалам живетского яруса в других разрезах, а превосходят их. Во-вторых, аналогов зоны *transcaucasica—inflatus* в других разрезах не следует искать в зоне *burlini*. По нашему убеждению, зона *pseudowilliamsi*, по И. А. Гречишниковой (в действительности, этот интервал живета впервые здесь установлен М. А. Ржонсницкой в 1948 г. под названием слои с *Indospirifer aff. pseudowilliamsi*, etc. в том объеме указанной ею в Садаракском районе, соответствует подзоне *transcaucasica* по А. Б. Мамедову, т. е. это—средний живет. Разве мало встречаются в этой зоне раковины *Spinocyrthia transcaucasica*? А самая верхняя зона живетского яруса—зона *Emanuellapsel-dovolhynica* в Садаракском районе просто отсутствует.

То, что авторы рассматриваемой статьи зону *Emanuella pseudovolhynica* переводят во франский ярус, не соответствует действительности. Из этого интервала нами определены более 55 видов брахиопод; за исключением двух видов, где они являются сугубо живетскими видами [8, 128].

Таким образом, при строго ограниченной возможности объема журнальной статьи, все же нам удалось, как нам кажется, ответить на все основные вопросы, поднятые в рассматриваемой статье, названные авторами спорными.

Литература

1. Аракелян Р. А. Палеозой. Девон. — В кн.: «Геология Армянской ССР, т. II, Стратиграфия. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1964, с. 46—96.
2. Гречишникова И. А., Левицкий Е. С., Феликс В. П. К биостратиграфии среднего девона Закавказья. Бюл. МОИП. Отдел геол., 1980, т. 55, вып. 1, с. 39—50.
3. Гречишникова И. А., Левицкий Е. С., Положихина А. И., Феликс В. П. Описание опорного разреза среднего девона на южном склоне г. Велидаг (Закавказье). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, деп. ВИНТИ, № 3043—80, 32 с.
4. Гречишникова И. А., Левицкий Е. С. О некоторых спорных вопросах биостратиграфии среднего девона Нахичеванской АССР (Южное Закавказье). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 10, с. 3—8.
5. Мамедов А. Б. Стратиграфия и фауна брахиопод данзикской свиты девона Нахичеванской АССР. Автореф. дисс. канд. наук. — Баку, 1962.—16 с.
6. Мамедов А. Б. Зональное расчленение эйфельского яруса среднего девона Нахичеванской АССР. — Изв. АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле, 1979, № 5, с. 92—98.
7. Мамедов А. Б. Путеводитель геологических экскурсий по типовым разрезам среднего девона Нахичеванской АССР. — Баку: Эям, 1980. — 134 с.

8. Мамедов А. Б. Зональное расчленение среднего девона Закавказья по брахиоподам. — В кн.: Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. с. 112—130.

9. Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. — М.-Л.: Изд. АН СССР, 1956. — 534 с.

10. Постановления МСК и его постоянных комиссий. — Л., 1982, вып. 20, с. 22—29.

11. Ржонсницкая М. А. Девонские отложения Закавказья. — Докл. АН СССР, 1948, т. IX, № 8, с. 1477—1480.

12. Хабаков А. В. Какая стойкость осадочных толщ, как показатель условий образования. — Природа, 1951, № 4, с. 38—41.

13. Cooper P. Spinatrypa and Spinatrypina (Devonian Brachiopoda). *Palaeontology*, 1967, vol. 10, part. 3, p. 489—523.

14. Schumann D. Rhyonchelloidea aus dem Devon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Neue Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abh.*, 1965, Bd. 123, H. 1, S. 41—104.

15. Solle G. Die Spiriferen der Gruppe *ardennensis* — *intermedius* in Rheinischen Devon. *Abh. des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*. Wiesbaden, 1953. H. 5, 156 S.

16. Struve W. Spinatrypa *klusiana* n. sp., eine Zeitmarke im Rheinischen Mittel-Devon (Brachiopoda). *Senckenberg. Leth.*, 1956, Bd 37, No. 3/4, S. 383—409.

17. Struve W. Zur Stratigraphie der südlichen Eifler Kalkmulden. *Senckenberg. Leth.*, 1961, Bd 92, No. 3/4, S. 292—345.

18. Struve W. Erörterung des Alters der Refrath Schichten und Darstellung einiger devonischer Atrypinae. *Senckenberg. Leth.*, 1964, Bd 45, No. 6, S. 525—532.

А. Б. Мамедов

НАХЧЫВАН МССР ЭРАЗИСИНДЭ ОРТА ДЕВОН ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН СТРАТИГРАФИЈАСЫ НАГГЫНДА

Мәгаләдә Нахчыван МССР эразисиндә орта девон чөкүнтүләринин биостратиграфик бөлкүсүндә эдәбијатда мөвчүд олан мубаһисәли мәсәләләрин әсл маһијәти. онларын варлыгынын прәли сүрүлмәси вә бүтүн бүнларын арадан галдырылмасы јоллары көс-тәрилилр.

А. В. Mamedov

ON MIDDLE DEVONIAN STRATIGRAPHY OF THE NAKHICHEVAN ASSR

There was an article in the press, where disputable questions in biostratigraphy of Middle Devonian of Nakhichevan ASSR were given (I. A. Grechishnikova, E. S. Levitsky). On some disputable questions of biostratigraphy of Middle Devonian of Nakhichevan ASSR (The South Transcaucasus). — In: Proceedings of higher educational institutions. Geology and exploration, 1981, N 10, p. 3—8).

Explanation of these disputable questions in stratigraphy of Middle Devonian of Transcaucasus, reasons of their origin and the ways of their overcoming is practically the reply to the work mentioned in this article.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1984, № 5

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1984, № 5

УДК 551.49

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

НГУЕН ХОНГ ДЫК

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИИ ХАНОЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ (СРВ)

В четвертичных отложениях ханойской депрессии (СРВ) по степени минерализации выделяются 3 гидрохимические зоны: 1) зона пресных вод с минерализацией до 1 г/л; 2) зона солоноватых вод с минерализацией 1—3 г/л; 3) зона соленых вод с минерализацией более 3 г/л. По химическому составу подземных вод выделяется 6 зон: 1) зона преимущественно гидрокарбонатных вод с подзонами различного состава катионов кальция, магния и их сочетаний; 2) зона преимущественно хлоридных вод с подзонами хлоридных натриевых, реже хлоридных натриево-магниевых и хлоридных натриево-кальциево-магниевых; 3) зона преимущественно гидрокарбонатных хлоридных вод с подзонами различного состава катионов кальция, натрия, магния и их сочетаний; 4) зона преимущественно хлорид-сульфатных вод с подзонами различного состава катионов кальция, натрия, магния и их сочетаний; 5) зона преимущественно сульфатных натриевых вод; 6) зона подземных вод различного химического состава с несколькими подзонами.

Зона пресных вод (до 1 г/л) охватывает северную и северо-западную части ханойской депрессии, где она встречается в верхней и средней частях разреза. В северной и западной краевых частях рассматриваемой территории формируются ультрапресные воды с минерализацией 0,05—0,2 г/л. Этому способствует выщелачивание водовмещающих пород атмосферными осадками. Умеренно пресные воды с минерализацией 0,2—1 г/л образуются в центральной части ханойской депрессии. Они залегают в супесчаных, песчаных, галечниково-конгломератовых отложениях. Эти воды формируются главным образом за счет поверхностных вод, а также атмосферных осадков. Здесь они по химическому составу неоднородные, преимущественно гидрокарбонатные хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные.

Зона солоноватых подземных вод (1—3 г/л) занимает как первые от поверхности, так и нижележащие водоносные горизонты. По химическому составу эти воды отличаются большой пестротой, но среди них преобладают хлоридно-гидрокарбонатные, натриево-кальциевые и натриевые воды, образование которых связано с многочисленными факторами (гидрологическими, тектоническими, физико-химическими). Воды сульфатного состава распространяются незначительно. Они встречаются в верхних частях разреза (в провинциях Тхай Бинь и Хайфонг) путем выщелачивания серы. На больших глубинах (70—150 м) рассматриваемой зоны подток сравнительно глубоких соленых вод в зону свободного водообмена по разломам способствует формированию хло-

ридных, натриевых, хлоридных натриево-магниевых и хлоридных кальциево-натриевых вод.

Соленые воды получили распространение в основном на морских прибрежных волосах и залегают как вблизи дневной поверхности, так и на большой глубине (до 150—200 м и глубже). В их химическом составе преобладают хлориды натрия. Образование этих вод связано, по-видимому, с вклиниванием морских вод. Подземные воды морских побережий в зависимости от геологического строения и гидрогеологических условий могут быть различными: дренируемыми и недренируемыми морем, грунтовыми и межпластовыми. Питание подземных вод происходит за счет подземного стока, инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на территорию побережья. Этим объясняется и формирование линз пресных вод с минерализацией меньше 0,3 г/л в рассматриваемой зоне.

Исследование по уточнению гидрохимической характеристики ханойской депрессии в настоящее время продолжается.

Нгуен Хонг Дык

НАНОЈ ДЕПРЕССИЈАСЫ (ВСР) ДӨРДҮНЧҮ ДӨВР ЧӨКҮНТҮЛЭРИ ЈЕРАЛТЫ СУЛАРЫНЫН КИМЈЭВИ ТЭРКИБИНИН ФОРМАЛАШМАСЫ ВЭ ГИДРОКИМЈЭВИ ЗОНАЛЛЫГЫ

Магалэдэ Наној депрессијасы Дөрдүнчү дөвр чөкүнтүлэри јералты суларыны кимјэви тәркибинин формалашмасы шәрәтиндән бәһс олунур. Нәмчинин гидрохимјэви зоналлыг мәсәләсинә дә тохунулур.

Ngyen Hong Duc

THE HYDROCHEMICAL ZONING AND CONDITIONS OF FORMING OF UNDERGROUND WATERS CHEMICAL COMPOSITION IN THE QUATERNARY DEPOSITS OF HANOY DEPRESSION (SRV)

The conditions of forming of underground waters chemical composition in the quaternary deposits of Hanoi depression and their hydrochemical zoning are examined.

УДК 523.78+551.21032

С. М. МУСТАФАЕВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ТВЕРДЫХ ВЫБРОСАХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА

Одним из интересных объектов для поиска бора являются грязевые вулканы, в продуктах деятельности которых, наряду с другими химическими элементами, содержатся также бор и его соединения.

Впервые поведение бора в геологических процессах и различных геологических образованиях исследовано В. М. Гольдшмитом и К. К. Петерсоном [4]. В продуктах деятельности грязевых вулканов Керченско-Таманской области бор впервые обнаружен В. И. Вернадским и С. П. Поповым в 1902 году [3].

Вопросы поиска борного сырья в Азербайджане подробно рассмотрены в работе А. А. Али-Заде, в которой указаны предполагаемые объекты и возможные пути для выявления месторождений бора. Сведения о содержании бора в продуктах выбросов грязевых вулканов приводятся также в работах Н. И. Бабаева и Р. А. Мартиросяна [2], А. А. Якубова и Ад. А. Алиева [8] и др.

Нами изучены твердые продукты деятельности островных грязевых вулканов Бакинского архипелага. Рассмотрены условия проявления и закономерности распределения бора в грязевулканической брекчии.

Проведенные нами исследования позволили установить ряд закономерностей распределения бора в продуктах деятельности грязевых вулканов Бакинского архипелага.

Как видно из диаграммы, бор в твердых продуктах грязевых вулканов распределен неравномерно. В северной части Бакинского архипелага (о. Дуванный, о. Булла, о. Глиняный) содержание бора больше, чем в южной. При этом, бор в сопочном шламе по всей площади Бакинского архипелага накапливается за счет выщелачивания из пород-включений грязевулканической брекчии.

Полученные лабораторные данные по содержанию бора в грязевулканической брекчии обработаны математическим методом. Определен нормальный закон распространения бора в твердых продуктах выбросов грязевых вулканов Бакинского архипелага.

Для сравнения вулканов по содержанию бора в их выбросах в пределах отдельных тектонических зон были использованы критерии Стьюдента и Фишера:

$$k = n_1 + n_2 - 2$$

$$k = 96 + 18 - 2 = 42$$

$$\alpha = 0,05$$

$$t_{\alpha 0.5} = 2,02$$

$$T < t_{\alpha 0.5}$$

* Анализы выполнены в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции (г. Москва).

Распределение бора по типам пород
и в выбросах грязевых вулканов Бакинского
архипелага, %

о. Дуваный	Сопочный шлам	0,041—0,07 0,05
	Песчаники	0,003—0,009 0,006
о. Булла	Карбонатные породы	0,003—0,01 0,007
	Сопочный шлам	0,03—0,06 0,04
	Песчаники	0,003—0,006 0,004
о. Лось	Карбонатные породы	0,001—0,01 0,004
	Сопочный шлам	0,013—0,055 0,03
	Песчаники	0,003—0,008 0,005
о. Свиной	Карбонатные породы	0,004—0,008 0,007
	Сопочный шлам	0,01—0,06 0,03
	Песчаники	0,003—0,007 0,005
о. Камень Игнатия	Карбонатные породы	0,003—0,007 0,006
	Сопочный шлам	0,01—0,06 0,03
	Песчаники	0,003—0,006 0,005
б. Корнилова—Павлова	Карбонатные породы	0,007—0,009 0,005
	Сопочный шлам	0,013—0,065 0,04
	Песчаники	0,005—0,009 0,008
о. Обливной	Карбонатные породы	0,002—0,009 0,007
	Сопочный шлам	0,016—0,02 0,018

По первому критерию проверялась нулевая гипотеза о равенстве двух сравниваемых выборок, а по второму — равенство дисперсий этих выборок.

При этом, для критерия Стьюдента степень свободы $\kappa = n_1 + n_2 - 2$, где n_1 — количество анализов по первой тектонической зоне (о. Дуваный, о. Булла); n_2 — количество анализов по второй тектонической зоне (о. Лось, о. Свиной, о. Камень Игнатия, о. Корнилова—Павлова). По таблицам 5, 7 [5] выбирается пороговое значение.

Критерий Стьюдента при уровне значимости:
 $\alpha = 0,05$

Для нашего случая:

$$t_{\text{таб.}} = 2,02,$$

$$t_{\text{расчет}} = 0,17984$$

Если $t_{\text{таб.}} > T_{\text{расчет}}$ то среднее сравниваемых выборок при уровне значимости $\alpha = 0,05$ не отличается друг от друга.

Для критерия Фишера

$$k_1 = 18 - 1 = 17$$

$$k_2 = 26 - 1 = 25$$

$$\alpha = 0,05$$

$$F_{\text{таб.}} = 2,2$$

$$F = 1,8$$

$$F_{\text{таб.}} > F_{\text{расчет}}$$

Если $F_{\text{таб.}} > F_{\text{расчет}}$ то дисперсии сравниваемых выборок при уровне значимости $\alpha = 0,05$ не отличаются друг от друга.

Здесь: κ — степень свободы;

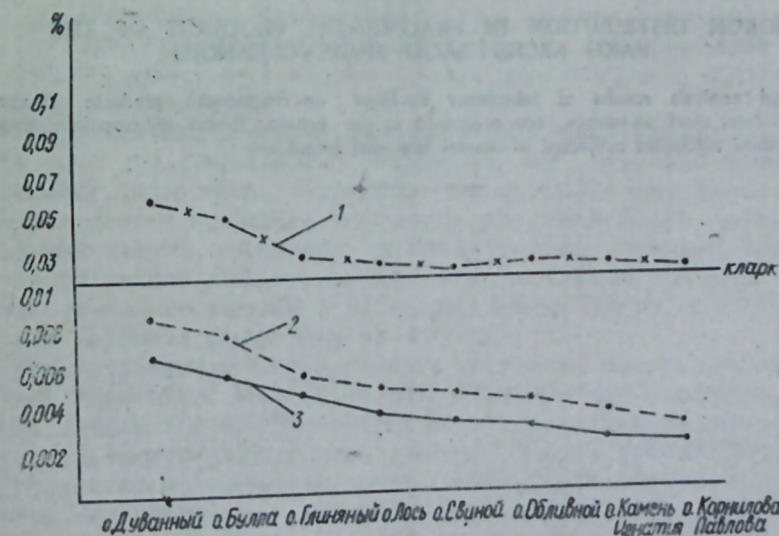
κ_1 — степень свободы для большей дисперсии;

κ_2 — степень свободы для меньшей дисперсии;

α — уровень значимости;

T — критерий Стьюдента;

F — критерий Фишера.



1 — сопочный шлам; 2 — карбонатная порода; 3 — песчано алевритовая порода

Эти данные показывают, что распределение бора в выбросах различных вулканов исследуемой области даже по отдельным тектоническим зонам существенно не различается. Выяснено, что распределение бора в твердых выбросах грязевых вулканов Бакинского архипелага подчиняется нормальному закону (рисунок).

Изучая твердые выбросы продуктов деятельности грязевых вулканов исследуемой территории, приходим к выводу, что: 1) бороносными породами являются породы майкопской свиты; 2) корни островных грязевых вулканов связаны с осадочными образованиями.

Литература

1. Али-заде А. А. О поисках бора в Азербайджане. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1958, № 4.
2. Бабаев Н. И., Мартыросян Р. А. Бор и редкие щелочи в сопочных брекчиях Азербайджана. — Геохимия, 1973, № 9.
3. Вернадский В. И., Погос С. П. О содержании бора в продуктах извержения грязевых вулканов Керчи и Тамани. — Геология, 1902, № 3.
4. Гольдшмит В. М., Петерсон К. К. — В кн.: Сб. статей по геохимии редких элементов. М., 1938.
5. Лакин Г. Ф. Биометрия. — М.: Высшая школа, 1980.
6. Пулк. расзе А. Л. Бакинский архипелаг. — Баку: Азербнефтнешр, 1958.
7. Шнюков Е. Ф. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. — Киев: Наукова думка, 1971.
8. Якубов А. А., Алиев Ад. А. Грязевые вулканы. — М.: Знание, 1978, № 8.

С. М. Мустафаев

БАКЫ АРХИПЕЛАГЫ ПАЛЧЫГ ВУЛКАНЛАРЫНЫН СҮЛБ МӘҢСУЛЛАРЫНДА БОРУН ПАЈЛАНМАСЫ

Мәгаләдә Бакы архипелагы ада палчыг вулканларынын сүлб сүхур тулланты мәһсулларынын статистик тәһлилинин нәтичәләри верилмишдир. Һәмчинин борун палчыг вулканлары сүлб тулланты мәһсулларында пајланмасы ајдынлашдырылмыш вә онун нормал гануна табе олмасы мүәјјән олунмушдур.

S. M. Mustafayev

BORON DISTRIBUTION IN FRAGMENTAL PRODUCTS OF THE BAKU ARCHIPELAGO MUD VOLCANOES

Statistical analysis results of laboratory findings on fragmental products of the Baku archipelago island mud volcanoes are presented in the article. Boron distribution in fragmental products of mud volcanoes subjected to normal law was found out.

УДК 556.332(479.24)

Р. Г. ИСРАФИЛОВ

ВЛИЯНИЕ ПОДЪЕМА УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ПРИРОДНО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АПШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Апшеронский полуостров — один из развитых экономических районов страны. Запасы нефти и газа благоприятствовали развитию здесь нефтеперерабатывающей, химической, нефтехимической, машиностроительной и других отраслей промышленности. В сельском хозяйстве получило развитие животноводство, виноградарство. Общая площадь орошаемых земель на Апшероне составляет 16 тыс. га. Значительное развитие за последние годы получило строительство здравниц, новых населенных пунктов и др.

Успешное развитие отраслей народного хозяйства Апшеронского агропромышленного комплекса тесно связано с водообеспеченностью района.

Потребности в воде сельского хозяйства и промышленного производства, а также хозяйственно-питьевое водоснабжение городов и населенных пунктов Апшерона удовлетворяется за счет привлечения водных ресурсов из других регионов республики. Для водоснабжения полуострова широко используются водные ресурсы Куба-Хачмасской природно-экономической зоны (Шолларский и Хачмасский водопроводы), а также воды р. Куры (Г Куринский водопровод).

Основным источником орошения сельскохозяйственных культур является Самур-Апшеронский канал (САК), среднемноголетний расход которого в голове канала составляет 9 м³/с. В целом в пределы Апшерона привносится 28 м³/с пресных вод.

Большой объем привнесенных вод изменил гидрогеологические условия полуострова, что резко отразилось на его природной обстановке, вызвал интенсивный подъем уровня грунтовых вод, достигший критических отметок.

Интенсивный подъем уровня грунтовых вод Апшерона (на площади 84 тыс. га) существенно отразился на природно-экономической обстановке полуострова. Структура землепользования показывает, что наряду с ростом площадей сельхозугодий происходит мелиоративное ухудшение земель, вызванное в одних случаях ростом засоления, в других развитием заболачиваемых земель. Общая площадь заболачиваемых земель составляет в настоящее время 500 га, а с 1976 по 1982 год она возросла более чем на 400 га.

Неблагоприятное мелиоративное состояние земель создается почти на всей территории Маштагинского субтропического совхоза, на части земель Апшеронского, Бузовинского, Мамедлинского овощемолочных совхозов и целого ряда других хозяйств. Подъем уровня грунтовых вод усугубляет также состояние миндальных садов, земли которых расположены на сравнительно пониженной части Восточного Апшерона.

Одним из серьезных последствий подъема уровня грунтовых вод является ухудшение инженерно-геологических условий подтапливае-

мых территорий. Изменение физических свойств грунтов повлекло за собой развитие их пластической деформации и, как следствие, разрушение ряда инженерных сооружений (мост на дороге Баку—Маштаги, железнодорожное полотно в районе Забрат, большие участки шоссе-ных дорог и проч.).

Затоплены или находятся в состоянии скрытого подтопления большие площади столицы республики—г. Баку, а также населенных пунктов — Сабунчи, Забрат, Бина, Маштаги.

Подтопление и заболачивание территории Апшерона способствует также выплуду вредных в санитарно-гигиеническом отношении насекомых-паразитов, способных вызвать вспышку инфекционных заболеваний населения.

В связи с развитием промышленности, сельского хозяйства и увеличением водопотребления населением, проблема водообеспеченности Апшеронского экономического района в перспективе усугубится. С учетом переброски воды из Хачмасского экономического района и р. Куры в водохозяйственном балансе района будет ощущаться большой дефицит в воде, который в 1990 г. составит при 50% обеспеченности водности года 330 млн м³, а в 2000 году — 773 млн. м³. Существующие источники водоснабжения могут обеспечить отрасли народного хозяйства Апшерона только до 1985 г. Далее, исходя из водохозяйственного баланса и перспективного развития экономики района, намечаемый дефицит в воде планируется ликвидировать за счет строительства 3-го Бакинского водопровода производительностью 3,6 м³/с, II нитки Куриинского водопровода с расходом 5,2 м³/с (ввод в эксплуатацию этих объектов намечен на конец 1985 г.), а также строительства Мингечаур-Апшеронского канала (МАК) на базе реконструкции ВШК с целью улучшения водоснабжения городов Баку, Сумгаита и других населенных пунктов Апшерона. Таким образом, в пределы Апшеронского полуострова к 2000 г. планируется переброска дополнительно порядка 53,8 м³/с, или же 1693,5 м³/год воды, т. е. в 2 раза больше, чем привносятся в настоящее время (по данным на 1982 г.).

Сопоставление динамики фактического водопотребления с подъемом уровня грунтовых вод выявляет пропорциональную зависимость между ними. Так, систематическому увеличению водопотребления соответствует стабильный подъем уровня грунтовых вод. Практически отсутствие створа используемых вод на большей части полуострова и специфические природные условия способствуют аккумуляции подземных вод и повышению уровня грунтовых вод.

Анализ сложившихся гидрогеологических условий, состояние эксплуатации водных ресурсов, а также объемов и условий перспективного развития водообеспеченности экономики Апшерона позволяют надежно прогнозировать, что в целом подъем уровня грунтовых вод продолжится. Площади с критическим залеганием грунтовых вод увеличатся, так как на большей части территории полуострова интервал их залегания в настоящее время варьирует в пределах 3—5 м от поверхности земли.

В этой связи возникает ряд проблем экономического плана. Например, в схеме развития сельского хозяйства республики в Апшеронском экономическом районе предусматривается увеличить производство основных видов продукции (зерно, овощи, бахчевые, ви-

ноград) в 2—3 раза при этом валовая продукция увеличится, по сравнению с 1980 г., на 130—150 млн. руб. Достижение этих результатов планируется наряду с повышением урожайности и за счет привлечения в сельхозпроизводство дополнительных орошаемых земель. Последнее, при существующем гидрогеолого-мелиоративном состоянии земель Апшерона, вызовет мелиоративное ухудшение дополнительных площадей и, естественно, отрицательно скажется на конечном результате. В этой связи при планировании развития отраслей народного хозяйства Апшеронского полуострова необходимо их экономическое обоснование с учетом существенного фактора — подъема уровня грунтовых вод. В связи с этим необходимо проведение специальных исследований по оценке ущерба, наносимого продолжающимся подъемом уровня грунтовых вод, народному хозяйству Апшеронского экономического района.

Литература

1. Алиев Ф. Ю. К вопросу о влиянии Апшеронского ирригационного канала на уровень и минерализацию грунтовых вод. — В кн.: Труды ВНИИ ВОДГЕО, вып. 18, М., 1967.
2. Гашиш-заде Ф. М. Инфильтрация нефтепромысловых стоков и их влияние на состав грунтовых вод Апшеронского полуострова. — В кн.: Труды ВНИИ ВОДГЕО, вып. III, Баку, 1968.
3. Исрафилов Г. Ю., Листенгаген В. А. Грунтовые воды и освоение земель Апшерона. — Баку: Азернешр, 1978.

Р. И. Исрафилов

АПШЕРОН ЯРЫМАДАСЫНДА ГРУНТ СУ СЭВИЈЈЭСИННИ ГАЛХМАСЫНЫН ТЭБИИ ИГТИСАДИ ШЭРАИТЭ ТЭСИРИ

1982-чи илин мэлуматына эсасэн жарымадаја санијэдэ 28 м³-э јахын су дахил олунмушду ки, бу да гидрокеоложи шэраитин дэјишэсинэ, топрагларын су басмасына, батаглашмасына вэ шоранлашмасына сэбэб олмушду. Кэнд тэсэррүфаты вэ калэчэк инкишафынын суја олан тэлэби илэ элагэдар олдугуну нэзэрэ алса, илдэ бу тэлэбат 53,8 м³/сан-јэ чатачагдыр. Гидрокеоложи шэраитин даја да дэјишэчэји, прогнозуа кэстэрдји кими, су сэвијјэсинин галхмасынын давам едэчэји кэзлэнилир. Одур ки, халг тэсэррүфатынын инкишафы планлашдырыларкөн су сэвијјэси галхмасынын игтисади чэһэтдэн эсасландырылмасы мүтлэг нэзэрэ алынмалыдыр.

R. L. Israfilov

EFFECT OF GROUND-WATER LEVEL RISE ON NATURAL AND ECONOMICAL CONDITIONS OF THE APSSHERON PENINSULA

28 m³/sec of fresh-waters, carried within the Apssheron peninsula, affected hydrogeological conditions of the peninsula, deteriorated land reclamation and promoted the formation of sinked, swamp and saline lands of the peninsula. It is scheduled to transfer further 53,8 m³/sec of water to the peninsula by 2000, that is twice as high as was transferred in 1982.

Therefore when planning national economy of the peninsula its feasibility study is necessary, taking into account the rise of ground-water level.

Х Р О Н И К А

XXX СЕССИЯ ВСЕСОЮЗНОГО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

С 23 по 27 января 1984 г. в г. Львове состоялась XXX сессия ВПО, посвященная следам жизни и динамике среды в древних биотопах. От Азербайджанского отделения ВПО с докладом на тему: «Изменение палеогеографической обстановки и распределение биоценозов (нуммулиты и моллюски) в палеогеновый период в восточной части Малого Кавказа» выступил Ш. А. Бабаев (авторы К. А. Ализаде, Г. А. Мамедов, Ш. А. Бабаев). Советом ВПО также был принят нефиксированный доклад Ак. А. Али-Заде, Ш. Б. Асланова, Г. А. Алиева на тему: «К вопросу о значении экологического и биологического факторов при концентрации биогенных элементов в рострах раннемеловых белемнитов Кавказа». В работе сессии принимали участие около 300 палеонтологов Союза. В Азербайджанском отделении ВПО состоят 48 действительных члена ВПО и 3 почетных члена. От нашего отделения в работе XXX сессии ВПО приняли участие 9 человек.

Сессию вступительным словом открыл Президент ВПО академик Б. С. Соколов. Он остановился на всевозрастающей роли палеонтологов в геологии. Это особенно ощущается в настоящее время, когда Мингео СССР приступило к составлению крупномасштабной карты территории СССР.

В 60-е годы было завершено картирование территории СССР в среднем масштабе. Тогда было достаточно кадров палеонтологов и можно было обеспечить все сферы геологической службы. В последние 15—20 лет обстановка изменилась. Вузы резко сократили выпуск палеонтологов, сузилась учебная программа. Недостаток палеонтологических кадров ощущается и в нашей республике. Наши вузы также прекратили подготовку студентов палеонтологов-стратиграфов, кафедры слились со смежными дисциплинами.

На сессии ВПО обсуждался тот факт, что в некоторых геологических управлениях, трестах ликвидированы палеонтологические лаборатории или сильно сокращены штаты. Создавшаяся обстановка отрицательно влияет на результаты геологической съемки, в осо-

бенности крупного масштаба. Подобная же обстановка отмечается и в нашей республике. В последние годы ликвидированы палеонтологические лаборатории таких крупных геологических учреждений, как Управление геологии СМ Азерб. ССР, АЗНИПИнефть. Нам думается, геологическая общественность должна обратить внимание на эту сторону вопроса. В нашей республике, как и в Союзе в целом, наряду с геофизикой, гидрогеологией, геохимией необходимо развивать геобиологию. Надо смело вовлекать молодежь в палеонтологию. Необходимо в программу подготовки палеонтолого-стратиграфов включить биологическое образование, усилить палеоэкологические, экстратриграфические исследования.

В последние годы ученые уделяют большое внимание проблеме, связанной с изучением следов жизни и деятельности в древних биотопах. Придавая большое значение этой проблеме, на специальной сессии XXVII Международного конгресса (Москва 84) были обсуждены систематика и номенклатура ихнофоссилий, соотношение с филогенетической классификацией фауны и флоры и экологической интерпретацией.

На XXX сессии ВПО с интересным докладом выступил основоположник данного направления в нашей стране академик АН Украинской ССР О. С. Вялов, 80-летие которого отметили в дни сессии. Доклад юбиляра был посвящен ископаемым следам жизни и деятельности древних организмов. Такие следы обнаружены им в Средней Азии, Карпатах, Кавказе, Венгрии. В дни сессии в фойе Львовского университета была организована выставка коллекций с демонстрацией следов жизни и деятельности древних организмов.

С большим интересом слушали доклады К. Аманнязова, Я. Кульчицкого и других, посвященных следам носорогов, лошадей, мамонта и др.

Геологами Азербайджана также проводятся исследования в этом направлении. О. Б. Алиев на заседании Азербайджанского отделения ВПО в марте с. г. выступил с актуальным докладом на тему: «Следы жизнедеятельности

поздне меловых организмов Малого Кавказа и их экологическая интерпретация».

Ученый секретарь Д. М. Доникова, казначей — Л. В. Миронова отчитались о деятельности совета ВПО. Было высказано пожелание провести очередную сессию ВПО в г. Баку.

В принятой резолюции отмечается,

что необходимо создать архив ВПО, где можно будет хранить магнитофонные записи выступлений старшего поколения палеонтологов.

В заключительный день академик Б. С. Соколов рассказал о поездке в Китай и Англию с показом интересных слайдов. Его доклад в основном относился к отложениям венда.

Ученый секретарь Азербайджанского отделения ВПО
доктор геол.-минер. наук Т. А. ГАСАНОВ

МҮНДЭРИЧАТ

М. М. Әлијев, К. Н. Аманниязов, Н. В. Безносков, В. Д. Ильин. Нефт в газ ахтарышында стратиграфиг тэдгигатларын әһәмијјәти	3
Ә. Ш. Шыхәлибәјли, Х. Әлијулла, Ә. Б. Аббасов. Кичик Гафгазын мәркази һиссәсинин үст тәбашир дөврүнүн стратиграфисы	9
Г. И. Керимов, Ә. Б. Ширәлијев. Бөјүк Гафгазын чәнуб әтәји магматик сформасиялары вә онларын филизлији (Азәрбајчан ССР)	17
Ч. Ә. Султанов. Нефт јатагларынын тәбин режимләринин габагчадан мәлүмат методлары	25
М. М. Вәлијев, Р. Ә. Ахундов, Ч. М. Гашгај, Ф. С. Мәһәррәмова, А. Ә. Мәсимов, З. А. Вәлијев, Ф. А. Мустафајев: Талышын даирәви структурлары вә онларын филизләшмә мәсәләләри	28
М. И. Рүстәмов, Н. Ә. Нәзирова. Парагачај филиз саһәсинин кварцлы латитләри	33
И. Г. Керимов. Сейсмологијанын бәзи мәсәләләринә јени нөгтеји-нәзәриндән јанашмаг һаггында	41
Н. С. Салајев. Јени мәлүматлара көрә Шимали Абшерон акваторијасынын гала дәстәсинин јайылма сәрһәдди вә нефтлилик-газлылык перспективлији	47
И. С. Гулијев. Газ ахымынын хәритәјә алынмасы вә мигдары гијмәтләндирилмәси	52
В. И. Бакин, З. А. Новрузов. 3500—7500 м дәринликдә ән дәрин саатлы гујусундан көтүрүлмүш кәрнин тәбин магнит һалы вә магнит минераллары	61
Ә. Ф. Керимов. Јер литосферинин гуруму вә глобал тектониканын бир сыра мәсәләләри һаггында	68
Ә. Т. Исмајылзадә. Зәиф тәбәгәләшмиш маје тәнлији илә тәсвир едилән дахили далгаларын јарыммүстәви үзәриндә дифраксисы һаггында	76
Ә. Х. М. Әлијев, Х. А. Рәһмәтулин. Зәрбә далғасында бәрк мүһит һалынын дәјишмәсинин тәнлији һаггында	84
Р. Ә. Ағамирзәјев. Чөкмә сүхур гатынын сейсмовибрасија структурлары вә дәгиг сейсмик рајонлашдырма әһәмијјәти	94
Г. Т. Һагвердијев. Кичик Гафгазын Кәлбәчәр төрәмә мулдасынын дөрдүнчү дөвр вулканизми	99
Х. Әлијулла, Ә. Б. Аббасов. Кичик Гафгазын тәбашир јашлы силсиль-вулканокен сүхурларынын стратиграфисына даир	104
Н. М. Сәлимханов. Кичик Гафгазын шимал-шәрг һиссәсиндәки ендокен јатагларынын филиз формасијасы	110
А. Б. Мәмәдов. Нахчыван МССР әразисиндә Орта Девон чөкүнтүләринин стратиграфисы һаггында	111

Гыса мәлүмат

Нгујен Хонг Дык. Һаној депрессисы (ВСР) Дөрдүнчү дөвр чөкүнтүләри јералты суларынын кимјәви тәркибинин формалашмасы вә гидрокимјәви зоналығы	123
С. М. Мустафајев. Баки архипелагы палчыг вулканларынын сүлб мәһсулларында борун пајланмасы	125
Р. Г. Исрафилов. Абшерон јарымадасында грунт су сәвијјәсинин галхмасынын тәбин итгисади шәраитә тәсири	129
Хроника	
Умумиттифаг Полнонтологи Чәмијјәтин XXX сессисы	132

СОДЕРЖАНИЕ

М. М. Алиев, К.Н. Аманниязов, Н. В. Безносков, В. Д. Ильин. Значение стратиграфических исследований для поисков нефти и газа	3
Ә. Ш. Шихалибейли, Х. Алиюлла, А. Б. Аббасов. Стратиграфия верхнего мела центральной части Малого Кавказа	9
Г. И. Керимов, А. Б. Ширалиев. Магматические формации Южного склона Большого Кавказа и их рудоносность (Азербайджанская ССР)	17
Ч. А. Султанов. Метод прогнозирования природных режимов нефтяных залежей	25
М. М. Велиев, Р. А. Ахундов, Ч. М. Кашкай, Ф. С. Магеррамова, А. А. Масимов, З. А. Велиев, Ф. А. Мустафаев. Кольцевые структуры Талыша и вопросы их рудоносности	28
М. И. Рустамов, Н. А. Назирова. Кварцевые латиты Парагачайского рудного поля	33
И. Г. Керимов. О новом подходе к некоторым вопросам в сейсмологии	33
Н. С. Салаев. Границы распространения и перспективы нефтегазоносности Калининской свиты Северо-Апшеронской акватории в свете новых данных	41
И. С. Гулиев. Количественная оценка и картирование газовых потоков	47
В. И. Багин, З. А. Новрузов. Магнитные минералы и характеристики естественного магнитного состояния керна Саатлинской сверхглубокой скважины в интервале глубин 3500—7500 м	52
А. Ф. Керимов. Модель конструкции литосферной оболочки Земли и некоторые концентрации глобальной тектоники	61
А. Т. Исмаилзаде. О дифракции внутренних волн, описываемых уравнением слабо стратифицированной жидкости, на полуплоскости	68
О. Х. М. Алиев, Х. А. Рахматулин. Об уравнении изменения состояния твердых сред на ударной волне	76
Р. А. Агамирзоев. Сейсмовибрационные структуры осадочного чехла и их значение при детальном сейсмическом районировании	84
А. Т. Ахвердиев. Четвертичный вулканизм Кельбаджарской наложенной мульды Малого Кавказа	94
Х. Алиюлла, А. Б. Аббасов. К стратиграфии меловых кремнисто-вулканогенных образований Малого Кавказа	99
Н. М. Селимханов. Рудные формации эндогенных месторождений северо-восточной части Малого Кавказа	104
А. Б. Мамедов. К стратиграфии среднего девона Нахичеванской АССР	110

Краткие сообщения

Нгуен Хонг Дык. Гидрохимическая зональность и условия формирования химического состава подземных вод четвертичных отложений Ханойской депрессии (СРВ)	123
С. М. Мустафаев. Распределение бора в твердых выбросах грязевых вулканов Бакинского архипелага	125
Р. Г. Исрафилов. Влияние подъема уровня грунтовых вод на природно-экономические условия Апшеронского полуострова	129

Хроника

XXX сессия Всесоюзного Палеонтологического общества	132
---	-----

Сдано в набор 5. X. 84 г. Подписано к печати 25. 12. 84 г.

ФГ 00815. Формат бумаги $70 \times 100^{1/16}$. Бумага типографская № 1.

Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая. Усл. печ. лист $11,05 \pm 4$ вкл.

Усл. кр.-отт. $11,05 + 4$ вкл. Уч.-изд. лист 10,65. Тир. 530. Зак. 535. Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство «Элм».

370143 Баку-143, проспект Нариманова, 31, Академгородок, Главное здание.

Типография Академии наук Азербайджанской ССР, Баку, проспект Нариманова, 31.

1 ман. 20 гәп.
руб. 20 коп.

Индекс
76397