

Г-593

Ф. ГИКРЕН-ЧЕЧЕВ

КЛАРКИ
РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В ПОРОДАХ ДОЛЖНА БЫТЬ ПРЕДСТАВЛЕНА

100%

СУЩЕСТВУЮЩИЕ
СОСТОЯНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 106

Ф. П. КРЕНДЕЛЕВ

КЛАРКИ
РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1971

Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. Ф.П.Крендлев. Изд-во "Наука", 1971.

В первой части работы изложены основные особенности геологического строения докембрийских осадочных, вулканогенных и метаморфических пород кряжа, рассмотрены магматические комплексы и их возрастное положение, проблема тиллитов. Сделана попытка геохронологического сопоставления стратиграфической схемы и магматических комплексов. Впервые описаны докембрийские коры выветривания остаточного типа и дано их сравнение с мезозойскими и современными. Подробно излагаются история поисков металлоносных конгломератов и закономерности размещения обломочных олигомиктовых пород в разрезе и на площади кряжа.

Во второй части приведены кларки радиоактивных элементов в осадочных, метаморфических и интрузивных породах: даны основные закономерности их распределения в докембрийских формациях, интрузивных комплексах, корах выветривания и глубинных разломах. В книге приведен большой фактический материал, собранный по состоянию на 1.1.1967 г.: список фауны и флоры, сводка силикатных анализов пород и минералов (около 900, в том числе 120 оригинальных), определения абсолютного возраста различными методами (около 250), измерения общей радиоактивности пород (около 80 тыс.) и содержания в них U, Th и K (около 2000). Табл 40 в тексте, 89 в приложении, библ. 41 стр., иллюстр. 92.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР Ф.Н.Шахов.

п 69809

Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ГР

2-9-2

230-71 (П)

ВВЕДЕНИЕ

Изучение кларковых содержаний радиоактивных элементов в докембрийских породах интересно по многим причинам. Главные из них следующие.

Известно, что стратиграфический объем докембия различными авторами принимается по-разному, а его подразделение на более мелкие единицы представляет большие трудности. Именно поэтому любые методы, позволяющие разобраться в стратиграфии докембия, должны браться на вооружение. Радиометрические исследования, проведенные в Южно-Африканской республике (Simpson, 1952), выявили закономерное изменение общей радиоактивности пород, связанное с возрастом и цикличностью осадконакопления в докембии. Многими зарубежными учеными неоднократно отмечалось, что большинство регионов развития докембрейских пород вообще и формации металлоносных конгломератов в частности обладает общей заряженностью вмещающих пород ураном и попадает в контур повышенной активности (доклады М.Р.Клэппера, Д.С.Уайента и других геологов на Женевской конференции 1958 г. по мирному использованию атомной энергии). В то время не существовало методов измерения вклада каждого из радиоактивных элементов в общую радиоактивность. Поэтому неизвестно, какими элементами вызвано повышение общей радиоактивности пород. В природе существует три главных радиоактивных элемента — уран, торий и калий. Они обладают различными и довольно контрастными химическими свойствами, определяющими особенности их поведения в различных процессах (Вернадский, 1910; Бетехин, 1959; Таусон, 1961; Adams, Weabee, 1958). Эти элементы сравнительно легко определяются лабораторными и полевыми методами — спектрометрии.

Интересно было установить, какой или какие из радиоактивных элементов обуславливает закономерное изменение общей радиоактивности. Если в осадочных породах такая закономерность обнаружена, то нет ли ее и в магматических комплексах? Каким образом влияют метаморфические процессы на распределение общей радиоактивности в целом и на каждый из радиоактивных элементов в отдельности? Как изменяется содержание этих элементов и их соотношение в корах выветривания различного возраста? Вот те вопросы, которые хотелось разрешить при постановке данной работы.

Идея исследования заключалась в том, чтобы использовать радио-

активные элементы в качестве "меченых атомов", с помощью которых можно проследить пути миграции самих радиоактивных и других элементов в растворах независимо от того, холодные они или горячие, экзогенные или эндогенные процессы обуславливают их появление и существование на поверхности или в глубинах земной коры.

Проблемы докембрия важны потому, что с докембрийскими породами связаны крупнейшие концентрации многих полезных ископаемых. В докембрийских формациях сосредоточено большинство запасов железных, марганцевых, золотых, урановых, хромовых, медных, никелевых, кобальтовых руд, практически все мировые запасы слюд, большая часть литея, бериллия, ниobia, тантала, магнезита и графита, а также значительная доля запасов свинца, цинка и асбеста. В добыче 1960 г. удельный вес главнейших полезных ископаемых капиталистических стран из докембрийских месторождений составил (в%): по золоту 81 (Афанасьев, 1963), урану 53, желеzu 53, марганцу 74, хромитам 49, меди 47, никелю 78, кобальту 94, по листовой слюде 100 (Быховер, 1963). Следует подчеркнуть, что докембрийские месторождения имеют крупные масштабы, комплексный состав руд и высокое содержание полезных компонентов. Но особый интерес представляют докембрийские металлоносные конгломераты, обладающие колоссальными запасами золота в комплексных рудах, из которых одновременно добывают золото и (или) уран, платину, осмистый иридий, алмазы и другие компоненты.

Докембрийские рудные месторождения, в том числе и металлоносные конгломераты, всегда располагаются в пределах крупных металлогенических провинций (Котляр, 1960, 1963; Константинов, Куликова 1956; Дерри, 1961, 1962; Дэвидсон, 1961, и др.). Для таких провинций характерна унаследованность разнотипной минерализации. Обнаружение россыпных месторождений в их пределах дает основание для поисков коренных, а жильных проявлений – для постановки поисков месторождений пластовых и других типов тех же ископаемых, и наоборот. Особенностью показателей района Битватерсранда, где в пределах единой провинции располагаются пластовые тела железистых пород типа джеспиллитов, редкометальные проявления, алмазоносные трубы и минимум три типа золотых руд: пластовые тела конгломератов (рифы), жильные проявления (лидеры) и метасоматические залежи в карбонатных породах Мурчисона (Дю Тойт, 1957). Докембрый интересен и в связи с поисками золотых месторождений.

И, наконец, последнее. Исследование радиоактивности пород дает дополнительные материалы для суждения о генезисе оруденения в докембрийских металлоносных конгломератах в зависимости от степени метаморфизма.

Для исследований выбран Енисейский кряж, потому что именно в его пределах еще не выявлены источники питания для многих россыпей, а в последние годы в разрезе докембрия зафиксированы конгломераты, в том числе и олигомиктовые. В работе рассмотрены все отложения, расположющиеся ниже четко отбиваемого несогласия в основании эвенкийской свиты верхнего кембрия, включая спорный архей. Это вызвано тем, что нижняя граница докембрия с археем условная и спорная, а

верхняя граница между вендом и нижним кембрием проходит внутри чингасанской серии.

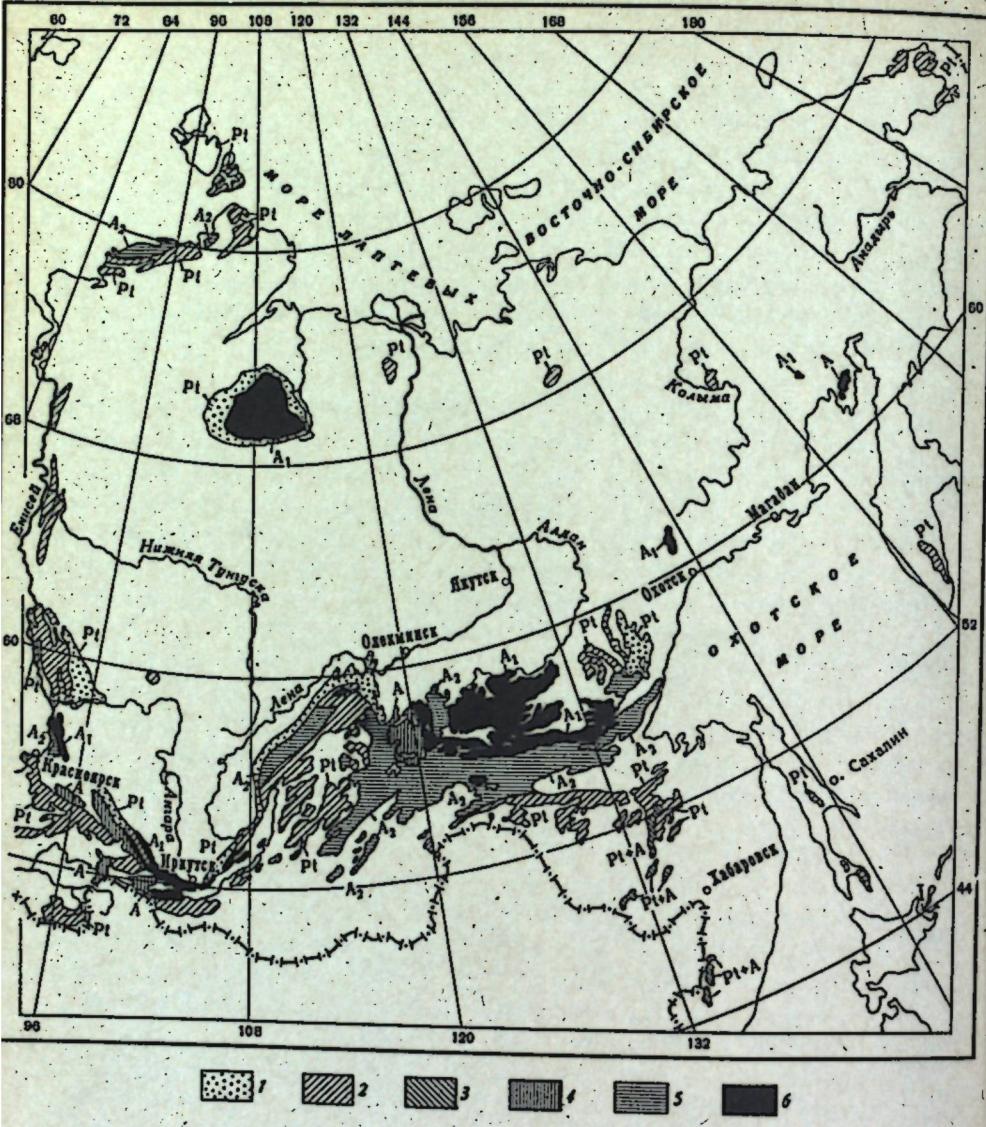
В работе две части. Первая посвящена рассмотрению геологического строения кряжа и, в частности, исследованию распространения олигомиктовых толщ на кряже. Образование олигомиктовых толщ – функция многих факторов и процессов. Поэтому пришлось рассмотреть все важнейшие аспекты геологии кряжа: стратиграфию, литологию, геохронологию, магматизм, метаморфические проявления и т.п. Для изучения распределения радиоактивных элементов нужна хорошая геологическая основа. Поэтому первая часть работы занимает большой объем. Во второй части сделана попытка выяснить изменение радиоактивных элементов (U, Th и K) в докембрийских породах кряжа: в разрезе, на площади, по комплексам и формациям.

На территории Сибири выходы пород докембрия на дневную поверхность (фиг. 1) занимают максимальную площадь по сравнению с другими районами СССР и мира (кроме Канады). Материал по Енисейскому кряжу – первая часть работы по Сибири в целом. Главная задача на будущее – выяснение историко-геологических условий образования месторождений типа древних металлоносных конгломератов. Исследования по теме поставлены по инициативе Ф.Н.Шахова. Полевые исследования автора (фиг. 2) проводились с 1960 г. В разные годы в них принимали участие В.А.Бобров, Ю.П.Качаев, Е.М.Корочкина, С.Ф.Крендлев, А.Г. Лучко, Н.А.Митюшов, Ю.Н.Поливанов, Н.Н.Ситникова, Г.Г.Шалмина. Многие маршруты проходились совместно с С.И.Кирилловым, Д.В.Клечковским, Г.М.Массовым, А.М.Молокоедовым, А.Ф.Лукьяновым, Н.В.Сливиным, А.Б.Кажданом, М.Ф.Стрелкиным, Н.Н.Железняком, В.С.Домаревым, Г.Б.Кочкиным, Е.А.Долгиновым, А.Д.Ножкиным, В.К.Черепниным, О.А.Глико и др.

Автор постоянно консультировался, обменивался публикациями, образцами горных пород и их анализом с большим числом геологов и отмечает дружескую помощь Н.А.Абашева, О.А.Вотаха, Е.И.Врублевича, П.К.Дементьев, Р.Б.Карпинского, Г.И.Кириченко, В.В.Михеева, А.Д.Ножкина, Г.В.Писемского, Н.С.Подгорной, П.А.Понетаева, Л.Н.Репиной, М.А.Семитахова, И.С.Туркина, К.Ш.Яркаева и др.

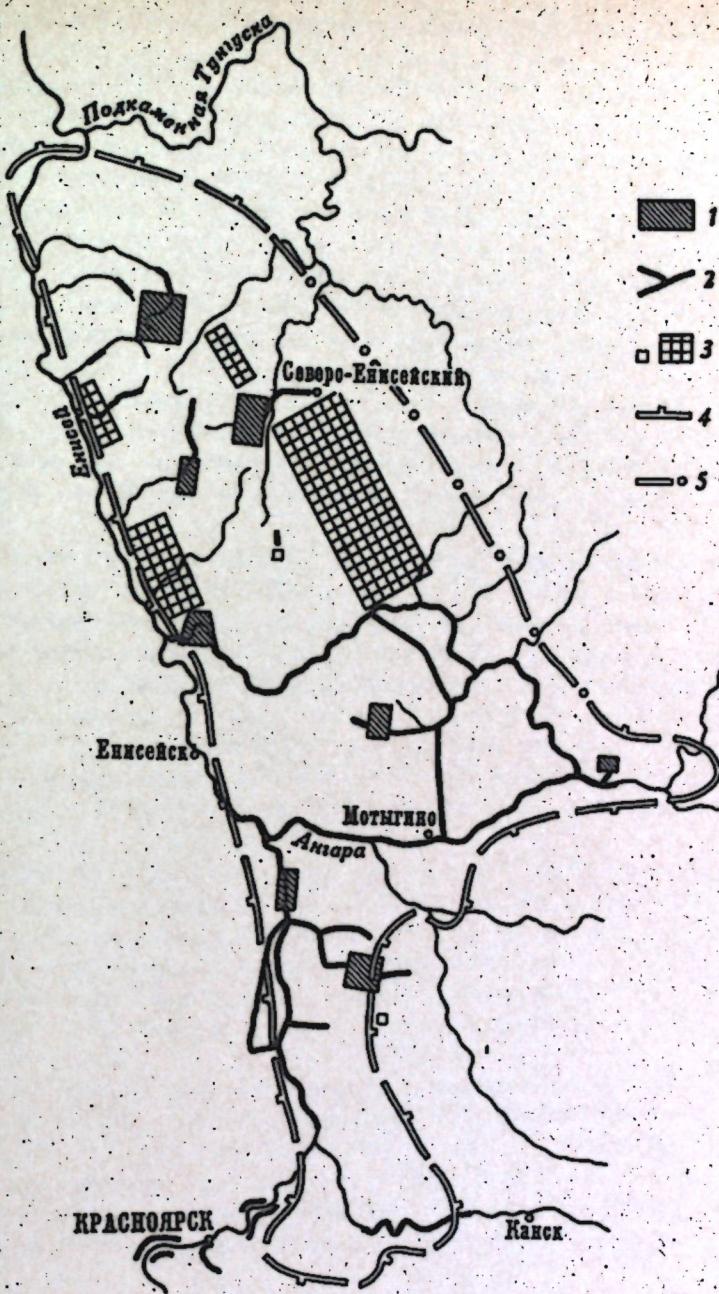
Основной объем аналитических и определительных работ проведен в лабораториях Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР (у –спектрометрирование – В.А.Бобровым; определения возраста – Л.В.Фирсовым; спектральные анализы – Л.Г.Изюмовой, А.В.Киреевым, Л.Ф.Козловой, Н.В.Резниковым; химические определения тория и урана – А.А.Дурасовым, З.В.Гладких, Р.С.Журавлевым; силикатные анализы – З.В.Болевой, Э.С.Гулецкой, В.М.Дорош, В.М.Ефремовой, И.К.Кузнецовой. Контрольные определения тория и радия радиохимическими методами и урана перлово-люминисцентными методами произведено в Центральной лаборатории Первой экспедиции ВИРГ (Б.Я.Юфа).

Автор имел возможность обмениваться мнениями и получать нужную поддержку ведущих геологов Красноярска: А.С.Аладышкина, В.В.Богачекого, Д.И.Мусатова, Д.И.Прохорова, Е.Б.Фейгина и др.



Фиг. 1. Схема выходов отложений докембрия на территории Сибири и Дальнего Востока (по С.В. Обручеву и А.Н. Неелову, 1961, с дополнениями)

1 – протерозой, платформенные формации и формации краевых зон Сибирской платформы; 2 – то же, геосинклинальные формации; 3 – протерозой и предполагаемый архей; 4 – архей нерасчлененный; 5 – верхний архей; 6 – нижний архей



Фиг. 2. Обзорная схема полевых работ Енисейского отряда
1 – районы детальных геолого-радиометрических исследований; 2 – маршрутные исследования с отбором проб для лабораторных измерений; 3 – районы и места отбора образцов, присланных для анализа сотрудниками КГУ, АГРЭ, МГУ, ТПИ и других организаций; 4 – контур кряжа, проводимый по стратиграфическому несогласию; 5 – то же, по текtonическому шву (два последних обозначения действительны для всех последующих схем и больше не повторяются)

Автор постоянно советовался и чувствовал деловую поддержку академиков Ю.А.Кузнецова, В.С.Соболева, А.А.Трофимука, А.Л.Яншина, членов-корреспондентов АН СССР В.А.Кузнецова, И.С.Рожкова, докторов геолого-минералогических наук К.В.Боголепова, И.В.Лучицкого, Ю.Г.Щербакова, кандидатов наук В.М.Гавшина, А.Н.Дмитриева, Г.В.Нестренко и особенно руководителя отдела члена-корреспондента Ф.Н.Шахсева. Автор глубоко признателен всем товарищам за тот труд, который они затратили, помогая советами и сделав существенные замечания к плану работ, отчетам, статьям, заметкам, опубликованным по отдельным вопросам и обобщенным в данной работе. К работе имеется два приложения: "Сводка химических анализов пород и минералов Енисейского кряжа", "Сводка определений абсолютного возраста пород и минералов Енисейского кряжа". Они составлены совместно с А.Г.Лучко и хранятся в библиотеке Института геологии и геофизики (Новосибирск) и фондах Красноярского геологического управления. При ссылке на эти сводки в скобках указывается (приложение 1, табл.35) и номер анализа.

В первом приложении содержатся 83 таблицы (812 полных силикатных анализов) и во втором - 6 таблиц (211 определений) абсолютного возраста. В распоряжении автора имеется перфокартотека анализов кряжа, подготовленная для обработки данных на ЭВМ, а также ленты стандартных пересчетов по А.Н.Заварицкому, Барту и др.

Часть первая

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И МАГМАТИЗМ

СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ДОКЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В этой главе приводятся основные сведения по стратиграфии докембра и история изучения геологического строения кряжа. Подробнее они изложены в работах В.А.Обручева (1915, 1933, 1934), С.В.Обручева (1929), Н.А.Сагитова (1962), М.А.Семихатова (1962) и др. История исследований магматических формаций, тектоники, кор выветривания, проблемы тиллитов, распределения эфузивов в разрезе докембра и другие рассматриваются во вводных разделах глав, посвященных перечисленным вопросам.

Первые упоминания о геологии Енисейского кряжа содержатся в отчетах выдающихся сибирских путешественников - И.Г.Гмелина (1751-1852) и С.П.Палласа (1733-1776). Все ссылки, относящиеся к докемброму периоду, можно найти в работах В.А.Обручева по золотоносности Сибири (1915) и истории ее геологического исследования (1933-1937).

В конце XVIII столетия на Енисейском кряже была проведена первая в России геологическая съемка и "сочиненаunterшихтмейстерами Сметаниным и Копыловым под руководством берг-гешворена Корелина в 1778 году и дополнена с описанием берг-гешворена Петра Фролова в 1799 и 1800 годах" карта всего течения р.Верхней Тунгуски и части Енисея (от устья Ангары до Енисейска) в масштабе 1:420000 (Ламакин, 1953).

В начале девятнадцатого столетия в пределах кряжа было открыто золото в россыпях, и уже в сороковых годах Енисейская губерния давала 95% всего добываемого в России золота (А.Стабилин). В 1843 г. Енисейскую тайгу посетил Э.Гофман, годом позже - Д.В.Макеровский, а в 1844-45 гг. М.Козицкий производил описание берегов Ангары от ее устья до впадения р.Оки и составил геологическую карту (Обручев, 1933).

В 1865 г. вдоль Енисея от г.Енисейска до устья маршрутные исследования проводил А.А.Лопатин, опубликовавший дневник экспедиции (1867).

Маршрутные исследования продолжались и позже. Во второй половине XIX в. были опубликованы работы Г.Дейхмана (1846), Н.Версилова (1851, 1858), М.Бутовского (1853), Н.В.Латкина (1892), П.Н.Кропоткина, А.А.Шестакова (1887), Вл.Кулибина (1890), А.М.Зайцева (1892),

посвященные главным образом золотоносности Северо-Енисейской тайги (Обручев, 1915, 1934-1937).

В 1897 г. на кряже были найдены первые алмазы р. Мельничной (С.Ф.Глинка). О втором алмазе с ручья Точильного (Ольгинский золотой прииск) и касситерите из золотоносных россыпей сообщил П.В. Еремеев (1898). В приустьевой части Большого Пита алмазы были найдены по правым притокам и в следующие годы, так как В.С.Реутский (1905) говорит о находках шести кристаллов.

С 1894 г. исследования начал Л.А.Ячевский. Он был первым, кто начал изучение золотоносности конгломератов и выявил девять точек, где в конгломератах отмечалась золотоносность. Он же предпринял первую попытку стратиграфического расчленения толщ северной части Енисейского кряжа. Его представления показаны в табл. 1.

Перерыва между гранито-гнейсами и тайской свитой Л.А.Ячевский не наблюдал, но сделал вывод о его наличии на основании резкого различия в степени метаморфизма пород. Недостаточно точно устанавливалась и граница между тайской и енашимиинской свитами.

Начало ХХ в. ознаменовалось исследованиями Н.Л.Ижицкого (1901-1904 гг.), опубликовавшего несколько предварительных отчетов. Собранные им материалы обработал Г.А.Стальнов (1912), составивший первую геологическую карту масштаба 1 : 84 000 бассейнов Большого Пита, Чиримба, Панимба и Вангаш. В объяснительных записках к листам карты сделана первая попытка дать стратиграфию метаморфогенных и осадочных толщ восточного склона Енисейского кряжа.

К 1903 г. относятся первые публикации А.К.Мейстера. Он начал составление полистной геологической карты кряжа (1903-1905 гг.) и завершил свои исследования составлением капитальной монографии о горных породах Енисейского кряжа и условиях их золотоносности. Работа А.К.Мейстера (1910) содержит подробнейшую геолого-петрографическую характеристику горных пород, множество химических анализов. А.К.Мейстер дал свою схему стратиграфии (табл.2).

В.А.Обручев (1911-1915) подверг критике представления Л.А.Ячевского и сопоставил его схему со схемой А.К.Мейстера. В.А.Обручев не признавал самостоятельности свиты; он объединил ее в одно целое с гранито-гнейсами на том основании, что в Южноенисейской тайге нет обособленной гранито-гнейсовой свиты, а все известные граниты прорывают древние осадочные толщи. Енашимиинскую свиту Л.А.Ячевского он условно сопоставил с верхнеизвестковым отделом А.К.Мейстера, а силурийские отложения отнес к кембро-силиуре, параллелизовав их с аналогичными осадками южной части кряжа. В обзорах В.А.Обручев широко использовал работы Н.Л.Ижицкого, Г.А.Стальнова, В.М.Внуковского и многих других геологов (1939).

Пени Н.С. (1921) для севера кряжа отметил, что стратиграфическая классификация пород, данная Л.А.Ячевским, нецелесообразна, так как составлена по чисто внешним признакам и без учета изменений, претерпеваемых данной породой. С этой точки зрения он объединил в одну группу свиту слюдистых сланцев, свиту филлитов и свиту метаморфизованных глинистых сланцев, считая их продуктами контактового

Таблица 1

Стратиграфическая схема Л.А.Ячевского

Литологический состав отложений

Свиты

Силур

Серые песчаники и глинистые сланцы с обугленными остатками растений.

Красные песчаники

Известняки с Stromatopora

Вишнево-красные конгломераты

Перерыв

Глинистые метаморфические сланцы с прослойями кварцитов

Филлиты

Известняки

Слюдистые сланцы

Перерыв

Гранито-гнейсы

Енашимиинская

Тайская

Таблица 2

Стратиграфическая схема А.К.Мейстера

Литологический состав

Свита

Отделы

A_4 - кембро-си-
лур

Красноцветные песчаники и конгломераты, выше - известняки и доломиты

Доломиты, известняки, глинистые сланцы, кварциты

A_3
 A_2 - верхнеиз-
вестковый

Известняки, доломиты, глинистые сланцы

Глинистые, филлитовидные и отрелито-
вые сланцы

Известняки и глинистые сланцы

Кварциты и углистые сланцы

a_5
 a_4 (Сухого
хребта)

a_3 (Удерей-
ская)

A_1 - нижнеиз-
вестковый

Глинистые сланцы

Филлиты

Кристаллические сланцы и известняки

a_2

a_1

изменения аргиллитов. Схема Н.С.Пенна выглядит крайне просто: сверху – песчаники и доломиты кембро-силура, снизу – аргиллиты, кремнистые сланцы, туфиты и известняки докембия.

С 1921 г. геологию севера Енисейского кряжа изучал И.Г.Николаев (1929–1930). В завершающей работе 1930 г. он дает общую сводную стратиграфию Заангарья. Вслед за В.А.Обручевым он также объединяет тейскую свиту в одно целое с гранитами и гнейсами, относя эту общую свиту к докембрию. Кроме того, в составе нижнего кембра он выделяет две новые свиты, которых не было у Л.А.Ячевского. Это тиллиты (нижняя) и граувакки с глинистыми сланцами (верхняя). Верхняя часть разреза не представляет по существу ничего нового; только уточнен ее возраст как кембрийский, а в его составе выделены все три отдела (табл. 3).

Стратиграфические построения И.Г.Николаева основывались на том, что известняки со строматопорами и другими неопределенными остатками можно сопоставить со среднекембрискими известняками района с.Усолье (Иркутский амфитеатр), описанными к тому времени М.К.Коровиным. Нижележащую толщу зеленых граувакковых песчаников с прослойями сланцев он отождествлял с ушаковской свитой Прибайкалья. По существу это первая попытка параллелизации докембриского разреза Енисейского кряжа с разрезами других районов.

В тридцатых годах геологию древних свит изучали А.С.Хоментовский (1933), М.М.Одинцов, П.С.Скабичевский (1937), А.А.Предтеченский, Б.Г.Коновалов, И.Н.Стрижов, С.И.Федоров (1937–1939). Все они дали новые схемы разделения кембра от докембра и свои представления для южной части кряжа о расчленении докембра, а также тектонические схемы. А.А.Предтеченский первым дал трехчленное деление алданского яруса нижнего кембра, которое значительно позже было подтверждено М.А.Семихатовым (1957, 1960).

В 1933 г. А.Н.Чураков, разбирая факты, на которых И.Г.Николаев основал свой вывод о нижнекембриском возрасте оледенения в Енисейском кряже (Николаев, 1929, 1930), подробно остановился на стратиграфическом расчленении осадочных толщ северной части кряжа и внес в схему свои поправки и дополнения. Он приводит ряд фактов, свидетельствующих о среднекембриском возрасте известняков с остатками водорослей, следами жизнедеятельности червей и т.п. Особенно подробно А.Н.Чураков обосновал вывод о том, что толща зеленых граувакковых песчаников отделена перерывом от нижнекембрискых конгломератов и относится к докембрию, а не к нижнему кембрию, и что, следовательно, ледниковые отложения (тиллиты), лежащие под песчаниками, надо считать докембрискими. Подробно разбирая описание маршрутов, данное в работах Л.А.Ячевского и И.Г.Николаева, он доказывал, что енашиминскую свиту на северо-западной окраине кряжа надо отождествлять с толщей граувакковых песчаников и валунных отложений (в качестве осадков холодного моря), а серые известняки отности к тейской свите и обе свиты считать протерозойскими.

В 1934–1936 гг. отдельные вопросы стратиграфии кряжа затрагивали в своих статьях А.В.Альшанский, А.В.Беликовская, Н.Н.Горностаев, Е.Н.Щукина и др. (Щукина, 1936).

Таблица 3

Стратиграфическая схема И.Г.Николаева

Возраст	Мощность, м	Местное название	Литологический состав
Ст3	200		Серые песчаники и глинистые сланцы Красные песчаники и мергели, базаль- ные конгломераты
Небольшой перерыв			
Ст2	500	Известняки р. Огни	Известняки кремнистые со стромато- порами
	1200		Красные песчаники с базальными кон- гломератами
Ст1	300	Аналог Уша- ковской свиты Западного При- байкалья	Зеленые граувакковые песчаники с прослойями глинистых сланцев
	800		Толща тиллитов р. Вороговки
Перерыв			
		Верхний отдел (енашиминская свита Л.А.Ячев- ского)	Кристаллические известняки светло- серые и черные Яшмовидные туфовые сланцы с просло- ями туфобрекчий
			Аркозовые песчаники и конгломераты с обломками и гальками различных пород
Перерыв			
		Нижний отдел	Известково-кварцевые и серцит-хлори- (тейская свита тонкие сланцы, кварциты, филлиты, фил- литовидные сланцы; в нижних горизон- тах преобладают известняки; граниты, гнейсы, мигматиты)

Докембий

Е.Н.Щукина и Г.И.Петров (1936) описали метаморфизованные осадочные толщи центральных частей кряжа и дали новую схему стратиграфии центральной и южной частей кряжа. Они разделяют метаморфические толщи на два отдела: верхний – удоронгско-дашкинский – и нижний – татарско-рыбинский, несогласно и трансгрессивно налагающие один на другой. По существу это означало, что свиты a_1 и a_2 А.К.Мейстера (1910) – метаморфизованные аналоги более молодых свит, а в схеме А.А.Обручева (1933) – одни и те же горизонты в различной степени метаморфизованных пород помещены не только в разные свиты, но и в разные отделы.

Необходимо упомянуть работы, проводившиеся в 30-х годах в связи с поисками бокситов А.Н.Ассонским (1930 г.), А.Н.Волковым (1931, 1932, 1934 гг.), И.И.Карабановым (1932 г.), Е.А.Митченко (1931–1932 гг.), И.В.Моисеевым и А.Н.Некорошевым (1931), базировавшиеся на стратиграфической основе А.К.Мейстера. В последующие годы поискали бокситов и обоснованием районов их поисков в зоне занимались крупные коллективы геологов (Боголепов, Пельтек, 1958).

Ф.Н.Шахов (1938) все метаморфические образования северной части Енисейского кряжа отнес к докембрию, считая, что современный облик породы приобрели в результате многократного метаморфизма, поскольку в геологической истории кряжа можно выделить несколько обособленных по времени магматических формаций. В этой работе впервые рассмотрена последовательность магматических проявлений на кряже, сделана попытка определить их соотношение с вулканической деятельностью, рассмотрены взаимосвязи магматических проявлений с тектонической активностью по отдельным зонам и их металлогенетическими особенностями и подчеркнута необходимость изучения главнейших геологических событий и увязки их по эпохам тектогенеза. Важно, что в этой работе месторождения кор выветривания вынесены в особую формуацию.

В 1939 г. вышел в свет том "Стратиграфия СССР", где в разделе, посвященном докембрию Енисейского кряжа, С.В.Обручев (1939) дает развернутую сводку по стратиграфии докембра, в которой он выделяет архей и протерозой, состоящий из двух отделов и включающий шесть свит, но замечает, что в северной части кряжа распространение протерозоя указывается неточно. Схема С.В.Обручева (1929), сопоставленная со схемами Н.И.Бабинцева, И.Г.Николаева, Е.Н.Щукиной и С.Г.Петрова, неоднократно приводилась в сводных работах М.А.Семихатова (1962), Н.А.Сагитова (1962) и здесь опускается.

Большая серия работ по стратиграфии южной части связана с работами Ю.А.Кузнецова. Ю.А.Кузнецов (1941) сопоставляет разрезы докембра южной части кряжа всех предыдущих работ на фоне своей сводной тектоно-стратиграфической схемы. В его трехчленной схеме в отличие от двухчленной схемы С.В.Обручева нашли место главнейшие магматические комплексы рассматриваемого района, и в этом она выгодно отличается от всех предыдущих (табл. 4). До сих пор еще не найдено доказательств, опровергающих эту схему, хотя в отдельных слу-чаях вносятся некоторые дополнения и уточнения для конкретных рай-онов. В период 1939–1940 гг. появилось еще несколько схем для цент-

Таблица 4

Схема стратиграфии докембра Южно-Енисейского кряжа
(по Ю.А.Кузнецову)

	Кембрий	Красноцветная толща
Протерозой		Небольшое угловое несогласие
	Верхний протерозой	Верхнедоломитовая формация (Верхне-известняковый отдел С.В.Обручева)
Средний протерозой		Угловое несогласие
		Нижнедоломитовая формация (Средне-известняковый отдел С.В.Обручева)
Нижний протерозой (в дальнейшем подлежит расчленению)	2. Ангарские и белогорские (?) граниты	
	2. Оливин-гиперстеновые диабазы, нориты и норито-перидотиты	Устьянгарские известняки и удерейские сланцы (частью?)
Верхний архей	3. Нижнеканские граниты-(посттектонические)	
	2. Посольченские гнейсо-граниты и мигматиты (сингектонические)	Мурожно-татарский метаморфический комплекс (свита слюдяных сланцев, свита филлитов и свита кварцитов Сухого хребта А.К.Мейстера)
Нижний архей	1. Древние диабазы (частью синхронные му-рожно-татарскому комплексу)	Таракские гнейсо-граниты и мигматиты
		Енисейский метаморфический комплекс (?)
	Чарнокиты	Канский метаморфический комплекс

ральной части кряжа (Н.И.Бабинцев, Н.Н.Горностаев, Г.П.Болгов, А.И.Александров), разбор которых дан в работах С.В.Обручева (1939), М.А.Семихатова (1962), Н.А.Сагитова (1962).

Во время Великой Отечественной войны геологические исследования на кряже продолжались, но количество публикаций резко сократилось. Крупные обобщающие работы появились после войны.

История геологической изученности будет неполной, если не отметить вклад большого коллектива ученых ЦНИГРИ. И.С.Рожков (1945, 1946) занимался изучением террасовых и мезозойских россыпей; Е.Я.Синюгина; А.И.Дубинина, Н.А.Хахонина, Ю.С.Будилин и другие исследователи – источниками питания и перспективами поисков россыпей Герфедского рудного узла (1963–1965 гг.); Н.В.Петровская, П.С.Бернштейн, С.Борицанская и Т.М.Дембо (1947–1964 гг.) выявили главнейшие закономерности формирования рудных месторождений золота и занимались изучением некоторых вопросов петрологии.

Для юго-восточной части кряжа в 1947 г. появилась новая схема расчленения докембрийских отложений, разработанная Г.И.Кириченко, а для района среднего и нижнего течения р.Большого Пита – Г.И.Кириченко и Б.Н.Горбуновым. На их основе разработана унифицированная схема, которая будет рассмотрена позже.

В 1946 г. В.И.Медведковым (1947) было открыто Нижнеангарское, или Усовское, месторождение железных руд осадочного генезиса, что ускорило темпы изучения геологии Енисейского кряжа. В районе вновь открытых месторождений в 1948–1949 гг. проводили геологические съемки Ф.Я.Пан и А.К.Рублев, и эти работы позволили оценить масштабы рудоносного горизонта и перспективы поисков железных руд на восточной окраине кряжа. Исследователи отвергли представления Г.И.Кириченко о существовании самостоятельного каменского комплекса и расчленели верхнюю часть докембрийских отложений этого района, выделив потоскую, киргитскую, нижнеангарскую и дашкинскую свиты (М.А.Семихатов, 1962). Схема стратиграфии, которой пользовались работники экспедиции ВАГТ, в общих чертах похожа на схему КГУ. Она отличается стремлением детализировать верхнюю часть разреза докембрия – потоскую и киргитскую свиты (Горяинова, Лунгергаузен, Фалькова, 1954).

В 1951–1953 гг. в восточной и центральных частях кряжа геологические работы проводили О.А.Глико, Б.И.Вовк, В.И.Герасименко, Н.Я.Несмих и др. Они расчленили докембрийские образования на девять свит, сгруппированных в четырех комплексах – чиримбинском, сухопитском, тунгусике и усть-ангарском (Глико, 1957, 1960).

Большое значение для геологии кряжа имели работы Г.И.Кириченко (1963), начатые еще в 1939 г. Ему удалось доказать, что схема расчленения докембрия, ранее предложенная им для юго-восточной части, годится и для центральной части кряжа. Весьма ценно его утверждение, подкрепленное ссылками на работы Г.П.Болгова и А.И.Александрова, Я.Д.Шенкман, Н.М.Смирновой, О.П.Горяиновой о том, что между удерейской свитой и подстилающими ее отложениями существует несогласие.

В 1958–1959 гг. Ф.П. и Е.К.Ковригины (1960) провели геологическую съемку в междуречье Вороговки, Верхней и нижней Сурнихи, а также в верховьях рек Чапа, Тис, Тея, в результате чего было показано, что метаморфизованные отложения свиты Карпинского, пенчентгинской, удерейской и погорюйской представляют собой единое целое и должны относиться к тейской свите, а известные ранее по р.Тее базальные конгломераты в основании удерейской свиты не что иное, как метасоматические псевдоконгломераты, что с нашей точки зрения сомнительно.

Несмотря на огромный объем работ, Межведомственное совещание, созванное для разработки унифицированных схем, в своем решении (1959) не смогло принять единой схемы докембрая для Енисейского кряжа, Алтае-Саянской складчатой зоны, Тувы и Туруханского поднятия, но одобрило только рабочие схемы по каждому району в отдельности. Для кряжа принятая схема, составленная ВСЕГЕИ и подлежащая дальнейшей разработке. Признано, что важнейшей задачей является выяснение границы между синим и кембрием, а также верхней границы тейской серии и отдельных свит синия. Границы кембрая и докембрая проведены по подошве пестроцветной свиты, несогласно залегающей на более древних породах, а отложения, залегающие между кембriем и сухопитской серией, выделены в качестве самостоятельной синийской системы. В стратиграфической схеме выделяются архей (канский комплекс), протерозой (тейская серия), синий (сухопитская, тунгусикская, ослянская и чингасанская, она же уволжская, серии); схема кембрийских отложений не могла быть выработана. Дальнейшие исследования на кряже вели на основе этой схемы и сводились к разрешению отмеченных в решении вопросов, в том числе и одного из более трудных – сопоставлений разрезов западной части кряжа с основным разрезом и разрезов кряжа с разрезами прилегающих районов.

Большой степенью детальности отличаются многочисленные работы Г.И.Кириченко (1963) с соавторами (Кириченко, Додин, 1958; Кириченко, Алюшинский, 1961, Кириченко, Лесгафт, 1960, Антоновская, Кириченко, 1958).

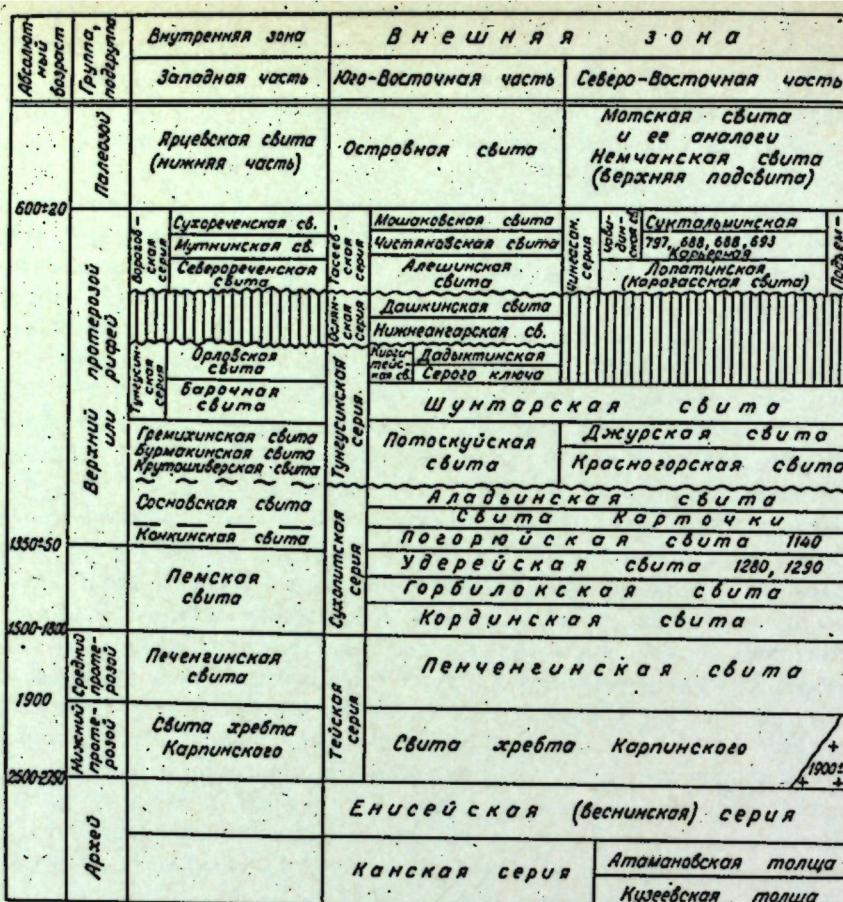
Между первым и вторым межведомственным совещаниями собран большой материал для разработки новой стратиграфической схемы, а также для сопоставления разрезов внутренней и внешней геосинклинальной зоны докембрийских отложений. Следует упомянуть об открытии Горевского месторождения свинцово-цинковых руд по левому берегу Ангары против давно известного Рудниковского рудопроявления.

Особо необходимо остановиться на работах М.А.Семихатова (1957–1984), который дал подробнейшее описание стратиграфии рифей и нижнего кембрая Енисейского кряжа на основе анализа вертикального распределения строматолитов и первых определений абсолютного возраста по глауконитам. Он по-новому сопоставил разрез Енисейского кряжа со стратиграфическим разрезом рифейской группы Урала. Совместно с В.Н.Григорьевым (Григорьев, Семихатов, 1981) ему удалось выделить основные типы осадочных формаций чингасанской серии (она же тассевская) юго-западной окраины Сибирской платформы. М.А.Семихатовым (1962) проведено сопоставление позднекембрийских отложений кряжа и смежных регионов, выделены структурно-фациональные зоны в них. Эта

Центральная научная

БИБЛИОТЕКА

Академии наук Наргизской ССР

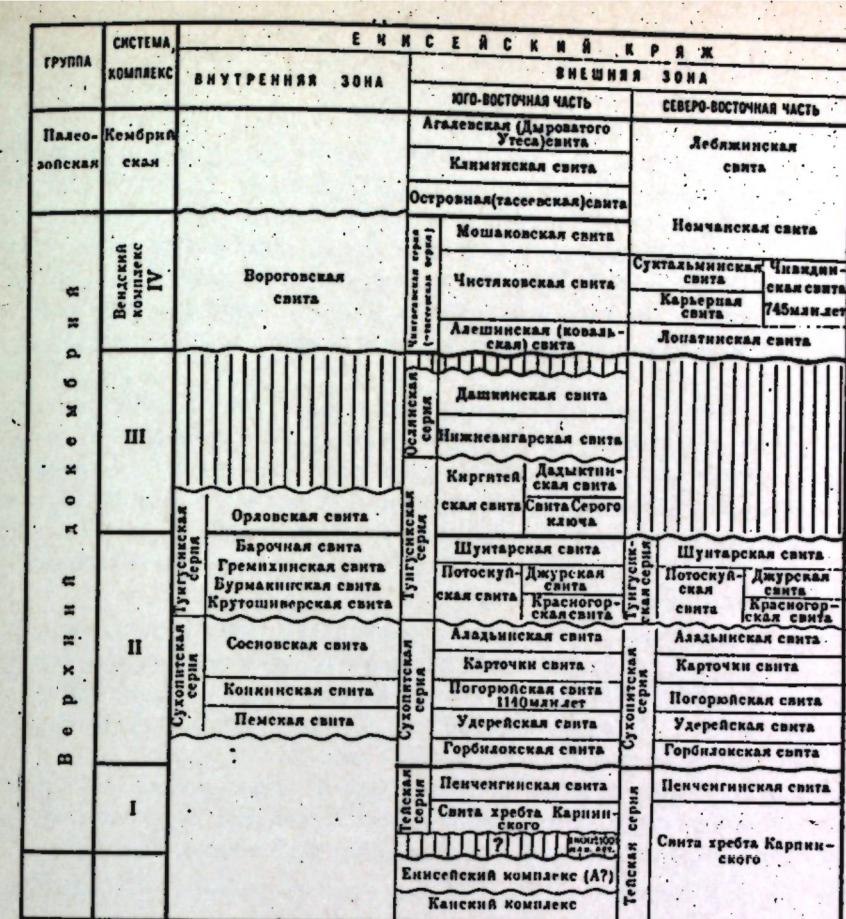


Фиг. 3. Схемы корреляции докембрийских отложений стратиграфии докембра в Новосибирске (слева - 1962; справа - 1965 г.)

работа дала основу для корреляции верхнедокембрийских отложений для отдельных районов кряжа, расположенных в западной, юго-восточной и северо-восточной его частях.

Монография Н.А.Сагитова (1962) посвящена описанию стратиграфии, тектоники и магматизма и главным образом истории формирования докембрийских отложений южного Заангарья. В ней приводятся первые карты-схемы мощностей и литологического состава отложений всех свит и подсвит докембра в Заангарье.

В 1962 г. в Новосибирске состоялось очередное совещание по стратиграфии отложений верхнего докембра Сибири и Дальнего Востока, которое подвело итоги исследованиям по регионам и попыталось разработать общую схему корреляции докембрийских отложений Сибири и Дальнего Востока на единой номенклатурной основе. Такие схемы разработаны для крупнейших регионов, и Енисейских кряж попал в схему корреляции верхнекембрийских отложений западного обрамления Сибирской платформы (фиг.3). Утвержденная схема не удовлетворила всех



Енисейского кряжа, разработанные на совещаниях по спра-ва - 1965 г.)

исследователей. Множество критических замечаний содержалось в большом количестве публикаций, появившихся после совещания. В это время вышли тома "Верхний докембрый" (1963) и "Нижний докембрый" (полутом "Азиатская часть", "Стратиграфия СССР"), где разделы, посвященные Енисейскому кряжу, написаны Г.И.Кириченко и Ю.А.Кузнецовым. В 1960-1963 гг. вышли три тома материалов по геологии Красноярского края, изданные КГУ, и два тома издания МГУ (1960, 1964), сборники КГУ "Новые данные по геологии юга Красноярского края" (1963), "Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы" (1964), "Вопросы геологии Енисейского кряжа" (1960). Во всех этих сборниках содержатся новейшие сведения по вопросам стратиграфии, магматизма, абсолютного возраста пород. Тектоника Енисейского кряжа и прилегающих областей обсуждалась на тектоническом совещании в Красноярске ("Тектоника Сибири", тт. 1,2, Новосибирск, 1963).

Быстрое накопление информации потребовало созыва очередного стратиграфического совещания в Новосибирске в начале 1965 г., на ко-

тером была разработана новая схема корреляции докембрия (фиг.3). На ней границы главнейших стратиграфических подразделений выбраны на основе определений абсолютного возраста глауконитов, что позволило выделить в качестве самостоятельной единицы вендинский комплекс, а границу кембрия и венда провести в средней части немчанской свиты. Соотношение архея докембрейских свит и серий оставалось прежним; но весь докембрий был поделен на четыре группы, соответствующие границам четырех серий - тейской, сухопитской, тунгусикской и осянской. Вендинская толща считалась аналогом енисейской серии, а канская серия делилась на две толщи: атамановскую (сверху) и кузеевскую (нижу).

Многочисленные варианты стратиграфических схем Енисейского кряжа базируются в основном на литолого-фаунистических особенностях осадочно-вулканических формаций, причем во многих случаях решающим фактором считается степень метаморфизма пород. При дальнейшем изложении мы будем опираться на стратиграфическую схему (фиг.4), составленную нами с учетом радиометрических характеристик пород и новых определений абсолютного возраста.

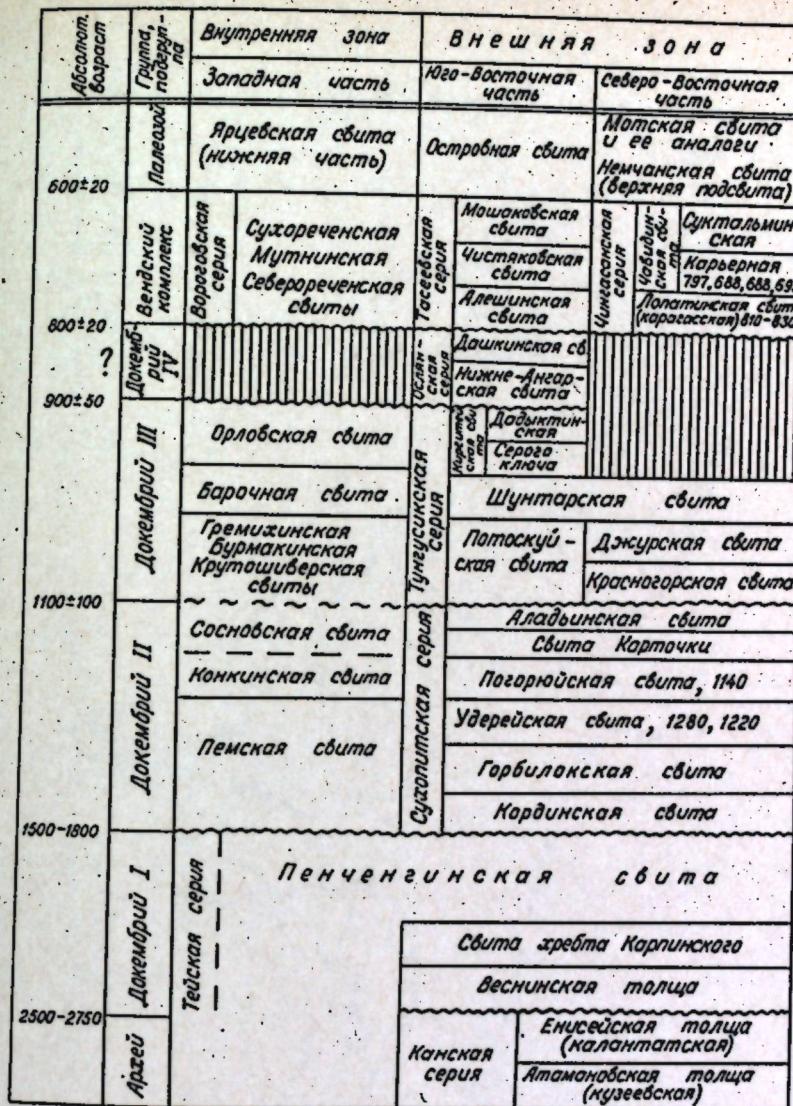
Палеонтологическая и биостратиграфическая основа разработана пока еще очень слабо. В пределах собственно Енисейского кряжа и его обрамления находки органических составов или следов их жизнедеятельности единичны (фиг.5) и относятся в большей части к кембрийским и еще более молодым отложениям (табл.5).

Несмотря на существующие противоречия в оценке диагностического значения микроструктур и морфологических признаков строматолитов (В.П.Маслов, П.С.Краснопеева, И.К.Королюк, К.Б.Кордэ, И.Н.Крылов, Вл.А.Комар, Г.И.Кириченко, М.Е.Раaben, М.А.Семихатов, О.А.Вотах, В.М.Чайка, А.Г.Вологдин и многие другие; см. Тезисы докладов Совещания 1962 и 1965 гг. в Новосибирске), строматолитам все-таки повезло: их упорно и довольно успешно изучают и более всего на Енисейском кряже. Анализ вертикального распределения строматолитов на кряже и в Туруханском поднятии, выполненный М.Ф.Семихатовым (1962), выглядит весьма убедительно (фиг.6). Конкретная привязка описаний форм строматолитов на местности не приведена, в связи с чем они не участвуют в табл.5.

Г.И.Кириченко и Ю.А.Алюшинский (1961) описали восемь подгрупп синийских спор (39 видов), объединяемых в две группы (*Triletes Reinsch*, *Aletes Ibrahim*). Ими приведена таблица распределения спор по разрезу синия и кембрия Енисейского кряжа.

Упомянем, что на р.Уволге Ф.П.Крендлевым встречены остатки сине-зеленых водорослей группы *Osagia* и *Vesicularia* (определение И.К.Королюк), биостратиграфическое значение которых пока неясно (Крендлев, Ножкин, 1961).

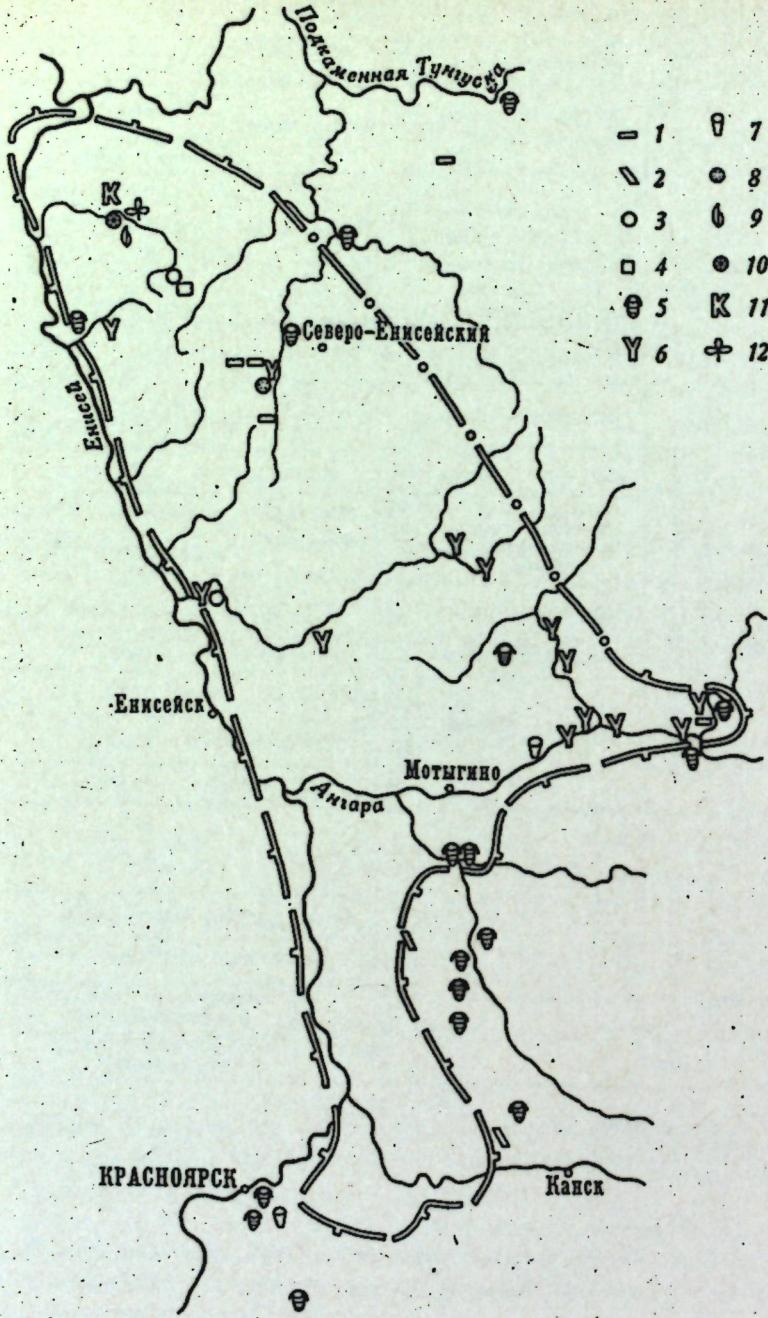
Палеонтологические исследования, определения абсолютного возраста и пробы силикатных анализов отбирали вдоль сравнительно легко доступных и хорошо вскрытых береговых обнажений рек Кан, Курыш, Енисей, Ангара, Большой Пит, Горбилок, Удерей, Каменка, Чапа, Тея



Фиг.4. Схема корреляции докембрейских отложений, составленная с учетом данных радиометрии осадочно-вулканогенных пород кряжа

и Уволга, отчасти Исаковка, Вороговка, Тисс, Кия (фиг.5 и фиг.1 Приложения 2). Водораздельные пространства всех рек кряжа плохо обнажены, заболочены, трудно доступны и еще скрывают такое количество геологических сведений, которые могут во многом изменить представления о геологии кряжа, и главным образом о последовательности геологических событий.

В опубликованой литературе постоянно повторяются одни и те же данные силикатных анализов пород, приведенных первоначально в работах А.К.Мейстера (1910), М.Н.Альтгаузена (1934) и Ю.А.Кузнец-



Фиг. 5. Места отбора ископаемых остатков и образцов для определения абсолютного возраста осадочных и вулканогенных пород (по состоянию на 1.1.1966)

1 - глауконит; 2 - полевые шпаты (вторичные); 3 - кислые эфузивы; 4 - основные эфузивы (3 и 4 - синорогенные); места отбора: 5 - трилобитов, 6 - строматолитов, 7 - археоцитатов, 8 - водорослей, 9 - брахиопод, 10 - мшанок, 11 - кораллов, 12 - флоры

Таблица 5
Ископаемые остатки Енисейского кряжа

Индекс	Свита, геологическое положение	Место отбора	Остатки	Обнаружил	Определил	Источник
C_2-3+P_1	Непрерывный разрез доломитов и известняков, красноцветных терригенных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, водорослевые и псевдолитовые известняки; глинистые, алеврито-глинистые и углистые сланцы с прослоями углей). На свиты разрез толщи включает верхний кембрий, ордовик, склеруп, девон и пермо-карбон	Р.Вороговка, 40-45 км от устья р.Рыбной	Флора Angaropteridium cf. cardipterooides (Schm.) Zal., Noeggerathiopsis cf.theodori Zal. cf. Tschirk. Caenodon- drion neuburgianum Radez., Angaradendron cf. obrutschevii Zal., Noeggerathiopsis cf. turanica Radcz.	Н.С.Подгороцкая, Ю.Г.Семенов, А.Г.Гурьев	Г.П.Радченко	7
C_2-3+P_1	Там же, 5,0-5,5 км от устья р.Рыбной	Там же	Мшанки	О.Ф.Лазуткина	Сцилостомата-Phaeopora pfebeia Nech.	7
O_3+S_1	Там же, 1,8-2,0 км от устья р.Рыбной	Там же				

Таблица 5 (продолжение)

Индекс	Святъ, геологическое положение	Место отбора	Остатки	Обнаружил	Определил	Источник
0 _{3+Si}	То же	Там же	Кораллы (табуляты)	Те же	О.П.Кова-левский	7
S ₁ (ландо-вериен-лок)			Favosites ex gr. forbesi M. Edw. et Haime. Paleofavosites alveolaris Gould. var. Kerganaki Rukhiv			

Брахноподы

Там же, в 1,8–2,0 км от устья р.Рыбной

Несперонтиз sp. Саромоцефия 'sp.', 'Alispira gracilis Ni-kif. Eocelia sp.

O₁ Усть-бугариктинская (Основание верхней подсвиты)

Обнажения на Подкаменской Тунгуске в районе устья р.Енгило

Syntrophidae

Е.П.Марков

О.И.Никифорова, Ю.Г.Семенова, А.Г.Гурьев

O₁ То же

Обнажение на Подкаменской Тунгуске в районе устья р.Енгило

Protoliomerops aff. Seisonensis kov.

Е.П.Марков

Н.И.Горавичев, А.Г.Яценко

Таблица 5 (продолжение)

Индекс	Святъ, геологическое положение	Место отбора	Остатки	Обнаружил	Определил	Источник	
Cm ₁ en	Аналог хетменского горизонта Ленского яруса Сибирской платформы	Ярцевская синклиналь, р.Иса-планы N. Tchem. ковка, 3,3 км от устья на правом берегу	Pseudoeteraspis sp. nov. Parapoliella sp.	А.Г.Заварзин, Ф.Ф.Вильсан	Н.С.Чернышова	4	
Cm ₁	Лебяжинская свита	Р.Теля, среднее течение (от р. Польем до р. Парной)	Bulaiaspis prima	В.Н.Григорьев	Л.Н.Репина	3	
Cm ₁	Эвенкийская свита	Реки Теля и Вельмо	Streptcephalus sp.		Н.В.Покровская	13	
Cm ₁	Климинская свита	Р.Иркшиева, пос. Великанчик, Пичугинский Бык на Аягаре, Дыроватый утес на р.Тасеева	Bulaiaspis volodini Lem., B.richterma Lem., B.tascevi – L.Н.Репина	А.А.Предтеченский, Е.В.Лермонтова	Л.Н.Репина, Е.В.Лермонтова	13	
Cm ₁	Агапьевская свита					Tungusella sp. Bat-hynotus namensis Lem., Namona namensis Lem.	10,14

Таблица 5 (продолжение)

Индекс	Свита, геологическое положение	Место отбора	Остатки	Обнаружен	Определен	Источник
Cm1	Агалеевская свита	Р.Ангара, дер. Климино (в 100 км к востоку от устья р.Иркутска)	<i>Binodaspis</i> sp. <i>Jakutus quadriceps</i> (Rjonsn.) <i>Bergeronites kutorginum</i> Lem.	Г.И.Кириченко	Н.Е.Чернышева	10,14
		Дыроватый утес на р.Тасеева	<i>Nyolites</i> sp., <i>Kutorginia</i> sp., <i>Pretolenidae</i>	Б.А.Фукс Rep., <i>Tungusella</i> sp., <i>Bulaiaspis limbata</i> Rep.	А.А.Предтеченский М.А.Жарков, Ю.К.Светов	10,14
	С.Трончико-за-водское (скв.)		<i>Tungusella Manica</i> Rep., <i>Tungusella</i> sp., <i>Bulaiaspis limbata</i> Rep.	Б.С.Галимова Л.Н.Репина	10,14 10,14	10,14
		К югу от р. Средний Топол		A.M.Шубин Protolenidae	О.К.Полегаева A.M.Шубин	10,14
	Климинская свита	Р.Удоронга (скв.70)	<i>Bergeroniaspis</i> Lem., <i>Elganeillus elegans</i> Suv.	А.К.Рублев, Л.Н.Репина М.А.Жарков	10,14 16	
Cm2	Заледеевская свита		<i>Proasaphiscus sibiricus</i> N.Tchern., <i>Proasaphiscus clarus</i> M.Tchern., <i>P.limbatus</i> sp.nov., <i>Schistosphaerus antiquus</i> N.	Л.Н.Репина	10,12 13,15	

Таблица 5 (продолжение)

Индекс	Свита, геологическое положение	Место отбора	Остатки	Обнаружен	Определен	Источник
Cm1	Торгашинская свита	Красноярск, Базаха	Список фауны по выделенным комплексам (базальхинский – Хоментовский археоидат; Камешковский – трилобиты и археоидаты; Кетеменский – трилобиты; Обручевский – трилобиты Алтайского типа разреза в отличие от западного типа, характерного для всей остальной площади края). Список общирон и здесь не приводится	И.Т.Журавлев, В.В. Сам (базальхинский – Хоментовский археоидат; Камешковский – трилобиты и археоидаты; Кетеменский – трилобиты; Обручевский – трилобиты Алтайского типа разреза в отличие от западного типа, характерного для всей остальной площади края). Список общирон и здесь не приводится	Л.Н.Репина	13
	Быковская свита	Пос.Бык на Ангаре				
	Свита Серого ключа	Точно не указано				

Археоидаты *Laminarecyathus karpinskii*(Vologdin) по определению 1968г. *Rhabdocyathella karpinskii* sp. nov.

Черви *Planolites corrugatus* M.P.Bлаговещенской

А.Г.Вологдин

Таблица 5 (продолжение)

Индекс	Свита, геологическое положение	Место отбора	Остатки	Обнаружил	Определил	Источник
Sn	Плитская и Горбатокская формации (соответствует, вероятно, сухопитской серии)	Р.Лит, выше устья р.Конть-Горбатки, из сосновской свиты	Водоросли <i>Cryptozoon retiformis</i> n.sp., <i>C. retiformis</i> var. <i>conica</i> sp. et var.nov., <i>Algae archaeocystathiiformis</i> n.sp., Col-	М.П.Благо- вешенская	Н.И.Бабин- цев	7
V	Верхневороговская подсвита	В пределах плашета Р-46-ХХУ на р.Иса-ковке	P-46-лена interfillum n. sp., Vermiculites fortuosus (Belte)	Л.К.Качев- ский и др.	Н.В.Харитонова, З.А.Журавлева	6
	Чивидинская свита	Р.Уволга, 0,8 км ниже одноименного поселка	Водоросли из группы <i>Osagia vesicularia</i>	Ф.П.Кренделев, Е.И.Корочкина	Н.К.Королев, Е.И.Корочкина	8
Sn	Гребенская свита	Ангара, склоны Гребеня	Lemontovaerphytus primus Vologd.,	А.Г.Вологдин	А.Г.Вологдин	2
		Там же, Выдумский бык	<i>Lamellosus Vologd.</i> , <i>L. crasso lamello-sus Vologd.</i> , <i>Angaria depicta Vologd.</i>	"	"	2
						2
						2

Таблица 5 (окончание)

Индекс	Свита, геологическое положение	Место отбора	Остатки	Обнаружил	Определил	Источник
	Джурская свита	Ангара, устье р.Варнавиничкова	<i>Collenilinus obnitschev Vologd.</i> , <i>C. latus Vologd.</i>	А.Г.Вологдин	А.Г.Вологдин	2
			<i>Granaphycus conicus</i>	Vologd.	Gr. <i>djuricus</i> Vologd.	

Приимечание. 1 - Вологдин, Яэмэр, 1966; 2 - Вологдин, 1944; 3 - Григорьев, Репина, 1956; 4 - Заверзин, Черышево, 1965; 5 - Краснопеева, 1936; 6 - Качевский, 1964; 7 - Кирченко, 1961; 8 - Кренделев, Ножкин, 1961; 9 - Марков, 1966; 10 - Подгорная и др., 1965; 11 - Репина, 1960; 12 - Репина, 1965; 13 - Репина и др., 1964; 14 - Семихатов, 1959; 15 - Семихатов, 1959; 16 - Советов, 1968.

Группы строматолитов	<i>Baicalia Kryl.</i>	<i>Solenophyton Masl.</i>
Туруханский район	Енисейский кряж	<i>B. prima f. n.</i> <i>B. latera f. n.</i> <i>B. rara f. n.</i> <i>B. unta f. n.</i> <i>B. ampla f. n.</i> <i>B. f. indet.</i> <i>C. lenticulus Masl.</i> <i>C. titius Masl.</i> <i>C. confertus f. n.</i> <i>Solenia frequens Val.</i> <i>Tur. arborea f. n.</i> <i>Tung. nodosa f. n.</i> <i>Tung. conusa f. n.</i> <i>M. oratula Kryl.</i> <i>M. nimbofera f. n.</i> <i>M. praevara f. n.</i> <i>Z. confertus f. n.</i> <i>Z. attus f. n.</i> <i>P. lanceolata f. n.</i> <i>P. lanceolata f. etellagen</i>
Дурномысская	Дашкинская	
Речкинская		
Туруханская Нароедышгинская	Нижне-Ангарская	
Шорихинская	Дадыктинская	
Серого ключа		
буровой	Шунтарская	
Деревнинская	Джурская	
Сухотунгусанская	Красногорская	
Аладынская		
Линок	Карточки	

Фиг. 6. Вертикальное распространение строматолитов в рифейских отложениях Туруханского района и Енисейского кряжа (по М.А. Семихетову)

Фиг. 7. Схема геологического строения Енисейского кряжа (в оригинале масштаб 1:1 000 000)

1 - четвертичные отложения; 2 - неоген (кириасовская свита) и палеоген (бельская свита); 3 - юра; 4 - пермь и пермо-карбон; 5 - девон; 6 - ордовик; 7 - палеозой (нерасчлененный); 8 - верхний кембрий (эвенкийская свита); 9 - нижний кембрий, Докембрий; 10 - вендский комплекс (включая немчансскую свиту); 11 - ослянская серия; 12 - тунгусская серия; 13 - сухопитская серия с кординской свитой в основании (точки) и карбонатными горизонтами свит Карточки и Аладынской в верхней части разреза; 14 - пинченгинская свита; 15 - свита хребта Карпинского; 16 - веснинская толща; 17 - есауловская толща (возможный аналог веснинской), на севере - исаковская толща; 18 - енисейская толща; 19 - атамановская (кузевская) толща. Интрузивные образования: 20 - кимберлиты и родственные им породы; 21 - траппы; 22 - щелочные породы; 23 - кислые эфузивы; 24 - татаро-аяхтинские граниты; 25 - посолиненский комплекс; 26 - канские гранитоиды; 27 - таракские граниты; 28 - базиты и гипербазиты разного возраста; 29 - тектонические нарушения; 30 - геологические контакты; 31 - стратиграфические несогласия, выявленные и вероятные



Граница третьей части разреза с двумя "нижними" трангрессивной и очень четкой. Верхняя часть - это по существу толща красноцветных конгломератов.



1 -
леоген
вон; 6 -
рий (с
ский и
12 - т
в осно
Алады
свита
толща
18 - е
труэз
роды;
24 - т
кански
базит
гические контакты; 31 - стратиграфические несогласия, выявленные
и вероятные

цова (1941), что создает впечатление малочисленности первичных определений, но оно обманчиво. Нами собрано более 800 анализов пород и минералов, из которых около 120 сделаны специально для данной работы (Приложение 1). Анализами освещены важнейшие интрузивные массивы кряжа, осадочно-метаморфические и эфузивные комплексы.

Обсуждение состояния геологической изученности кряжа закончим указанием о том, что сведения по определению абсолютного возраста пород и минералов еще малочисленны и освещают кряж крайне неравномерно. По состоянию на 1.1.1966 г. опубликовано 211 определений (по 116 пробам), в том числе: калий-argonовым методом - 112, рубидий-строицевым - 40, свинцово-изотопным - 59. Результаты анализов показаны в Приложении 2.

Наши представления о геологическом строении Енисейского кряжа отражены на схеме (фиг. 7), составленной по материалам КГУ, ВСЕГЕИ, ИГиГ, МГУ и других организаций.

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Во всех вариантах докембрийских схем различных авторов намечается одна общая закономерность: все докембрийские формации четко подразделяются на три части.

Нижняя часть (метаморфический комплекс) объясняет канскую серию архея и тейскую серию нижнего протерозоя. Это высокометаморфизованная толща гнейсов и кристаллических сланцев. Споры идут только о том, какая из толщ канской серии залегает выше или ниже, каково положение веснинской толщи, как она взаимоотносится с перекрывающими и подстилающими породами и куда ее относить - к архею или нижнему протерозою. Породы нижней части развиты в пределах кряжа преимущественно к югу от Ангары.

Средняя часть объединяет отложения сухопитской и тунгусикской серий, представленных осадочно-вулканогенными отложениями в различной степени, но слабо метаморфизованными. Здесь споры идут о границах упомянутых серий между собой, так как прямых контактов между ними нигде не наблюдалось, кроме низовьев р. Б. Пит. В составе этой части развиты главным образом сланцы, карбонатные породы и эфузивы различного состава. В базальных горизонтах преобладают сланцы, но встречаются и конгломераты, а в верхах разреза развиты преимущественно карбонатно-сланцевые толщи.

Верхняя часть включает отложения вендского комплекса и части нижнего палеозоя. Это отложения осянской, чингасанской, вороговской и тасеевской серий и их возрастных аналогов. Выходы пород этих серий пространственно разобщены, так же как и осадки нижнего кембрия. Здесь породы практически не метаморфизованы. Споры идут о том, каковы возрастные взаимоотношения перечисленных выше серий между собой и с породами кембрия, по какому горизонту проводить границу кембрия и докембрия, так как переход здесь постепенный и возрастной рубеж проходит где-то в пределах немчинской свиты и ее аналогов. Граница третьей части разреза с двумя нижними трангрессивная и очень четкая. Верхняя часть - это по существу толща красноцветных конгло-

мератов, песчаников и алевролитов, сменяющихся вверх по разрезу флишами, а затем доломитовыми толщами.

В отложениях нижней части никаких органических остатков не обнаружено, так же как нет определений возраста по глаукониту или эфузивам, поскольку эти последние интенсивно метаморфизованы.

В отложениях средней части среди карбонатных пород повсеместно встречаются строматолитовые постройки, иногда — прослои с глауконитом. Доказано наличие здесь неизмененных синорогенных эфузивов.

В отложениях верхней части обнаружена фауна трилобитов, (табл.5), водорослей, археоида, приведено определение абсолютного возраста глауконитов из трех точек. Для этой части разреза эфузивы практически неизвестны. В контурах кряжа эти отложения отмечаются только в пределах узких грабенообразных структур. Отложения верхнего кембра — пермо-карбона располагаются в таких же структурах.

Канская серия архея

Архейские образования выделены К.В. Радугиным (1937) на юго-западной окраине Енисейского кряжа. Он предлагал различать две формации: есауловскую гнейсовую и бархатовскую амфиболитовую. Первую из них он считал связанный с метаморфизмом осадочной толщи, а вторую — с метаморфизмом эфузивов и извержений пород. По степени метаморфизма породы этих формаций заметно отличаются. К архею отнесена и древняя интрузия гранито-гнейсов, поражающая породы есауловской формации. Однако район, изученный К.В. Радугиным, незначителен по площади, и поэтому его верные в общем выводы не были распространены на всю территорию юга Енисейского кряжа.

В 1937 г. общую схему стратиграфии Ангаро-Канской части кряжа разработал Ю.А. Кузнецов (1941). Его схема обоснована огромным фактическим материалом и до сих пор не утеряла своего значения. Со временем она была несколько модернизирована усилиями главным образом самого Ю.А. Кузнецова (1946, 1952, 1963). Первоначально в составе архея им были выделены два метаморфических комплекса — Канский (нижний) и Енисейский. С первым связана интрузия чарнокитов, со вторым — таракские гнейсо-граниты и гранито-гнейсы. К настоящему времени появились новые факты, которые позволили Ю.А. Кузнецову (1963) сохранить в составе архея только Канский комплекс, а Енисейский отнести к нижнему протерозою. С самого начала подчеркивалось, что выделение архея производится на кряже условно, так как четких доказательств столь древнего возраста не было. Архейский возраст приписан Канскому комплексу на том основании, что он является самым древним на Енисейском кряже, что в нем присутствуют характерные для архея чарнокиты, а также "на основании полной аналогии его петрографического состава и условий образования с архейскими кристаллическими сланцами Анбарского и Алданского щитов" (Кузнецов, 1963, стр. 116). Однако существуют факты, заставляющие сомневаться в правильности отнесения Канского метаморфического комплекса к архею. Это прежде всего находка остатков онколитов и строматолитов в ксенолите среди таракских гранитов, описанных Л.И. Антоновской и С.Г. Петровым на

р. Мурме (Семихатов, 1962). Те же геологи, реставрируя первоначальный состав гнейсов и кристаллических сланцев, проследили отдельные маркирующиеся горизонты с юга на север. Им удалось показать, что степень метаморфизма отложений сухоплитской серии, протягивающихся от Ангары на юг вдоль правого берега Енисея, увеличивается к югу, где они входят в состав кристаллических толщ. Здесь они без видимого несогласия залегают среди амфиболитов и гиперсетеновых гнейсов. Как будет показано в дальнейшем, горизонты кислых и основных эфузивов Глушичинского комплекса также протягиваются далеко на юг, причем степень их метаморфизма тоже постепенно возрастает. Эта полоса эфузивов прослеживается от бассейна р. Сурники, на севере заанггарской части кряжа через устья Большого Пита, Зимовейной до района Слюдянской Барги.

Большой повод для сомнения дают определения абсолютного возраста гнейсов и таракских гранитов. Из большого количества определений абсолютного возраста по гнейсам Канского комплекса калий-argonовым методом только три пробы имеют возраст от 1040 до 1350 млн. лет, и ни одной пробы выше 2500 млн. лет (Приложение 2, табл. 4). Определениями возраста свинцовым методом по тем же объектам также не получено ни одной датировки с архейским (т.е. более 2500 млн. лет) возрастом, и только стронций-рубидиевый метод показал пять цифр (из 19 определений), превышающих архейский рубеж. Геологической съемкой можно доказать только, что породы Канского комплекса моложе пород тасеевской серии, которая несогласно налегает на гранитоиды таракской интрузии в верховых рек Ягодки, Шилки, Мурмы и Курыш. Мы поддерживаем мнение М.А. Семихатова (1962) о том, что в пределах южной части кряжа имеются древние архейские образования; но площадь их развития не так велика, как рисуется на мелкомасштабных картах Сибирской платформы.

Геологи КГУ (Ю.И. Гончаров, Ю.И. Парфенов, А.В. Благодатский, Р.Т. Уссар) в составе Канского метаморфического комплекса выделяют две толщи — атамановскую и енисейскую, как и показано на нашей схеме (фиг. 7). В.И. Волобуев, С.И. Зыков, Д.И. Мусатов, Н.И. Струпникова (1964) в составе канской серии выделяют кузеевскую, атамановскую и калантатскую толщи (снизу вверх). Нам представляется, что к настоящему времени нет данных, позволяющих выделять их в качестве самостоятельных стратиграфических подразделений и что они представляют собой разновозрастные или одновозрастные образования различной степени метаморфизма. Можно говорить об их географическом распределении — кузеевская толща граничит с таракскими гранитоидами и вмешает их, калантатская толща располагается в максимальном удалении от них, а атамановская толща занимает промежуточное положение.

В целом породы атамановской толщи Канского метаморфического комплекса представляют собой сложно построенную толщу, в состав которой входят в основном гранитовые гнейсы. Они состоят из переменных количеств (в %) кварца (10-40) плагиоклаз-андезита (до 50), граната (от долей до 50), биотита (до 10). Среди гранатовых разностей гнейсов постепенно появляются кварц-гранатовые, гранат-гиперстеновые, гранат-плагиоклазовые бесварцевые и гиперстеновые гнейсы. Между всеми этими разновидностями существуют всевозможные пере-

ходы. В гранатовых гнейсах плагиоклазы иногда почти целиком заменяются ортоклазом. Ортоклазовые разности залегают в виде пластовых тел, линз, гнезд, жилок и обособленных. Ю.А. Кузнецов (1941) отмечает среди гнейсов кордиерит-гранатовые разности с корундом, силикатитом и шпинелью. Такие породы имеют облик кристаллических сланцев и образуют мелкие прослои и вытянутые линзы. Среди пироксен-плагиоклазовых пород выделяются разности, обогащенные гиперстеном, энстатитом, диопсидом, лабрадором или биотитом настолько, что они напоминают габбро, аортозиты, нориты, пироксениты. С другой стороны, встречаются разности, сильно обогащенные кварцем (до 50%). В породах Канского комплекса встречаются чарнокиты, которые можно отличить от нормальных изверженных пород только по присущей им гранообластической структуре, а также по отсутствию kontaktовых ореолов. Изредка в составе Канского комплекса встречаются прослои актинолитовых мраморов.

Химический состав пород канской серии (Приложение 1, табл. 1) весьма разнообразен и, вероятно, отражает пестроту первичного материала, подвергавшегося метаморфизму. Ю.А. Кузнецов (1941, 1963) относит Канский метаморфический комплекс к фации гиперстеновых гнейсов Д.С. Коржинского или к гранулитовой фации Ф.Дж. Тернера. Он отмечает, что в породах растворимого комплекса прекрасно развиты позднейшие наложенные метаморфические изменения – такие, как милонитизация, сопровождающаяся перекристаллизацией и появлением минеральных ассоциаций амфиболитовой фации, а также kontaktовые изменения, вызванные внедрением Таракской и Посольненской интрузий. Думается, что следует дополнить список интрузий Нижне-Канской и Порожнинской (Парфенов, 1961, 1962, 1963, 1964).

Енисейская толща, по нашему представлению, соответствует Енисейскому метаморфическому комплексу Ю.А. Кузнецова (1941, 1963). Мы относим ее к архею, основываясь на радиометрической характеристике самой толщи и перекрывающих ее пород. Толща сложена мелкозернистыми сланцеватыми биотит-плагиоклазовыми гнейсами или кристаллическими сланцами, плагиоклазовыми амфиболитами и редкими прослойками полевошпатовых кварцитов. В ней, особенно в ее верхних частях, встречаются довольно мощные прослои мраморов, актинолитовых мраморов и доломитов. В этой толще очень часто оконтуриваются поля мигматитов, среди которых располагаются тела пегматитов кварц-полевошпатового состава, иногда с большим количеством мусковита или турмалина; распространены послойные и секущие тела гранитного состава и аplitы; встречаются параамфиболиты, но отсутствуют дайки диабазов, что дало право Ю.А. Кузнецову (1963) отнести ее к нижнему протерозою, что весьма вероятно. Выходы пород енисейской толщи протягиваются полосой вдоль Енисея, а также окаймляют с запада выходы пород атаманской толщи. Состав пород толщи также непостоянен, что видно из таблицы анализов (Приложение 1, табл. 2); здесь представлены все разновидности пород – от кислых до щелочных и основных.

Породы Канского метаморфического комплекса развиты вдоль юго-восточной окраины Ангаро-Канской части кряжа от р. Кан на юге до рек Шилка и Ягодка на севере, где они сменяются нижнепротерозой-

скими образованиями или перекрываются рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями. Как справедливо заметил Л.Г. Прожогин, структуры, обра-зованые канской серией, сильно приподнятой в нижнем течении р. Кац, погружаются по направлению на север-северо-запад. В бассейне рек Посольная и Шилка эти структуры "дают две виргации: северо-западную, протягивающуюся от пос. Предивинск вдоль западного борта Казачинской котловины, и северо-восточную, простирающуюся в направлении нижнего течения р. Тассёвка. К северу между этими виргациями, несогласно перекрывая их, развиты отложения пинченгинской свиты и сухопитской серии" (Прожогин, 1964, стр. 142). Л.Г. Прожогин считает, что в районе Бурмакинской шиверы наблюдается полный разрез Канского комплекса с четким выделением двух толщ, а в бассейне р. Рудиковки имеется нормальный контакт енисейской толщи с породами пинченгинской свиты, отличающейся по степени и характеру метамор-физма. Таким образом, и в заанггарской части кряжа имеются выходы архейских пород. Мы склонны думать, что полоса архейских пород непрерывно протягивается до широты Вороговских порогов, местами перекрываясь более молодыми отложениями.

Протерозой

Тейская серия

Понимание стратиграфического объема тейской серии сильно изменилось со временем. Л.А. Ячевский (1894) первоначально выделял тейскую свиту, включая в нее филлиты, известняки и слюдяные сланцы, залегающие после перерыва на гнейсовых толщах заанггарской части кряжа. Позже И.Г. Николаев (1930) объединил тейскую свиту, в понимании Л.А. Ячевского, с гнейсами, гранитами и мигматитами и отнес все эти образования к нижнему отделу. В схемах В.А. Обручева (1939) и Ю.А. Кузнецова (1941) тейская серия особо не выделялась, а все породы, залегающие ниже свиты Сухого хребта (горбилок и удерей в нынешнем понимании), относились к нижнему протерозою. Тейская серия вновь "возродилась" на Ленинградском совещании в 1954 г., и после этого принята во всех существующих схемах Г.И. Кириченко (1958), Б.В. Шибистова (1959), О.А. Глико (1957), Н.А. Сагитова (1962), М.А. Семихатова (1962) и новосибирских совещаний 1962 и 1965 гг. В работе Ю.А. Кузнецова (1963) к тейской серии отнесена только свита хребта Карлинского и гранитоидные комплексы Ангаро-Канской части кряжа (Посольненская и Нижне-Канская интрузии). С легкой руки геологов Эвенкийской экспедиции ВАГТ (Горяинова и др., 1954) к тейской серии на севере Енисейского кряжа стали относить различные гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, мигматиты и другие породы, залегающие под отложениями пород сухопитской серии. Для заанггарской части это может быть и верно, но для южной части кряжа объем тейской серии совершенно не ясен, так как там нет твердо установленных отложений сухопитской серии и большую часть территории слагают высокометаморфизованные породы канского метаморфического комплекса. Здесь совершенно неясно взаимоотношение

пород тейской серии с перекрывающими и подстилающими их формациями, так как стратиграфических несогласий нет, большинство контактов имеет тектонический характер, а степень метаморфизма пород сильно варьирует от места к месту. Многие исследователи (Глико, 1957; Кириченко, 1956; Предтеченский, 1962), полагают, что тейская серия в какой-то мере соответствует енисейскому комплексу Ю.А. Кузнецова, А.А. Предтеченский (1962, стр. 78) утверждает, что "синийские" отложения северной (заангарской) части Енисейского кряжа, в частности удерейская свита, в направлении на юг (канская часть кряжа) переходит по простиранию в "нижнепротерозойские" и "архейские" толщи.

В нашем понимании серия включает печенгинскую свиту, свиру хребта Карпинского севера кряжа и веснинскую толщу его южной части. Возрастные взаимоотношения этих трех подразделений пока не выяснены, но степень метаморфизма пород возрастает в порядке их перечисления в предыдущей фразе. Метаморфические породы тейской серии в таком понимании протягиваются двумя почти параллельными полосами (см. фиг. 7). Одна из них – центральная – идет вдоль осевой части Енисейского кряжа от верховьев Татарки, через район верховьев рек Еруда, Енашимо, Тея, Чапа и Вороговка и Осиновским порогам на Енисея. Другая полоса – западная – тянется вдоль правого берега Енисея от Казачинских порогов к устью Рудиковки, к Бурмакинской шивере, затем несколько отходит от Енисея к средним течениям рек Тис, Исаковка, в верховьях Кутукаса и затем снова выходит к Осиновским порогам, где сливается с центральной. В целом степень метаморфизма пород тейской серии выше в породах западной полосы, чем центральной. В этой же полосе больший объем занимают грауваки и эффузивы основного состава.

Веснинская толща выделена геологами КГУ Ю.Н. Глазыриным и Е.И. Врублевичем в 1958 г. В эту толщу ими включены метаморфизованные отложения правобережья Енисея на участке ниже устья Шилки, где они представлены очковыми конгломератовидными полевошпатовыми гнейсами со всеми переходами к очковым роговообманковым и амфибол-биотитовым гнейсам и кристаллическим сланцам. По внешнему облику эти гнейсы ничем существенным не отличаются от гнейсов канского метаморфического комплекса. Единственное отличие их в том, что в них не встречаются гранаты, несмотря на то, что содержание CaO достигает 13%. Соотношение калиевых полевых шпатов и плагиоклазов в гнейсах данной толщи самое разнообразное, что видно по разнице в содержании CaO, K₂O и Na₂O в двух образцах гнейсов, отобранных в нескольких сантиметрах один от другого (Приложение 1, табл. 3). Среди темноцветных минералов в отдельных полосах гнейсов преобладают сланцы, особенно биотит; но пироксены не отмечались.

Вверх по разрезу среди гнейсов появляются кристаллические сланцы и мраморы, весьма сходные с таковыми из разреза свиты хребта Карпинского на Уолге. Еще выше по разрезу, в обнажениях устья Белокопытовки и против него, на левом берегу Енисея, появляются мощные горизонты антиполитизированных мраморов печенгинской свиты. Это дает право выделять веснинскую толщу в качестве самостоятельного подразделения тейской серии. Главный аргумент в пользу та-

кого выделения – исключительно высокое карбонатное содержание радиоактивных элементов, не характерное ни для подстилающих пород канского комплекса, ни для перекрывающих пород. Позже будет показано, что повышения общей радиоактивности наиболее типичны для базальных толщ каждой из развитых на Енисейском кряже серий. Поэтому мы считаем наиболее правильным отнести веснинскую толщу к низам разреза тейской серии, а не к верхам Канского метаморфического комплекса. На продолжении веснинской толщи к северу в заангарской части кряжа располагаются гнейсовые толщи в районе Бурмакинской шиверы, которые можно также отнести к веснинской толще. Анализы пород, отобранных в Бурмакинском карьере, мы помещаем в таблице, характеризующей веснинскую толщу (Приложение 1, табл. 2).

Свита хребта Карпинского была названа в 1954 г. геологами ВАГТ в связи с ее распространением в пределах хребта Карпинского О.П. Горяинова, Г.Ф. Лингергаузен, Э.А. Фалькова (1954), включили в эту свиту глубокометаморфизованные отложения района. По существу стратиграфический объем свиты в их понимании ничем не отличается от нынешнего понимания объема всей тейской серии. В последующие годы А.Х. Иванов, Г.И. Кириченко, Ф.П. и Е.А. Ковригины, М.А. Семихатов (1960, 1, 2) вычленили из этой толщи маркирующую карбонатную толщу в верхних частях разреза в качестве самостоятельной свиты, получившей название печенгинской. Однако Ю.А. Озерский настоятельно доказывает одновозрастность двух свит и считает, что в Заангарье развиты отложения только печенгинской свиты.

Свита хребта Карпинского слагает осевую часть Енисейского кряжа к северу от Ангары и выполняет ядра крупных антиклинальных структур (Татарский антиклиниорий и район средних течений р. Вороговки – фиг. 7). Почти повсеместно породы этой свиты сильно метаморфизованы. Этот метаморфизм в значительной мере связан с развитием крупных интрузивов – гранитоидов типа батолитов. Из-за метаморфизма породы данной свиты с трудом отличаются от контактовых разностей пород других свит. Общая мощность свиты неясна, но не менее 1 000 м. Свита сложена самыми разнообразными гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, реже кварцитами. В междууречье Чапы, Вороговки и Уволги в составе свиты отмечаются высокоглиноземистые разности кристаллических сланцев с дистеном, ставролитом, силлиманитом (Ушакова, 1966). Иногда в этих сланцах содержится гранат, а также прослои кварцитов, амфиболитов, иногда прослои отрелиловых сланцев. В северных частях кряжа, в районе горы Коврига, в кварцитах отмечаются прослои, обогащенные магнетитом. Особенности строения свиты, характер чередования пород и их возрастные взаимоотношения не установлены, так как во всех случаях породы сложно дислоцированы, а маркирующих горизонтов в свите не выявлено.

К печенгинской свите в настоящее время относятся верхние части разреза метаморфизованных пород тейской серии. Для этой части разреза характерно развитие глубокометаморфизованных карбонатных пород – мраморов, слюдяных, глинистых сланцев и эффузивов Идыглинского комплекса. Впервые эту свиту описал Н.Л. Ижицкий (1900) при изучении разрезов по р. Большой Пит в приусьевых районах р. Печен-

ги, давшей название и самой свите. Позднее эту свиту под разными названиями описали А.К. Мейстер (1910), И.Н. Горностаев (1934, 1938, 1937), Г.П. Болгов и А.И. Александров (1939), (Семихатов, 1962). Наиболее четкое представление о стратиграфическом объеме свиты и ее взаимоотношениях с отложениями свиты хребта Карпинского и сухопитской серией дано в работах Г.И. Кириченко, А.В. Лесгафта, М.А. Семихатова, Ю.А. Озерского.

Верхняя возрастная граница свиты довольно четкая, поскольку наблюдается несогласное наложение пород сухопитской серии на отложения пенчегинской свиты. В базальных горизонтах сухопитской серии встречаются конгломераты с гальками пород тайской серии и прорывающие их граниты. Такое несогласие описано в бассейне р. Оленьей (Кренделев, 1961, 1966). Стратиграфические несогласия намечаются на водоразделе рек Удерея и Татарки, а также вдоль тракта Брянка - Соррудник. Нижняя возрастная граница нечеткая, характеризующаяся постепенными переходами к породам свиты хребта Карпинского. Распространение свиты в пределах кряжа незначительное. Выходы пород этой свиты известны в центральных частях Центрального антиклиниория от Татарки на юге до Осиновских порогов на севере, а также вдоль правого берега Енисея, начиная от р. Белокопытовки и до устья Кии. Лучшие разрезы вскрываются р. Чиримбай в ее приусьтевых частях, р. Тей в районе устья Уволги, Вороговской близ устья Малой Северной и р. Оленьей близ горы Коврига. В разрезе по Чиримбе преобладают мелкозернистые мраморы (нижняя часть разреза мощностью около 700 м) с прослоями амфиболитов, сменяющиеся известняковыми или бескарбонатными ороговикованными кварц-слюдистыми филлитами и микросланцами (мощность около 500 м). Среди сланцев встречаются прослои внутриформационных конгломератов: гальки в них полуокатанные, угловатые, неровные по размерам. В составе галек преобладают мраморы. Размер галек достигает 5-7 см, а мощность прослоев конгломератов - до 10 м. Во всех разрезах по р. Чиримбе среди конгломератов преобладают мрамора, хотя и появляются гальки роговиков и кварцитов. Разрез по Тей сходен с описанным. Здесь общая мощность разреза несколько больше (1 300-1 400 м), но конгломератов не отмечается. В разрезе по р. Вороговке мощность этой свиты снижается до 550 м (Семихатова, 1962), а в верхней половине разреза залегает ряд пластов межформационных мелкогалечных конгломератов. По нашим данным, в верховьях р. Оленьей отмечается значительное увеличение роли обломочных пород и кислых эффузивов. Здесь среди мощной пачки кварцитов отмечается несколько прослоев грубозернистых кварцевых песчаников, гравелитов и межформационных конгломератов. Мы называли эту свиту ковригинской (Кренделев, 1965). В составе пенчегинской свиты во многих местах отмечаются пластообразные тела и покровы измененных эффузивов основного состава. В верховьях Татарки такие породы объединяются под названием эффузивов Индыглинского комплекса. Вероятно, эти же породы описывались А.К. Мейстером (1910) как парамифилиты, а Ю.А. Кузнецовым (1941) - как пражиниты. Описание эффузивов будет дано отдельно.

В целом состав отложений данной свиты на всем кряже выдержаный; но все-таки отмечается уменьшение количества карбонатных пород, увеличение количества кварцитов и конгломератов в верхних частях разреза по направлению к северу. М.А. Семихатов (1962) отмечает, что мощность свиты несколько возрастает по направлению на запад.

Сухопитская серия

Сухопитская серия (см. фиг. 7) слагает более половины площади Заангарской части Енисейского кряжа. В основании серии существует стратиграфическое несогласие, описанное по р. Тее в устье Востротинского ручья (Г.И. Кириченко, Е.В. Покровский, Н.С. Подгорная), в бассейне р. Оленьей (Г.М. Массов, Ф.П. Кренделев), в нижнем течении р. Белокопытовки (А.И. Глазырин, Е.И. Врублевич) и четко вырисовывающееся в верховьях р. Татарки (К.Ш. Яркаев, А.И. Вызу). Верхняя возрастная граница менее четкая. Одни исследователи заканчивают разрез серии алдынинской свитой и ее аналогами (Г.И. Кириченко, М.А. Семихатов), другие - свитой Карточка (Н.А. Сагитов). По мнению Н.А. Сагитова (1962) алдынинская свита начинает разрез тунгусинской серии.

Сухопитскую серию условно можно разбить на две подсерии. Нижняя включает четыре свиты - кординскую, горбилокскую, удерейскую и по-горюйскую. В основном это терригенные толщи, в западной приенисейской части включающие еще и эффузивы (глушичинский комплекс). Верхняя подсерия - алдынинская свита и свита Карточки - распространена ограниченно и сложена главным образом карбонатными отложениями с подчиненным количеством сланцев. Хорошо распознается только удерейская свита, все остальные свиты отличаются одна от другой с трудом. По существу, кординская и горбилокская свиты могут считаться базальными горизонтами удерейской свиты, а все они могут оказаться фациональными разностями одного и того же стратиграфического подразделения.

Кординская свита впервые описана Р.Б. Карпинским в обнажениях по р. Корде. Свита закартирована на обоих крыльях Ангаро-Питского синклиниория, а также в 200-километровой полосе от Большого Пита до Чапы. Р.Б. Карпинский отмечает, что свита фациально исключительно устойчива. Нижний контакт свиты нигде не обнаружен, но в 4 км к северу от заброшенной фактории на р. Корде в правом борту долины, в 300 м от последних обнажений свиты, есть коренной выход смятых мраморизованных известняков, вероятно пенчегинской свиты.

В стратотипическом разрезе, по данным Р.Б. и Н.И. Карпинских, в низах свиты залегают метаморфизованные алевросланцы, алевропесчаники с прослоями полимиктовых конгломератов и аркозовых гравелитов, линзовидные прослои серых и светло-серых известняков, розоватых и желтоватых доломитов. Средние части свиты обнажены плохо. В них преобладают серцит-биотитовые кварцевые алевролиты с прослоями алевропесчаников и черных сланцев с большим количеством биотита. Верхняя часть свиты обнажена лучше. Она представлена чередованием

алевросланцев, кварцитовых песчаников и кварцитов. Хорошо виден постепенный переход к породам горбилокской свиты. Верхняя граница свиты проводится по появлению зеленых оттенков. Общая мощность свиты около 1500 м.

Л.И. Комов (1966) считает, что в центральной части Енисейского кряжа кординской свите соответствует толща кварц-биотитовых сланцев с прослойками кварцитов и мраморов, содержащая характерные горизонты углисто-черных сланцев, которые считались печенгинскими. Наиболее полный разрез обнажен на правобережье Гурахты, где мощность толщи в целом составляет 955 м. Базальными горизонтами кординской свиты в междуречье Енашимо, Тей и Нойбы И.Л. Комов считает востротиновские конгломераты. Он полагает, что отнесение этой толщи к кординской свите дает возможность выявить еще одну закономерность: всеrudопроявления железа,вольфрама, сурьмы и золота залегают в пределах кординской свиты, а не в печенгинской, удерейской и погорюйской, как до сих пор считалось.

Базальные отложения свиты р. Оленей, которая будет описана отдельно, мы также параллелизуем с кординской свитой. В них тоже встречаются гематитовые сланцы с весьма высоким содержанием железа (Приложение 1, табл. 7).

Горбилокская свита ранее рассматривалась в качестве базальной толщи сухопитской серии (Кириченко, 1956; Петров, 1960; Семихатов, 1962; Сагитов, 1962). Название свите – первоначально формации – дал Н.И. Бабинцев (1947), А.К. Мейстер описал ее под названием свиты филлитов (a_1), а А.В. Лесгафт назвал свиту кривляженской. Стратотипический разрез горбилокской свиты обнажается в центре Татарского антиклиниория по рекам Большой Пит, Чиримбе, Горбилку. Сходные разрезы известны по рекам Вороговке, в верховьях Лендахи, Каменки (приток Большого Пита) и в других местах.

Свита представлена зелеными, серишико-хлоритовыми микрокристаллическими сланцами, среди которых залегают почки таких же, но темно-серых, шелковистых филлитов. Для сланцев и филлитов характерна хорошо различимая полосчатость, обусловленная чередованием тонких прослоев, обогащенных либо кварцем, либо хлоритом, либо серицитом. В этих породах в обнажениях по Горбилку и Большому Питу изредка отмечаются горизонты до 8 м мощности чисто кварцевых, отлично отсортированных кварцитов, иногда с магнетитом. Такие прослои, как правило, разбиты множеством трещин, выполненных кварцем, иногда с сульфидами. Характерно, что эти жилики не выходят за пределы пласта. Плотность прожилков такова, что весь пропласток приобретает вид штокверковой или брекчевой зоны: например, выход горизонта по р. Удерей чуть выше устья рч. Мамон. Очень часто в сланцах и филлитах отмечаются крупные порфиробласти магнетита, пирита, биотита, реже хлоритоидов; особенно в тех местах, где породы этой свиты прорываются гранитными интрузиями. Для приконтактовых частей характерны микрокристаллические роговики.

М.А. Семихатов (1962) отмечает наличие пачек известковистых филлитов, а близ фактории Горбилок – в нижних частях разреза – 40–50-метровую пачку светлых известняков и доломитов. Это, по-видимому, и есть зона перехода от кординской свиты к горбилокской.

В упоминавшемся уже обнажении по р. Тее близ рч. Востротинского по р. Правой Нойбе в этой свите содержатся когломераты и прослои метасоматических полевошпатовых кварцитов, которые Т.М. Дембо назвал псевдопорфирами (1943). Вдоль контакта печенгинской и горбилокской свит в этом районе отмечен 5-метровый пласт кварц-карбонатных пород, которые Я.Д. Шенкман, Н.М. Смирнова, Н.М. Подгорная, Е.В. Покровский, Г.И. Кириченко, О.П. Горяинова и другие считали базальными конгломератами и гравелитами, метасоматическое происхождение которых Е.К. и Ф.П. Ковригины доказывали (Семихатов, 1962). В разрезах по р. Вороговке и близ горы Коврига в этой свите преобладают филлиты и сланцы. Среди них встречаются прослои белых полосчатых мраморов до 10 м мощности. Это тоже облигает горбилокскую свиту с отложениями кординской свиты. В приангарских разрезах горбилокской свиты Н.А. Сагитов отмечает амфиболовые сланцы, возникшие, по его мнению, при метаморфизме основных эффузивов.

Общая мощность свиты не выяснена, но в разрезах по р. Горбилок она составляет примерно 500–600 м, а в бассейне Чиримбы – около 800 м. Химический состав пород этой свиты приведен в табл. 5 (Прил. 1). Заметно, что с продвижением на север в свите увеличивается количество карбонатных пород в базальных частях разреза. Следует отметить, что горбилокская свита развита преимущественно в центральных и восточных частях Заангарья. В приенисейской зоне, которую обычно относят к внутренней зоне геосинклинали, выходы пород горбилокской свиты достоверно не установлены. На схеме, приложенной к статье С.Г. Петрова (1960), породы горбилокской свиты показаны в виде непрерывной полосы, тянущейся параллельно главным структурам кряжа от устья Горбилка до устья Уволги. Эта полоса идет параллельно зоне распространения золотоносных россыпей, несколько западнее последней. Еще три пятна выходов показаны в устье Сухого Пита, на самом Большом Пите несколько ниже пос. Брянка и на водоразделе рек Мурожная и Рыбная.

Удерейская свита согласно и постепенно сменяет горбилокскую. Отложения этой свиты занимают на кряже максимальную площадь по сравнению со всеми остальными докембрийскими свитами. Удерейская свита слагает широкую полосу, протягивающуюся от Ангары на юге до Осиновских порогов на севере в восточной части кряжа и от дер. Падерино на Енисее до Вороговки в западной части кряжа. В приустиневой части Сухого Пита эти обе полосы сливаются. Выходы свиты известны в сводовых частях Иркинеевского выступа. Интерес к этой свите огромен, так как в пределы ее выходов попадает контур золотоносного района Заангарья.

Граница удерейской свиты с подстилающими породами обычно проводится по смене зеленовато-серых сланцев с хлоритом темными филлитами и филлитовидными сланцами, по исчезновению полосчатости. На р. Горбилок в устье рч. Анкино эта граница проводится по двухметровому пласту железистых кварцевых песчаников с мелкими рассеянными галечниками зеленовато-серых глинистых сланцев. В устье р. Ведуги в этом же интервале отмечается полутораметровый пласт мелкозернистых песчаников (Семихатов, 1962). Вверх переход к погорюйской

свите тоже постепенный. В связи с этим, а также с чрезвычайно сильной дислоцированностью и рассланцовкой мощность свиты определяется только условно: в районе Горбилка — примерно 1 000—1 200 м, в устье Ведуги — около 1 500 м, а в нижнем течении Большого Пита — не менее 2 000 м.

Отложения удерейской свиты повсеместно метаморфизованы. Наиболее слабо метаморфизм проявлен в пределах Иркинеевского выступа, где отложения верхних частей рассматриваемой свиты представлены глинистыми филлитовидными сланцами и глинисто-алевритистыми, иногда с глауконитом (Семихатов, 1962). Такого же состава породы обнаруживаются по берегам Ангары в районе Мотыгино. А.И. Смирнов (1955) отметил в составе свиты прослой фосфатизированных глинистых сидеритов с содержанием P_2O_5 почти до 10%. Слабо метаморфизованные разности развиты в бассейне Сухого Пита и в полосе, расположенной параллельно структурам кряжа к западу от Соврудника. Здесь сланцы имеют преимущественно черные окраски (угольно-черные филлиты) с подчиненными прослойками черных алевритов. Очень часто такие черные породы содержат органику и рассеянный пирит. В целом для свиты характерны темно-серые и зеленовато-серые глинистые и глинисто-алевролитовые филлитизированные сланцы, иногда нацело превращенные в филлиты, хлорит-серicitовые или сподиевые сланцы. В случаях интенсивного регионального метаморфизма среди них появляются силимитовые и гранатовые разности. Ф.П. и Е.К. Ковригинь, М.Н. Дыжина отмечают высокоглиноземистые минералы в удерейской свите на р. Тее, Уволге и на водоразделе Левой, Правой и Средней Нойб, а Е.В. Покровский — в районе горы Полкан и в верхнем течении Чапы между устьями левой Чапы и Нижней Ведуги. Особенно сильно породы этой свиты метаморфизованы в контактах с крупными массивами гранитов. В бассейнах Тее, Чапы, Большой Лебяжьей в приконтактовых частях интрузий появляются сподиено-кварцевые, гранат-сподиевые и сподиено-карбонатные кристаллические сланцы, биотитовые и двусподиевые гнейсы и роговики. Наиболее высокая степень метаморфизма пород отмечается в сводках Центрального антиклиниория, где Ф.П. и Е.К. Ковригинь описали парагнейсы, неотличимые от подобных пород тейской серии и даже канского метаморфического комплекса. В зонах катаклаза, имеющих различную, но в общем малую мощность (первые метры), присутствуют типичные милониты и катаклизированные гнейсы. Химический анализ пород (Приложение 1, табл. 6) показывает, что гнейсы удерейской свиты ничем по существу не отличаются от гнейсов веснинской толщи и канского комплекса. К югу от Исаковки степень метаморфизма порода падает, ширина контактовых ореолов уменьшается, что объясняется тем, что в этом направлении вскрываются все более и более высокие горизонты свиты и только верхние части батолитов. Вокруг Аяхтинской интрузии ширина контактового ореола уменьшается до нескольких сот метров. В ореоле развиты кристаллические сланцы, амфиболиты, парагнейсы и даже мигматиты. Интенсивность метаморфизма снова заметно возрастает сразу к югу от р. Ангары в устье р. Тасеевой, в верховьях рек Ягодка и Шилка. Далее на юг обнаженность настолько плоха, что проследить переходы от удерейской свиты к более древним фор-

мациям пока не представилось возможности. В разрезе удерейской свиты встречаются прослои кислых и основных эфузивов. Отметим, что в разрезе удерейской свиты, в ее низах также встречаются прослои и маломощные пачки карбонатных пород, которые, по-видимому, тоже являются зоной перехода от кординской свиты непосредственно к удерейской в тех случаях, когда горбилокская свита из разреза выпадает. Десяти-пятидесятиметровые пачки и линзообразные прослои известняков, серых мелкозернистых, массивноплитчатых, отмечены Н.А. Сагитовым (1962) на реках Мусорной (приток Лендахи), Кулянде (приток Пенченги) и к северу от Татарской интрузии. Кроме упомянутых конгломератоподобных пород в устье рч. Анкино, в разрезе удерейской свиты грубобломочных пород не встречено. Судя по характеру переходов от кординской свиты к горбилокской и удерейской, сухопитская серия в разных частях Енисейского кряжа начинается различными стратиграфическими уровнями. В одних случаях (бассейн Корды) разрез начинается с отложений пород кординской свиты, в других — прямо с горбилокской, а в третьих (разрез по Белокопытовке в южной части кряжа) — с удерейских сланцев. Белокопытовка — это единственное пока место на кряже, где разрез удерейской свиты начинается с базальных конгломератов (А.И. Глазырин, Е.И. Врублевич). Таким образом, базальные конгломераты сухопитской серии могут соответствовать началу любой из трех нижних свит данной серии.

Анализируя карту распределения мощностей удерейской свиты, Н.А. Сагитов (1962) пришел к выводу, что в восточной зоне кряжа мощность свиты закономерно увеличивается к востоку, где существовали условия открытого моря. В центральной полосе мощность удерейских отложений максимальна в районе пос. Брянка (700 м) и закономерно уменьшается как на восток, так и на запад. Здесь развиты более грубозернистые фации, отлагающиеся в условиях более мелкого моря (может быть, залива).

Разрез сухопитской серии на севере кряжа в верховьях Вороговки (р. Оленья) заметно уменьшен по сравнению с разрезами в южных районах и существенно отличается по составу.

Отложения погорюйской свиты постепенно сменяют сланцевые толщи удерейской свиты. По существу это те же породы, что и в удерейской свите, но среди сланцев уже появляются прослой алевролитов и тонкозернистых кварцевых песчаников с отчетливо проявленной косой или пологоволнистой слоистостью, обусловленной сменой размеров зерен песчаников, или тончайшими прокладками алевролитов в тонкозернистом песчаном материале. В восточных частях кряжа переход между погорюйской и удерейской свитами более заметен, а в западной части кряжа граница проводится при появлении полосчатости. Породы погорюйской свиты широко развиты в обрамлении Ангаро-Питского синклиниория, в пределах Иркинеевского выступа и в обнажениях по Большому и Сухому Питу. Верхняя граница проводится по подошве известняков свиты Карточки. Возраст свиты определен по данным измерений калия и аргона из глауконитов данной свиты (табл. 5, прил. 2). Мощность свиты увеличивается с востока на запад от 1 000—1 300 до 1 800—2 000 м (Кириченко, 1963). В направлении на север в составе свиты появляются мощные горизонты светло-серых, желтоватых, иног-

да розовых и бурых, хорошо отсортированных кварцевых песчаников, чередующихся со слоями черных филлитовидных глинистых и песчано-глинистых полосчатых сланцев, а в 1967–1969 гг. нами отмечены конгломераты в самых верхах разреза свиты (ключ Мамон, устье Глушихи, в верховьях Левой Кии). А.К. Мейстер описал свиту Сухого хребта. Она, вероятно, соответствует не всей погорюйской свите, а только ее нижним частям. Любопытно, что в свите Сухого хребта преобладают чисто кварцевые песчаники и кварциты, которые при выветривании дают отличные стекольные пески с содержанием кремнезема до 98%. Такие песчаники были описаны А.К. Мейстером для междуречья Татарки и Большой Мурожной, а в последние годы – к югу от Ангары в междуречье Ягодки и Шилки близ дер. Чистополье. Получается, что прибрежные фации (возможно, даже фации пляжей) развиты на севере и юге кряжа, а в его центральных частях – более глубоководные фации, т.е. в погорюйское время в структуре кряжа заложился поперечный прогиб. Не исключено, что в районе дер. Чистополье отложения погорюя ложатся прямо на тайскую серию.

Породы погорюйской свиты слабо метаморфизованы. Метаморфизм заметен только в верховьях Вороговки. Мы придерживаемся той точки зрения, что погорюйские сланцы, алевролиты и песчаники не несут интенсивного регионального метаморфизма, чем и отличаются от всех более древних образований. Весьма редко встречающиеся основные эфузивы в этой толще имеют свежий облик и практически не изменены.

Химических анализов пород этой свиты не производилось.

Свита Карточки и ее аналоги (сосновская и алданьинская свиты) многими исследователями считаются важнейшим маркирующим горизонтом в монотонном разрезе докембрия кряжа. Г.И. Кириченко (1963) утверждает, что отложения свиты характерны и выдерживаются даже в пределах Туруханского выступа. Они вырисовывают главнейшие складчатые структуры кряжа: Орловскую синклиналь в приусадебной части Большого Пита; Кадринскую синклиналь и крылья Татарского антиклиниория, Ангаро-Питские синклинальные структуры, Иркинеевский выступ и другие мелкие и крупные складки (см. фиг. 7). На всей территории кряжа породы этой свиты налегают согласно на отложениях погорюйской свиты, а граница между ними постепенная и проводится по смене темно-серых глинисто-алевролитовых сланцев глинисто-известняковыми сланцами и известняками, имеющими зеленоватые оттенки. На выходах известняки покрываются характерными мучнистыми налетами светлых, розоватых, палевых или ярко-оранжевых оттенков. Конкретные разрезы и строматолитовые комплексы свиты отлично описаны в работе М.А. Семихатова (1962) и здесь не повторяются. Наличие строматолитов обычно считается достаточным основанием для отнесения карбонатных пород именно к этой свите, хотя, как мы выдели из приводившейся схемы (фиг. 5), такое отнесение представляет известные трудности, вызванные нечеткостью морфологических признаков строматолитов и сложностью их распознавания даже в лабораторных условиях.

Вопрос о возрастном положении карбонатных пород в докембрийском разрезе не так прост. Существуют реальные основания полагать, что отложения свиты Карточки и ее аналогов вовсе не обязательно

относить к сухопитской серии. Так, в стратотипическом разрезе свиты по р. Иркинеевой у скалы Карточка карбонатные отложения описывающей свиты отделяются от погорюйской свиты перерывом в обнажении и, следовательно, непрерывность разреза не является установленным фактом. В нескольких местах (близ фактории на р. Каменке и в скалах Шеки на р. Большой Пит) в разрезе карбонатных пород отмечаются крупные горизонты известковистых осадочных брекчий; причем, кроме известняков, изредка попадаются и обломки других пород – сланцев, кварца, а сами известняки в таких случаях сложно дисгармонично смешаны, вероятно, оползневыми явлениями (Г.И. Кириченко, М.А. Семихатов). Непосредственный контакт свиты Карточка и погорюя и здесь не вскрыт. Г.И. Кириченко (1956) относил также брекчию к основанию красногорской серии и считал, что они свидетельствуют о наличии поверхности размыва. Н.А. Сагитов (1962) полагает, что эти брекчи есть базальные образования алданьинской свиты. Ю.И. Елхов, Е.В. Покровский и М.А. Семихатов (Семихатов, 1962) считают, что это внутриформационные образования. Такое мнение можно сопаривать, и вот почему. Изучая разрез сосновской свиты в обнажениях по Большому Питу между о-вом Пем и устьем Глушихи, мы произвели измерения общей радиоактивности известняков в поперечном разрезе свиты и в прослоях конгломератов, которые были выделены ранее Ю.А. Озерским и Г.И. Кириченко, из которых следует, что сосновская свита четко разбивается на две самостоятельные пачки пород. Нижняя пачка – это преимущественно известняки, часто со строматолитами. Верхняя пачка, менее мощная, начинается с двух прослоев конгломератов мощностью до 6 м, в которых значительную роль играют обломки туфов кислого и основного составов, пепловый материал и окатанные обломки строматолитовых известняков. По простирию такие конгломераты сменяются литокластическими туфами порфиров и порфиритов, а также туфо-песчаниками и туфогравелитами. Среди гравелитов встречаются крупные линзы почти чисто кварцевых конгломератов, обладающих очень высокой радиоактивностью ториевой природы. Конгломераты выполняют руслообразные впадины, промоины в строматолитовых известняках. Так, в обнажении ниже устья Глушихи на левом берегу Большого Пита в низкую воду хорошо виден пласт конгломератов протяженностью до 300–400 м. Забегая вперед, обратим внимание на характер кривой общей радиоактивности в описанном выше обнажении (см. фиг. 66). По-видимому, правлен вывод М.А. Сагитова (1962) о том, что сосновская свита должна быть разделена на две самостоятельные свиты. Ее нижняя часть соответствует свите Карточка, а верхняя – алданьинской, которая залегает несогласно на первой и должна, следовательно, относиться уже к тунгусской серии.

Общая мощность свиты Карточка довольно выдержанная и постепенно изменяется от 200 до 500 м. Некоторое увеличение мощности наблюдается только в крайних восточных выходах свиты по р. Иркинеевой. Эффузивы, отмечавшиеся ранее в этой свите, следует относить к базальным горизонтам алданьинской свиты.

Алданьинскую свиту мы относим к сухопитской серии в соответствии с решением Стратиграфического совещания 1964 г. Впервые ее описал С.В. Обручев (1929, 1932). В стратотипическом разрезе к

свите отнесены светлые, часто брекчированные доломиты, залегающие на свите Карточка. Аладынская свита распространена там же, где и свита Карточка. Это может быть связано с тем, что при описании в обнажениях обе свиты неразличимы и часто одну из них принимают за другую. В строении свиты преобладают серые, светло-серые, белые, очень часто брекчированные доломиты, обычно насыщенные стяжениями, жилками, жеодами и жилами кристаллического доломита или магнетита. Строматолитовые постройки, также характерные для свиты Карточка, в аладынской свите почти не встречаются. Мощность свиты меняется от 500 м в районе р. Иркинеевой до 800 м в районе Потоскайских Быков на Ангаре. Еще западнее доломиты этой свиты или замещаются известняками и известковистыми сланцами, или мощность их резко уменьшается. Во всяком случае в упоминавшемся обнажении ниже устья Глушихи мощность доломитов составляет только первые десятки метров. Как уже говорилось, там в базальных горизонтах аладынской свиты присутствует туфогенный материал. Н.А. Сагитов (1962, стр. 62) обращает внимание на то, что через все Заангарье протягивается широтная зона сокращенных мощностей аладынской свиты, которую он называет Питским попечным поднятием, параллельным Осянинской депрессии. Иными словами, структурный план распространения мощностей этой свиты характерен для тунгусикских, а не для сухопитских формаций. Складывается общее впечатление, что в сложении аладынской свиты преобладают доломиты, тогда как свита Карточка слагается главным образом известняками, что подтверждается анализами карбонатных пород по обнажению выше о-ва Пем (Приложение 1, табл. 6).

Тунгусикская серия

Тунгусикская серия объединяет комплекс сланцев и карбонатных пород, в котором можно выделить пять самостоятельных свит. Различными исследователями эти свиты объединяются в две подсерии. Г.И. Кириченко (1963) включает в нижнюю подсерию красногорскую и джурскую свиты, в верхнюю – шунтарскую, Серого ключа и дадыктинскую. Нижняя подсерия названа им потоскайской, верхняя – киргитейской. С.В. Обручев (1929) первоначально выделял эти подсерии в ранге свит. Н.А. Сагитов (1962) принимает другую схему. Он относит к тунгусикской серии аладынскую свиту, а все остальные свиты считает самостоятельными подразделениями, включая в киргитейскую свиту свиту Серого ключа и дадыктинскую в качестве подсвит киргитейской свиты. В.В. Шибистов (1961) выделяет при подсвите в киргитейской свите, и две нижних сопоставляет со свитой Серого ключа. В настоящей работе мы придерживаемся схемы, рассматривавшейся и принятой на Совещании 1965 г. в Новосибирске, т.е. в составе серии выделяем три самостоятельных свиты – потоскайскую (с двумя подсвитами – красногорской и джурской), шунтарскую и киргитейскую (с подсвитами Серого ключа и дадыктинской).

Потоскайская свита впервые описана С.В. Обручевым (1929) в стратотипическом разрезе, обнажающемся по правому берегу Ангары между Аладынской и Потоскайской шиверами. Отложения нижней подсвиты согласно налегают на карбонатные осадки аладынской свиты. Весьма подробные описания этого разреза низов потоскайской свиты

даны в работе Н.А. Сагитова (1962). Здесь она слагается тонкими прослойями аргиллитов, алевролитов, алевропесчаников и кварцитов, чередующихся с темно-серыми глинистыми или известняковыми сланцами, известняками и доломитами, иногда водорослевыми. Общая мощность потоскайской свиты в этой части кряжа около 1 000 м. В междуречье Ангары и Большого Пита в составе свиты преобладают глинистые и карбонатные отложения; песчаники встречаются в подчиненных количествах. Для всей нижней подсвиты характерно несколько повышенное содержание железа, главным образом в виде тонко распыленных гидроксидов в составе глинистых сланцев, иногда в виде линзовидных прослоев лимонита или стяжений сидерита. По направлению на запад и северо-запад карбонатные фации верхнепотоскайской подсвиты постепенно замещаются терригенными. Вдоль восточной окраины Осянинской депрессии развиты исключительно доломиты, тогда как в ее остальных частях преобладают доломитизированные известняки, известковисто-глинистые сланцы, залегающие в виде прослоев в глинистых сланцах. Максимальные мощности, присущие этой депрессии, к западу заметно уменьшаются. Для потоскайской свиты в целом также намечается широтная зона сокращенных мощностей. Отложения потоскайской свиты достаточно хорошо распознаются только в юго-западной части Заангарья и по всему течению Большого Пита; в остальных районах с ними сопоставляются отложения гремихинской, бурмакинской и крутошверской свит (Г.И. Кириченко, Ю.А. Озерский, М.А. Семихатов). В северных районах кряжа аналогами потоскайской свиты М.А. Семихатов (1962) считает исаковскую толщу в понимании Ф.П. и Е.К. Ковригиных, а в бассейне Большой Черной ей соответствует нижняя часть чернореченской свиты в понимании геологов ВАГТ (Горяннова и др., 1954). Однако такие сопоставления нуждаются в уточнениях и доказательстве, тем более, что Ф.П. и Е.К. Ковригини упоминают конгломераты в основании исаковской толщи, налегающие прямо на погорюйские отложения, а свиты Карточка и аладынская здесь из разреза выпадают. Заметим, что нигде в разрезе этой свиты не описывались кислые или основные эфузивы. Исключение составляет только исаковская толща, где такие эфузивы описаны Ф.П. и Е.К. Ковригинами. К низам потоскайской свиты Г.И. Кириченко (1963) относит известковые конгломераты у скалы Щеки по Большому Питу, с чем мы не можем согласиться. По нашему мнению, они входят в аладынскую свиту.

Для верхней подсвиты (джурской свиты) характерны горизонты с обильными строматолитами, из которых Г.И. Кириченко (1956) и М.А. Семихатовым (1962) описаны *Sophyton nutula* Kiric. C. lituus Masl., C. confertus, C. cylindricus Masl., *Collenia treguens* Nassl., *Baicalia ampla* Semikh., *Tunfussia nodosa* Semikh., T. Confusa gr.

Шунтарскую свиту впервые описал С.В. Обручев (1929), отмечив, что в ее составе преимущественно развиты черные глинистые и углисто-глинистые сланцы. При описании разреза этой толщи в приустьевой части Каменки (ангарской), в свите стали выделять прослои массивных коричнево-серых строматолитовых доломитов, переходящих вверх по разрезу в черные тонкослоистые известняки. Шунтарская свита развита главным образом в Ангаро-Питском синклиниории вдоль р. Каменки до междуречья Горбилька и Удоронги, а также Горбилька и

Большого Пита. Отложение свиты установлены по крыльям синклинальной складки близ Пит-Городка. В западной части кряжа с ней сопоставляется барочная свита, обнажающаяся на крыльях Орловской синклиналии в пределах Бурмакинского синклиниория, а также сложно смятые толщи по Енисею выше устья Ангары (головская подсвита Ю.Н. Глазырина и Е.И. Врублевича). На севере небольшие выходы известны в бассейне Большой Черной. Мощность свиты около 1 200-1 300 м, в целом по кряжу хорошо выдержаны, местами уменьшается до 900 м, а в пределах Бурмакинского синклиниория увеличивается до 2 000 м.

Разрез свиты также в общем легко сопоставляется со стратотипическим и хорошо выдержан. Как отмечает М.А. Семихатов (1962), в составе свиты на всем кряже преобладают черные глинистые, глинисто-углистые и реже глинисто-хлоритоидные сланцы, которым подчинены пачки и прослои алевролитов кварцитовидных песчаников и карбонатных пород. Количество песчаников и алевролитов в нижних частях свиты несколько увеличено в приустьевых районах Большого Пита, а в верхних частях разреза — в верховьях этой реки. На западном крыле Ангаро-Питского синклиниория в составе свиты появляются пачки пестроокрашенных сланцев и песчаников, залегающих в средней части свиты. В районе владения Гремихи в Большой Пит в свите отмечены туфопесчаники, туфы и пластообразные тела эффузивов основного состава. На той же реке выше устья Малой Кайтыбы в 30-60-метровой пачке строматолитовых известняков М.А. Семихатовым (1962) описаны *Ritella lanceolata* gr.

Киргитейская свита как единое стратиграфическое подразделение выделяется только в районе среднего течения Большого Пита. В юго-восточной части кряжа свита уверенно разбивается на две самостоятельные подсвиты — Серого ключа и дадыктийскую, выделенные Г.И. Кириченко.

Подсвита Серого ключа распространена главным образом в пределах Ангаро-Питского синклиниория и протягивается от Ангары на юге до Горбилка и Большой и Малой Каченды на севере. Это по существу карбонатная толща общей мощностью около 800 м. Нижние 500 м сложены тонкослоистыми и тонкоплитчатыми известняками, а верхние 100-150 м — строматолитовыми серыми толстослоистыми, иногда красноцветными известняками. Большинство исследователей отмечает пестроту раскрасок пород этой подсвиты, особенно для северных районов кряжа, где известняки нередко замещаются мергелями и известковыми сланцами лилового, лилово-серого, иногда зеленовато-серого тона. В западных разрезах, иногда среди известняков, отмечаются прослои и пачки алевролитов и кварцевых тонкозернистых песчаников. Для известняков этой свиты характерны пологоволнистая косая слоистость и конгломерато-видные и брекчиевидные структуры, придающие исключительно эффективный декоративный вид пришлифовкам таких разностей пород. Из известняков этой свиты (разрезы по Ангаре и Каменке) М.А. Семихатовым (1962) описаны строматолиты *Gymnosolen confragosus*, *G. altus*, *Minjaria uralica* Kryl., *M. limbifera*, *Baicalia unca*, *Tunhussia nodosa* gr. Автор отмечает присутствие плагиоклазовых порфиритов, туфов, туффиотов основного состава и туфопесчаников в составе верхних и нижних частей свиты в разрезе по правому берегу Большого Пита на 4,5 км ниже устья Орловки.

Таким образом, в целом свита в пределах Ангаро-Питского синклиниория представлена однообразными по составу толщами известняков мощностью около 0,5 км. На запад в пределах Каитыбинской синклиналии мощность возрастает примерно вдвое и достигает максимума в пределах Бурмакинского синклиниория, где в разрезе свиты появляются основные эффузивы и их туфы.

Дадыктийская подсвита постепенно сменяет в разрезе предыдущую. Отложения этой подсвиты распространены только в пределах Ангаро-Питского синклиниория и Каитыбинской синклиналии. Лучший разрез дадыктийской подсвиты вскрыт по Удерю в 4, 5 км от устья. Этот разрез подробно описан М.А. Семихатовым (1962). Здесь в нижней части свиты залегают зеленовато-серые, полосчатые, затем серые глинистые сланцы с линзами и прослоями серых алевролитов и глинисто-алевролитовых сланцев (200-220 м). Выше на этой пачке располагаются светлые сахаровидные массивные или толстоплитчатые доломиты с пластами строматолитовых построек (еще 220-250 м). Доломиты сменяются глинистыми сланцами темно-серого цвета с метровыми и менее пластами кварцитовидных песчаников и алевролитов (70-80 м). Разрез завершается 50-70-метровой пачкой серых, толстослоистых, доломитизированных известняков.

Среди строматолитовых известняков здесь и в других районах М.А. Семихатовым описаны *Minjaria uralica* Kryl., *M. limbifera*, *Gymnosolen sinuosus*, *Tunhussia confusa* gr., т.е. те же формы, которые характерны и для свиты Серого ключа.

В целом и для этой свиты характерны хорошая выдержанность разреза в пределах Ангаро-Питского синклиниория и увеличение количества песчаников в восточных и юго-восточных разрезах. Сведения о мощности этой свиты пока недостаточны для суждения о ее изменениях на площади кряжа; но, судя по фаунистическим особенностям, направление изменения мощности должно соответствовать таковому для низов потоскайской свиты.

Осянинская серия

Отложения осянинской серии развиты на локальной площади в юго-восточной части Заангарской части кряжа. Серия четко подразделяется на две свиты — нижнеангарскую и дашкинскую (верхнюю). Возрастное положение серии неясно. Нижняя возрастная граница определяется тем, что железистые гравелиты базальных горизонтов серии налегают на какую-то сланцевую толщу, возраст которой неизвестен. Это могут быть сланцы как сухопитской, так и тунгусской серии. Выше осянинской серии располагаются осадки, типичные для тасеевской серии. По Удоронге в отложениях климинской свиты тасеевской серии А.К. Рублевым и А.М. Жарковым обнаружены трилобиты (см. табл. 5), типичные для упомянутой свиты. Породы осянинской серии практически не метаморфизованы, так же как и породы тасеевской серии и нижнекембрийских формаций. Это резко отличает их от всех более древних толщ.

Нижнеангарскую свиту первыми описали Ф.Я. Пан и А.К. Рублев, выделив в ее составе две подсвиты: нижнюю рудоносную и верхнюю породную. Разрез нижней подсвиты, по данным Н.Х. Белоус, представлен

11 губоритмичными пачками, каждая из которых начинается грубообломочными породами и заканчивается тонкообломочными. В основании каждого ритма залегают песчаники, которые затем сменяются конгломератовыми гематитовыми рудами, песчаниками и наконец аргиллитами. По простирианию руды замешаются песчаниками, а эти последние – аргиллитами. Границы ритмов проводятся по поверхности размыка. Верхние части ритма иногда размыты. Таково строение подсвиты вдоль восточного крыла синклиниория.

При удалении от береговой линии в глубь бассейна рудные горизонты расщепляются на менее мощные пласти, а затем постепенно выклиниваются, замещаясь сначала гематитовыми песчаниками, а затем сидеритоносными аргиллитами. Надрудные песчаники плавно увеличиваются в мощности, сливаясь с песчаниками, замещающими руды, а затем постепенно переходят в аргиллиты. Мощность горизонтов аргиллитов постепенно увеличивается, и эти аргиллиты могут занимать в центральных частях бассейна весь разрез нижней подсвиты. Вышележащие ритмы ведут себя также; но каждый последующий ритм несколько смещается на восток, так что рудные горизонты верхних ритмов как бы свинуты на восток, что свидетельствует о продвижении береговой линии в этом направлении. Начиная с шестого ритма, картина меняется на обратную. Н.А. Сагитов (1962) отмечает, что на разных месторождениях количество ритмов меняется. Верхнюю подсвиту Н.Х. Белоус рассматривает как своеобразный 12 ритм, в котором преимущественно развиты аргиллиты. М.А. Семихатов (1962) в разрезе этой свиты по Каменке отметил целый ряд горизонтов косослоистых песчаников и единичные прослои строматолитовых известняков. Из последних им описаны *Minjaria nimbifera*, *Gymnosolen sinuosus*. Мощность пород этой свиты (в среднем около 500 м) с востока на запад увеличивается от 150–400 до 600 м близ поселка Нижнеангарск. В том же направлении увеличивается количество гематитсодержащих пород в ее составе.

Дашкинскую свиту выделили те же авторы. Ее распространение еще уже, чем нижнеангарской свиты, так как она занимает только ядро Ангаро-Питского синклиниория. Правда, в отчете 1958 г. Н.С. Подгорной, А.Г. Гурьева и Ю.Г. Семенова упоминалось об известняках дашкинской свиты в среднем течении Вороговки, но доказательств ее возраста не приводилось.

Дашкинская свита представлена известняками, глинистыми известняками и отдельными горизонтами доломитов, формирование которых происходило в условиях мелководья (Ю.П. Казанский, 1968). На подстилающих породах нижнеангарской свиты карбонатные породы дашкинской свиты залегают согласно с постепенными переходами. Стратиграфический разрез свиты обнажается в устье р. Удерей. Обнаженность свиты плохая, а породы, осложненные флексурами, однообразные. По этим причинам мощность свиты определяется с трудом и оценивается различными авторами по-разному: Г.И. Кириченко – 3 500–4 000 м; М.А. Семихатов – 1 200–1 500 м, Н.А. Сагитовым – на крыльях мульды 1 500–1 800 м, в центре – до 3 000 м.

На нескольких уровнях среди черных массивных доломитов здесь определен М.А. Семихатовым (1962) *Gymnosolen confragosus*. Известняки этой свиты практически неотличимы от сходных пород тунгусской серии.

Вендский комплекс

К вендскому комплексу относят все терригенно-карбонатные толщи, развитые в пределах узких грабенообразных структур внутри кряжа. Это отложения чингасанской и вороговской серий и их аналогов. Для серий характерно трехчленное строение, благодаря которому они сопоставляются с тасеевской серией, развитой в обрамлении кряжа на его юго-востоке. Отложения чингасанской и вороговской серий развиты в разных структурно-фаунистических зонах и поэтому должны описываться отдельно. Стратиграфическое положение пород вендского комплекса в пределах самого кряжа довольно определенное. Отложения всяча отделяются от протерозойских крупным стратиграфическим перерывом с несогласием и горизонтами базальных крупногалечных конгломератов в основании, а перекрываются фаунистически охарактеризованными карбонатными толщами ленского яруса. По данным Л.Н. Репиной, В.В. Хомичевского, И.Т. Журавлевой и Ю.Н. Розанова (см. табл. 5) они перекрыты карбонатными толщами с древнейшим комплексом нижнекембрийских трилобитов (*Malyskia*).

Еще совсем недавно чингасанская и вороговская серии относились Г.Н. Кириченко (1963) к верхнему протерозою, В.Н. Григорьевым, М.А. Семихатовым (1961, 1962), Ф.П. Кренделевым и А.Д. Ножкиным (1961) – к алланскому ярусу нижнего кембра. В связи с находкой глауконитов в породах немчанскої свиты и определением по ним абсолютного возраста (табл. 5, прил. 2) такая датировка была изменена, и теперь выделяется самостоятельный вендский комплекс.

Отложения чингасанской серии вендского комплекса мы изучали в пределах Уральско-Нурминской грабен-синклинали. Некоторые вопросы литологии, стратиграфии и вторичных изменений пород серии изложены в статьях Ф.П. Кренделева и А.Д. Ножкина (1961, 1967). В состав серии здесь включаются три свиты.

Лопатинская свита сложена терригенными существенно красноцветными породами (песчаниками и гравелитами). Подчиненное значение имеют конгломераты и алевролиты. Конгломераты чаще встречаются в нижних горизонтах свиты в виде прослоев мощностью до 20 м среди гравелитов, алевролиты – в средней и верхней частях разреза свиты, где они образуют маломощные (0,3–0,5 м) прослои среди песчаников. Следует отметить достаточно закономерное постепенное уменьшение крупности обломочного материала вверх по разрезу толщи. Весьма характерна перекрестная косая слоистость как для гравелитов, так и для песчаников. Мощность свиты в центральной части Уральско-го грабена, где ее разрез наиболее полон, вероятно, не менее 800–900 м. В обнажениях по Урале видимая мощность свиты около 300 м, но базальные горизонты не обнажены. Большая часть разреза свиты здесь оказывается опущенной вдоль отчетливо видимых разломов, ограничивающих грабен.

Чивидинская свита согласно залегает на лопатинской. Наиболее полный разрез этой свиты наблюдается в береговых обнажениях Уралги ниже ее слияния с Ногатой. Здесь непосредственно на отложениях лопатинской свиты залегают светло-серые массивные тонкозернистые

нистые до пелитоморфных известковистые доломиты (200 м), содержащие отдельные прослои мощностью 5–10 м "комковых" или псевдо-олитовых доломитовых известняков. Выше лежит пачка (100–150 м) светло-серых и пепельно-серых оолитовых доломитистых известняков, чередующихся с прослойми (0,5–0,7 м) очень плотных массивных доломитов. На ней – 150–200-метровая пачка светло-серых, очень плотных, массивных доломитов, сменяющихся вверх по разрезу пепельно-серыми тонкокристаллическими слабомарморизованными известняками. Завершается данный разрез чивидинской свиты ритмичным флишеподобным чередованием (700–800 м) зеленовато-серых и пепельно-серых песчаников, темно-серых алевролитов и глинистых сланцев, а также известняков. В каждом ритме преобладают песчаники, располагающиеся в основании, затем идут алевролиты и глинистые сланцы, реже известняки. Общая мощность пород чивидинской свиты в данном разрезе 1 450–1 650 м.

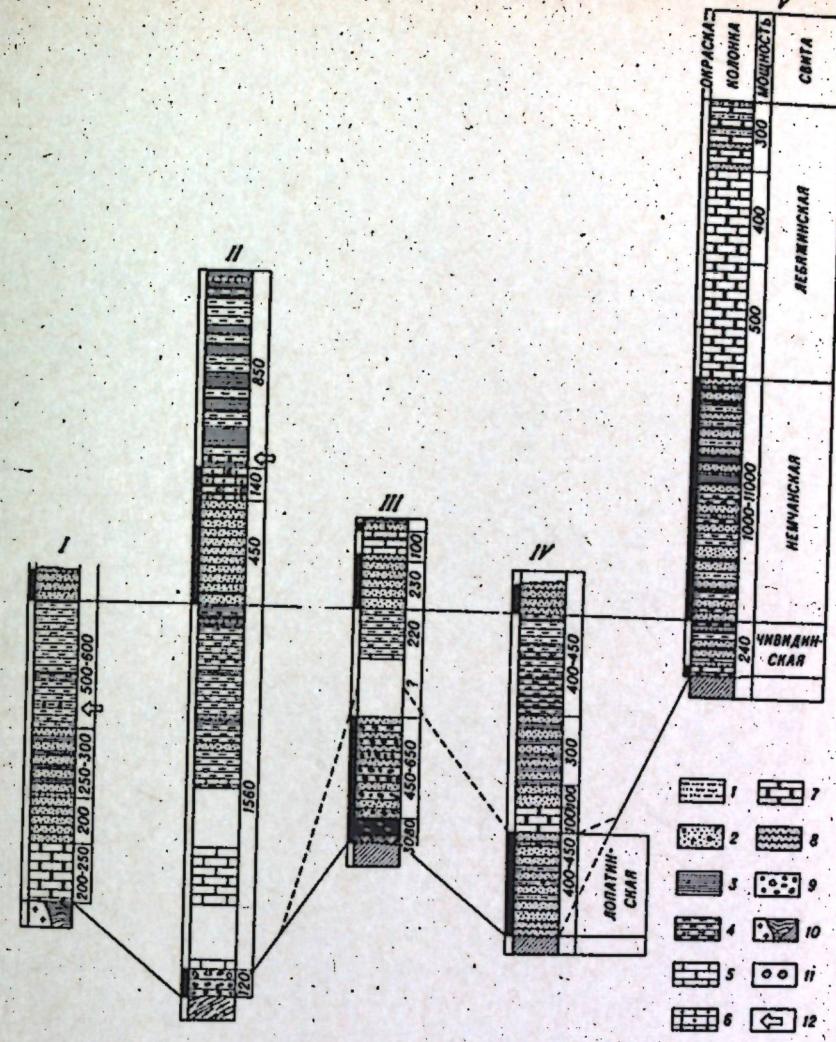
К немчанская свите нами отписаны все образования, лежащие стратиграфически выше отложений чивидинской свиты и содержащие в своем составе красноцветные терригенные песчаники в основании разреза, карбонитные породы в его средней части и сероцветные флишеподобные отложения в верхних горизонтах свиты. В пределах Уволжского грабена отложения немчанской свиты развиты в виде отдельных пятен-останцев на юге у ключа Лопатинского, на западе – у ключа Большого и в верховьях р. Левой Увоги – (они выполняют ядро синклинальной структуры). Наиболее полон разрез в устье ключа Лопатинского на Увоге (фиг. 8). В северо-восточном крыле на флишовой пачке чивидинской свиты залегают (внизу вверх):

1. Песчаники (200–250 м) вишнево-красные, мелко- и среднезернистые, хорошо отсортированные, параллельно- или пологоволнистые, косослойные, с волноприбойными знаками и трещинами усыхания на поверхности пластирования. В составе обломочной фации песчаников преобладает кварц, подчиненное значение имеют полевые шпаты, кремнистые сланцы. Цемент пород kontaktовый или поровый, глинистый или глиносто-сернистый, иногда с большим количеством чешуек гематита. В низах толщи иногда отмечаются плоские "катышки" алевролитов, похожих на алевролиты чивидинской свиты, что свидетельствует о местных перемычках в разрезе толщи.

2. Известияки (75–100 м) коричнево-красные, вишнево-красные, песчано-глинистые, оолитовые с прослойями пелитоморфных. Характерно, что размеры оолитов в разных породах изменяются от 1–2 до 10 мм.

3. Доломиты (100–120 м) светло-серые, реже кремовые со специфическими мучнистыми присыпками на поверхностях выветривания и общим фарфоровидным обликом, чередующиеся с редкими прослойми доломитовых известняков.

4. Чередование (100–140 м) вишнево-красных глинистых известняков с коричневыми и вишневыми оолитами и "сгустковыми" известняками пятнистой окраски, а также известковистыми сланцами и песчаниками траурно-зеленого цвета. "Сгустковыми" мы называем неоднородные по структуре и окраске известняки, когда среди основной пелитоморфной массы вишневого, например, цвета наблюдаются "сгустки" свет-



Фиг. 8. Схема сопоставления разрезов венда Уволжско-Курминской грабен-синклинали.

1 – флишеподобное чередование мелкозернистых песчаников, алевролитов и сланцев; 2 – косослоистые песчаники с глауконитом; 3 – сланцы; 4 – алевролиты; 5 – известияки; 6 – водорослевые известияки; 7 – доломиты; 8 – песчаники; 9 – конгломераты; 10 – породы основания. Места отбора: 11 – водоросли, 12 – глауконита. I – разрезы по р. Тее у фактории Курепа; П, Ш – юго-западное (П) и северо-восточное (Ш) крылья Уволжско-Курминской грабен-синклинали; – IV – р. Тее у пос. Тей; У – р. Тей о-в Талый.

ло-зеленой окраски, представленные более крупнозернистым карбонатом. Оолитовые и "сгустковые" известняки содержат гнезда глауконита. Последний чаще наблюдается в центре оолитов или среди кристаллического карбоната "сгустков". Повышенное содержание глауконита, а иногда и хлорита отмечается в песчаниках и сланцах. Для глинистых разностей известняков характерна перекрестно-волнистая слоистость, а для известковых песчаников и алевролитов — пологая косая слоистость. Здесь же можно наблюдать и другие весьма характерные макроструктуры, пересекающиеся почти под прямым углом стилолитовые швы (Крендлев, 1964, 1969). В известняках видны строматолитовые постройки, а на поверхностях напластования часто отмечается симметрическая рябь волнения. В карбонатных породах встречаются целый ряд прослоев, содержащих в большом количестве остатки из группы *Vesicularia*, *Osaqia* и других водорослей (определение И.К.Королюк, фиг. 9).

Вышележащая часть разреза прослеживается в юго-западном крыле.

5. 200-метровое ритмичное чередование серых и зеленовато-серых тонкозернистых известковых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, напоминающее флишоидную пачку чивидинской свиты, но содержащее повышенные количества глауконита в составе алевролитов и песчаников.

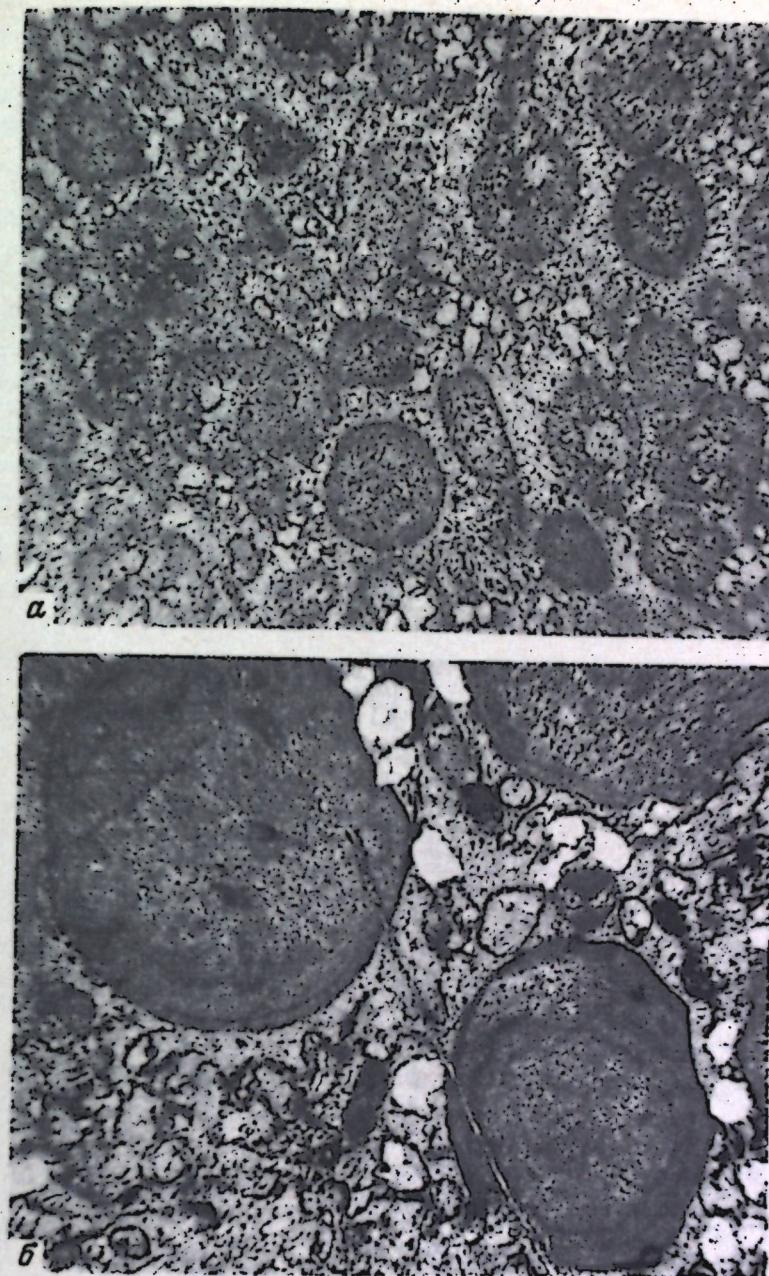
6. Песчаники (200–250 м) светло-серые, желтовато-серые, существенно кварцевые, "сухарного" облика за счет выщелачивания карбонатного цемента, иногда с примесью глауконита. Последний бывает полуразрушенным, и тогда песчаники приобретают "веснушчатую" окраску.

7. Мергели (180–170 м) серые, пепельно-серые, тонкослоистые.

Общая мощность немчанскої свиты в данном разрезе 1100–1200 м.

Глауконитовые песчаники обнаружены А.Д.Ножкиным в береговых обнажениях ключа Большого (фиг.8) в юго-западном крыле синклинали. Глауконитом насыщены грубокосослоистые разности песчаников верхних горизонтов свиты. Мощность пластов глауконитовых песчаников 5–6 м, а общая мощность "продуктивного" горизонта — примерно 100 м. Наиболее высокое содержание глауконита (до 20–25%) отмечается в среднезернистых грубокосослоистых песчаниках, содержащих на плоскостях напластования знаки ряби течения, явные признаки перемыва материала еще в период его формирования. Здесь попадаются уплощенные гальки ("катыши"), сложенные плотным илистым материалом. Эти факты, и также то, что глауконит встречается как в цементе, так и в виде окатанных зерен, говорят о мелководных условиях формирования осадков. Кроме глауконита, в составе песчаников присутствуют (%): кварц — 50–60, полевые шпаты — 5–10, турмалин, кремнистые сланцы, циркон — до 5. Кластический материал хорошо окатан и отсортирован по размеру, цемент глинистый с сернитом. Происхождение обломочного глауконита можно объяснить местным размывом ранее образованных глауконитоносных пород. Возраст глауконита (табл.5) 693 миллиет; вероятная, но не обязательная погрешность не более ± 3%. Таким образом, абсолютный возраст глауконита соответствует позднему докембрию (докембрий 1У) и приблизительно на 150 миллиет. древнее нижней грихицы кембрия в геохронологической шкале (Фирсов, 1961).

Сопоставление разреза чишиганской серии Уволжско-Пурминской грабен-синклинали с разрезами соседних районов (см. фиг. 8) говорит о



Фиг.9. Остатки водорослей из группы

а) *Vesicularia* (слой 4, шлиф M-13-4; б) *Osaqia* (слой 10, шлиф M-13-10). Увел.20, без анализатора

принципиальном сходстве во всех разрезах и резком сокращении мощности за пределами грабен-синклинали.

Сходный характер имеют разрезы и по Чапе, что хорошо показано в работе М.А.Семихатова (1962, фиг.21).

Вороговская серия не имеет еще строго определенного стратиграфического объема, так как изучена недостаточно. Одни исследователи называют ее свитой (Семихатов, 1962); другие – формацией (Николаев, 1924), третий – серией (Решение совещания . . . , 1962). Она развита в приенисейской части кряжа – в приустьевых частях Вороговки, Кутукаса, Пирожихи, Исаковки, Верхней и Нижней Сурнихи.

Отложения серии резко несогласно с глубоким размывом залегают на породах тейской серии. Разрезы вороговской серии детально описаны М.А.Семихатовым (1962). По составу и последовательности в смене осадочных пород она несколько напоминает чингасанскую серию. В составе вороговской серии выделяются три пачки, в схеме 1965 г. получившие ранг свит. Отличие вороговской серии от чингасанской заключается в несколько большем развитии карбонатных пород в нижних частях разреза, особенно в самых восточных районах, и в наличии горизонта доломитов в низах разреза. Наличия с низов немчанской свиты, разрезы вендского комплекса хорошо выдерживаются по всему кряжу. Многие исследователи относят к немчанской свите разновозрастные красноцветные отложения, в том числе и верхнекембрийские. Это относится к терригенно-карбонатным отложениям Ярцевской синклинали, где Л.Г.Заварзиным обнаружены трилобиты верхнего кембра, и выходам по р.Рыбной, где Н.М.Подгорной и ее соавторами описаны остатки силурийской фауны и пермо-карбоновой флоры (табл.5).

Мощность отложений чингасанской серии в пределах Уволжско-Нурминской синклинали достигает 3000 м. В других частях кряжа сохранившаяся мощность серии несколько меньше. Общая мощность отложений вороговской серии примерно такая же.

Отложения тасеевской серии в пределах кряжа не встречаются, если не считать пятна в среднем течении Удоронги. Они описываются на юго-востоке Заангарья и в обрамлении структуры кряжа к югу от Ангара. Отложения этой серии подробно описаны в работе М.А.Семихатова (1962) и здесь не повторяются.

На севере Енисейского кряжа по Вороговке обнажаются своеобразные валунно-галечные аргиллиты ("тиллиты"), которые многими исследователями относятся к чивидинской свите (Кириченко, 1963; Григорьев, Семихатов, 1958, 1961 и др.). Этим породам придавалось особое стратиграфическое значение как характеризующим эпоху развития ледниковых отложений (Чураков, 1931, 1933; Николаев, 1930). Однако появились новые данные, заставляющие пересмотреть эту точку зрения, что и будет сделано далее.

Опыт выделения докембрийских осадочных формаций

Если придерживаться определения Н.С.Шатского (1960) и Н.П.Хераскова (1968), то формацией следует признать естественные ассоциации горных пород и соответствующих им минеральных образований, отдельные

части которых (породы, слои, толщи и т.д.) парагенетически тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды). С этой точки зрения архейские и нижнепротерозойские глубоко-метаморфизованные отложения откартированы настолько слабо, что еще рано говорить о выделении каких-либо формаций в их составе. Формации могут быть выделены только с отложением сухопитской серии.

Изучение и обоснование выделения формаций среди рифейских отложений начали В.Н.Григорьев и М.А.Семихатов (Григорьев, 1963). Среди отложений алданского яруса, ныне относимых к венду, они выделяли (снизу вверх): базальную красноцветную молассовую, граувакковую; аспидно-известняковую формации, каждая из которых соответствовала, по их мнению, трем свитам вороговской серии – северореченской, мутнинской и сухореченской. Для чингасанской серии ими выделены четыре формации: 1) базальная красноцветная молассовидная (лопатинская свита); 2) сероцветная: доломитовая (100-метровая пачка в верхах лопатинской свиты); 3) глауконитовая песчано-аргиллитовая (нижне-чивидинская подсвита) и 4) флишевая формация (верхнечивидинская подсвита она же суктальминская свита).

Для тасеевской серии приангарской части кряжа они выделяли три формации: 1) базальную красноцветную молассовидную, 2) глауконитовую песчано-аргиллитовую, 3) верхнюю красноцветную молассовидную (соответственно ковальская, алешинская и шалыгинская свиты). Только базальная молассовидная формация выдерживается в вендском комплексе на всей территории кряжа и даже в его обрамлении. Границы формации практически соответствуют границам свит. Здесь каждая толща, слой, пачка приравниваются к формации, что не соответствует смыслу приведенного выше определения формации, так как в данном случае не рассматриваются естественные ассоциации пород и их упорядоченность в разрезе и по площади.

Выделению формаций большое внимание уделил И.В.Воробьев (1964), определивший сухопитскую серию в целом как единую аспидную формацию, тунгусиковую – как флишевую, осянскую – как известняковую и тасеевскую – как молассовую. Здесь по объему отложений термин "формация" совпадает с понятием "серия". Сухопитская серия относится к комплексу начального развития геосинклинали, тунгусикская и осянская – к периоду расчленения геосинклинали.

Д.И.Мусатов, М.И.Волобуев (1964) попытались дать формационный анализ, начиная с пород тейской серии, которую они разделили на две формации – морскую терригенную и известковую – и относили их к платформенному ряду формаций; все остальные серии докембра – к геосинклинальному. Отличие схемы Д.И.Мусатова и М.И.Волобуева от схемы И.В.Воробьева заключается только в том, что аспидная формация И.В. Воробьева расчленена на ряд формаций (снизу вверх): 1) кварцевых песчаников или аспидную или сланцево-граувакковую (кординская свита); 2) спилито-диабазовую или зеленокаменную формацию (горбюкская свита); 3) аспидную (удерейская свита); 4) субфлишевую формацию кварцевых песчаников (погорюкская свита) и 5) известняковую формацию с подформацией пелитоморфных известняков (свиты Карточка и аладынская).

В составе тунгусикской серии выделяются четыре подформации флишоидного ряда вместо двух в схеме В.И.Воробьева. Иными словами, эти авторы снова пришли к пониманию формации, предложенному М.А.Семихатовым.

Подробный разбор верхнепротерозойских осадочных формаций, мощностей литостратиграфических подразделений и их соотношений с несогласиями содержится в монографии О.А.Вотаха (1968). Им убедительно показано, что одни и те же толщи различными авторами рассматриваются как различные формации с различными мощностями и стратиграфическими объемами, что объясняется слабой разработанностью формационного метода вообще. В ранг формации попадают или осадочные серии, или крупные ритмы седиментации, или сравнительно однообразные по составу литологические комплексы (пачки, подсвиты или свиты), которые по существу являются составляющими крупных ритмов.

Если говорить о формации как об упорядоченной смене одних горных пород другими в разрезе и на площади, то наиболее приемлемой можно считать схему И.В.Воробьева (1964). И действительно, тейская серия всюду начинается с высокометаморфизованных гнейсовых толщ, которые по разрезу сменяются кристаллическими сланцами и амфиболитами, а затем мраморами. Именно по такому характеру чередования эта серия и выделяется при картировании.

Наиболее выдержанная является формация древних металлоносных конгломератов (Крендлев, 1965^{1,2}), совпадающая по объему с сухопитской серией. Она представляет собой закономерную последовательность, в которой базальные ритмично-слоистые горизонты слагаются олигомиктовыми или полимиктовыми грубообломочными породами (конгломераты, гравелиты, песчаники – кординская свита и низы горбилокской свиты), сменяющимися эфузивно-сланцевыми слоями (верхи горбила), затем черными или светлыми филлитовыми сланцами удерея и, наконец, карбонатными горизонтами двух верхних свит сухопитской серии. Эта формация совпадает с арковой формацией в понимании Н.С.Шатского и отличается от нее наличием олигомиктовых пород в базальных горизонтах и эфузивов в ее низах. По своему типу эта формация является геосинклинальной, поскольку в ее строении участвуют и морские песчано-глинистые отложения, а также синорогенные вулканические породы, которые встречаются не на всей площади, но достаточно широко. Разделение на мелкие стратиграфические единицы для всей формации затруднительно, а крупные ингредиенты формации прослеживаются на больших площадях. Для терригенных формаций базальных горизонтов характерно наличие ритмично-слоистых песчано-конгломератовых пачек, высокожелезистых пород типа джеспиллитов, а для верхних частей формации – валунно-галечных аргиллитов ("тиллитов").

Тунгусикская серия представляет собой чередование известковых и глинистых сланцев в нижних частях разреза, сменяющихся известняками и доломитами в верхних частях. По характеру разреза эта формация напоминает верхнюю часть предыдущей и не исключена возможность, что это и является. Этую формуацию можно назвать флишево-карбонатной.

Осянанская серия имеет двучленное строение. Железистые осадочные гравелиты нижней части разреза сменяются алевролитами, а затем известняками и доломитами. Это железисто-карбонатная формация.

Примерно такое же строение имеют отложения вороговской, чивидинской и тасеевской серий. Для всех них характерно развитие грубообломочных полимиктовых красноцветных толщ в основании и карбонатных – в верхах разреза, между ними располагается мощная почка флишево-доброго чередования сланцев, алевролитов и песчаников. Отложения этих трехчленных серий располагаются в узких грабенообразных структурах, их мощность резко изменяется в направлении, поперечном к осям грабенов. Перечисленные особенности дают основания отнести эту толщу к молассовой. Вороговская свита может оказаться существенно граувакковой формацией, приуроченной к специфической структуре западного склона кряжа.

Следующая формация относится уже к типично платформенным образованиям. Это терригенно-карбонатные осадки чехла, имеющие выдержаные на больших площадях мощности, признаки гипсо- и соленосности. Рассмотрение этой формации, однако, не входит в задачи данной работы.

Учитывая степень метаморфизма пород перечисленных формаций, упорядоченность пород в разрезе кряжа и их площадное распределение, мы предлагаем следующую формационно-стратиграфическую схему докембра кряжа (табл.6.). Схема проста и дает, на наш взгляд, толчок исследованиям взаимоотношений между осянской и чингасанской, сухопитской и тунгусикской сериями, а также четкие указания в постановке поисков на различные полезные ископаемые, связанные с конкретными формациями.

Палеозой

Палеозойские отложения кратко рассматриваются только потому, что в них известны многочисленные горизонты конгломератов и по ним отбивается верхняя возрастная граница докембра формаций.

К палеозою относятся верхние части немчансской свиты по рекам Тяя, Уволга, Чапа, описанной в составе чиганской серии венда, а также отложения мотской свиты и ее аналогов. Выше упомянутых свит залегают карбонатно-терригенные отложения ленского яруса верхнего отдела нижнего кембра, сменяющиеся после перерыва отложениями верхнего кембра, ордовика, силура, девона, карбона и, может быть, даже перми. К отложениям мотской свиты мы относим верхние части свиты, которая относится к венду. Выделение мотской свиты диктуется только тем, что граница между докембriем и кембriем проходит внутри немчанской свиты. Для мотской свиты характерны карбонатно-песчанистые и сланцевые, преимущественно красноцветные отложения.

Отложения фаунистически охарактеризованного нижнего кембра в пределах самого кряжа известны только в устье Исаковки, где они слагают ядро Ярцевской синклинали. Здесь в толще пестроцветных терригенно-карбонатных пород (мощностью около 1800м), относящихся ранее к алданскому ярусу нижнего кембра, в самых верхах разреза Л.Г.Заварзину удалось найти хорошей сохранности трилобиты вида *Pseudoeretaspis plan*, N. Tschern и неполные краинидии *Parapoliella* sp. (табл.5), что позволило считать вмещающие отложениями аналогами кетеменского горизонта ленского яруса Сибирской платформы. По харак-

Таблица 6

Формационно-стратиграфическая схема докембра Енисейского кряжа

Возраст.	Литологический состав		Формация	Серия, комплекс
	См ³	Марео300т		
У1	Толща красноцветных конгломератов, гравели-литог., песчаников, алевролитов, аргиллитов с горизонтами водорослей доломитов и известняков	Перерыв	Платформенная соленосная	Эвенкийская свита (платформенный чехол)
У	Толща красноцветных и пестроцветных грубообломочных полимиктовых пород, флишеподобное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами и песчаниками известняков и доломитов. Мощные базальные горизонты конгломератов (железистые гравелиты)	Перерыв	Локально развитая молассовая железо-глауко-нитовая (?) и граувакковая	Немченская свита и ее аналоги, Чингасанская, Тасеевская, Вороговская серии. Положение Ослиянской серии не ясное
1У	Строматолитовые известняки и доломиты, известьковистые глинистые сланцы, черные утилистые сланцы и известняки	Перерыв	Флишево-карбонатная	Тунгусская серия и ее аналоги

Таблица 6 (продолжение)

Возраст	Литологический состав		Формация	Серия, комплекс
	Спешин	Бекин		
Перерыв (?)			Формация металло-носных олигомикто-вых конгломератов	Сухопитская серия и ее аналоги
Ш	В верхних частях разреза пачки пестроцветных карбонатных пород. Слюдистые сланцы, серпент-хлоритовые сланцы, пластообразные тела основных эфузивов, филлиты, олигомиктовые кварциты, редко конгломераты			
П	Биотитовые и кристаллические сланцы, amphibолиты, мраморы, кварциты, в том числе железистые. В верхах разреза — чередование кислых и основных эфузивов	Перерыв	Формация кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов. В основании — гнейсы	Тайская серия с весинской толщей в основании.
1	Гнейсы, гранито-гнейсы, магматиты с подчиненными прослоями мраморов и амфибол-пироксеновых сланцев	Перерыв	Формация гнейсов и магматитов	Канский метаморфический комплекс (атамановская кузеевская, капалатская, енисейская толщи)

теру строения свиты и чередованию литологических разностей пород разрез очень хорошо сопоставляется с фаунистически охарактеризованными отложениями климинской и агалеевской свит Приангарья, развитых в пределах платформенных структур, окаймляющих кряж. Как раз этим Л.Г.Заварзин доказывает наличие ленского яруса в пределах кряжа. Отметим, что в породах Ярцевской синклинали очень часто встречаются псевдоморфозы глин по галитовым лодочкам, которые характерны также для разрезов в нижнем течении Большого Пита и по Вороговке между устьями ключей Лиственного и Листвяжного.

Отложения нижнего кембрия сохранились только в пределах грабен-синклинальных структур.

Иенский ярус (клименская и агалевская свиты, табл.5) широко распространены в пределах Сибирской платформы, примыкающей к кряжу с востока.

Непрерывный разрез карбонатно-терригенных пород от верхнего кембрия до пермо-карбона включительно описан в работе Н.С.Подгорной и других геологов (Подгорная и др., 1960) для среднего течения Вороговки. На основе изучения фауны, флоры (см.табл.5) и сопоставления с фаунистически охарактеризованными разрезами нижнего и среднего палеозоя Подкаменной Тунгуски эти авторы расчленяют единую толщу на семь пачек, имеющих соответственно верхнекембрийский, ордовикский, силурский, девонский и пермо-карбоновый возраст. Вероятно, что разрез палеозойских отложений начинается с различных стратиграфических уровней. В бассейне Кии базальными слоями палеозоя являются девонские красноцветные конгломераты. Отложения эвенкийской свиты здесь присутствуют, но ордовикские и силурские, неизвестны.

Интересно отметить, что в Приангарье фаунистически охарактеризованы нижние горизонты палеозойских отложений, а на севере (см. фиг. 4, табл.6) – средние и верхние горизонты, начинаются с нижнего силура или ордовика (устюбугариктинская свита – тремадок; обнажения по р.Подкаменной Тунгуске, см.табл.5).

КОНГЛЮМЕРАТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

История поисков месторождений типа древних конгломератов на территории кряжа

Конгломераты Витватерсранда были обнаружены в 1886 г., когда фермер Дж.Уолкер случайно увидел блестки в скале, представлявшей лентообразный выход конгломератов пласта Майн-Риф Лидер (Федоровский, 1929). Блестки оказались перитом, но после промывки пробы в тазу осталась полоска золотоносного песка. Эта находка всколыхнула весь мир и не осталась незамеченной в России. Русские геологи сразу поняли огромную важность нового типа минерализации, и уже в 1894 г. была указана золотоносность конгломератов р.Воро-

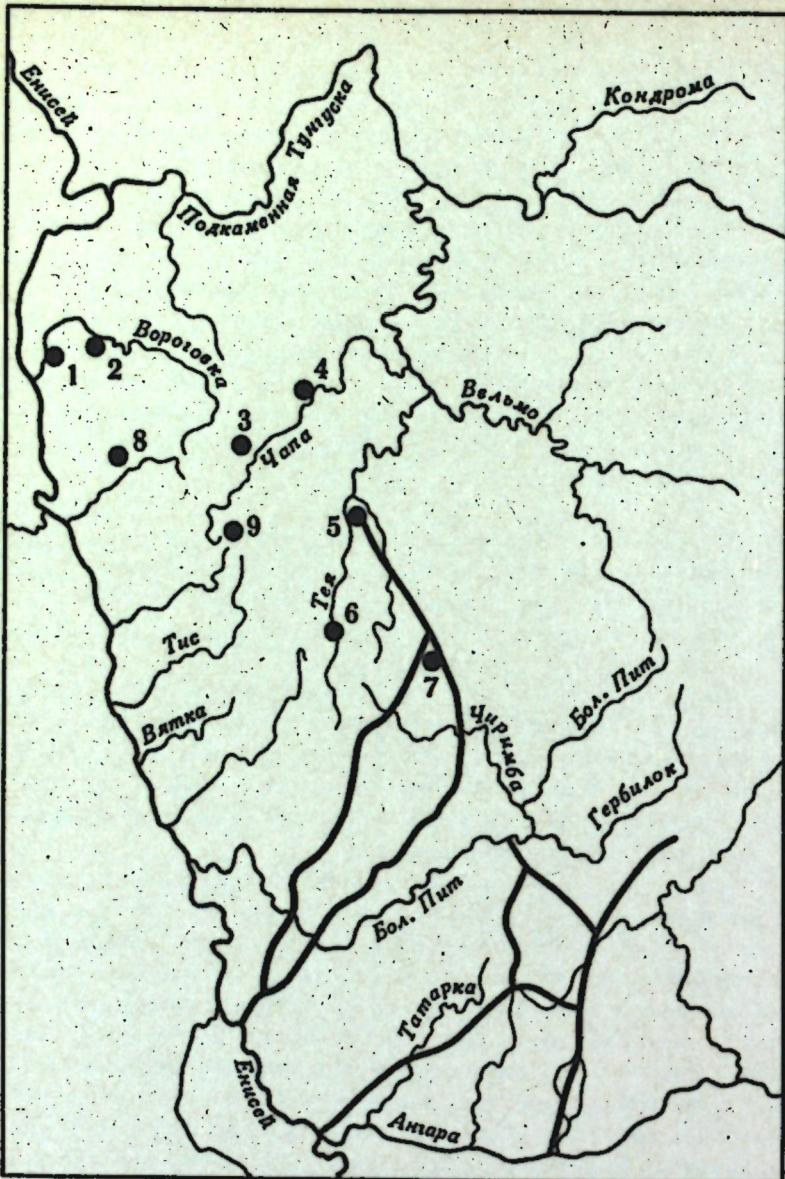
говки (Ячевский, 1894). В 1901 г. Е.С.Федосеевым и В.В.Никитиным установлена золотоносность конгломератов для Богословского горного округа.

Енисейский кряж явился первым в России районом систематических поисков золотоносных конгломератов, начатых в 1901 г. Л.А.Ячевским в связи с блестящими результатами разработки трансваальских конгломератов (Ячевский, 1903). Еще раньше этот исследователь обращал внимание на бросающуюся в глаза правильность залегания конгломератов и красных песчаников и очевидную зависимость золотоносности некоторых россыпей от нижних горизонтов этой толщи. Им же составлена первая карта распространения золотоносных конгломератов на кряже (фиг.10). Л.А. Ячевский хорошо знал геологию Витватерсранда и при исследовании Енисейского кряжа не только обращал внимание на петрографическое изучение конгломератов, но детально рассматривал состав цемента, аксессорных минералов и указывал на необходимость исследования осадочных формаций вдоль разломов и на контактах гранитов со сланцами тейской свиты.

В 1930 г. Л.Ф.Колесов опробовал палеозойские (в нынешнем понимании, вендинские – лопатинская свита) конгломераты на горе Грибной в бассейне р.Енашимо. Он отобрал четыре пробы из свалов крупных глыб. В двух пробах содержание золота составило по 0,8 г/т, в одной 4 г/т и еще в одной – только следы.

В 1933 г. трест "Золоторазведка" организовал специальную партию под руководством А.С.Потебня для изучения палеозойских конгломератов, развитых в среднем течении Тени и в бассейне Еруды. Эта партия установила общую слабую золотоносность красноцветной песчано-конгломератовой толщи. Источником золота в ней считались кварцевые жилы и пиритизированные сланцы подстилающих толщ.

К.В.Радугиным (1937) было сделано предположение о золотоносности конгломератов девонского возраста южной части Енисейского кряжа. Он считал, что золото прииска по рч.Малый Киргикуль (приток Есауловки) может происходить из древних террасовых галечников или из девонских песчаников и конгламератов. К.В.Радугин подчеркивал, что гориздо большее значение, чем сама россыпь, имеет ее генезис, так как правильное решение этого вопроса может привести к открытию более благоприятных объектов разработки. Здесь вопрос идет по существу о девонских погребенных россыпях. Важность проблемы конгломератов для кряжа подчеркнул в 1944 г. Ю.А.Библии. В 1948–1952 гг. золотоносностью Приангарья занимался В.Г.Голубев. Он опробовал третичные конгломераты в верховьях Каменки и Подгальчицкой и в нескольких ковшевых пробах установил до 0,2 г/т золота (Володин, 1965). При описании золотой россыпи Ново-Марининского прииска по р.Чингасан (16 км от устья) Н.Г.Николаев (1928,1929_{1,2}) отметил, что дополнительное обогащение россыпи могло идти за счет промыва песчано-конгломератовых горизонтов кембрия (ныне относятся к венду) А.Е.Криволуцкий, проводя поиски россыпей по Вороговке и в 1941–1943 гг., установил общую золотоносность ее верховий, среднего течения и подтвердил золотоносность ее правого притока – р.Северной. В 1965 г. В.А.Неволин опробовал красноцветные песчано-конгломератовые толщи кембрия в среднем течении



Фиг.10. Первая карта распространения золотоносных конгломератов на Енисейском кряже (Ячевский, 1903)

чении Тей в интервале от рч. Березовского до устья Енашимо. Среднее содержание золота по 12 пробам составляло 0,8 г/т при максимальном значении в 1,9 г/т. По мнению В.А.Неволина, сам факт обнаружения золота заслуживает серьезного внимания и таит в себе значительные перспективы для расширения сырьевой базы золотой промышленности в Северо-Енисейской тайге.

В 1857 г. ревизией конгломератов на золото в Енисейском, Советском и других районах Красноярского края занимался Н.Г.Дубинин. Он выделил как наиболее перспективные выходы палеозойских конгломератов на р.Киликее (приток Кии).

К 1963 г. завершены работы И.В.Шаховой и Д.К.Зегебарта. Они относили к типу Витватерсранда любые конгломераты с возрастом от протерозоя до третичных галечников и считали наиболее перспективными конгломераты алданского яруса нижнего кембрия, речные грубообломочные фации синия и конгломераты ленского яруса нижнего кембрия там, где они залегают непосредственно на породах синия. Ими также подчеркнуто, что очень часто можно наблюдать сопряжение верхних частей золотых россыпей с участками несогласий, сопровождающихся конгломератами между тейскими комплексами и удерейской свитой, несогласий между породами тейской серии и отложениями нижнего кембрия, а также нижним кембрием с конгломератами верхнего кембрия (эвенкийская свита).

И.Л.Комов (1968²) считал потенциально золотоносными любые конгломераты, в том числе и конгломераты с карбонатным цементом. В его статье нет ничего нового и высказываются только общие соображения со ссылкой на полевые исследования Е.В.Покровского и И.Д.Ольшанского.

Общей особенностью всех упомянутых работ является то, что все разновидности конгломератов относятся к одному типу и все они молчаливо считаются вместе с месторождений типа погребенных россыпей. Ни в одной работе, кроме работы Л.А.Ячевского, не обращается внимание на характер изменения цемента, нет описания состава галек, не говорится, на чем эти конгломераты залегают. Во всех работах, на этот раз без исключения, допускается одна грубая методическая ошибка: опробованию подвергается сразу весь горизонт, пачка, слой конгломератов или просто глыбы из свалов. Известно, что рудные пропластки в Витватерсранде и других месторождениях того же типа занимают не весь пласт, а только его нижнюю часть, очень редко – верхнюю (Давидсон, Нэл, Рамдор и многие другие). Рудное тело пространственно занимает примерно одну треть общей мощности пласта, и, следовательно, во всех случаях пробы на кряже были разубожены безрудным материалом. Наконец, при исследовании не учитывалось, что современные процессы выветривания и следы древних (доюрских и палеогеновых) кор выветривания распространяются на кряже до глубины 200 м. Никаких поправок на выщелачивание золота в процессах корообразования при оценке перспектив кряжа не вводилось.

Типы конгломератов и их размещение в стратиграфическом разрезе и на площади кряжа

Ранее нами было показано (Крендлев, 1965, 1968), что металлоносные конгломераты разделяются на два главных типа: сульфидные и магнетитовые. Первые обычно имеют олигомиктовый состав, вторые – олигомиктовый, но чаще полимиктовый. С этой точки зрения все известные на кряже выходы конгломератов необходимо расклассифицировать по составу галечного материала и цемента с тем, чтобы оценить отдельные перспективы поисков рудных конгломератов различных типов.

Олигомиктовые конгломераты

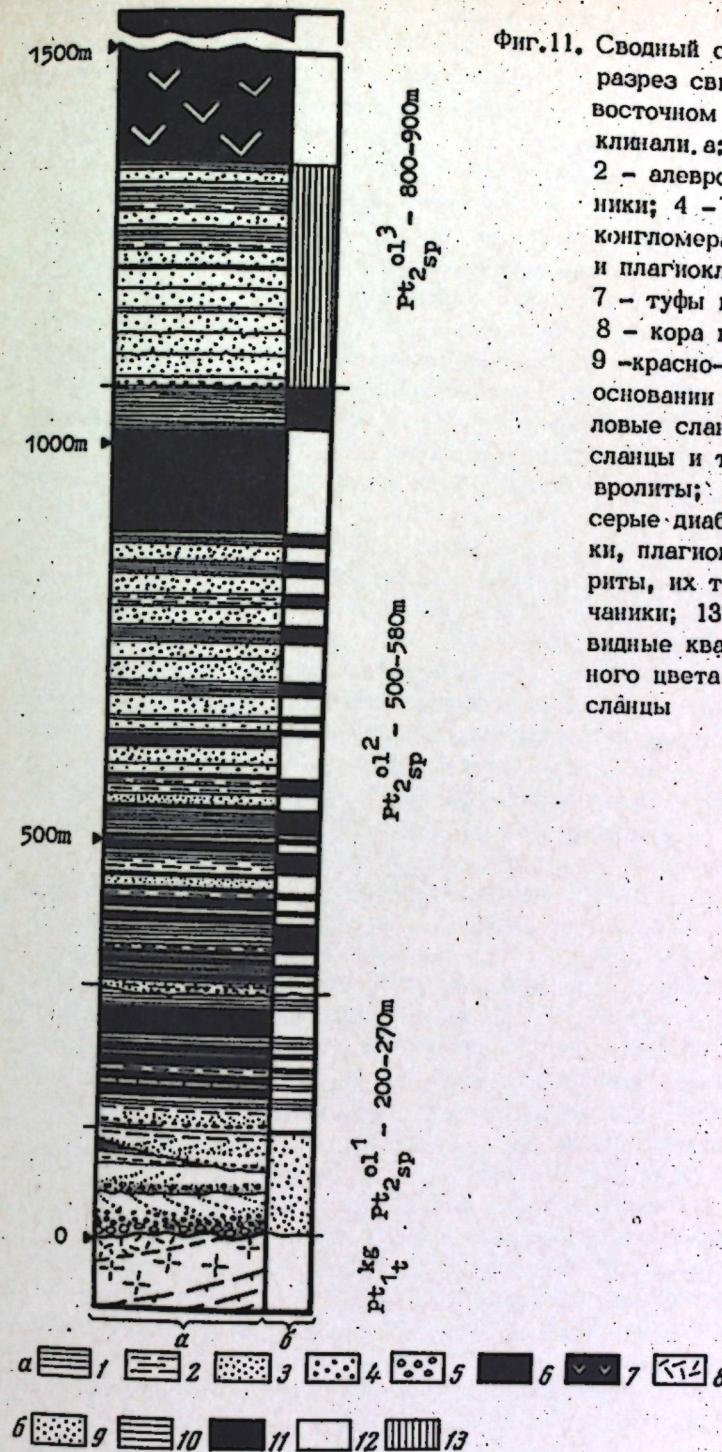
Олигомиктовые толщи и конгломераты, как правило, связываются с теми частями разрезов, которые образуются при перемыве продуктов глубокого химического выветривания. Такие конгломераты обычно располагаются в тех частях разрезов, где преобладают кварциты или кварцитовидные песчаники, которые сами также могут оказаться орудиальными. В связи с этим нам придется просмотреть все разрезы с точки зрения обнаружения в них пачек или горизонтов олигомиктовых кварцитов.

Настоящие олигомиктовые конгломераты встречены только в основании свиты р.Оленьей и описаны нами ранее (Крендлев, 1965.). Они изучены в 1960–1963 гг. в бассейне р.Оленьей, на водоразделе рек Оленьей и Еловки. В этих точках конгломераты залегают в коренных обнажениях на метаморфических породах ковригинской (аналог пензенгинской) свиты. Их максимальная мощность около 30 м. Развалы глыб гравелитов и конгломератов встречаются по правому берегу р.Оленьей и на ее водоразделе с ключом Листвяжным.

Конгломератами, несогласно налегающими на кварцевые порфиры и перекрывающие их метаморфизованные продукты докембрийской коры выветривания, начинается разрез свиты р.Оленьей общей мощностью порядка 1650 м.

В составе свиты р.Оленьей выделяются три подсвиты, из которых в нижней преобладают ритмично-слоистые олигомиктовые песчаники в чередовании с когломератами и филлитовидными сланцами, в средней переслаиваются основные эфузивы, их туфы и грифельные сланцы, а в верхней зеленые алевролиты и глинистые сланцы перемежаются с кварцитами и туфопесчаниками. В верхах последней наблюдаются постепенные переходы к тиллитам. Нижняя и средняя подсвиты отделяются одна от другой горизонтом гематитовых сланцев. Сводный разрез свиты в восточном крыле грабен-синклинали показан на рисунке (фиг.11). Химические анализы пород, участвующих в строении подсвиты, приведены в табл. 7.

Г.Б.Кочкин (1966) описал эту же свиту, выделяя в качестве самостоятельных свит каждую из ограниченных нами подсвит. Он считает данный разрез верхнедокембрийским, с чем никак нельзя согласиться. Аналоги отложений этой свиты на Енисейском кряже пока не отмечены. Сходные пестроцветные образования со значительным развитием эф-



Фиг.11. Сводный стратиграфический разрез свиты р.Оленьей в восточном крыле грабен-синклинали. а: 1 – сланцы; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – гравелиты; 5 – конгломераты; 6 – диабазы и плагиоклазовые порфириты; 7 – туфы и туфопесчаники; 8 – кора выветривания; 9 – красно- и сероцветы в основании свиты; 10 – лильевые сланцы; 11 – черные сланцы и темно-серые алевролиты; 12 – зеленоватые, серые диабазы и песчаники, плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфопесчаники; 13 – белые сахаровидные кварциты и табачного цвета алевролиты и сланцы

фузивов описаны Г.И.Кириченко как глущихинский комплекс в бассейне Большого Пита. Эффузивные образования развиты во всех свитах сухопитской и тунгусикской серии этого комплекса, о чем будет сказано ниже. Кислые эффузивы пемской свиты имеют возраст порядка 1300 млн. лет. (Кириченко, 1956). Вполне можно было бы считать отложения ковригинской свиты аналогом пемской свиты, поскольку до сего времени эффузивы никем не отмечались в отложениях тейской серии. Однако никто из исследователей кряжа не указывал на стратиграфические перерывы внутри сухопитской серии, и это не позволяет нам отнести ковригинскую свиту к низам сухопитской серии.

Стратиграфический объем свиты р.Оленьей пока неясен, и, возможно, правильнее было бы назвать эту свиту толщей. Три ее подсвиты разделяются несогласиями, которые могут соответствовать границам сухопитской, тунгусикской и осянской серий. Уменьшение мощностей каждой из серий можно объяснить их близостью к границам областей сноса, частичным размывом их и большим участием (до 40%) в их сложении эффузивов.

Эффузивы ковригинской свиты и двух нижних подсвит свиты р.Оленьей существенно изменены, что будет подробно рассмотрено в одной из следующих глав. Кислые разности превращены в кварц-сернистые порфириоды. В основных эффузивах основная масса замещается почти изотропным карбонат-хлоритовым агрегатом, а вкраплениники плагиоклазов – кварц-карбонатно-глинистой массой, хлоритом, эпидотом, иногда карбонатом; по пироксенам развивается карбонат и кварц, а при выносе кремнезема на их месте образуется лимонитовая масса.

Отложения нижних подсвит р.Оленьей явно древнее "тиллитов" и метаморфизованы. Следовательно, они имеют возраст старше 1600–700 млн. лет. При описании конгломератов базальных горизонтов свиты р.Оленьей (Крендлев, 1965) мы отмечали обломки уже рассланцованных кварцевых порфиров. Такое изменение могло иметь место в интервале времени 1300–1100 млн. лет., так как для образования кварцевых порфиров, их изменения и рассланцевания, образования кор выветривания на них и последующего размыва требовался весьма длительный интервал времени. Это и дает нам основание считать, что эффузивные кварцевые порфиры залегают среди отложений тейской серии, а ковригинская свита сопоставляется с пещенгинской. Залегающие на ней с размывом породы свиты р.Оленьей вполне логично отнести к сухопитской серии, а ее базальные горизонты считать аналогами кординской свиты. Заметим, кстати, что А.В.Печерский и Л.К.Качевский, проводившие в 1962–1964 гг. геологическую съемку в этом районе, отложения свиты р.Оленьей откартировали как кординскую свиту. Выше кординской свиты они помещают горблюкскую и удерейскую свиты, а переходы между ними считают постепенными. Геологи ВАГТ (Горяинова и др., 1954) отмечают несогласие в удерейской свите (свита р. Глотихи), а для западной части кряжа указывают зеленокаменные эффузивы, их туфы и туфопесчаники в составе этой свиты. Мощность свиты, по мнению этих авторов, также 1–1,5 км.

Олигомиктовые конгломераты в разрезе свиты р.Оленьей имеют довольно постоянный состав, мало изменяющийся по протяженности.

В гальках из глыб курумиков (табл.7) преобладают обломки – кварца, кимритов и резко подчиненное значение имеют сланцы, кварцевые порфиры и другие породы. Галька гранитного состава встречена только один раз. Особенностью о мономиктовом характере конгломератов можно судить по их химическому составу (Приложение 1, табл. 7, ан. X–ХІ).

Глыбы кварца отличаются окатаны, кварцитовые иногда сохраняют угловатые очертания. Распределение галек по крупности в пробе П приведено в табл.8.

По простиранию конгломераты замещаются сначала гравелитами, а затем кварцевыми песчаниками с очень хорошей окатанностью и отсортированностью по размерам и составу. Цемент конгломератов кварц-сернистый, по составу постоянен, но иногда в нем появляется хлорит или кристаллический гематит (в пробе П содержится Fe_2O_3 9,02%). Отметим, что в протолюках конгломератов встречаются, кроме обильных псевдоморфоз лимонита по пириту, лейкоксен, турмалин, монацит, широкон, анатаз, рутил, гранат, хлоритоид. Золотоносность конгломератов косвенно подтверждается находками знаков золота в аллювиальных ручьев, скатывающихся с горы Коврига на северо-запад, самой р.Оленьей и верхнего течения р.Вороговки.

Мелкие пропластики олигомиктовых конгломератов обнаружены нами в приустьевой части Большого Пита выше о-ва Пем. Они располагаются среди горизонта туфоконгломератов, залегающих в средней части сосновской свиты. Эти конгломераты ничем не отличаются от описанных выше, но быстро сменяются как в разрезе, так и по простиранию конгломератами, содержащими гальку кварца, глинистые сланцы, кварциты, гальку карбонатного состава, в котором есть и водосланцевые известняки. Еще дальше по простиранию в цементе появляются кислый туфовый материал, а в составе обломков – гальки кислых и основных эффузивов, которые могут оказаться вулканическими бомбами.

Олигомиктовые кварциты с пластами конгломератов и гравелитов залегают в основании тасеевской серии в Алагаро-Канской части кряжа в верховьях рек Шилки и Антошкин Ключ, где они налегают прямо на гранитоиды или гранито-гнейсы таракского комплекса. А.В.Благодатный, Р.Т.Уссар, Ю.С.Глухов относят эти конгломераты к низам красногорской свиты, а вышележащие вулканогенно-осадочные образования – к киргитейской свите. Здесь в зоне перехода от докембрийской коры выветривания к осадочным породам отмечаются отделенные хорошо окатанные гальки крепких пород типа шпилитов и кварцевых порфиров совместно с валунами жильного кварца. Тип состав в 1,2–1,8 м от основания сменяется хорошо отсортированными кварцевыми гравелитами, а затем почти кварцевыми кварцитами. Химический состав пород (Приложение 1, табл.8) показывает, что в них резко преобладает кремнезем. Подробнее разрезы этого района будут обсуждены при рассмотрении новедения ГЭ в корах выветривания.

Горизонты олигомиктовых кварцитов распространены гораздо шире, чем конгломераты. Они известны в составе пещенгийской свиты в разрезах по рекам Чишимба и Панимба; причем в первом случае в 30-метровой пачке кварцитов содержится несколько пластов и линз внутреннеинформационных конгломератов. (Петров, 1960). В составе галек

Таблица 7

Вещественный состав конгломератов р.Оленьей

Состав галек	1		П	
	галки, шт.	%	галки, шт.	%
Кварц белый	1580	72,9	202	92,0
Кварц белый, серый	400	18,2	9	4,5
Черные сланцы (хлоритовые)	180	8,2	2	1,0
Кварцевые порфирь	13	0,5	-	-
Кварц с турмалином	2	0,1	-	-
Красный кварцит, полосчатый	1	0,05	1	0,5
Кварц с гематитом (жильный)	1	0,05	-	-
Хлорит-серпентитовый сланец	-	-	2	1,0
Лиловый сланец (гематитовый)	-	-	1	0,5
Агат	-	-	1	0,5

1 – конгломераты из верховьев реки;

П – то же из курумника в среднем течении реки.

Таблица 8

Размер галек в конгломератах р.Оленьей (проба П, табл. 7.)

Размер галек	Колич. галек, шт.	%
Более 10	3	6
5–10	12	24
1–5	16	32
0,5–1	19	38
Всего	50	100

встречаются роговики, кварциты и мраморы. Размер галек постоянный (0,5–2,0 см). Ранее эти конгломераты принимали за базальные горизонты удерейской свиты. Такие же кварциты встречены на водоразделе рек Индыглы, Мурожной и Удерея, где поисковыми работами выделены обширные поля маршалитов чисто кварцевого состава, которые возможно, образовались за счет кварцитов. В маршалитах иногда содержится мелкая кварцевая галька, что увеличивает возможности обнаружения конгломератов в этом районе.

В составе сухопитской серии кварциты кварцевого состава встречаются в кординской, горбилокской, удерейской и погорюйской свитах, что свидетельствует о различиях в возрастном диапазоне перерыва в осадконакоплении между тейской и сухопитской сериями. Вероятно, разрез сухопитской серии начинается с различных свит, и базальные горизонты конгломератов и кварцитов могут начинать любую из свит рассматриваемой серии в прямой зависимости от начала времени осадконакопления. И действительно, в одних разрезах отсутствуют отложения кординской свиты, в других – горбилокской, в третьих – даже удерейские сланцы.

В разрезе горбилокской свиты кварцитовидные песчаники и алевролиты слагают базальные горизонты вдоль контакта пенченгинской и горбилокской свит в бассейне Правой Нойбы. В ручье Востротиновском встречены полевошпатизированные кварциты, которые Т.М.Дембо (1943) считает метасоматическими псевдорифрами, а Ф.П. и Е.К. Ковригинны (1960) метасоматическими образованиями. Мнения исследователей о генезисе этих своеобразных пород резко расходятся. Во всяком случае необходимо их изучить с точки зрения металлоносности. Вероятное совпадение места расположения кварцитов и обсуждаемых пород в одном разрезе неслучайно и, скорее, свидетельствует об осадочном генезисе последних. В кварцитах горбилокской серии повсеместно отмечаются повышенные содержания и лейкоксенизированного ильменита. М.А.Семихатов (1962) писал, что на р.Горбилок в устье ключа Анкино на границе горбилокской и удерейской свит выявлен двухметровый пласт сильно железистых кварцитов, обогащенных мелкими галечниками зеленовато-серых глинистых сланцев.

В составе удерейской свиты кварциты встречаются в присводовых частях Татарского антиклинария и располагаются в нижних частях свиты вместе с прослоями кварцевых алевролитов.

Л.И.Антоновская и С.Г.Петров выделили отдельные пачки кварцитов удегейской и погорюйской свит среди сильно метаморфизованных пород в верховьях Шилки. Кроме кварцитов, ими распознаны здесь и углистые сланцы.

В составе погорюйской свиты кварцевые песчаники и кварциты отмечены по р.Иркинеевой ниже скалы Карточка, по Большому Питу выше устья рч.Оявл у ключа Мамон (приток Удерея) в верховьях Левой Кии (хребет Таганский), а также в бассейнах Тей, Большой Черной, Правой Лебяжьей. В этих местах кварциты мелкозернистые и обычно "веснушчатые" за счет пятен окисленного пирита. Нередко в кварцитах отмечается мелкая галька и наблюдаются косая слоистость, волноприбойные знаки и трещины усыхания.

В южной части кряжа и в Приангарье кварциты слагают мощные горизонты свиты Сухого хребта (по А.К.Мейстеру), определяющие положительные формы рельефа на протяжении от Сухого Пита до дер. Чистополье на юге. В пределах этого горизонта, который ныне считается возрастным аналогом отложений горбилокской свиты, следовало бы поискать конгломераты. Это наиболее вероятное месторождение олигомиктовых конгломератов, максимально приближенных к архейскому или нижнепротерозойскому основанию. Выходы кварцитов этого горизонта весьма значительные, о чем можно судить хотя бы по площади месторождения кварцевых песков на тракте Галанино–Тасеево в 4,5 км к востоку от дер. Чистополье. Это месторождение представляет собой дезинтегрированные песчаники на выходах пластов кварцитов свиты Сухого хребта. Мощность коры выветривания 20–30 м, а площадь ее развития не менее 10 км². Пески весьма чистые с содержанием кремнезема от 95,6 до 97,7% при весьма малых количествах Al_2O_3 (до 1,62%), Fe_2O_3 (до 0,07%) и FeO (до 0,40%).

Между прочим, эти пески имеют минимальную из замеренных в пределах всего кряжа радиоактивность, измеряемую величиной не более 1–2 мкР/час, тогда как сами кварциты имеют фоновую активность не менее 10–14 мкР/час.

Ю.Н.Глазыриш и Е.И.Врублевич в предварительном отчете по итогам работ 1957 г. в Приангарье описали конгломераты в составе белокопытовской свиты. Конгломераты состоят из обломков и различившихся галек кварца и хлоритового цемента, в котором иногда имеются мелкие кристаллы розового граната. Мощность пласта конгломератов 20–30 м. Мощность белокопытовской серии ориентировочно принимается 400–600 м. Стратиграфическое положение белокопытовской свиты определяются ими следующим образом. Переходит она толщей, согласно лежащей выше нижнеречепинской свиты эфузивно-терригенного состава, а ниже ее лежит падеринская свита, т.е. из разреза выпадают кварциты Сухого хребта. На этом основании перед отложением белокопытовской свиты они проводили перерыв. Получается, что начало отложений белокопытовской свиты приходится на зону несогласия между тейской и сухопитской сериями. В окончательном отчете, составленном в 1961 г., цитировавшие авторы уточнили вывод о возрасте белокопытовской свиты и отнесли ее к перерыву между отложениями весенней толщи и удереем (падеринская свита), поскольку из разреза выпадают пинченга и горбилок. Важно отметить, что по Белокопытовке в 25 шлихах отмечается золото (от 1 до 11 зерен) в виде полуокатанных пластинок от 0,2 до 0,6 мм и в приуставной части р.Большая Слюпаша в двух шлихах по 1 зерну с поперечником 0,3 мм. В этих же шлихах есть хромит, кассiterит и ильменит (лейкоксенитизированный).

Плотно упакованные конгломераты с чисто кварцевой галькой отмечены Ф.П. и Е.К.Ковригинами и М.П.Дыжиной в толще нижнекембрийских конгломератов на водоразделе рек Мокрая Летняя, Погата и Северная в свалах и крупноглыбовых осьях. никаких исследований их золотоносности здесь не проводилось.

В 1968 г. олигомиктовые конгломераты встречены в основании Кордильской свиты в истоках р.Малая Пинченга.

Полимиктовые конгломераты

В составе тейской серии полимиктовые конгломераты пока не встречены. В зоне от сухопитской серии к тунгусской отмечались только брекчийвидные конгломераты с карбонатным цементом и обломочным материалом в основании кристогорской свиты, описанные Г.И.Кириченко по р.Большой Нит у Щек. Полимиктовые конгломераты повсеместно развиты в основании тасеевской серии и ее аналогов, в базальных горизонтах ослиянской серии и вендинского комплекса, а также в основании платформенного чехла и в палеозойских осадочных сериях. Все они красноцветные или пестроцветные и сходны по составу.

Ф.П. и Е.К.Ковригини отметили конгломераты в основании исаковской толщи в приуставных частях рек Торжка и Летняя, на р.Верхняя Суринха в устье р.Кутукаса и в других местах. Гальки представлены главным образом доломитами свиты Карточка; кварц находится в подчиненном количестве. Размер галек непостоянен (от 1 до 10 см). Гальки полуокатанные, иногда угловатые, распределены в породе неравномерно и иногда "растянуты" по сланцеватости, чем весьма напоминают валуно-галечные аргиллиты Вороговки ("тиллиты"). Цемент конгломератов метаморфизован и ныне представлен слюдяно-карбонатно-кварцевой рассланцованный массой. Такие же сланцы иногда образуют обособленные прослои пачек конгломератов. Мощность пачек конгломератов вместе со сланцами изменяется от 1–2 до 20–50 м (Семихатов, 1962).

Конгломераты вендинского комплекса подробно описаны М.А.Семихатовым (1962); В.Н.Григорьевым (1956) и иными (Крендлев, Ножкин; 1961) в качестве базальных горизонтов лопатинской (по Тее и Уволге) и вороговской (по Исаковке и Вороговке) свит. Конгломераты занягают в виде крупных пачек или отдельных горизонтов в толще красноцветных песчаников. В стратотипическом разрезе в устье рч.Лопатинского трехметровый пласт красно-бурых конгломератов состоит из галек зеленовато-серых и серых плевролитов и сланцев удерейской и горбилокской свит. Ни по размерам, ни по составу гальки не отсортированы и часто своей ориентировкой подчеркивают косую слоистость. В пределах одного и того же слоя размер галек в контуре обнажения меняется от долей сантиметра до 10–12 см. Промежутки между гальками заполнены песчано-глинистым материалом. Кварциты и кварц в составе галек встречаются редко. Вверх по разрезу конгломераты сменяются толщей (400–500 м) вишнево-красных полимиктовых песчаников. В нижних частях последних в заметных количествах встречаются гематит, магнетит. Цемент в них регенерационный, кварцевый или кварц-железистый с большим количеством окислов железа. Олигомиктовые прослои редки, маломощны и быстро выклиниваются. Максимальная мощность конгломератов и гравелитов выделена на Уволге (250 м).

Сменяющие эти конгломераты песчаники верхнекембрийских и нижнекембрийских красноцветных отложений отлично охарактеризованы в статье Б.В.Пучковой и И.С.Подгорной (1966).

Сходные конгломераты отмечаются в разрезе тасеевской серии вдоль всего восточного обрамления структур кряжа. Они встречаются в составе пещинской свиты, где переслаиваются с лилово-серыми и сиренево-серыми

песчаниками, вишнево-бурыми алевролитами и гравелитами. Ю.И. Парфенов (1963) выделил базальную пачку, в которой белые, розовые и зеленые кварцитовидные песчаники содержат прослои гравелитов и конгломератов со слабо окатанными гальками самого различного состава. Мощность базальной пачки 200–250 м, а всей свиты – 1200–1500 м. Маркирующий горизонт буро-красных кварцевых конгломератов выделяется в верхней части машаковской свиты, сложенной красно-бурыми, лилово-красными, оранжевыми и светло-серыми песчаниками и вишнево-бурыми алевролитами. Мощность машаковской свиты 1800–2000 м. Это типично молассовая формация Тасеевского прогиба.

Мелкогалечные конгломераты кварц-полевошпатового состава изучены Е.В. Покровским, В.В. Шевченко, В.А. Ефремовым, М.А. Семихатовым (1962) в бассейне Чапы, по р. Девятовскому (450 м от устья). В последнем примере Конгломераты слагают несколько горизонтов. Гальки в них представлены сахаровидным и водянопрозрачным кварцем, кварцитом, амфиболитами и слюдистыми сланцами. Размер галек до 5–7 см. Цемент базального типа, псаммитовый с примесью щебенки мусковитовых и слюдистых сланцев. В этих конгломератах местами отмечается слабая повышенная радиоактивность, но золото в них не обнаружено.

В базальных горизонтах нойбинской свиты (вероятно, аналог лопатинской) конгломераты лежат среди кварцитовых песчаников. Гравий и галька состоят из кварца, белого, красного и розового полевого шпата. Горизонты хорошо выдерживаются на расстоянии до 10 км, но золота в них не обнаружено, а россыпи района лежат выше и никакого отношения к рассматриваемым конгломератам не имеют.

Нижнеалешинские конгломераты залегают выше конгломератов нойбинской свиты, располагаясь в основании красноцветной толщи. Мощность этих горизонтов, часто выклинивающихся, крайне невыдержанная; состав конгломератов тоже непостоянен. Последний прямо связан с составом подстилающих пород. Размер галек варьирует от нескольких сантиметров до 20–30 см. Такие конгломераты развиты на водоразделе Правой Увоги и р. Гаревского. Мощность в раздувах достигает 4 м. Золото и здесь не обнаружено, даже в следах.

Такие же конгломераты обнаружены А.В. Пеперинным в бассейне р. Крутянки и на его водоразделе с р. Бурной, а Б.А. Рухиным – в истоках Нижней Ведуги, в низовьях которой в аллювии им установлена золотоносность.

В Приангарье плохо отсортированные красно-бурые конгломераты встречаются в разрезе шалыгинской свиты (Семихатов, 1962). Размер галек меняется от 1 до 12 см, а по составу среди них преобладают серые кварциты, кварцитовидные песчаники и молочно-белый кварц. В меньших количествах встречаются гальки красноцветных песчаников, такие же, как вмещающие. Цемент конгломератов (вернее, выполнение межгалечных пространств) представлен такими же красноцветными песчаниками. Лучшие выходы этого горизонта известны на горе Камешек, а по высыпкам он протягивается к юго-востоку от с. Межтопольчик и к северо-западу к р. Колон. А.С. Хоментовский (1933), М.А. Жарков (1960), М.А. Семихатов (1962) считают эти конгломераты межформационными образованиями. Эта пачка конгломератов перекрывается 200–250-метровой толщей красноцветных песчаников.

Конгломераты и песчаники из нижнеангарской свиты отличаются от других наличием галек (оолитов) железистого состава. Мощность горизонтов таких пород достигает нескольких метров, но обычно составляет 1–1,5 м. Они наиболее многочисленны в базальных (100–150 м) разрезах. К нижнеангарской свите относятся руды Ангаро-Питского бассейна. Это хлорит-гематитовые руды, состоящие из мелких уплощенных, овальных обломков гематита, реже железистых аргиллитов и хлоритов (шамозит, тюрингит). Цемент руд гематитовый с железистыми хлоритами, обогащенный песчаным, алевролитовым или глинистым материалом. Редко в составе галек встречаются каолинит и серцинат. Н.И. Юдин (1958, 1960, 1962) неоднократно подчеркивал, что количественные отношения материала и цемента резко варьируют, отчего происходит четкая смена руд ожелезненными песчаниками или алевролитами и сланцами. С точки зрения золотоносности эти конгломераты и гравелиты не оценены.

Палеозойские и даже мезозойские красноцветные конгломераты в обнажениях трудно отличимы от докембрийских. Такие конгломераты повсеместно отмечаются в основании эвенкийской свиты верхнего кембра. В верховьях Пита это мощная базальная пачка полимиктовых конгломератов. Они не очень плотные, содержат маломощные прослои буро-красных песчаников, слабо вскипающих с соляной кислотой. Цемент самих конгломератов известняково-глинистый, а галька представлена кварцитами, кварцевыми песчаниками, доломитами, известняками, глинистыми сланцами, кремнями и жильным кварцем. Размер галек меняется от первых сантиметров до 40 см в поперечнике. Наиболее крупные гальки и валуны состоят из кварцитов и известняков; гальки глинистых сланцев мелкие и плоские. Степень окатанности галек самая разнообразная, причем никакой сортировки галек по составу или размерности не наблюдается. Конгломераты легко разрушаются на выходах, образуя осыпи и курумники, по внешнему виду напоминающие выходы морен с крупными рассеянными вулканическими кварцитами и кварцевыми песчаниками. С cementированные обломки в делювии почти не встречаются. Конгломераты обычно перекрываются карбонатными породами, имеющими значительную примесь терригенного материала.

Точно такие же конгломераты отмечаются по Чапе, Вороговке и другим рекам. В них встречаются валуны водорослевых известняков и доломитов, а также пестрых мергелей и доломитов, характерных для пород свиты Карточка. Гальки гранитного состава весьма редки.

Полимиктовые конгломераты девонского возраста описаны на р. Кии И.В. Воробьевым (1964) совместно с Ю.Р. Мазором и И.С. Беловым в составе трифоновской свиты, которую Г.И. Кириченко называет килийской. По внешнему виду и вещественному составу конгломераты этой свиты по существу не отличаются от верхнекембрийских и в действительности могут оказаться их возрастными и формационными аналогами. Наиболее полно разрез вскрыт долиной р. Кии, где суммарная мощность свиты 100–120 м.

Несколько севернее, на правом берегу р. Тис, сходные отложения описаны С.И. Гуревич и А.М. Даминовой как эвенкийские, но в тех же обнажениях Ю.А. Чернов и К.К. Тузлуков видят килийскую свиту девона.

Киликейская свита вскрыта на правом берегу Тиса, в 300 м выше устья р.Фимновки, и скважиной. Здесь суммарная мощность свиты увеличивается до 200 м. В основании свиты залегают 60-метровая пачка крупно- и мелкогалечных конгломератов с песчано-известняковым цементом и со значительно примесью гипса. Среди конгломератов отмечаются многочисленные прослои пестроцветных, то красно-бурых, то зеленовато-серых песчаников. Галька конгломератов представлена преимущественно кварцем, кремнями, гранитами, реже сланцами и очень редко песчаниками и доломитами. Размер галек меняется от 0,5 до 5,0 см.

Взаимоотношения киликейской свиты с подстилающими толщами не ясны; но, очевидно, она несогласно залегает на карбонатные горизонты верхов эвенкийской свиты. И для киликейской толщи в этом районе оказываются характерными такие признаки, как волноприбойные знаки, крупная косая слоистость, наличие катышей аргиллитов, примесь гипса, рассеянная галька кварца в песчаниках, т.е. те же признаки, которые отличают эвенкийскую свиту от всех древних отложений.

Юрские конгломераты подробно изучены Г.П.Воларовичем и Т.П. Жадновой (1952) близ села Павловского и в окрестностях Красноярска. Главная особенность юрских конгломератов в том, что в них галька почти наполовину представлена эфузивными породами и (или) гранитами, а в тяжелом шлихе встречаются даже неустойчивые минералы (эпидот).

Из сказанного в данном разделе можно сделать вывод о закономерности в распределении докембрийских конгломератов на кряже. Оликомиктовые разности встречаются в низах докембрийского разреза – в основании сухопитской и, возможно, в пределах тейской серии. Эти конгломераты располагаются в осевой зоне кряжа. Полимиктовые и железистые разности залегают в верхах докембра и располагаются либо в структурах обрамления, либо в грабенообразных структурах центральных частей. Разные типы конгломератов пространственно и во времени разобщены. Однако среди красноцветных конгломератов встречаются прослойки олигомиктовых пород, но тонкие и незначительные по простиранию.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В ИХ ВОЗРАСТНОМ РАСЧЛЕНЕНИИ

В пределах кряжа оконтурено картированием около сотни гранитоидных массивов интрузивов (фиг.12.). Их границы проведены по данным съемок масштаба 1:200 000. Все интрузии пронумерованы; там, где их границы спорны, указаны два наименования и даен двойной номер. Вокруг интрузивов часто встречаются более мелкие тела – сателлиты, апофизы, которым отдельных наименований не присвоено.

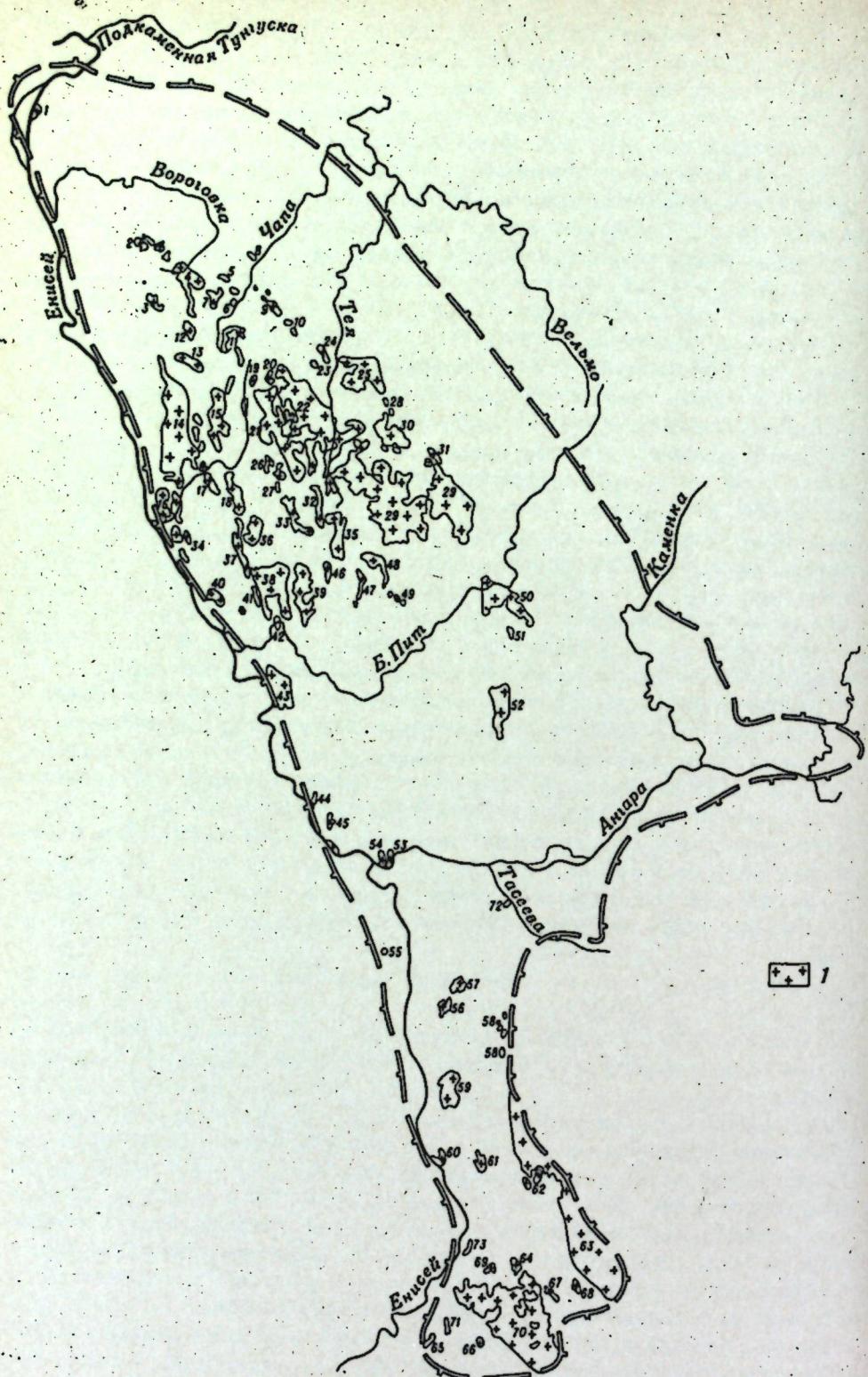
Изучение магматических комплексов Енисейского кряжа связано с именами А.К. Мейстера (1903–1910), Ф.Н.Шахова (1938), Ю.А.Кузнецова (1938–1963), Т.М.Дембо (1941–1947, 1948), О.А.Глико (1957, 1960), большого коллектива геологов КГУ, ВСЕГЕИ, ТПИ, МГУ и других организаций.

Первое подробное описание изверженных и вулканогенных пород оставлено нам А.К.Мейстером. Его исследования охватили Приангарскую часть Енисейского кряжа. Он пришел к выводу о том, что все изверженные породы, включая пироксены и щелочные породы кряжа, являются производными единой магмы и все разновидности пород – следствие магматической дифференциации. А.К.Мейстер "пришел к такой последовательности проявления массивных пород: порфиры, каратофиры и породы диабазовой группы предшествовали интрузии гранитов и натровых глубинных пород, а породы жильные следовали за интрузией последних" (1910, стр.459). А.К.Мейстер не мог прийти к другим выводам, поскольку он опирался на стратиграфическую схему, в которой все докембрийские породы считались одновозрастными, а районы развития арзейских и палеозойских отложений его исследованиями не были охвачены.

Работы Ф.И.Шахова (1938) связаны с исследованиями золотоносности Северо-Енисейской тайги. К этому времени стратиграфическая схема была значительно усовершенствована, и докембрийские отложения уже разбивались на два крупных отдела. Подробное изучение метаморфических проявлений и их взаимоотношений с интрузивами и жильными дериватами позволило Ф.Н.Шахову разработать схему последовательности магматических проявлений, которая до сих пор не потеряла своего значения для этого региона и только уточняется последующими исследованиями. Основываясь на морфологических особенностях интрузий и связанного с ними метаморфизма, Ф.Н.Шахов дает такую последовательность образования магматических пород Енисейского кряжа (снизу вверх):
1) кварцевые каратофиры и диабазы, превращенные в филлитовые порфириоиды и амфиболиты; 2) инъекция гранито-гнейсов (средний протерозой);
3) гипербазиты Верхней Сурнхи и амфиболиты (конец протерозоя);
4) граниты Посольненской, Татарской и Аяхтинской интрузий (молодой протерозой и гипербазитов); 5) нефелиновые сиениты (каledonские);
6) траппы – между юрой и пермо-триасом, ссылкой на А.С.Хоментовского (1933).

В этой работе Ф.Н.Шахов высказал сомнение о связи золотого оруднения с Татарской интрузией и считал, что оруднение связано с заложением крупных зон смятия.

Работы Ю.А.Кузнецова (1938–1960) базировались на исследовании Ангаро-Канская части кряжа и основаны на собственных стратиграфических построениях в части древнейших образований докембра. На основе полевых и весьма тщательных петрографических исследований Ю.А.Кузнецова пришел к выводу, что "в истории докембра Южно-Енисейского кряжа устанавливается не менее 4 тектонических циклов, каждый из которых слагается из фаз седиментации, основного вулканизма, складчатости и дислокационного (регионального) метаморфизма и завершается кислыми интрузиями и магматическим метаморфизмом" (1941, стр.233–234). Он предложил отбросить представления об извечно существующих родоначальных магмах, доказывая, что кислая магма периодически возникает в связи с тектогенезом и интрудирует в верхние слои литосферы после главной фазы складчатости. Метаморфические изменения на юге кряжа происходили многократно (не менее десяти периодов); причем все они отличались по характеру и типам минеральных ассоциаций. Кислые и ос-



новые интрузии южной части кряжа чередуются во времени; причем основные, главным образом диабазовые, в общем синхронны с накоплением осадков или внедрялись в начале складчатости с образованием силлов осадочно-вулканогенном комплексе и даек (подводящих каналов) в породах кристаллического основания. Среди гранитоидов выделяются четыре главных типа (от древних к молодым): 1) таракские – архей; 2) посольненские и нижнеангарские – нижний протерозой; 3 – ангарские – средний протерозой и 4) щелочные породы, связанные с нижнепротерозойскими гранитами.

Детальные петрографические исследования Т.М.Дембо (1947², 1948) связаны с изучением гранитов, прилегающих к золотоносному району Сорудника, и месторождений группы Эльдорадо (Гурахтинские и Каламинские граниты центральных районов Заангарья). Этот исследователь выделяет две разновидности среди нижнепротерозойских гранитов, но считает, что их различия количественные, а не качественные.

Фиг.12. Схема размещения гранитоидных интрузий Енисейского кряжа (выходы гранитоидных интрузий и их номера, перечень массивов или групп мелких интрузий гранитов)

- 1 – Осиновский, 2 – Верхнекуткасская группа, 3 – Исааковский,
- 4 – Верхневороговский, 4а – Верхнеисаковский, 5 – Девятовского ключа, 6 – Устьдевятовское, 7 – Тырадинский, 8 – Алманаканский, 9 – Водораздельные, 10 – Нойбинские малые интрузии, 11 – Верхнечапские, 12 – Верхнетыградинские, 13 – Верхнегаревский, 14 – Гаревский, 15 – Верхнесурнихиинский, 16 – Нижнетисский, 17 – Троиуска (Среднетисский), 18 – Куликовский, 19 – Верхнетисский, 20 – Верхнеуволжский, 21 – Уволжско-Тисский, 22 – Уволжско-Ногатинский, 23 – Ключ Боровой, 24 – Усть-Уволжский, 25 – Каламинский, 26 – Мокрая Летняя, 27 – Летинский, 28 – Тейский (часть Уволжско-Ногатинского), 29 – Чиримбинский, 30 – Гурахтинский (Ерудинский), 31 – Вангашский, 32 – Верхнелевокийский (Рязановский по А.К.Майстеру), 33 – Междукийский, 34 – Вятский, 35 – Лендахский, 36 – Куликовско-Вятский, 37 – Кийско-Вятский (Савинский), 38 – Киликейский (часть Рязанского по А.К.Майстеру), 39 – Гремихинский, 40 – Колмогоровский (Нижнекийский), 41 – Рязанский Первый, 42 – Глушихинский, 43 – Чернореченский, 44 – Рязанский, 45 – Абалаковский (Рудиковский), 46 – Каменский, 47 – Южнолендахский, 48 – Чалбухтинский, 49 – Среднелендахская группа, 50 – Аяхтинский, 51 – Южно-Аяхтинский, 52 – Татарский, 53 – Стрелковский, 54 – Согринский, 55 – Левобережный, 56 – Чистопольский, 57 – Ягодкинский, 58 – Шилкинская группа, 58а – Антошкин ключ, 59 – Посольненская, 60 – Кимбриская, 61 – Кузеевский, 62 – Таракские малые, 63 – Таракская, 64 – Верхнебогунаевская, 65 – Есауловская группа, 66 – Верхнеесауловская, 67 – Богунаевская, 68 – Таежная, 69 – Косой порог (Устьнемкинская или Березовская), 70 – Нижнеканская группа, 71 – Орлинская, 72 – Кондаковская (Тасеевская); 73 – Устье р. Б.Тель

Работа О.А.Глико (1857) – первая, где рассматривается магматизм кряжа в целом. Она базируется на стратиграфической схеме, в которой протерозой подразделяется на тейскую и сухопитскую серии. На современном уровне эрозионного среза структур кряжа О.А.Глико выделяет: а) абиссальную зону гранитизации нижнепротерозойского времени со слюдистыми и бериллоносными пегматитами; б) мезо-абиссальную зону интрузий батолитов среднего протерозоя с хорошо выраженным пегматитовыми и гидротермальными ореолами и рудными минералами, содержащими олово, цинк, свинец, ртуть и золото; в) неглубокую гипабиссальную зону ветвистых интрузий и штоков в районах развития гнейсо-гранитов и лакколитообразных тел гранитов в пределах прогибов с гранат-магнетитовыми скарнами в экзоконтактах в первом случае и с сульфидной гидротермальной минерализацией во втором; г) приповерхностную зону вулкано-плутонов с малыми интрузиями сиенитов, несущих редкометальную минерализацию. В группе верхнепротерозойских гранитов О.А.Глико выделяет граниты ногатинского типа.

Г.И.Кириченко, Л.И.Антоновская, М.И.Волобуев, Д.И.Мусатов, Ф.П. и Е.К.Ковригины, В.А.Богданович, А.Д.Ножкин, И.Л.Комов, И.С.Туркин, В.А.Белов, Е.А.Долгинов, Т.Я.Корнев и многие другие внесли дополнения и уточнения к рассмотренным схемам, но не изменили их сути.

Вопрос о существовании послекембрийских кислых и щелочных магматических пород впервые поставлен Ф.П.Крендлевым и А.Д.Ножкиным (1961), а о существовании пород мезозойских – Ф.П.Крендлевым и Д.В.Клечковским (1962).

Гранитоидные интрузии

Каковы же фактические материалы, позволяющие судить о возрастных соотношениях гранитоидов между собой и другими типами изверженных пород.

Текстуры пород

В строении гранитоидных массивов кряжа участвуют две разновидности пород: разгнейсовые и массивные. Мы попытались свести воедино все известные нам данные о наличии разгнейсованности в гранитах и составили схему (фиг.13).Наиболее отчетливо разгнейсованность видна в гранитоидах Посольненской, Гаревской, Абалаковской интрузий и краевых частях Тайской, Чиримбинской, Гурахтинской и Лендахской интрузий, а также в пределах Таракского и части Нижнеангарской интрузии. На схеме отчетливо видно, что разгнейсовые граниты располагаются в виде двух полос: Приенисейской и Центральной.

Для гранитоидных тел с гнейсовой текстурой пород характерны некоторые особенности. Как видно из схемы, все эти гранитоиды залегают в наиболее древних осадочно-метаморфических комплексах и не встречаются в пределах пород моложе тайской серии. Все интрузии сопровождаются широкими метаморфическими полями, причем границы между последними и гранитами нечеткие и могут проводиться только условно.

Ореолы миматитов, по меткому наблюдению Ю.А.Кузнецова, несколько отличаются у контактов таракских и посольненских гранитов. Если у таракских гранитов миматиты артеритового типа, то у посольненских интрузивов – это широкие поля развития крупных порфиробластов розового и красного микролина. В краевых частях посольненских гранитов очень часто отмечаются породы адамеллитового состава, в том числе в виде мелких сателлитов и дайковых тел. Внутри тел посольненских интрузий иногда встречаются шлиры меланократовых разностей пород типа габбро-диоритов, которые могут рассматриваться как следы неполной переработки пироксен-плагиоклазовых пород канского метаморфического комплекса. В зоне экзоконтакта отмечаются, кроме миматитов, амфиболиты, биотитовые и биотит-амфиболитовые сланцы, а также разнообразные аплиты и пегматиты, часто слюдоносные. Те же разновидности пород отмечены и на севере кряжа в обрамлении Гаревской, Исаковской, Среднетисской и других интрузий, располагающихся в пределах развития пород нижних свит тайской серии.

Заметим, что характерные только для экзоконтакта Посольненской интрузии профиробласти микроклина встречаются среди гранитов Таракской интрузии и на всей площади ее выходов. Еще Ю.А.Кузнецов №1041 отметил для таракских гранитов характерное грубое порфировидное сложение, обусловленное наличием поразительно свежего полупрозрачного щелочного полевого шпата. Такие профиробласти микроклина развиты в таракских гранитах и зонах милонитизации, секущих граниты и гнейсы. Они встречены и описаны нами в верховьях Шилки в базальных конгломератах тасеевской серии. Такие же профиробласти отмечались ранее в кварцитах Галочьих грив (верховье р.Курыш – Волобуев и др., 1962). Эти наблюдения, между прочим, дают дополнительные указания о возрастных взаимоотношениях Таракской и Посольненской интрузий. Вероятно, появление полевых шпатов в таракских гранитах обусловлено воздействием эманаций посольненской интрузии. Таким образом, в досухопитское время выделяются кислые интрузии по крайней мере двух возрастов. Вполне вероятно также, что гнейсограниты заангарской части кряжа также относятся к посольненскому типу.

Вещественный состав гранитов

Предпринимались многочисленные попытки выяснить различия в вещественном составе гранитоидов в зависимости от их возраста и местоположения. Производились статистические подсчеты среднего минерального состава гранитов различных массивов. Это делали А.К.Мейстер, Ю.А.Кузнецов, Т.М.Дембо, а в последние годы С.Г.Петров и С.А.Решетова, В.А.Богданович, И.Л.Комов, И.С.Туркин и др. И все-таки несмотря на огромный объем работ вывод, к которому пришел в 1938 г. Ф.Н.Шахов, существенно не изменился: действительно, гранитоиды крупных массивов Енисейского кряжа по составу исключительно однообразны. Это биотитовые, иногда порфировидные граниты, которые в приконтактовых частях сменяются адамеллитовыми разностями. Различия между составами отдельных массивов не превышают тех, которые можно выявить и в пределах одного интрузива. Для примера при-

водим данные о количественном минеральном составе гранитов Гурахтинского и Чиримбинского массивов (табл.9).

Замечено, что по составу акцессорных минералов гранитоиды таракского комплекса отличаются от всех остальных тем, что там преобладает монацит, а во всех прочих, особенно в гранитах посольненского комплекса — циркон.

Среди крупных батолитов близ крупных тектонических зон, а иногда и в виде отдельных тел малого размера встречаются штокобразные тела гранитов с несколько отличным от описанного составом. Наиболее представительными для этой группы гранитов являются малые интрузии в бассейне Нойбы, где работами Е.В.Покровского, Г.М.Массова, Ю.А.Кудрявцева, А.Д.Ножкина и других исследователей вскрыто и описано более десяти тел площадью от нескольких сотен квадратных метров до 4,5 км². Это розовато-серые равномерно мелкозернистые биотитовые граниты. Иногда такие граниты сменяются розовыми мусковидовыми гранитами, развитыми среди участков широкого проявления грэзенизации, альбитизации. Среди тел нередко выявляются пегматоидные разности крупнозернистых гранитов, в которых присутствуют мусковит, гранат, турмалин, нередко флюорит. Вещественный состав гранитов изменяется в пределах тела незначительно (в %): плагиоклаз — 30–35%, калиевые полевые шпаты 25–30, биотит — 5–7. В приконтактовых частях граниты заметно обогащены кварцем, плагиоклазом и биотитом и несколько обеднены калиевыми полевыми шпатами. В виде отдельных пятен в таких интрузивах, как Татарский, Аяхтинский, Гурахтинский, Каламинский и другие, встречаются участки, обогащенные то темноцветными минералами и плагиоклазами (диориты и гранодиориты), то калиевыми полевыми шпатами и роговыми обломками (сиениты, граносиениты). В этих случаях породы весьма монолитные и свежие, никаких следов гнейсовых текстур не наблюдается.

В целом для севера Енисейского кряжа можно заметить, что крупные батолиты гранитного состава сопровождаются сателлитами более щелочного состава (например, гельсингсты близ Гурахтинского массива по Дембо, 1947, 1948). Бывает трудно решить, отнести данное тело к самостоятельному проявлению щелочного магматизма или считать его сателлитом крупного батолита. Сателлиты, сложенные породами повышенной щелочности, известны близ уже упоминавшихся Гурахтинского, Каламинского, Татарского, Стрелковского, Посольненского, Нижнеканского и других интрузивов. Вероятно, сателлиты представляют собой апофизы последних фаз гранитных массивов.

В некоторых интрузиях (Чиримбинская, Каламинская, Тырадинская, Гурахтинская, Стрелковая и др.) в виде пятен или жилообразных тел встречаются окварцованные гранитоиды, в которых значительно повышенено содержание турмалина. В одних случаях (Стрелковский интрузив) это — характерные звездчатые скопления, в других — типичные кварцтурмалиновые жилы, иногда с микроклином (Абалаковский интрузив).

Таким образом, по минеральному составу гранитоидные массивы Енисейского кряжа отличаются один от другого количественно, но не качественно.

Таблица 9
Количественно-минеральный состав гранитов (в %)

Образец	Порода	Кварц	КПШ	Плагиоклаз	Слюдцы	Амфибол	Магнетит и рутил	Аксессорные	Сумма	
									Гурахтинский массив	
1	Граниты	15,8	31,0	41,3	—	5,8	—	—	100	100
2	Граниты	28,9	24,7	38,4	6,3	—	0,7	1,0	100	100
999	Крупнозернистый гранит	27,8	22,3	35,2	6,7	6,4	1,3	0,2	100	100
506	То же	33,8	23,4	34,2	7,6	—	—	0,8	100	100
110	>	33,5	28,1	31,1	5,9	—	—	0,3	100	100
111-1	>	27,5	31,5	32,7	5,6	2,0	—	0,3	100	100
3140	>	25,4	21,7	44,0	5,9	2,0	0,7	0,3	100	100
3043	>	38,8	21,7	33,5	4,0	1,6	0,3	0,1	100	100
1027	Граниты	32,1	27,7	35,5	—	—	—	—	100	100
1012	>	33,3	34,7	28,4	—	—	—	—	100	100
568	>	35,7	25,1	37,7	—	—	—	—	100	100
1452-3	>	38,3	25,6	33,0	—	—	—	—	100	100
6012	>	36,4	22,1	31,0	—	—	—	—	100	100
6038	>	40,0	28,6	28,1	—	—	—	—	100	100
315	>	35,2	28,6	28,1	—	—	—	—	100	100

Примечание: Образцы 1 и 2 — по Т.М.Дембо (1948), остальные по И.Л.Комову (1965).

Форма тел

По морфологическим особенностям гранитоиды Енисейского кряжа довольно уверенно могут быть разбиты на три группы.

Огнейсовые граниты Таракского и Посольненского комплекса залегают в виде огромных (до 1700 км²) линейно-вытянутых массивов, которые залегают согласно с вмещающими породами, а их контуры могут проводиться только условно, так как граница между огнейсованными гранитами и вмещающими их гнейсами нечеткая. Эти массивы со всех сторон окружены одинаковыми породами, но существует и ассиметричные в этом смысле интрузии, например Гаревская (Глико, 1957). По направлению на запад граниты этой интрузии постепенно переходят в гранитогнейсы примерно того же состава, а на востоке граница резкая. Здесь среди метаморфизованных осадочных сланцевых толщ легко различаются кварцевые порфиры, а также текстурные особенности песчано-сланцевых отложений. Гнейсы, окаймляющие такие интрузии, тянутся непрерывной полосой от Кана до устья Верхней Сурнихи, объединяя, вероятно, Нижнеканский, Посольненский, Чистяковский, Абалаковский, Кийский и Гаревский интрузивы в единый батолит на глубине. Ю.А.Кузнецов и О.А. Глико считают, что такое взаимоотношение гранитоидов и гнейсов соответствует наиболее глубоко (10 км и более) – абиссальной – фациальной зоне гранитизации. Между прочим, эта цифра близко совпадает с суммарной мощностью протерозойских отложений на севере кряжа (Глико, 1957).

Неогнейсовые граниты (разные авторы называют их чиримбинскими, тейскими, каламинскими, гурахтинскими) расположены в осевой части кряжа и также в общем согласно залегают с вмещающими толщами; причем часто они объединяются общим ореолом метаморфических пород. Однако некоторыми авторами отмечаются и рвущие контакты. Площадь интрузивных тел, хотя и меньше, чем для гранитов Таракского комплекса, все же очень значительная. Если считать, что границы показаны на схеме условно и все перечисленные выше интрузии представляют собой выходы единого батолита, то его общая площадь – несколько тысяч квадратных километров.

В особую морфологическую группу, примыкающую к описанным, следует отнести одиночные массивы – такие, как Татарский, Аяхтинский, Рязановский, Стрелковский, Согринский, Лендахский, Гремихинский и другие, которые прорывают отложения сухопитской серии и граниты двух предыдущих типов. Около упомянутых массивов породы экзоконтакта слабо амфиболитизированы, окварцовены и хлоритизированы. Иногда отмечаются скарны (Татарский, Ерудинский, Ногатинский). Тела имеют лакколитообразную форму, залегают они в центральных частях куполовидных структур. Разгнейсовые разности гранитов характерны для периферических частей массивов; ближе к центру появляются порфиривидные граниты, а иногда еще и аплиты.

Нойбинские (уволжские, по терминологии О.А.Глико) граниты имеют форму малых интрузий с незначительными поперечными размерами. Характерна четкая структурная приуроченность – располагаются вдоль тектонических зон глубинного заложения, что хорошо видно на схеме



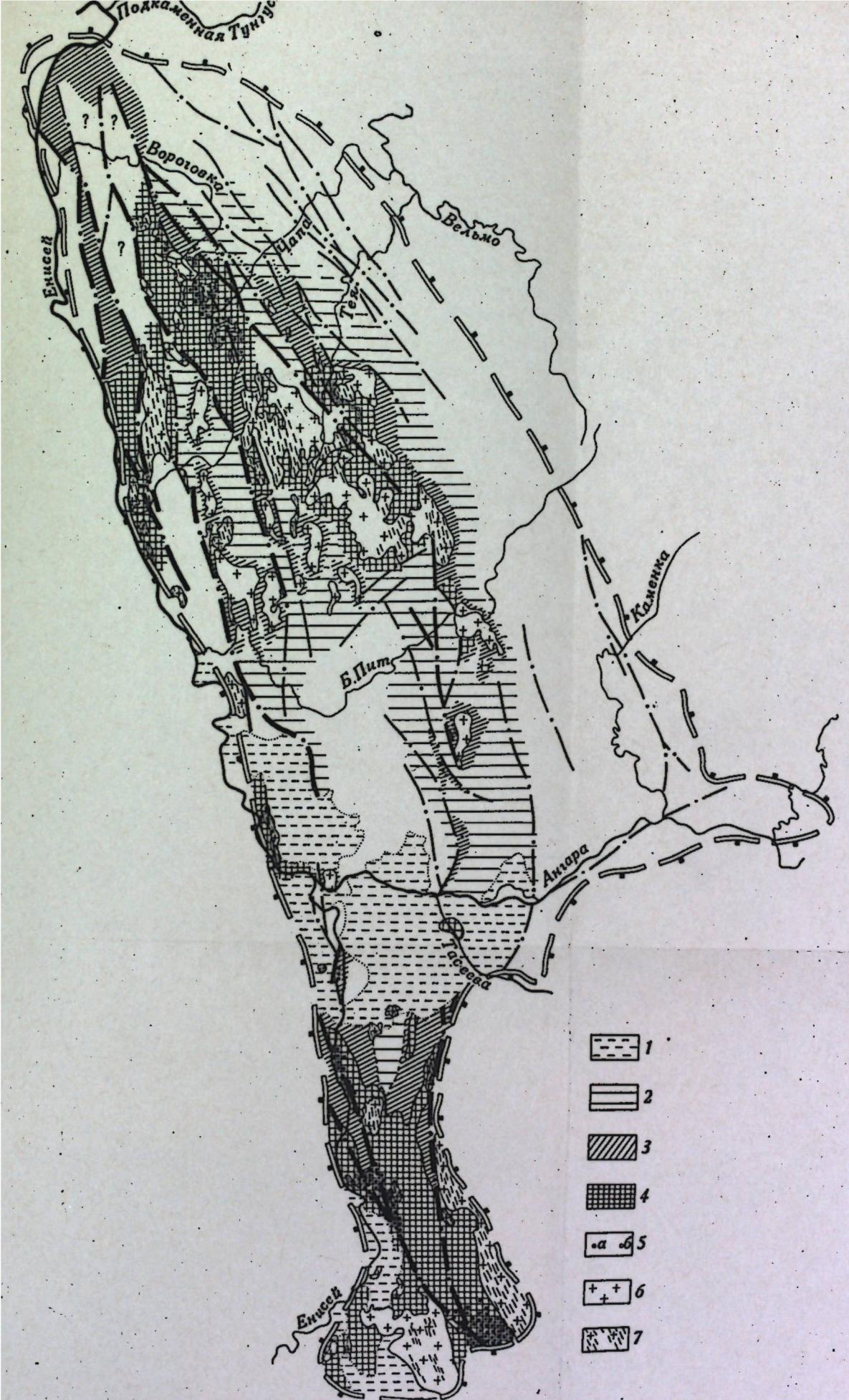
и кристаллических сланцев, что подтверждает точку зрения Ю.А.Кузнецова об образовании этих архейских массивов в процессе глубинной гранитизации. Группа крупных батолитов центральной части кряжа попадает в поле развития гнейсов и кристаллических сланцев; но имеются контакты, главным образом в полосе развития пород постледистских серий, вдоль которых развиты породы амфиболитовой с эпидотом зоны.

интрузиями калиевых к этой же розовых гнейсовой ого сложения-огатинского и выделяЮгатинс-

ни метасчитающим, эзм, а ре-ла контак- . Это про- к интрузи-иа более занимал- му он не-иональный, брийские енсивно-ивными ито оди-организовали о того, если в ре- фаз ме-емени маг-

шполнено-ы упоми-метамор-также-ой, Г.И. Гуркина-цение ин-родами

располага-матитов



Фиг.13. Схема размещения разных типов гранитов и метаморфических фаций в пределах Енисейского кряжа.

1 – площади распространения мезо-кайнозойских отложений; метаморфические фации: 2 – хлоритовых и серицитовых сланцев, 3 – амфиболитов, эпидотизированных пород и роговиков, 4 – кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов; 5 – метаморфические породы с гранатом (а), кордиеритом, дистеном или силлиманитом (б); 6 – граниты монолитные; 7 – граниты разgneйсовые. Не заштрихованы площади развития неметаморфизованных пород

По морю
довольно
Огнейс
легают в
которые з
гут прово
гранитами
рон окруж
этом смы
нию на за
гнейсы пр
среди ме
кварцевые
отложений
полосой о
канский, 1
ский инт
Глико счи
ваетствует
фациально
дает с су
жа (Глико)

Неогне
тейскими,
кряжа и
причем ч
Однако не
интрузив
плекса, в
на схеме
собой вы
сяч квад

В осо
дует оти
Рязановс
другие, в
двух пре
такта сле
отмечают
лакколити
видных с
перифери

видные граниты, а иногда еще и аллиты.

Нойбинские (уволжские, по терминологии О.А.Глико) граниты имеют форму малых интрузий с незначительными поперечными размерами. Характерна четкая структурная приуроченность – располагаются вдоль тектонических зон глубинного заложения, что хорошо видно на схеме

(см. фиг.7.). Эти интрузии близко соседствуют со щелочными интрузиями, которые отличаются от нойбинских повышенным содержанием калиевых полевых шпатов, иногда турмалина или флюорита. Вероятно, к этой же группе следует отнести и неправильной формы пятна (тела) розовых микроклиновых гранитов, располагающихся среди гранитоидов с гнейсовой текстурой. Таковы, например, красные граниты микрозернистого сложения в устье Ногаты, залегающие среди гранитов Уволжско-Ногатинского массива, Ягодки и других массивов. А.Д.Ножкин и И.С.Туркин выделяют их в качестве самостоятельных комплексов, называя их Ногатинскими.

Метаморфические изменения близ гранитоидных интрузий

Зависимость распределения интрузивных массивов и степени метаморфизма вмещающих пород отмечена А.К.Мейстером (1910), считающим, что в Приангарье проявляется только контактный метаморфизм, а региональный метаморфизм представляет собой совокупность ореола контактowego метаморфизма вокруг разрозненных выходов массивов. Это проявляется в заметном усилении метаморфизма с приближением к интрузиям. Такой вывод обусловлен тем, что А.К.Мейстер изучал наиболее молодые интрузии – Татарскую и Аяхтинскую – и совсем не занималася такими, как Посольценская, Таракская и др. Именно поэтому он не мог увидеть, как контактный метаморфизм накладывается на региональный,

Ф.Н.Шахов (1938) подчеркнул, что по существу все докембрийские породы изменены регионально, а наиболее обширные поля интенсивно метаморфизованных пород совпадают и по времени с интрузивными телами гранито-гнейсов линейной формы. Им же подмечено, что одиночные массивы типа Татарского появились позднее и метаморфизовали уже измененные породы, на чем основывалось доказательство того, что современных облик породы метаморфических толщ приобрели в результате многократного метаморфизма, а изучение повторных фаз метаморфизма позволяет выделить несколько обособленных во времени магматических формаций.

Изучение метаморфических изменений вмещающих пород выполнено для южной части кряжа Ю.А.Кузнецовым. В начале этой главы упоминалось, что Ю.А.Кузнецов выделял не менее десяти периодов метаморфизма. Основываясь на исследованиях упомянутых авторов, а также на работах О.А.Глико, Т.М.Дембо, С.Г.Петрова, С.А.Решетовой, Г.И.Кириченко, Е.В.Покровского, И.Л.Комова, А.Д.Ножкина, И.С.Туркина и многих других, мы дали схему, на которой показано размещение интрузивов различного типа и связь их с метаморфическими породами (фиг.13).

Совершенно отчетливо видно, что огненосанные граниты располагаются в полях глубоких метаморфических фаций – гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев, что подтверждает точку зрения Ю.А.Кузнецова об образовании этих архейских массивов в процессе глубинной гранитизации. Группа крупных батолитов центральной части кряжа попадает в поле развития гнейсов и кристаллических сланцев; но имеются контакты, главным образом в полосе развития пород постлейских серий, вдоль которых развиты породы амфиболитовой с эпидотом зоны.

Одиночные интрузивы – такие, как Киликейский, Лендахский, Татарский и другие – создают вокруг себя ореолы амфибол-эпидотовых пород, которые в сторону от массивов сменяются хлорит-серицитовыми сланцами (Мейстер, 1910). Интересно отметить, что поля развития амфибол-эпидотовых пород на продолжении весьма крупных тектонических зон, пересекающих и мILONИТИЗИРУЮЩИХ ПОРОДЫ гнейсовой фации и в пределах Ангаро-Канской части кряжа. Поскольку амфибол-эпидотовые породы развиваются по осадкам тайской и сухопитской серий, а зоны мILONИТИЗАЦИИ накладываются на уже огнейсовые породы, между отложениями протерозойских осадков и метаморфизмом пород юга Енисейского кряжа должен существовать большой разрыв во времени. Такое соотношение метаморфических фаций тектонических структур и размещения гранитоидов свидетельствует о существовании архейских образований на юге кряжа. Отметим также, что крупные нарушения закладываются в полях развития наиболее глубоких метаморфических изменений пород, а все последующие внедрения интрузий и развитие ореолов метаморфизма вокруг них контролируется теми же разломами. Это доказывает исключительно большую длительность жизни разломов и преемственность в развитии тектонических структур и интрузивного магматизма. Как мы увидим далее, этими же разломами контролируется размещение эффузивов, щелочных пород, кимберлитовых трубок и даже золотого оруденения.

Наложение амфибол-эпидотовых ореолов на гнейсы и мигматиты доказывает многофазность интрузивных проявлений в центральных частях кряжа, что давно подмечено и при петрографических исследованиях интрузивов Северо-Енисейской тайги.

Хлорит-серицитовые сланцы окаймляют поля развития двух предыдущих фаций и сменяются в удалении от интрузивов почти не метаморфизованными, а затем и вовсе не метаморфизованными осадками верхнего протерозоя (отложения тунгусинской, осянской и чингасанской серий).

Отложения венда и верхнего протерозоя метаморфизованы только на участках сочленения с крупными тектоническими структурами на весьма незначительном удалении от зон нарушений. Метаморфизм здесь выражается в зеленоцветном изменении пород, осветлении гематитового цемента красноцветных песчаников и гравелитов, их пиритизации и окварцевания. Такие изменения описаны Ф.П.Крендлевым и А.Д.Ножкиным (1961) только в бассейне Увоги и на схеме (фиг. 13) не показаны.

Отметим, что вдоль молодых разломов, развитых в пределах восточного прогиба кряжа и по его шву с платформой, никаких следов метаморфизма пока не обнаружено. В структуре сочленения кряжа и платформы известны трапповые интрузии: но и на контакте с ними метаморфизованных пород нет, если не считать зоны закалки в эндоконтакте и эпидотовых роговиков в экзоконтакте мощностью в несколько сантиметров.

Общая закономерность в размещении пегматитов заключается в том, что в полях развития гнейсов и мигматитов, связанных с огнейсованными гранитами, пегматиты отрываются на большее расстояние от контактов, и часто бывает трудно решить, с какой интрузией можно связывать конкретные жилы. В ореолах амфибол-эпидотовых изменений, связанных с одиноч-

ными интрузиями типа Татарской, пегматиты приближены к контакту, а иногда даже располагаются в эндоконтакте (Аяхтинское месторождение). В обоих случаях пегматиты слюдоносны, но в Татаро-Аяхтинском типе в них отмечаются редкие земли и бериллий, а в таракских и посольненских – повышенные кларковые содержания радиоактивных элементов и особенно тория.

В экзоконтакте таких интрузий, как Стрелковская, Глушихинская и другие, наблюдается зона биотитовых или амфибол-эпидотовых роговиков мощностью от нескольких до 10–15 м.

Скарны выявлены у небольшого числа интрузий. Магнетит-везувиановые скарны известны в приконтактовых частях Ногатинского массива в приустьевой части Ногаты (этот интрузив на карте особо не выделен и входит как составная часть в Уволжско-Ногатинский, фиг. 12, 22). Скарны по мраморам печенгинской (а возможно, и кординской) свиты известны в связи с гранитоидами Аяхтинского, Гурахтинского и Чиримбинского массивов (Комов, 1965^{1,2}), где они распространены не широко и с ними связано магнетитовое обрудование, а близ Татарского массива – вольфрамовое. Скарны Енисейского кряжа ждут своего исследования.

Химический состав гранитоидов

Первые публикации данных химических анализов кислых пород содержатся в работах А.Л.Ячевского (1900) и А.К.Мейстера (1904). Многочисленные анализы пород рассеяны по громадному количеству отчетов, записок, статей, и монографий. Все они собраны и систематизированы нами в Приложении 1.

Степень охарактеризованности отдельных интрузивов и комплексов крайне неравномерная (табл. 10). Если интрузии центральной части кряжа, тяготеющие к золоторудному району северной енисейской тайги, опробованы по большинству разновидностей, слагающих каждый массив, то для севера кряжа и междуречья рек Енисей, Ангара, Усолка и Кан имеются только одиночные анализы. Из 73 оконтуренных гранитоидных интрузий анализы 1.1.1967 г. имелись только для 35.

По химическому составу все массивы могут быть разделены на три группы.

Первая – наиболее многочисленная группа – представлена такими крупными интрузивами, как Таракский (63), Посольненский (59), Гаревский (14). Все интрузии приенисейской полосы № 32, 34, 37, 38, 40, 42, 43, 45, 46 и др., и северной части кряжа (№ 1, 7, 10, 11, 20) входят в эту же группу. Числовые характеристики этих интрузий показаны на диаграммах (фиг. 14). В общем это несколько пересыщенные кремнеземом породы, богатые и умеренно богатые щелочами. Характер разброса векторов вещественного состава сходен в разновозрастных интрузиях. Не отмечается никакого различия и в породах разных зон; сходная картина наблюдается и в южной части кряжа и в северной, в приенисейской полосе и в центральной части кряжа (фиг. 14).

Ко второй группе относятся Нижнеканская, Каламинская, Гурахтинская, Чиримбинская и Тейская интрузии. В них заметно разделение по составу на две фазы. Одна соответствует интрузиям первой группы,

Таблица 10

Средние химические составы гранитных массивов

Енисейского кряжа (в вес. %)

№ массивов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Колич. анализов п. п.	P ₂ O ₅	SO ₃	F, Cl'	№ табли- цы
1	73,51	0,41	13,36	0,68	1,18	0,06	0,71	1,05	3,25	4,60	0,65	0,59	0,06			3 X1
7	71,82	0,37	13,40	0,83	2,34	0,04	0,99	1,59	2,96	3,85	-	1,17	0,063			7 XП
10	73,68	0,21	13,67	0,40	1,74	0,03	0,37	1,51	4,89	3,29	0,05	0,056	0,06			5 XШ
11	74,42	0,23	13,03	0,73	1,58	0,035	0,58	1,26	3,39	3,67	-	1,25	0,03			6 X1У
14	72,35	0,17	14,59	1,09	1,15	0,027	0,91	0,91	2,84	4,99	0,33	0,85	0,07			25 XV
20	74,87	0,23	12,67	0,63	1,47	0,03	0,66	0,53	3,40	4,25	-	1,05	0,053			2 XУ1
22	73,92	0,28	12,71	0,46	2,64	0,02	0,41	1,74	2,34	5,15	0,07	1,00	0,07			11 XУП
24	75,74	0,14	14,75	0,00	0,98	Сл.	0,18	1,16	2,86	3,96	-	Не обн.	0,11			1 XУШ
25	70,30	0,26	14,36	0,78	1,58	0,038	0,68	1,58	3,59	3,61	-	0,08	0,03			19 X1Х
26	77,38	0,29	13,07	1,49	1,17	0,03	0,36	0,093	3,34	5,54	0,11	0,67				3 XX
28	72,06	0,31	13,02	0,00	3,36	0,07	0,78	1,04	2,06	6,04	-	0,28	0,18			1 XX1
27	70,25	0,42	14,62	1,42	2,38	0,07	0,49	2,03	2,96	3,84	-	0,68	0,09	0,03		42 XXП
29	70,71	0,42	14,35	1,26	2,18	0,08	0,72	1,66	3,02	3,85	-	0,75	0,07	0,02		59 XXШ
30	69,39	0,38	14,49	0,80	2,99	0,07	0,96	1,73	3,84	3,90	-	0,12	0,07	0,02		40 XX1У
32	62,89	0,47	20,74	0,32	2,43	0,05	0,94	2,68	6,11	1,36						2 XXУП
34	76,67	0,16	12,29	0,51	0,96	0,017	0,62	0,68	2,67	4,78	0,17	0,63				4 XXУШ
37	74,90	0,16	13,04	0,52	1,45	0,05	0,60	0,99	2,79	4,54	0,26	0,45				4 XXIX
38	73,13	0,25	12,21	1,07	1,53	0,02	0,71	1,38	2,78	4,76	0,29	0,16				10 XXX
40	67,19	0,09	17,89	1,96	0,48	0,05	0,33	1,74	2,20	6,87	1,20	0,03				0,02(F) 2 XXXI
42	75,59	0,05	13,01	0,53	1,14	0,02	0,54	0,44	1,93	5,67	0,53	0,27				0,02(F) 4 XXXП
43	70,32	0,38	13,13	0,75	4,18	0,08	0,77	0,93	2,62	6,31	0,61	1,22	0,062			2 XXXШ
45	72,60	0,07	12,63	1,50	1,68	Сл.	0,11	0,86	5,16	4,21	-	0,58				1 XXXIУ
46	75,62	0,26	12,53	1,31	2,15	0,099	0,90	1,63	1,90	3,62	-	0,33	0,096			1 XXXУ
47	70,58	0,22	12,90	2,01	1,31	-	2,17	2,35	2,82	4,41	-	-	-			1 XXXУ1
48	69,84	0,45	15,66	0,52	3,76	0,03	1,41	2,15	4,37	0,63	-	1,09	0,38			2 XXXУП
50	65,34	0,40	16,34	1,67	2,67	0,11	0,60	2,64	4,51	4,70	-	0,70				13 XXXУШ
52	65,86	0,42	14,23	0,91	3,42	0,07	2,77	4,04	2,97	4,15	0,19	0,83	0,09			0,002 34 XXX1Х
53	72,22	0,05	14,39	1,09	1,31	0,02	0,24	0,89	2,84	5,79	0,45	0,28	0,02	0,02 ^x	0,05 ^{xx} .9	XL
56	76,04	0,16	11,77	0,80	2,23	0,023	0,23	0,56	0,31	4,34	0,026	0,34	0,04			XL1
57	73,18	0,13	12,92	0,37	0,79	0,02	0,62	1,28	2,92	5,20	-	0,81	0,18			1 XLП
58	68,95	0,23	15,05	1,74	2,13	0,26	0,64	0,54	1,40	6,80	0,14	1,63	0,16			3 XLШ
58 ^a	71,25	1,03	13,47	2,07	1,74	0,01	0,50	0,57	0,61	7,48	0,05	0,99	0,21			2 XL1У
59	71,16	0,34	14,00	2,13	1,51	0,02	0,34	1,31	3,46	4,31	0,23	1,05	0,07	0,014		9 XLУ
63	70,13	0,33	12,77	1,36	2,87	0,04	0,91	1,61	2,82	4,67	0,63	0,33	0,11	0,011		14 XLУ1
70	71,22	0,31	14,25	1,16	1,68	0,04	1,07	2,71	3,33	3,45	0,40	0,38	0,10	0,17 ^{xx}	0,03	18 XLУП

Таблица 10 (окончание)

ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (по А.Н.Заварышкому)

	a	c	c'	b	S	a'	f	m'
1	13,4	1,2	-	4,3	81,1	33,8	39,3	26,9
7	11,8	1,9	-	6,6	79,7	29,0	46,4	24,6
10	14,4	1,7	-	2,7	81,3	-	73,0	22,6
11	12,3	1,5	-	4,6	81,6	33,7	45,5	20,7
14	12,9	1,1	-	7,1	78,9	51,7	27,7	20,7
20	13,0	0,6	-	4,9	81,5	39,7	38,4	21,9
22	12,3	2,1	-	3,7	82,0	4,5	77,2	18,4
24	11,4	1,3	-	5,8	81,5	79,8	15,2	0,5
25	13,0	1,9	-	5,6	79,5	40,1	39,3	20,6
26	14,3	0,1	-	4,3	81,2	35,9	51,1	12,9
28	12,9	1,2	-	6,0	79,9	26,2	52,9	21,0
27	11,9	2,4	-	6,8	78,9	36,9	51,1	12,0
29	11,9	2,0	-	7,2	78,9	39,9	43,6	16,5
30	13,9	2,1	-	6,2	77,9	17,2	57,0	25,8
32	15,3	3,2	-	10,0	71,4	58,0	26,2	15,8
34	12,2	0,8	-	4,2	82,9	45,2	31,0	23,8
37	12,2	1,2	-	5,0	81,7	44,7	35,8	19,5
38	12,8	1,6	-	3,5	82,0	-	66,2	33,4
40	14,6	2,1	-	7,6	75,7	64,2	28,5	7,3
42	11,8	0,5	-	6,0	81,6	61,2	24,5	14,4
43	14,6	1,1	-	6,2	78,1	5,7	73,8	20,5
45	16,3	-	0,5	3,4	79,7	-	65,4	5,2
46	8,9	1,9	-	7,7	81,5	41,7	39,5	18,8
47	12,3	2,3	-	7,0	78,4	-	49,4	51,3
48	10,1	2,5	-	11,1	76,3	44,7	34,7	20,5
50	16,8	2,6	-	5,7	74,9	-	71,0	17,7
52	12,3	3,2	-	10,3	74,1	-	39,2	44,9
53	14,2	1,1	-	4,9	79,8	48,6	43,4	8,0
56	6,6	0,6	-	10,1	82,6	69,8	26,5	3,7
57	13,8	1,5	-	2,3	82,3	9,4	46,1	44,6
58	12,6	0,6	-	10,4	76,3	74,9	35,0	10,1
58a	11,8	0,7	-	8,5	79,1	51,1	39,2	9,7
59	13,6	1,6	-	5,4	79,4	30,6	59,0	10,4
63	12,8	1,9	-	5,7	79,5	4,6	68,5	26,9
70	12,2	3,3	-	4,5	80,1	3,3	57,2	39,5

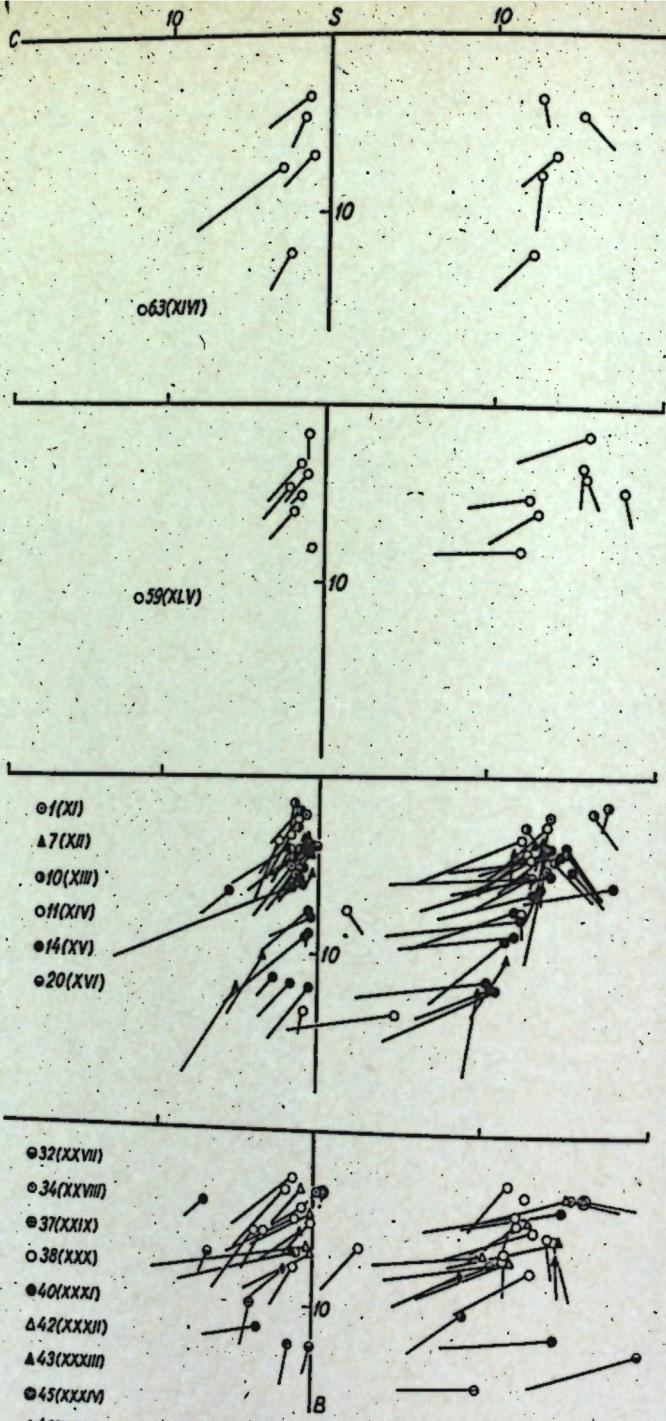
x S.

xx.

CO₂xxx Li₂O .Здесь и далее в первой графе - номера массивов, соответствующие
Приложения 1.

d'	n'	φ	t	Q	a/c	f/m	ε	0
-	51,8	13,0	0,4	34,2	10,8	1,5	58,6	0,8
-	53,9	10,4	0,4	34,0	6,3	1,9	65,0	0,7
4,4	67,9	12,3	0,2	32,0	8,7	3,2	76,1	0,8
-	58,4	13,1	0,2	37,2	8,3	2,2	68,4	0,7
-	46,4	12,6	0,2	30,9	12,2	13,3	56,8	0,7
-	54,9	10,6	0,2	36,2	21,2	17,6	63,4	0,8
-	40,8	10,4	0,3	37,4	6,0	4,2	80,7	0,7
-	52,3	-	0,1	38,9	8,5	3,1	25,3	0,6
-	60,2	11,9	0,3	31,0	6,8	1,9	65,3	0,7
-	48,5	27,0	0,3	33,6	137,7	4,0	79,6	0,9
-	34,1	-	0,3	36,7	10,5	2,5	71,2	0,8
-	53,9	17,5	0,4	31,6	4,9	4,3	80,7	0,6
-	54,4	14,6	0,4	31,8	6,1	2,6	72,1	0,6
-	59,9	10,9	0,4	25,9	6,7	2,2	68,4	0,7
-	87,2	27,2	0,6	9,0	4,7	1,7	61,8	0,6
-	45,9	10,0	0,2	40,6	15,4	1,3	56,2	0,8
-	48,3	8,5	0,2	37,8	10,6	1,8	64,2	0,7
0,4	47,0	25,4	0,3	36,7	7,8	2,0	66,3	0,8
-	32,7	21,9	0,1	19,9	7,0	3,9	79,2	0,6
-	34,1	7,1	0,05	39,1	23,3	1,7	62,7	0,7
-	38,6	10,1	0,4	26,1	13,2	3,6	77,9	0,9
29,4	63,9	20,6	0,07	26,2	30,7	12,4	93,9	1,0
-	44,4	13,8	0,3	43,3	4,8	2,1	67,4	0,6
7,3	49,3	24,0	0,2	30,0	5,4	0,8	44,6	0,7
-	91,3	3,8	0,5	29,9	4,0	1,7	62,7	0,5
11,2	59,3	24,9	0,5	13,6	6,5	4,0	79,6	0,8
16,0	52,1	7,4	0,5	20,3	3,9	0,9	46,2	0,7
-	42,7	18,4	0,05	30,1	13,5	5,4	84,3	0,8
-	9,8	6,4	0,2	51,2	10,2	7,2	87,7	0,4
-	46,0	13,4	0,1	35,5	9,0	1,0	50,4	0,8
-	23,8	13,8	0,3	26,9	19,7	3,5	76,4	0,6
-	11,0	20,2	1,1	34,0	17,6	4,1	80,2	0,7
-	55,0	32,9	0,4	30,2	8,7	5,7	85,0	0,7
-	48,1	20,3	0,4	31,4	6,6	2,5	71,6	0,8
-	59,5	21,6	0,3	32,6	3,7	1,4	58,8	0,6

перечню массивов на фиг.12; римская цифра - номера таблиц.



а вторая отличается более высокими значениями параметра "в". На фиг. 15 векторы гнейсовидных гранитов Тейского массива (пробы 1-16) имеют ту же характеристику, что и интрузивы первой группы; алламелиловые пегматоидные граниты центральных частей массива (пробы 17-42) обнаруживают значительное обогащение пород натрием, тогда как в первой группе пород в их строении участвовали калий и натрий. Во второй группе пород наблюдается значительное насыщение гранитоидов глиноzemом, что, вероятно, обусловлено появлением слюд в гнейсовых разностях пород.

В третью группу входят Аяхтинский и Татарский массивы (фиг. 16). В них, кроме двух рассмотренных фаз, появляется третья с параметром "в" > 20 и крутым наклоном векторов в правой части диаграммы. Это обожженные щелочами (a/c достигает 52,3) меланократовые породы, которые, как мы увидим позже, весьма близки по составу к щелочным породам гранитоидного ряда.

Естественно предположить, что химический состав гранитоидных массивов отражает количество фаз интрузивной деятельности. Схема получается крайне простая. В гнейсовидных толщах проявлена одна фаза, в интрузиях центральной части кряжа и в районе среднего течения р. Кан – две, в одиночных массивах Приангарья и некоторых массивах на севере кряжа (Тырадинский, Исаковский) – три. Естественно, что Ангаро-Канская часть кряжа изучена еще не настолько полно, чтобы считать этот вывод окончательным.

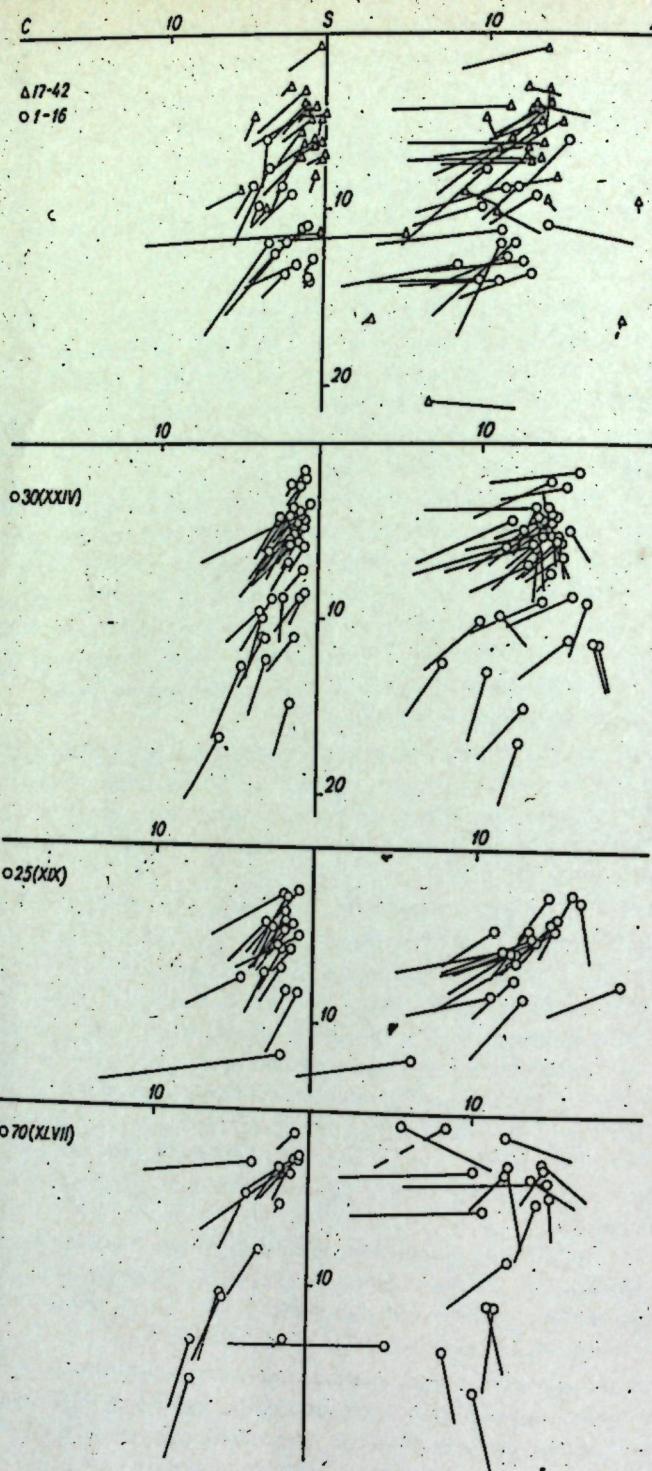
В верховьях Шилки и района среднего течения Ягодки выявлены массивы, в которых присутствуют первая и третья фазы. Малые интрузии в бассейне Нойбы и Шилки по составу отвечают интрузиям третьей фазы. Вероятно, эти интрузии представляют собой апофизы гранитоидов третьей фазы.

На диаграмме средних химических составов в целом по интрузивным массивам (фиг. 17), построенным по данным табл. 10, эта тенденция к разделению массивов на одно-, двух- и трехфазные не появляется. Фигуративные точки всех массивов располагаются весьма кучно, а векторы ориентированы почти одинаково. Вероятно, это означает, что все массивы образовались при дифференциации магм сходного состава.

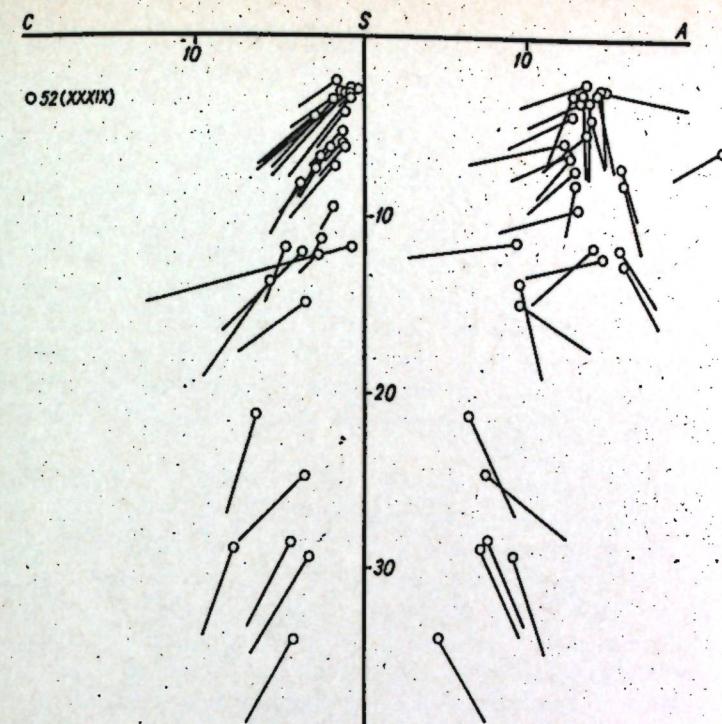
Таким образом, на основании изучения вещественного и химического составов гранитоидов Енисейского кряжа, их текстурных и морфологических особенностей, а также характера метаморфических изменений в их ореоле, можно уверенно различить по возрасту (от древних к молодым) следующие интрузии:

1. Таракская интрузия гранито-гнейсов. Изученность этого интрузива крайне недостаточна и, скорее всего, в откарированном ныне контуре объединены разновозрастные образования, а опробованы только огнейсовые разности. Возраст интрузии дотейский.

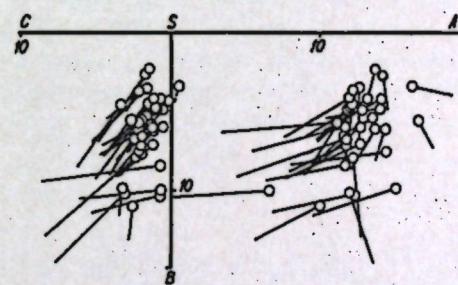
Фиг. 14. Диаграмма химического состава гранитов Аракской интрузии (63); Посольненской (59), гранитоидов северной и центральной частей кряжа, а также Приенисейской зоны. Здесь и далее: арабская цифра – номер интрузива на карте (фиг. 12), римская цифра в скобках – номер таблицы Приложения № 1



94



Фиг.16. Диаграмма химического состава гранитов Татарского массива



Фиг.17. Диаграмма средних составов гранитоидных интрузивов Енисейского кряжа

Фиг.15. Диаграмма химического состава гранитов Тейского массива (пробы 1-16 – гнейсовидные граниты; 17-42 – граниты пегматоидного облика), а также гурахтинских – 30 (XXIY), каламинских – 25 (XIX) и нижнеканских – 70 (XLXII) – гранитных массивов

95

2. Посольненская интрузия, приуроченная к площади развития архея и нижнего протерозоя. Возраст интрузии досухопитский. Пространственно посольненские интрузии размещаются в двух зонах: Приенисейской (самостоятельной) и Центральной, положение которой совпадает с положением зоны становления таракских интрузий.

3. Двухфазные интрузии (Дембо, 1947) каламинских, гурахтинских, чиримбинских, тейских, ногатинских, нижнееканских (термины употребляются как синонимы) и других гранитов в центральной части и на юге Енисейского кряжа. Пространственно они совпадают с центральной зоной; на юге накладываются на таракскую интрузию; к северу от Ангари – на посольненские интрузии. Гранитоиды рвут отложения сухопитской серии; следовательно, возраст этих гранитоидов соответствует крупному стратиграфическому несогласию между тейской и сухопитской сериями.

4. Одиночные трехфазные интрузии типа Татарской, Аяхтинской и др. Это собственно Татаро-Аяхтинский комплекс, возраст которого определяется тем, что гранитоиды прорывают и метаморфизуют отложения тунгусинской серии. Пространственно эти гранитоиды следуют по Центральной и Приенисейской зонам. Площадь интрузий меньше, чем площадь каждой предыдущей. Возраст интрузий послетунгусикский.

5. Малые ветвистые интрузии нойбинского типа, располагающиеся в Центральной зоне в полях развития метаморфизованных пород тейской и сухопитской серий. Закономерности размещения изучены слабо, так как еще не выработаны критерии для распознавания этих интрузий в случаях, когда они прорывают толщи гранито-гнейсов или более древние интрузии. Возраст этих гранитоидов, несомненно, моложе всех предыдущих и условно определяется тем, что жильные проявления, связанные с интрузиями, известны в пределах распространения пород вендинского комплекса (Крендлев, Ножкин, 1961). Кроме того, эти интрузии размещаются в тех же структурах, что и щелочные породы, которые имеют явно послекембрийский возраст (Крендлев, Клечковский, 1962).

Щелочные породы

Щелочные породы кряжа привлекают внимание по трем причинам.

1. Они могут оказаться комплексным сырьем, переработка которого позволит извлекать глинозем для алюминиевой промышленности, цемент для строительства и содопродукты для химической промышленности (Лучицкий, 1959). 2. Для щелочных пород кряжа, как и для других районов СССР, доказана тесная пространственная и отчасти генетическая связь с редкометальным, радиоактивным и золотым оруденением (Ф.Н.Махов, Н.В. Самойлов, Е.В.Свешникова, Ф.П.Крендлев, Д.В.Клечковский, А.Д.Ножкин и др.). 3. Характерной особенностью формации щелочных пород является структурная приуроченность к крупным тектоническим структурам платформенного типа.

Щелочные породы были выявлены в пределах кряжа во многих пунктах. А.К.Майтер (1910) описал нефелиновые сиениты в среднем течении Татарки, сельвсбергиты в нижнем течении Кии, умпектиты на р.Рудниковке

и камптониты на р.Захаровке (правый приток р.Большая Мурожная). В 1941 г.Ю.Л.Кузнецов опубликовал первые данные о щелочных сиенитах с рибекитом и эгивин-авгитом в южной части кряжа на р.Ягодке. По всем этим массивам имеются детальные описания. Щелочные породы Средне-Татарского массива подробно описаны Г.С.Бучарской, В.В.Терещенко, Е.В.Свешниковой, И.В.Лучицким, В.И.Замнуховой и др. По Кийскому массиву есть Обстоятельные работы П.В.Самойловой, И.П.Короловой. Выход на Рудниковке описан И.С.Лобановым, Л.Г.Савановичем, Ж.И.Сергеевой.

Количество известных выходов щелочных пород в последние годы резко увеличилось (фиг.18).

Интрузивы располагаются в виде цепочек, приуроченных к зонам глубинных разломов север-северо-западного простирания. Одна зона – Центральная – протягивается от среднего течения Вороговки до р.Северная Немкина. Эта зона трассируется Средневороговским, Захребетным, Нойбинским, Олоноконским, Захаровским, Погроминским, Шилкинским, Ялайским и Порожнинским интрузивами (на схеме фиг.18 интрузии №01, 02, 03, 04, 05, 06а, 09, 011, 0,13, 014). Зона совпадает с полосой развития метаморфических пород, гранитоидных интрузий, а в бассейне Нойбы в том же поле развития щелочных пород располагаются малые интрузии нойбинских гранитов. Вторая зона – Приенисейская – трассируется Кийской, Рудниковской, Климинской и Ягодинской интрузиями (№ 05, 07, 08, 010, 012).. Все остальные интрузии приурочены к тектоническим зонам того же простирания, но располагаются поодиночке.

По вещественному составу породы интрузивов неодинаковы (табл.11).

Геологический возраст щелочных пород во многом неясен и потому спорен. Утвердилось мнение, что щелочные породы кряжа имеют нижнедевонский возраст. Это мнение основано на аналогии со щелочными сиенитами Столбовского массива у Красноярска, который прорывает эффузивы быскарской серии (D_{1-2}), а гальки пород массива присутствуют в конгломератах павловской свиты (D_2), что дает узкую возрастную "вилку". Однако существуют фактические материалы, на основании которых нельзя делать вывод о возрастности внедрения всех щелочных пород. Ниже дается краткий обзор возрастного положения интрузивов щелочных пород.

01 – Средневороговский массив залегает в поле развития пород пенченгинской свиты нижнего протерозоя (А.Г.Лучко, Ф.П.Крендлев и др., 1965).

02 – Захребетная, массив прорывает эффузивно-осадочные образования верхней подсвиты свиты Оленьей и, возможно, тиллиты.

03 – Нойбинские два тела и дайки размещаются среди кристаллических сланцев пенченгинской свиты и имеют интрузивные контакты с мелкозернистыми гранитами позднего докембра (Ножкин, Черепнин, 1966); связанные с ними жильные проявления пересекают гравелиты лопатинской свиты венда.

04 – дайки Олонокона прорывают сланцевую толщу верхнепротерозойского возраста; в эндоконтакте зона закалки, в экзоконтакте – незначительное обогащение пород калием (оторочки биотитизированных габбро-диабазов). Дайки располагаются вдоль мощной тектонической зоны, в пре-

Таблица 11

Вещественный состав щелочных

№ Инт- рузива	Интрузив	Краткое описание интрузива
01	Срежневороговский	Делювиальные развалины кварцевых сиенитов на площади примерно $0,7 \times 0,7$ км
02	Захребетная	Щелочные сиениты занимают центральную часть небольшого интрузива, краевая часть которого сложена диоритами и амфиболитами габбро. Форма массива изометрична с поперечником до 1 км
03	Средняя Нойба	Два больших изометричных тела кварцевых сиенитов и сиенитов центрального типа с поперечником 0,4 – 0,5 км и дайки сиенит-порфиров северо-западного направления мощностью 10–20 м. Состав тел – кварцевые сиениты и сиениты. Все разновидности пород связаны с постепенными переходами. С ними генетически связаны метасоматические образования существенно полевошпатового состава, имеющие тот же абсолютный возраст, что и тела сиенитов и дайки сиенит-порфиров
04	Олонокон	Семь даек щелочных сиенит-порфиров мощностью до 10 м и протяженностью 50–100 м
05	Кийский массив	Изометричный массив площадью около 20 км. ² Сложен преимущественно лейкократовыми сиенитами, которые полукольцом окружают его центральную часть, представленную меланократовыми щелочными сиенитами. В северной части распространены сиенит-порфирь, вероятно краевой фации. Щелочные сиениты юго-восточной части массива по зонам сильно альбитизированы и карбонатизированы. Ийолит-мельтейгитовые и амфибол-пироксеновые породы с апатитом образуют небольшие тела в зоне контакта нефелиновых и щелочных сиенитов. С этим массивом связаны тела карбонатитов

пород Енисейского кряжа

Минералогический состав (в %), структура пород

Автор

КПШ 69,7, биотит 15,7, кварц 14,2, олигоклаз-альбит 0,27, циркон 0,13, апатит, сфен, нефелин (?). Структура гипидиоморфозернистая
 КПШ 34–82, плагиоклаз 14–31, амфибол 4 – 29 (частично замещен биотитом в лейкократовых разностях), кварц до 6, апатит, циркон, рудные. Н.Н. Железняк отмечает нефелин (по реликтам)

Ф.П. Крендельев, А.Г. Лучко и др.

А.Д. Качевский и др.

Кварцевые сиениты: КПШ 65–70, альбит 15–20, кварц 5–10, биотит 0–10. Сиениты: КПШ 90 – 95, биотит и амфибол 5–7, альбит до 5, сфен, циркон, апатит, рутил, корунд, флюорит, фосфорсодержащий торит. Сиенит-порфирь: КПШ 70–75, альбит 10–15, баркевикит 2 – 5, магнетит, сфен, апатит, флюорит

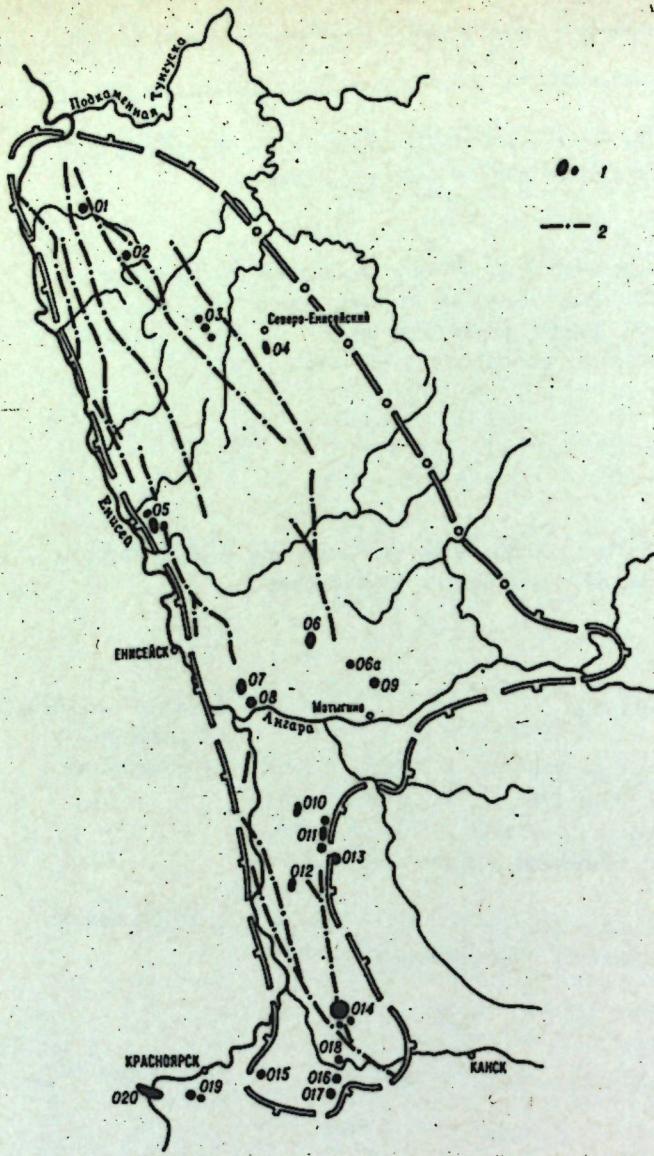
А.Д. Ножкин и др.

Микроклин: вкрапленники 98–12,5 в основной мас- А.В. Богданович се 67,3–69,7, биотит-хлорит 8,6 – 10,1, рудные 6,8–9,1, мусковит и серицит 2,3, кварц 3,4, акces- сорные 0,1–0,2

По составу относится к ийолитам, уртитам, яку- Н.В. Самойлова пирангитам, мельтейгитам со всеми переходами между названными породами. Нефелин 3,8–89,8. Полевой шпат 6,8–66,8, пироксен 7,0–71,9, амфи- бол 6,4; акессорные – сфен, апатит, лопарит, эвдиалит, циркон, рудные; вторичные – биотит, амфибол, карбонаты

№ инт- рудизива	Интрузив	Краткое описание интрузива	Минералогический состав (в %), структура пород	Автор
06	Среднетатарский	Овальной формы штокообразный массив с извилистыми очертаниями. Размер интрузива около 3x4 км. Большая часть массива сложена лейкократовыми нефелиновыми сиенитами (по периферии). Центральная часть тела занята ийолитами. В северо-восточной части выделяются мусковитовые сиениты (образования стадии метасоматоза). Известны жильные тела сиенитов, пегматитов и обломки тинтуайитов. С массивом связаны проявления редкометальной минерализации	Нефелиновые сиениты: нефелин 26-38, ПШ 52-65, эгирин 2-10, сфен - от единичных зерен до 0,4, флюорит 0,1-0,6, ловенит 0,1-2,2. Средний состав по 45 подсчетам: нефелин 34,4, ПШ 59,8, эгирин 5,4, сфен 0,1, флюорит 0,1, ловенит 0,2. Ийолиты бесполевошпатовые: нефелин 65-85, эгирин 13-32, сфен 2-8. Ийолиты полевошпатовые: нефелин 59-70, микроперит до 20, эгирин 14-23, сфен 1-2, апатит 0,3, флюорит 0,1-0,2	Е.В.Свешникова
06а	Захаровка	Небольшое жилообразное тело камптонитового состава. Оливин замещен эмевиком и хлоритом	Бурый амфибол: рибекит 35,44, пироксен 13,89, оливин 5,03, полевой шпат 39,44, магнетит 8,26 и апатит	А.К.Мейстер
07	Рудниковский массив	Удлиненный в меридиональном направлении массив площадью около 10 км ² . Крупнозернистые порфировидные сиениты образуют центральную часть массива, окаймляясь кварцевыми эгирин-арфедсонитами сиенитами. Контакты пород резкие	Кварц 15-20, эгирин + арфедсонит 10-15, остальное - И.С.Лобанов КПШ и альбит, циркон, апатит, сфен, редко эшинит	Д.А.Лобанов, Л.Г.Саванович
08	Климовский	Перекрыт рыхлыми отложениями. Вскрыт шурфами и скважинами. Размер тела около 7,0x2,2 км. Вмещающими являются известняки шунтарской свиты. Интрузия рассматривается как послойная, так как она падает так же, как и вмещающие ее известняки (угол падения 70°). В самом теле множество плоскостей скольжения совпадает с общим падением тела. Рассматривается как апофиза последних фаз Стрелковского гранитного массива	В центральной полосе шириной около 750 м преобладают микроклин (до 80) и альбит (до 20). В краевых частях появляются кварц (до 20), рибекит, эгирин, биотит, флюорит, сфен, магнетит	Г.М.Массов
09	Погроменское	Тело не обнажается с поверхности. Откартировано по наличию окатанных и угловатых глыб щелочных сиенитов в террасовых обнаружениях второго и третьего нижних левых притоков р.Погромной. Обломки этих пород составляют до 30-40% от общего объема рыхлых отложений. Такие развалы прослежены на 1,5 км. В обломках встречаются трахиты, кератофиры, ортофиры, кварцевые и трахитовые порфиры, а также меланократовые разности с нефелином и без него	Собственно щелочные сиениты представляют собой средне- и мелкокристаллические породы, в которых ортоклаз, микроперит, альбит-олигоклаз составляют до 40-50% породы, биотит до 10, кварц до 5, эпидот до 5, рудные 1,5-2,0. Встречаются турмалин, сфен, апатит. В порфировых разностях вкрапленники слагаются альбитом, рибекитом, арфедсонитом, иногда кварцем (признаки совершенной огранки с пирамидальными головками)	

№ инт- рузива	Интрузив	Краткое описание интрузива	Минералогический состав (в %), структура пород	Автор
010	Ягодка	Однообразные по всей мощности сиениты. Контактов с вмещающими породами не вскрыто. Площадь тела - первые десяти километров. Пересекаются жильными телами лагофитов.	КПШ (антитеррит) до 90-95, пироксен (эгирин, ав- Ю.А.Кузнецов гит), роговая обманка (рибекит) и биотит. Структура такситовая	
011	Шилкинская группа	Группа (более 15 тел) небольших $1-8 \text{ км}^2$ интрузивных тел самого различного состава располагается в зоне крупного тектонического нарушения. Состав пород: сиениты, кварцевые сиениты, биотитовые или рогообманковые пуласкиты. С ними генетически связано множество мелких метасоматических тел существенно полевошпатового состава	Шелочные ПШ и антитерриты до 90-95, пироксены Ф.П.Крендлев, да 12, эгирин в отдельных образцах до 5-8, биотит П.А.Понетаев, замещается хлоритом, кварц вторичный до 30 В.С.Меньшиков (иногда в виде прожилков) акцессорные - апатит, флюорит, циркон	
012	Посольненская	В свалах и мелких дайковых телах встречаются сиенит-порфиры (бассейн р.Березовки-левый приток Ягодки, по р.Малая Ягодка и в вершине р.Большая Островная - приток р.Посольной)	Во вкрапленниках перититизированный ортоклаз ос- Ю.А.Кузнецов новная масса - агрегат отроклаза и альбит-олигоклаза с рибекитом	
013	Ялай	Небольшое (в поперечнике до 300м) существенно полевошпатовое тело сиенитов	Как в Шилкинской группе	Полевые наблюдения Н.В.Абашева Ю.И.Парфенов
014	Порожниковское	Изометрическое (в плане) тело и его спутники площадью $18-20 \text{ км}^2$. Нордмаркиты слагают центральную часть тела, по периферии располагаются граносиениты	Гипидиоморфозернистые породы; в нордмаркитах кварца до 5, в граносиенитах до 20, щелочные роговые обманки, либо отсутствуют, либо их мало. Остальное - альбитизированные кали-натровые полевые шпаты	
015	Белорусский	Пластообразное тело рогообманковых пуласкитов; располагается в зоне тектонических нарушений, в которых залегают щелочные породы Красноярских столбов. Тело как бы стратифицированное. Размеры его $14-5 \text{ км}^2$	Как у Ягодинского массива. Встречаются "прослои", сильно обогащенные темноцветными минералами	Ф.П.Крендлев
016	Первая и вторая	На карте показаны теми же условными знаками, что и Порожниковское тело, и так же связаны с эффузивами	Описание вещественного состава не имеется	О.В.Болдырев
017	Канская интрузия			
018	Богунаи	Мелкие дайки микросиенитов в районе Богунаевского рудника и сиенит-порфиров в пределах Баргинского слюдяного поля, где они секут пегматиты, а на Богунае секут кварцевые золотоносные жилы	Сильно измененная порода с обильно развитым хлоритом, кальцитом, серцитом и пиритом. Первичный состав - полевые шпаты и хлоритизированный темноцветный минерал. В сиенит-порфирах микропегматитовая	Ю.А.Кузнецов



Фиг.18. Схема распространения щелочных пород в пределах Енисейского кряжа

1 – выходы щелочных пород; 2 – крупные тектонические нарушения. Перечень массивов: 01 – Средневороговский, 02 – Захребетная, 03 – Нойбинские интрузии, 04 – дайки Оллонокона, 05 – Кийский, 06 – Среднетатарский, 06а – Захаровка, 07 – Рудниковка, 08 – Климовский, 09 – Погромная, 010 – Ягодка, 011 – Шилкинская группа, 012 – Посольненская, 013 – Ялай, 014 – Порожинская, 015 – Белорусская, 016–017 – Первое и Второе Канско, 018 – Богунай, 019 – Столбы, 020 – Дивногорское (Шумихинское)

делах которой вмещающие сланцы и габбро-диабазы подверглись интенсивной гидротермально-метасоматической переработке. В.А.Богданович (1962) связывает эти дайки с кислыми интрузиями гранитов верхнепротерозойского возраста. Вероятно, что сателлиты гельсингситового состава, описанные близ Гурахтинского массива Дембо Т.М. (1947₂), аналогичны рассматриваемым дайкам.

05 – Кийский массив залегает среди гранитов и гранито-gneйсов верхнего, а может быть, и нижнего протерозоя, выступающих в ядре развитой тектоническими нарушениями плоской антиклинальной структуры, на крыльях которой лежат красноцветные отложения нижнего палеозоя (кембрий и девон – килийская свита). Известны пластовые тела сиенит-трапакитового состава, залегающие в упомянутых красноцветах (Самойлова, 1962).

06 – Среднетатарский массив прорывает известняки и сланцы дашкинской и киргизской свит позднего докембия и метаморфизует их (Свешникова, 1962, 1965).

07 – Рудниковка; вмещающими породами являются известняки усть-ангарской свиты (аналог киргизской свиты тунгусинской серии).

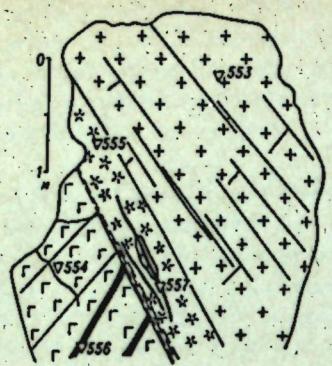
010 – Ягодка; залегает среди гранито-gneйсов посольненского комплекса, пересекается дайками сиенит-профирами и лампрофирами (фиг.19).

011 – Шилкинская группа тел различного состава; залегает в зоне милонитов, пересекающих толщу амфиболитовых, хлоритовых и филлитовых сланцев нижнего протерозоя. В этой же зоне залегают тела мясокрасных порфировидных гранитов, которые рвутся сиенитами. Граниты несогласно пересекаются тасеевской серией, но взаимоотношение сиенистов и конгломератов не выяснено. Цемен конгломератов полевошпатизирован, а сами конгломераты пересечены жилами пегматитов кварц-полевошпатового состава.

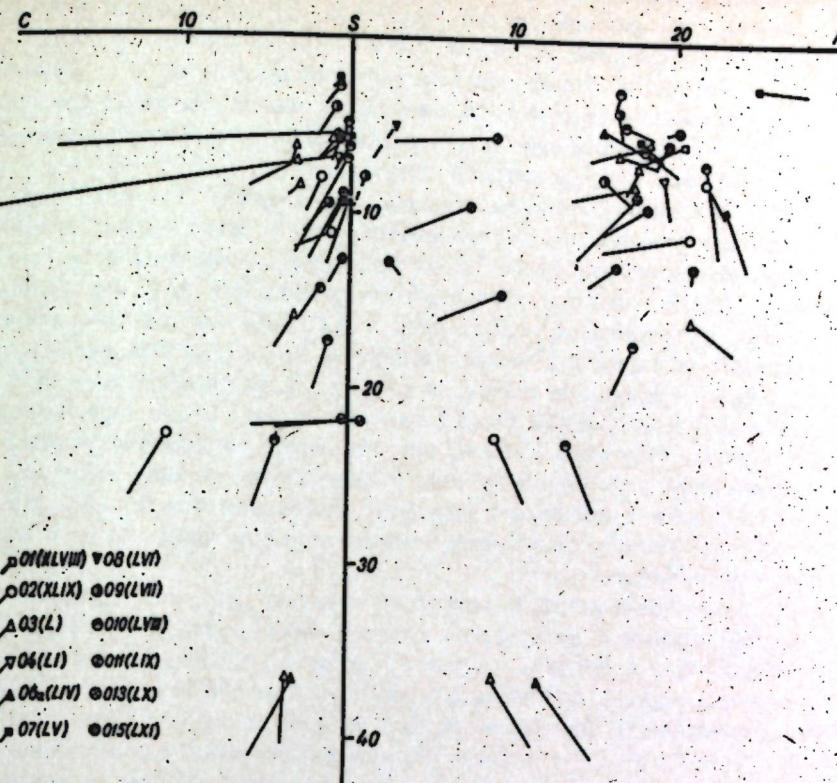
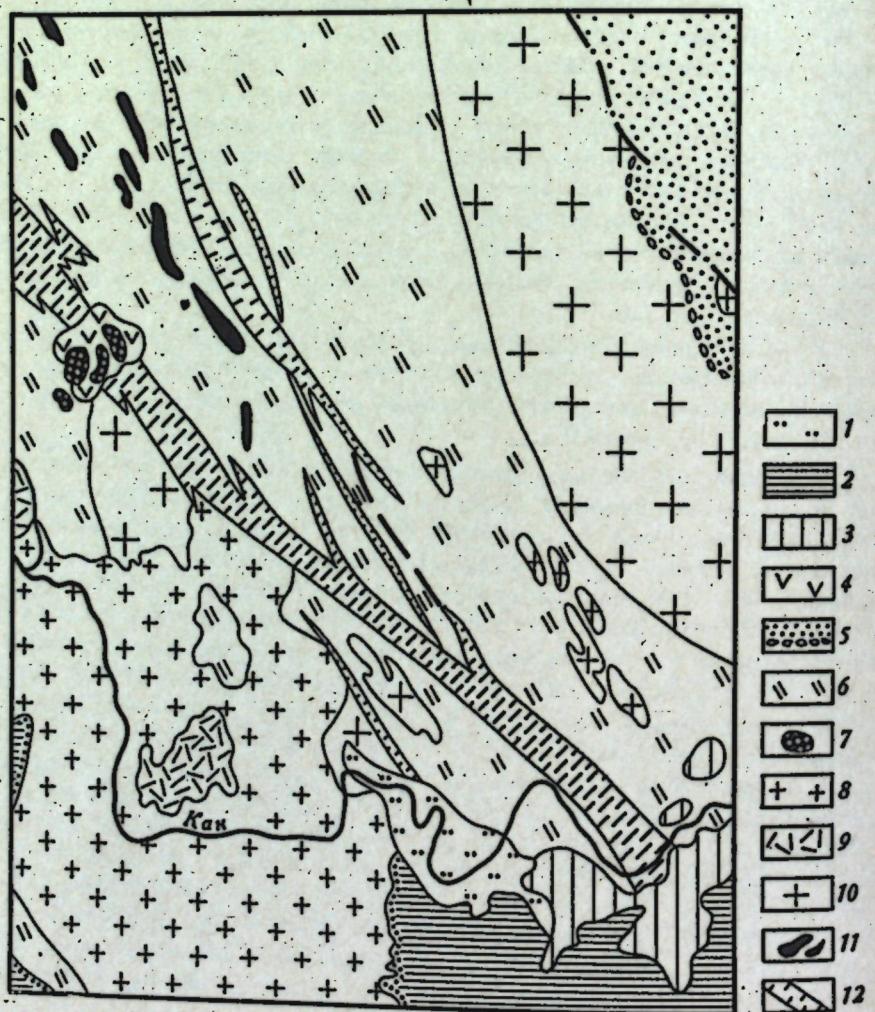
012 – Посольненская; вероятно, представляет собой сателлит посольненского гранитного интрузива. Залегает в толще разгнейсовых образований нижнего протерозоя. Шелочные породы также разгнейсаны (и, вероятно, дотейские).

013 – Ялайский массив; представляет собой вытянутое тело, залегающее среди разгнейсовых гранитов Таракского массива. Тело трансгрессивно перекрывается осадками тушамской свиты пермо-карбонового возраста. Это тело по существу входит уже в контур Сибирской платформы и залегает, по-видимому, в шовной структуре (Н.Л.Абашев).

014 – Порожинское штокобразное тело шелочных пород вместе с комплексом связанных с ним эфузивно-терригенных пород приурочено к зоне весьма крупного разлома, сопровождающегося интенсивной милонитизацией. На примере этого тела (фиг.20), особенно четко видна приуроченность щелочных пород к зонам глубинного заложения. Архейские породы, в том числе и граниты, на контакте слабо ороговикованы или перекристаллизованы на расстоянии в несколько сантиметров. Интрузивные граносиениты прорывают туфы эфузивно-терригенной теолити, в низах которой преобладают лито- и витрокластические туфы и лабрадоровые порфиры, а в верхах толщи граносиениты в ряде случаев связаны постепенными переходами с кварцевыми порфирами и трапакитовыми породами. Эта эфузивно-осадочная толща считается аналогом быскарской серии, а порожинские грано-сиениты – аналогом сиенитов Красноярских столбов (Парфенов, 1962).



Фиг.18. Схема соотношения щелочных пород в обнажении на р. Ягодке (пробы).
553 – роговообманково-биотитовый сиенит;
554 – лампрофир сиенитовый; 555 – сиенит-порфир; 556 – сиенит-аплит; 557 – тот же, но сильно обогащен темноцветными. Щелочные породы залегают в поле развития гнейсов и гранито-гнейсов



Фиг.21. Диаграмма среднего химического состава щелочных пород Енисейского кряжа

Фиг. 20. Положение щелочных пород Порожинской интрузии в зонах милонитизации (по материалам Ю.И.Парфенова, Ю.И.Гончарова)

1 – четвертичные отложения; 2 – мезозой; 3 – девон-карбоновые отложения; 4 – девонские эфузивы, аналоги быскарской серии; 5 – отложения тасеевской серии с базальными горизонтами кварцитов и конгломератов в основании; 6 – метаморфические породы Канского комплекса; 7 – порожининские граносиениты; 8 – нижнеканские граниты; 9 – нижнепротерозойские гранитоиды, останцы, возможно аналоги лосольинских; 10 – таракские граниты; 11 – основные эфузивы и дайкообразные тела в составе Канского метаморфического комплекса; 12 – зоны милонитизации древнего заложения

015 – Белорусский массив; залегает в толще гнейсов и кристаллических сланцев атамановской серии (вероятно, на продолжении тектонической зоны, вмещающей щелочные породы Красноярских столбов).

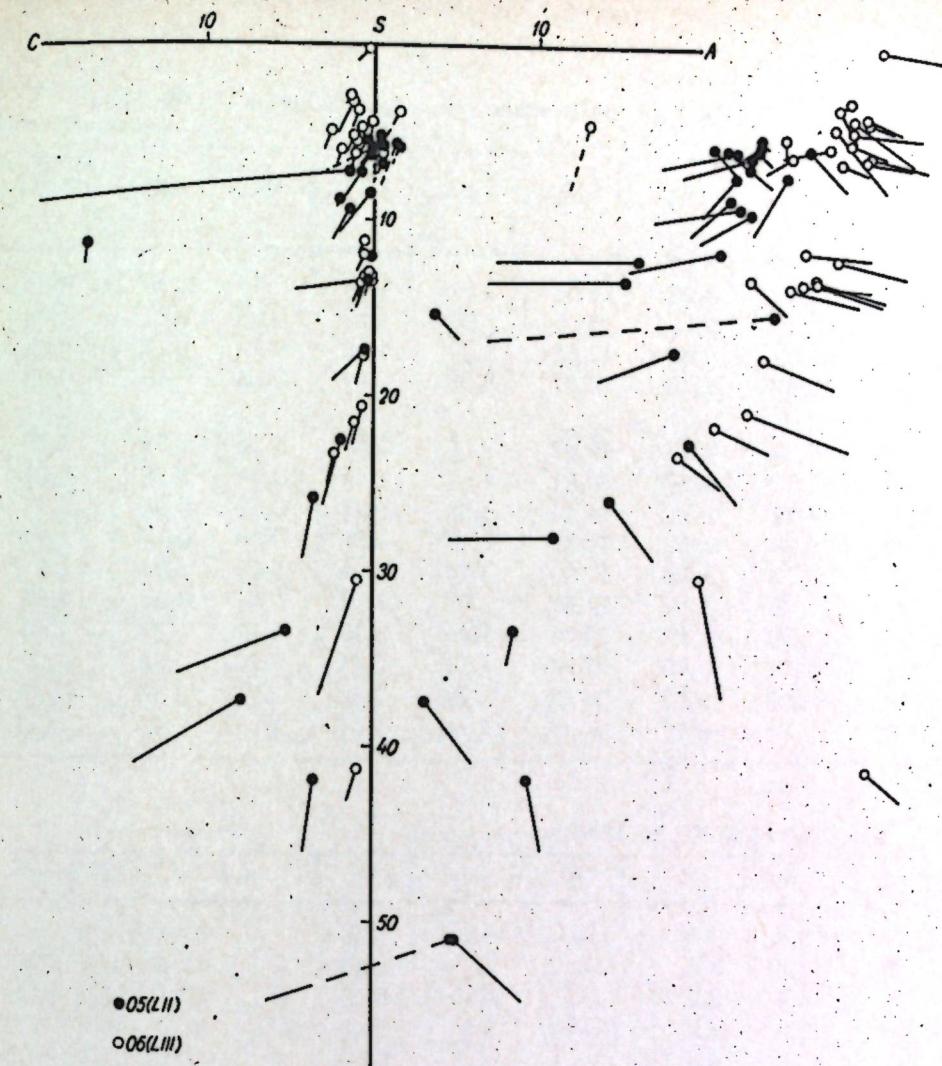
016–017 – Первое и второе канские тела; размещаются в пределах развития нижнеканских гранитов. В непосредственной близости имеются жилообразные и дайкообразные тела красных аллитовидных гранитов или малиновых гранитов с миаролитовой текстурой.

Суммируя изложенное, можно сказать, что возраст щелочных пород может оказаться различным. Не исключено, что возраст может изменяться от нижнепротерозойского (Посольченские сателлиты) до среднего девона. А.В.Богданович связывает щелочные породы с верхнепротерозойскими гранитоидами, А.Д.Ножкин и В.К.Черепнин относят образование щелочных пород к границе кембрия и ордовика. Большинство исследователей считает все щелочные породы среднедевонскими. Ф.П.Кренделев и Д.В.Клечковский (1962) описали около десяти кварц-полевошпатовых тел в бассейне Урале, где эти жилы пересекают красноцветные отложения чивидинской свиты и залегающие в них дайки тешенитов, относимых к трапповой формации Сибирской платформы. В работе упомянутые авторы связывают кварц-полевошпатовые жилы с мезозойским магматизмом.

Степень исследованности химического состава интрузий неодинакова. Существующие данные о химическом составе пород показаны в Приложении 1 (табл. 48–61), а средние составы – в табл. 12. Изменения химического состава хорошо видны на диаграммах (фиг. 21–22). Совершенно отчетливо проявляется деление массивов щелочных пород на две группы.

К массивам первой группы относятся Кийский, Среднетатарский и, возможно, Погроминский массивы. В них встречается нефелин, характерны низкое содержание кремнезема (от 44,3 до 53,5%) и повышенная железистость ($\text{Mn}^{\text{maximal}}/\text{Mn}^{\text{min}}$). В пределах каждого массива состав пород чрезвычайно неоднороден, что хорошо отражено на диаграммах Кийского и Татарского массивов (фиг. 22). С первым массивом связаны карбонаты. Для массивов этой группы характерна недосыщенность кремнеземом по сравнению со щелочными породами второй группы, меньшее количество K_2O , но заметно большее CaO и Na_2O . Вероятно, генезис ийолитов таких массивов следует связывать с метаморфизмом ультраосновных пород (Свешников, 1962, 1965; Самойлова, 1962), чем и обусловлено пятнистое строение эффузивов. На диаграмме (фиг. 22) это проявляется в резком уменьшении количества SiO_2 , Al_2O_3 щелочей при значительном повышении содержания FeO , CaO , MgO , P_2O_5 . В нефелинизированных породах происходит обогащение Al_2O_3 и обеднение CaO и MgO при резком пересыщении щелочами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Щелочные сиенит-порфиры отличаются от нефелиновых сиенитов повышенными содержаниями SiO_2 и K_2O . Дайковые сиенит-порфиры и покровы трахитовых порфиритов имеют сходные составы; но в них содержание SiO_2 тоже повышенено, а K_2O преобладает над Na_2O . Вероятно, эти пробы связаны с массивами щелочных пород, но условия их кристаллизации существенно отличались.

В истории формирования щелочных пород Татарского массива Е.В.Свешникова (1965) выделяет пять разделений во времени и сменявших один другого типов: 1) магматический; 2) ранний метасоматический (калиевый метасоматоз); 3) образование пегматитов и других жильных пород; 4)



Фиг. 22. Диаграмма химических составов щелочных пород Кийского–05 (ЛП) и Среднетатарского – 06 (ЛШ) массивов

поздний метасоматический (натриевый и натриево-кальцевый метасоматоз); 5) гипергенный.

Вторая группа – это различные сиениты, нордмаркиты, пулласкиты, сиенит-порфиры и им подобные породы с повышенными содержаниями калиевых полевых шпатов, но лишенные нефелина. В них, кроме того, заметно повышено содержание SiO_2 и K_2O , а $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ существенно выше, чем в породах первой группы. Эти массивы пространственно тяготеют к крупным тектоническим зонам, в которых располагаются одиночные многофазные интрузии гранитоидов. Достаточно сравнить диаграммы

Таблица 12

Средние химические составы массивов щелочных

№ мас- сивов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
01	64,47	0,30	16,63	2,81	1,15	0,04	0,38	0,25
02	52,76	0,81	19,85	2,76	4,02	0,08	1,85	4,66
03	55,09	1,07	17,68	3,14	4,10	0,12	1,77	4,02
04	62,57	2,39	15,07	3,08	1,57	0,03	0,48	0,32
05	47,85	0,98	16,81	7,54	2,55	1,16	1,59	3,29
06	53,5	0,81	20,91	4,52	1,19	0,15	1,18	3,06
06a	44,43	H.o.	14,45	8,80	3,21	0,56	9,08	12,73
07	64,30	0,52	16,52	2,12	1,89	0,08	0,17	1,11
08	68,70	2,29	11,80	4,76	0,94	0,03	0,52	1,51
09	68,52	0,24	12,66	2,09	2,97	0,08	0,55	1,14
010	68,26	0,79	15,15	2,63	3,13	0,52	1,81	1,66
011	72,78	0,60	12,40	3,05	2,78	0,28	0,59	0,99
013	65,99	0,07	16,72	1,38	2,24	0,02	1,43	0,37
015	64,93	0,76	15,65	2,99	2,78	0,78	0,48	0,37

пород Енисейского кряжа

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Li ₂ O ₂	SO ₃	Кол-во анали- тов
4,18	7,51	0,65	1,49	-	0,02	-	1 XLУШ
3,74	5,60	3,09	-	0,14	-	-	3 XLIX
4,70	5,03	0,22	3,17	0,08	-	-	6
0,65	12,47	-	1,70	0,16	C ₀ ₂	-	2 L1
4,14	3,76	2,37	1,77	1,47	2,09	0,29	4 LП
6,84	4,85	-	1,16	0,209	0,20	0,03	28 LШ
3,45	3,08	0,40	-	-	-	-	1 LY
6,54	4,77	-	0,65	0,014	-	-	3 LY
5,50	4,19	-	0,98	Сл.	-	-	1 LY1
4,98	3,66	-	0,80	0,028	-	-	2 LYП
5,33	3,96	0,16	1,65	0,15	-	-	6 LYШ
1,25	2,74	0,27	2,17	0,23	-	-	4 LIX
4,38	5,78	0,41	1,39	0,21	-	-	1 LX
5,75	4,39	0,08	0,58	0,15	-	-	5 LXI

Числовые характеристики

	a	c	$\frac{a}{c}$	b	S	a'	f'	m'	$\frac{a'}{m'}$
01	20,2	0,3	-	5,8	73,8	27,4	61,4	11,2	-
02	17,8	5,6	-	10,8	65,9	-	62,9	31,5	5,6
03	18,4	3,2	-	12,1	66,3	-	57,9	25,9	18,2
04	20,0	0,3	-	5,1	74,6	-	82,8	16,2	1,0
05	16,8	4,4	-	14,8	63,9	-	77,7	21,0	1,3
06	23,4	3,1	-	8,4	85,1	-	65,0	25,2	8,7
06a	11,6	3,5	-	36,6	48,4	-	28,7	40,3	31,1
07	21,1	0,4	-	5,8	72,7	-	63,2	20,6	16,2
08	15,4	-	2,8	5,0	77,0	-	46,3	17,4	36,3
09	16,1	0,3	-	6,6	77,0	-	70,3	14,0	15,7
010	17,3	1,4	-	9,5	71,8	-	59,3	31,7	8,9
011	6,4	1,2	-	13,3	79,2	53,4	39,5	7,2	-
013	17,5	0,4	-	9,0	73,1	37,6	36,1	26,3	-
015	10,9	5,4	-	6,4	77,3	-	61,0	10,2	28,8

n	ϕ	t	Q	a/c	f/m	ϵ	O
45,8	41,8	0,3	6,9	66,0	5,5	84,4	0,9
50,4	23,7	1,1	9,3	3,2	2,0	66,3	0,6
58,7	23,2	1,4	7,3	5,8	2,2	68,7	0,7
7,3	52,5	2,8	9,1	57,5	5,1	83,5	1,0
62,6	50,2	1,5	10,4	3,8	3,7	76,7	0,7
68,2	48,9	1,1	19,7	7,4	2,6	71,4	0,8
63,0	19,3	-	29,8	3,3	0,7	40,4	0,6
67,6	31,1	0,6	2,9	52,7	3,1	75,0	1,0
60,9	28,1	2,5	20,6	5,9	2,7	84,9	1,2
67,4	26,8	0,8	21,6	47,8	5,0	83,1	1,0
67,2	23,3	0,9	7,6	12,4	1,9	63,0	0,9
40,9	18,7	0,6	44,4	5,5	5,5	84,0	0,4
58,5	12,8	0,1	10,6	40,0	1,4	57,7	0,8
92,0	41,5	0,9	27,3	2,0	6,0	84,0	0,5

x

Римские цифры - номера таблиц в Приложении 1.

(см. фиг. 17, 22), чтобы заметить, что пересыщенные кремнеземом щелочные породы по химическому составу наиболее близки гранитоидам третьей фазы. Не исключено, что породы этой группы представляют собой апофизы третьей, а может быть и четвертой, фазы гранитоидов.

Спор о генезисе щелочных пород, в том числе и для Енисейского кряжа, далек от завершения. Ясно только, что среди щелочных пород рассматриваемого района имеются настоящие интрузии, вызывающие контактный метаморфизм вмещающих пород, и метасоматические образования щелочного ряда. По характеру эти породы палингенные, и одна часть из них относится к интрузивным породам гранитного ряда, а другая – образована при щелочном метасоматозе основных и ультраосновных пород.

Кимберлиты и родственные им породы

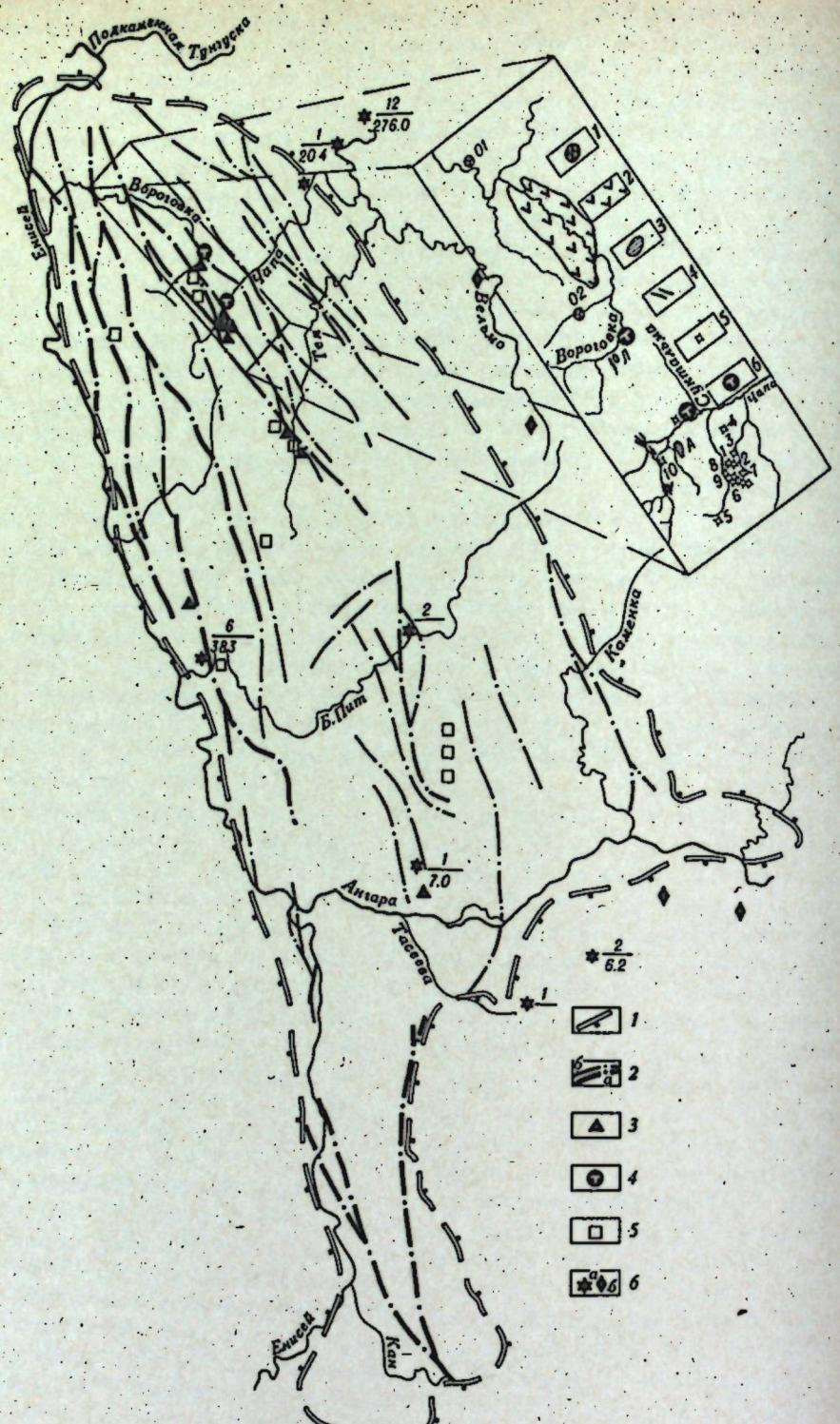
После обнаружения первых сибирских алмазов (Глинка, 1897; Еремеев, 1898) следовал длительный период, когда никаких сведений об алмазах и алмазоносных породах в пределах кряжа не было. Поисковым работам в Сибири предшествовали работы теоретического характера, в которых главнейшие особенности Сибирской платформы были сопоставлены с известными алмазоносными областями Южной Африки. В этом деле выдающаяся роль принадлежит прежде всего В.С. Соболеву, А.П. Бурову, Г.Г. Мору, М.М. Одинцову, Ю.М. Шейману, В.С. Трофимову, а также большому коллективу геологов Иркутского и Красноярского геологических управлений. Широкие поисковые работы развернулись сразу после войны в 1946–1948 гг. Наибольшее количество алмазов или их спутников было вначале найдено в бассейне р. Тычаны (приток Чуны) и в бассейне р. Вельмо, т.е. на западной окраине Тунгусской синеклизы в непосредственной близости к структурам Енисейского кряжа (Кирилов, 1962, Крюков, 1961, 1984). Они отличаются от алмазов других районов (плоскогранные). Энергичные поиски алмазов в пределах Енисейского кряжа не привели к обнаружению промышленных скоплений в россыпях или коренных источниках. Кроме известных издавна точек с находками алмазов, был найден кристалл весом 7 карат в третичных отложениях кирнаевской свиты в 5 км к северу от села Мотыгино у дороги в Южно-Енисейске и еще один мелкий кристалл в среднем течении Большого Пита ниже устья р. Горбилок.

Начиная с 1959 г., появились сведения о находках тел кимберлитоподобных пород. В 1959 г. в бассейне р. Кии И.В. Воробьевым, в 1961 г. в бассейне р. Чапы Р.Б. Карпинским (1982); в том же году в бассейне р. Вороговки Ф.П. Кренделевым (1982) обнаружены и спустя год опубликованы материалы по дайкам кимберлитоподобных тел, что дало авторам возможность предполагать присутствие в этих районах и кимберлитовых трубок. Это мнение оспаривалось А.С. Кирилловым, который считал Енисейский кряж не подходящим для кимберлитообразования структурой, так как, по его мнению, весь кряж разбит густой сетью разломов, активных до сего времени, а мобильные зоны не благоприятны для промышленных месторождений алмазов. Однако настойчивость Р.Б. Карпинского, А.В. Печерского, Е.В. Покровского, И.К. Кокодзеева, Е.Д. Селезнева, Г.И. Качевской и их сподвижников уже в 1963 г. позволила обнаружить в бассейне Чапы и ее притока р. Чангасан

целую серию даек и трубок пород (фиг. 23), весьма близких по составу к кимберлитам. Упомянутые геологи на примере большого числа химических анализов (Приложение 1, табл. 80) и петрографического изучения пород убедительно доказывают, что эти породы близки к пикритам и относятся к группе щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород с содержанием MgO до 18,67%. Среди данных пород встречаются голубовато-серые, очень плотные карбонатизированные брекчированные породы типа пикритов, в которых оливин с трудом распознается по реликтовым текстурам, подчеркнутым псевдоморфозами серпентина. Довольно часто в породах встречаются пироксены, биотит, лейкоксены (последний до 50%). Кроме того, в мелких дайкообразных линзах встречаются анкарамиты, слюдяные пикритовые порфиры. Трубки выполняются груптическими кимберлитовыми брекчиями, туфобрекчиями или туфами, реже меймечитами, трахитоидными диабазовыми порфиритами, лимбургитами авгитами или анкарамитами. В обломочном материале встречаются алевриты, известняки, кварцы, гнейсы, плагиоклазовые порфиры, литоклассические туфы.

Жилые тела кимберлитового состава описаны А.Д. Ножкиным (1966) в среднем течении Увоги, где три жилы вскрыты канавами в ключах Безымянском (Моника) и в Марсаловском. Здесь жилы залегают среди гравелитов лопатинской свиты в зоне крупного тектонического нарушения, по которому лопатинская свита контактирует с породами удерейской или пенченгийской свиты. Это плотные голубовато-серые породы с брекчийевой или мелкокорниевой текстурой. Породы сильно изменены, но псевдоморфозы карбоната, серпентина или халцедона по оливину распознаются уверенно. В измененной основной массе преобладают карбонаты и серпентин, но местами присутствует биотит. В шлихах-протолочках обнаружено повышенное содержание апатита, лейкоксенизированного ильменита, а также хромита, перовскита, магнетита и диопсида (?). Первоначальный состав породы устанавливается с трудом; но можно полагать, что порода состояла из оливина, пироксена, флогопита, апатита и рудных. Не исключена возможность, что к этому же классу пород следует отнести описанные А.К. Мейстером (1905) пикриты, обнаженные в нижнем течении р. Рыбной. Среди них выделяются две разновидности пород – порфировая и зернистая; причем первая является как бы основной малой, а вторая – обломками материалов. Во всех работах подчеркивается, что для кимберлитов и родственных им пород спектрально устанавливаются повышенные содержания Cr, Ni, V, Zr, Cu, Co, Mo, Ba, Sr. Такой набор элементов характеризует исходные магмы как щелочные ультраосновные, связанные с трапповым магматизмом. Это же подтверждается тем, что фигуративные точки (фиг. 24) кимберлитов Енисейского кряжа на диаграмме А.Н. Заварца расположены близко одна от другой, а векторы имеют сходную ориентировку с кимберлитами трубок "Загадочная", "Мир", и "Удачная" Якутии (Бобриевич и др., 1959). Однако разброс точек шире, что отражает переход кимберлитов к брекчиям диабазовых порфиритов и щелочным породам сиенитового ряда.

К настоящему времени на кряже известно около десяти трубок и более трех десятков мелких дайкообразных тел кимберлитов или родственных им пород. Встреченные и описанные на Енисейском кряже



кимберлитоподобные породы напоминают дайковые фации кимберлитов и во многом сходны с таковыми аналогичных, описанных М.И.Рабкиным (1958) для севера Сибирской платформы, Н.Н.Дашкевич, Г.С.Стародубцевым и Е.К.Герасимовым (1962) для Чадобецкого поднятия, М.А.Крутойским, Б.Г.Лопатиным, Г.А.Быстровой, А.В.Уханиным, С.Д.Духаниным и К.С.Забурдаевым (1955; 1959) в бассейне р. Омоюс и Укукит, а также В.Г.Васильевым, В.В.Ковалевским и Н.Н.Черским (1961) для северной части Якутской алмазоносной провинции.

Как бы ни рассматривались перспективы алмазоносности Енисейского кряжа, мы согласны с мнением П.Е.Оффмана (1959) о том, что для оценки возможностей обнаружения коренных месторождений алмазов необходимо учитывать наличие трубок, заполненных породами даже основного состава, т.е. сходных с описанными на кряже. Известно, что так же как и на кряже, по окраинам Мархинской наложенной синеклизы Сибирской платформы (по П.Е.Оффману) трубы, заполненные породами основного и ультраосновного составов, располагаются в одной тектонической зоне. Работы Р.Б.Карпинского, А.В.Печерского, Е.В.Покровского и других в бассейне Чапы подтвердили это.

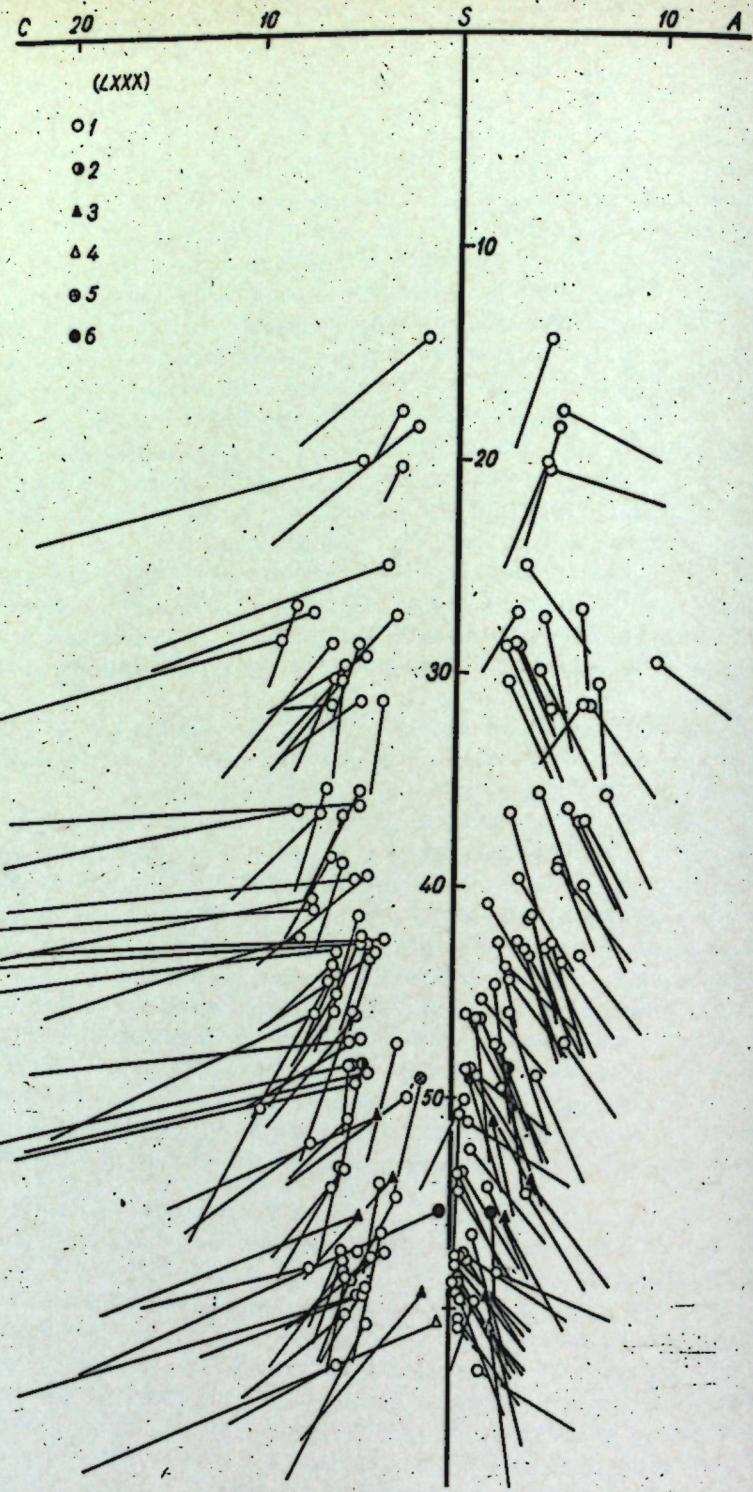
С этой точки зрения можно попытаться обосновать необходимость поисков кимберлитов на кряже (Кренделев, 1964). В принципе можно говорить о наличии на Енисейском кряже проявлений взрывногомагматизма, обусловившего появление кимберлитов и кимберлитоподобных пород.

В данной работе нас больше интересуют собственно не сами кимберлиты, а их структурная и, может быть, косвенная генетическая связь с древними металлоносными конгломератами.

Для проблемы древних конгломератов находка кимберлита и им подобных тел имеет принципиальное значение, так как доказывает глубинность структур кряжа и его положение как докембрийского передового прогиба Сибирской платформы. Наличие кимберлитов всегда считалось (и правильно считалось!) доказательством принадлежности района к платформенным структурам (В.С.Соболев, Ю.М.Шейнман, Дю-Тойт). Это с одной стороны; а с другой, мы уже имели возможность отмечать тот факт, что во всех районах развития металлоносных конгломератов всегда обнаруживаются алмазы (Кренделев, 1965), а в Южной Африке ведется промышленная добыча алмазов как попутных компонентов при обогащении витватерсрандских конгломератов. На схеме (фиг. 25, А) отчетливо видна пространственная приуроченность месторождений типа

Фиг. 23. Схема распространения кимберлитов и алмазоносности Енисейского кряжа

1 - контуры кряжа; 2 - тектонические нарушения; главные (а) и второстепенные (б); 3 - кимберлиты, пикриты и родственные им породы; 4 - тиллиты; 5 - сульфидизация в конгломератах докембрийского возраста; 6 - места находок алмазов (а), пиполов (б). Цифры в числителе - число кристаллов, в знаменателе - их вес в каратах. На врезке:
 1 - щелочные породы (01 - Средневороговский массив, 02 - Захребетная);
 2 - тряпцы; 3 - излившиеся аналоги щелочных пород (А - Алманакан, Л - Листвянский); 4 - дайки кимберлитов; 5 - трубы; 6 - тиллиты



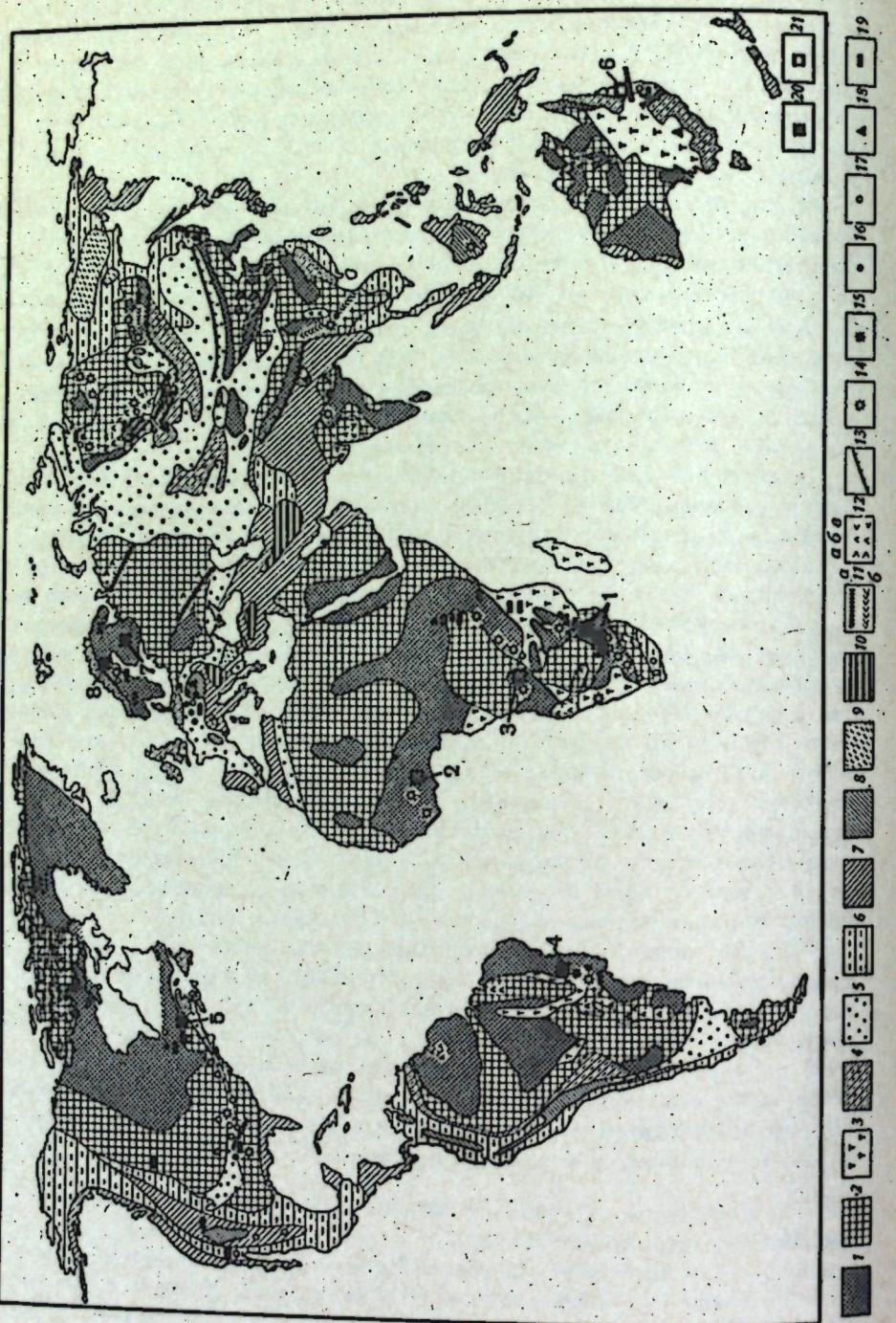
докембрийских металлоносных конгломератов и кимберлитовых трубок, связанных с породами щелочно-ультраосновной формации. Нетрудно убедиться в том, что районы развития золотой минерализации и алмазных трубок попадают в одну структурную зону, что лишний раз подтверждает глубинность источников золота и в конгломератах, и в жильных системах, и в штокверковых зонах. Этим же можно объяснить случаи обраствания золотом алмазов из кимберлитовых трубок Якутии. В ту же зону попадают тела щелочных пород вместе со связанный с ними редкометальной минерализацией.

Можно думать также, что источником алмазов для россыпей р. Мельничной и ключа Точильного являются металлоносные конгломераты сосновской свиты, обнаруженные нами на р. Большой Пит в 1965 г. Давно уже отмечалось, что оба этих водных потока своими источниками не выходят за пределы развития осадочных пород. Ныне можно уточнить этот факт и конкретизировать его так: вершины р. Мельничной и ключа Точильного начинаются в пределах развития металлоносных конгломератов и, следовательно, источниками золотых и алмазных россыпей этих рек могли являться древние конгломераты.

Послекембрийский возраст кимберлитов кряжа устанавливается довольно уверенно, так как трубы взрыва и дайки прорывают отложения лопатинской свиты вендского комплекса, а структурно приурочены к крупным тектоническим зонам, ограничивающим грабен-синклинали, в ядрах которых залегают отложения эвенкийской свиты. Более точный возраст можно установить только по структурным взаимоотношениям с телом траппов, залегающих на р. Вороговке. Их возраст определяется как пермотриасовый по аналогии с сибирскими траппами, а также потому, что в устье р. Черной Вороговский покров траппов подстилается угленосными отложениями с флорой, характерной для балахонской свиты Кузбасса (Подгорная, Гурьев, 1965). Траппы Вороговки лежат в той же структуре глубокого заложения, что и кимберлитовые трубы. Это дает возможность считать траппы и кимберлиты генетически родственными и одновозрастными образованиями. Такая связь подтверждается и тем, что в устье р. Малый Алманакан трубы взрыва сопровождаются образованием лавовых потоков щелочных базальтоидов и пикритовых порфиритов. Иными словами, кимберлиты Енисейского кряжа имеют возраст не древнее триасового. Отчетливо видно (фиг. 23), что кимберлитоподобные тела и находки алмазов четко укладываются в две грубо параллельные зоны, пространственно совпадающие с двумя разломами (Вятский и Главный) глубинного заложения. Вероятно, что вдоль этих зон будут обнаружены еще многие трубы и жильные тела кимберлитов и алмазы. Наличие кимберлитов в этих зонах свидетельствует о подновлении движений по разломам и в мезозойское время.

Фиг. 24. Диаграмма химического состава кимберлитов и родственных им пород на территории кряжа

1 - кимберлиты и родственные им породы на кряже; 2 - пикриты по Дэли; 3 - кимберлиты трубок Загадочная, Удачная и Мир в Якутии; 4 - средний состав кимберлитов на Дэли; 5 - пикриты р. Рыбной; 6 - кимберлиты трубы Премьер (Южная Африка)



Описание основных пород удобнее вести от свежих разностей к измененным, что примерно соответствует порядку от наиболее юных и древних

Оливиновые пироксены свежего облика встречены А.Д.Ножкиным (1965) в ключе Марсаловском (приток Уволги). Две маломощные дайки прорывают отложения лопатинской свиты и встречаются в пределах единой площади совместно с кимберлитами. По внешнему виду это плотные породы с афанитовой структурой, темно-серого с зеленоватым оттенком цвета и отчетливо порфировой текстурой. Фенокристаллы составляют не менее 10% от всей массы породы и образованы главным образом оливином, реже титан-авгитом. Оливин замещен серпентином и (или) тальком.

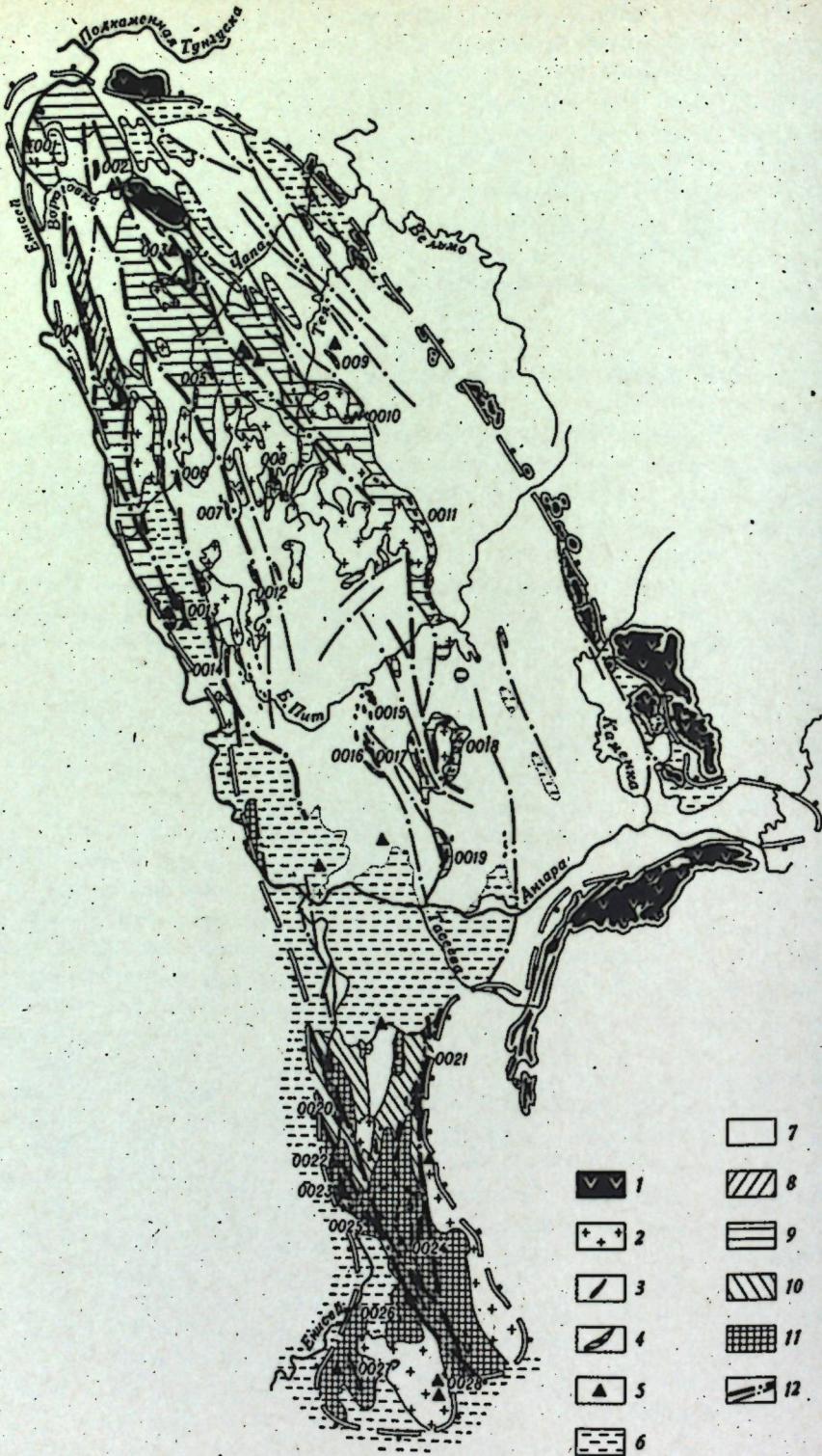
Основные породы и их дайковые комплексы

Среди основных пород кряжа (фиг.25Б) можно выделить две главные морфологические группы: дайки и пластообразные тела (сили). Обе эти разновидности генетически и тесно связаны. В данном разделе мы будем рассматривать только дайковые комплексы, а пластообразные тела опишем в разделе, посвященном эфузивам.

Дайки основного состава встречаются практически на всей территории кряжа. И почти каждый коллектив авторов дает дайковому комплексу новое название: таракский, тельбесский, формация слюдяных диабазитов,

Фиг.25А. Карта распространения пород щелочно-ультраосновной формации и месторождений типа докембрийских металлоносных конгломератов (на базе карты М.М.Одинцова и Б.М.Владимирова, 1966)

1 - выступающие древние ядра диссийских платформ (щиты) 2 - погруженные плиты диссийских платформ; 3 - области синийской складчатости; 4 - области завершенной нижнепалеозойской складчатости; 5 - области завершенной верхнепалеозойской складчатости; 6 - области завершенной мезозойской складчатости; 7 - области альпийской и современной складчатости; 8 - ядра с допалеозойским возрастом структуры; 9 - срединные массивы с палеозойским возрастом структуры; 10 - ядра с мезозойским возрастом; 11 - области вторичной тектонической активизации на платформах (а - палеозойской, б - мезозойской); 12 - области широкого распространения докайнозойских платобазальтов (а - девонских и верхнепалеозойских, б - перми и триаса, в - верхнего мела и эоцена); 13 - краевые глубинные разломы; 14 - кимберлиты послепротерозойские; 15 - кимберлиты допалеозойские; 16 - базаниты, их брекчии и туфобрекчии; 17 - меллититовые базальты; 18 - базаниты с пиролом, иногда с алмазом; 19 - щелочно-ультраосновные карбонатные комплексы; 20 - месторождения и рудопроявления докембрийских конгломератов сульфидного типа; 21 - то же, магнетит-гематитового типа. Цифры на карте: 1 - Витватерсранд и Оранжевая республика, 2 - Гана, 3 - Габон, 4 - Жакобина, 5 - Брайнд-Ривер, 6 - Австралия, 7 - Эндо-Коли



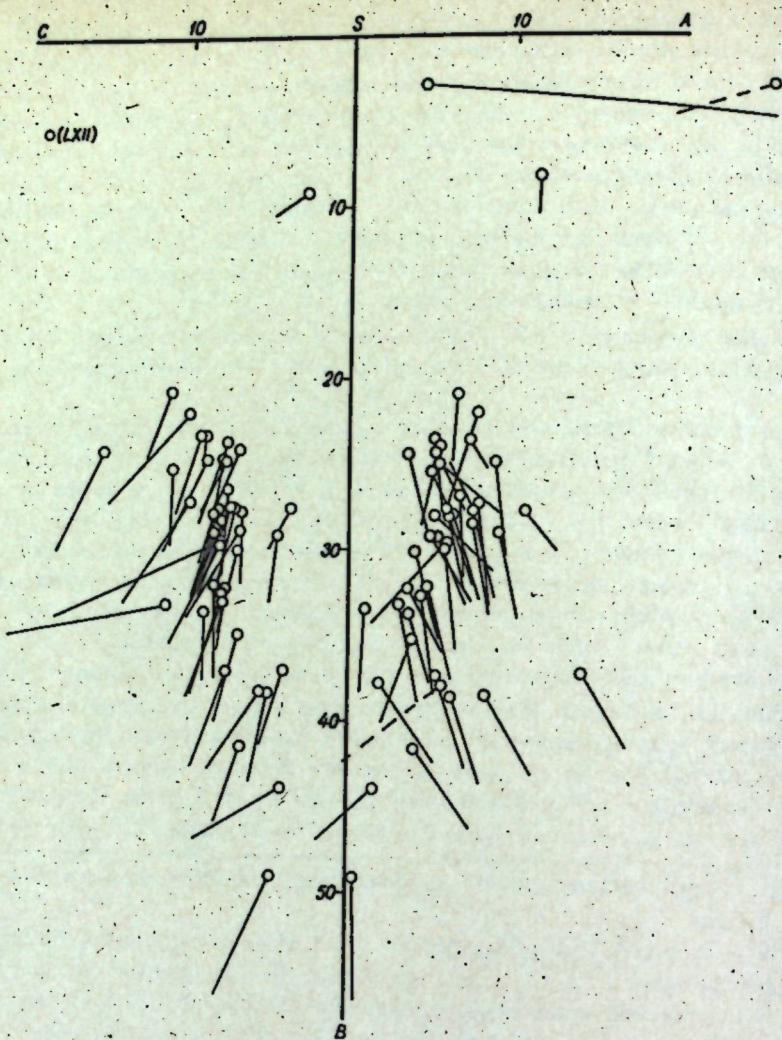
уралитовые диабазиты, юные диабазиты, ведугинский, сурхинский, горевский, токминский, индыглинский, вороговский и многие другие комплексы. Количество химических анализов основных пород из даек весьма ограничено (Приложение, 1, табл. 62). Среди всех этих пород встречаются дайки с резко различающейся основностью: от оливиновых пироксенов с содержанием кремнезема до 36,06% (табл. 62, анализы ХП-ХIV), до кварцевых лейкодолеритов с содержанием более 54% (табл. 62, анализы XXXI), но преобладают дайки диабазового состава. Дайковые породы довольно отчетливо отличаются и по степени метаморфизма; от свежих до превращенных в диабазовые сланцы.

Описание основных пород удобнее вести от свежих разностей к измененным, что примерно соответствует порядку от наиболее юных и древних.

Оливиновые пироксениты свежего облика встречены А.Д. Ножкиным (1965) в ключе Марсаловском (приток Увоги). Две маломощные дайки прорывают отложения лопатинской свиты и встречаются в пределах единой площади совместно с кимберлитами. По внешнему виду это плотные породы с афанитовой структурой, темно-серого с зеленоватым оттенком цвета и отчетливо порфировой текстурой. Фенокристаллы составляют не менее 10% от всей массы породы и образованы главным образом оливином, реже титан-авгитом. Оливин замещен серпентином и (или) тельком. Пироксен слагает основную массу породы, часто замещающуюся буро-вато-красным биотитом. Плагиоклазов мало и они замещены карбонатом. Рудный (титаномагнетит) выполняет многочисленные трещинки в оливине, но отмечается и в виде вкраплений. В породе очень много (до 1%) апатита с характерной короткостолбчатой формой кристаллов в срастании с пироксеном. Химический состав породы (табл. 62, ана-

Фиг. 25Б. Схема распределения основных пород и эфузивов на Енисей-кряже

1 - траппы; 2 - гранитоиды; 3 - основные эфузивы, базиты и ультрабазиты; 4 - кислые эфузивы; 5 - щелочные породы; 6 - палеозой-мезозой-кайнозойские отложения; 7 - поздний докембрий; 8 - исаковская толща; 9 - тейская серия; 10 - веснинская толща; 11 - Канский метаморфический комплекс; 12 - тектонические нарушения. Номера главнейших районов развития эфузивов: 001 - Осиновские пороги, 002 - Средняя Вороговка, 003 - р. Оленья, 004 - сурхинский район, 005 - Верхнетиссская площадь, 006 - Среднетиссская площадь, 007 - Мокрая Летняя, 008 - Шумихинское тело, 009 - Енашиминский район, 0010 - Южноказахстанский, 0011 - Чиримбинский (Ерудинский), 0012 - Лендахский, 0013 - Кийский, 0014 - Устьбольшепитский (Гремихинский), 0015 - устье р. Широкой (Токминский), 0016 - Сухопитский, 0017 - Верховье Мурожной, 0018 - Индыглинский район, 0019 - р. Рыбная, 0020 - Зимовейная, 0021 - Верхняя Ягодка-Шилка, 0022 - Предивинская полоса, 0023 - Кимбирский район, 0024 - Веснинская полоса, 0025 - Кузеевская полоса, 0026 - Немкинская полоса, 0027 - Бархатовская формация (по К.В. Радугину), 0028 - Канское слюдяное поле



Фиг.26. Диаграмма химического состава основных даек

лиз Х1У) указывает на повышенные содержания титана, фосфора, щелочей и извести при достаточно низком содержании магнезии, что заставляет искать связи породы с ультраосновными породами щелочного ряда, а не с гипербазитами. Фигуративные точки породы ложатся рядом с типичными тешенитами (фиг.26). Возраст этих пород по аналогии со сходными породами в бассейне Чапы, прорывающими там отложения нижнего кембрия, и по структурной приуроченности к району развития кимберлитов принимается А.Д.Ножкиным пермо-триасовым, а сами породы считаются генетически связанными с траппами.

Большое количество даек долеритов и кварцевых долеритов известно в пределах Горевского месторождения, а также в приустьевой части Ангары и по Енисею близ Савинского рудопроявления, (фиг.27). Во всех упомянутых районах дайки прорывают карбонатно-сланцевые по-



Фиг.27. Дайка долеритов мощностью около 1 м, пересекающая смятые в складки породы Усть-Ангарской свиты (а) и смещающаяся послойным нарушением (б) (правый берег Енисея в 40 км выше устья Ангары)

роды тунгусской серии. Контактовое воздействие весьма незначительное и проявляется в виде зоны закалки в дайке эпидотовых роговиков в экзоконтакте (мощность – первые сантиметры каждая). Контакты даек часто ступенчаты. В дайках встречаются ксенолиты неизмененных известняков, а в пределах Горевского месторождения отмечается пересечение даек прожилками галенита. Мощность даек изменяется от

Таблица 13

Средний химический состав даек (1) и силлов основного состава, и эффузивов основного

Тело	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1 – Дайки основного								
1	46,19	1,18	14,33	3,31	8,41	0,38	7,37	8,74
П – Траппы								
П	49,66	1,58	14,48	3,63	9,02	0,11	6,37	9,25
Ш – Основные								
003	43,57	2,64	15,31	4,30	8,53	0,13	4,10	7,57
004	43,65	0,38	11,36	2,67	5,35	0,14	17,65	8,59
005	41,74	0,91	15,31	2,91	8,79	0,44	18,77	8,19
011	49,54	1,21	16,37	3,69	4,39	0,17	6,72	9,30
0010	48,98	1,53	16,49	3,28	6,44	0,22	8,24	8,26
и др.								
0014	47,08	2,03	10,20	2,28	9,83	0,18	7,95	7,43
0015	40,85	1,07	10,12	4,01	8,98	0,14	18,48	6,44
0016	45,51	2,03	13,71	2,31	8,84	0,12	7,78	6,79
0018	47,31	1,84	14,14	4,55	5,89	0,21	7,56	9,54
0019	46,07	1,27	15,39	2,51	10,81	0,262	6,79	7,82
0020	48,91	3,07	15,03	2,99	10,05	0,19	7,52	10,45
0022	61,39	1,23	13,28	2,48	6,93	0,12	3,89	5,47
0023	50,22	0,86	16,92	2,87	8,81	0,15	5,81	8,62
0028	49,97	0,73	15,08	2,09	9,06	0,16	11,32	8,41
Числовые								
	a	c	с	b	S	a ¹	f ¹	m ¹
1	7,8	0,6	–	64,2	27,4	–	46,0	46,5
П	6,0	6,8	–	27,8	59,3	–	43,5	39,9
009	8,8	4,3	–	56,9	35,0	–	44,2	49,0
004	6,9	–	14,9	58,5	19,6	–	46,3	48,1
005	1,8	0,7	–	73,0	24,5	5,0	61,9	33,0
0011	5,2	2,6	–	59,8	32,4	–	36,6	35,5
0010	7,3	0,8	–	60,0	31,9	–	45,8	47,0
и др.								
0014	6,7	–	0,5	68,8	24,0	–	50,6	39,8
0015	10,0	–	11,9	59,8	18,3	–	59,8	33,9
0016	5,0	0,9	–	63,8	30,4	–	51,4	39,0
0018	11,0	–	1,0	59,4	27,7	–	39,5	53,1
0019	6,7	–	7,3	56,9	29,1	–	43,2	46,3
0020	4,2	1,6	–	64,0	30,2	–	46,2	51,1
0022	8,8	–	5,7	51,8	33,8	–	39,1	47,4
0023	4,7	1,6	–	61,8	31,9	–	43,7	48,7
0028	4,4	7,7	–	31,5	56,4	–	32,9	59,8

траппов (П) в отложениях Енисейского кряжа
состава (Ш) (в вес. %)

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₂	CO ₂	Коли- чество проб	№ табл. Прил.1
состава								
2,18	1,04	1,07	4,41	1,12	0,05	0,45	53	XП
1,86	1,07	0,15	1,498	–	–	–	16	XXIX
эфузивы								
3,10	0,71	0,15	8,46	0,48	0,039	10	XШ	
1,37	0,21	–	7,46	0,02	–	9	XIУ	
0,31	0,47	–	–	–	–	7	XV	
2,87	1,12	–	–	–	–	4	XV1	
2,09	1,56	0,12	0,25	0,002	–	9	XУП	
2,49	1,45	0,07	0,81	0,05	–	3	XУШ	
1,67	0,28	–	7,68	0,05	–	4	XIX	
2,64	0,49	0,84	5,18	0,14	0,02	5	XX	
1,87	0,83	–	3,29	0,069	0,003	20	XX1	
2,47	0,78	3,67	–	2,54	2,54	18	XXП	
1,49	0,58	0,68	–	0,193	–	12	XXШ	
2,16	1,53	1,44	–	0,13	–	5	XX1У	
2,49	0,65	0,59	0,684	0,14	–	7	XXV	
1,73	0,45	0,64	0,14	0,11	0,11	3	XXУ1	
характеристики								
c ¹	n-	φ	t	Q	a/c	f/m	ξ	ο
7,4	59,6	22,6	80,1	61,2	13,0	1,0	33,7	0,8
16,6	73,6	11,4	2,3	0,4	0,9	1,1	52,0	0,3
6,8	87,8	27,9	81,3	42,2	0,9	0,9	36,6	0,3
5,5	202,4	10,3	95,7	89,5	0,5	1,0	24,5	3,2
–	99,9	17,9	92,7	55,2	2,7	1,9	36,4	0,3
7,9	99,9	13,2	91,0	48,3	2,0	0,7	19,9	0,5
7,2	85,2	18,5	89,0	51,5	0,2	1,0	29,0	0,8
9,6	96,7	25,8	79,1	15,8	12,7	1,3	40,5	1,1
6,3	107,3	4,0	87,7	95,2	0,8	1,8	41,7	2,2
9,6	47,0	25,6	83,5	50,1	5,8	1,3	40,0	0,7
7,5	21,8	14,9	85,2	69,4	12,1	0,7	24,5	1,1
10,5	58,2	19,5	90,1	62,6	0,9	0,9	41,8	2,1
2,7	56,4	24,8	78,6	49,6	2,6	0,9	33,1	0,6
13,4	37,2	19,4	89,0	55,7	1,6	0,8	39,5	1,6
7,5	62,2	24,6	93,7	47,4	3,0	0,9	34,0	0,6
7,4	85,4	5,6	1,1	3,7	0,6	0,5	35,1	0,2

0,4 до 12 м, протяженность даек не выяснена. Различаются темно-зеленые, массивные, плотные, мелкозернистые (как чугун на изломе), иногда с неясно выраженной сланцеватостью, идущей поперек мощности. Структура пород афантитовая, иногда заметно порфировая. Породы состоят из сочетания в самых разнообразных количествах плагиоклаза (лабрадор, реже андезит), пироксен-авгита, оливин с примесью биотита и рудных – магнетита, пирита, халькопирита и ильменита. Из вторичных широко представлены иддингсит, серпентин, хлорит, карбонат; изредка отмечаются тальк и кварц.

Кроме долеритов, здесь встречаются и диабазовые порфиры, в которых основная масса сложена микролитами плагиоклазов и стеклом, а фенокристаллы представлены оливином и плагиоклазом. Порода значительно преобразована: стекло замещено агрегатом хлорита и карбоната, а фенокристаллы плагиоклаза серпентизированы. М.И.Просняков и Р.Н.Володин (1961) полагают, что наличие двух разновидностей пород обусловлено неоднородным строением даек с оторочками закалки в эндоконтакте и относительно более высокой раскристаллизацией в центральных частях тела. По химическому составу (табл.62, анализы ХУП-XXXП, ХШ, Ш-1У, XXXIУ-XXXIIУ) они также имеют многие черты сходства с траппами и отличаются от последних только пониженным содержанием TiO_2 , потерей при прокаливании и более высоким FeO / Fe_2O_3 . Средний состав даек и трешин (табл.13) в общем весьма схожден.

О возрасте даек этого комплекса можно судить по тому, что дайки пересекают породы тунгусской серии; причем их внедрение шло уже после складчатости. Это хорошо видно на фотографиях, где дайка пересекает (фиг.27а) смятую толщу известняков усть-ангарской (аналог киргитской) свиты, а сама смещается прослойным нарушением (фиг.27,б). Возраст во многом спорен. Одни исследователи считают эти дайки связанными с трappами, другие это мнение опровергают, так как дайки пересекаются галенитовыми прожилками, абсолютный возраст которых определяется цифрой, близкой к 1000 млн. лет. Не исключена возможность, что дайки образованы не одновременно, а относятся к различным комплексам, поскольку по составу они изменяются от пикритов (фиг.28) до диабазовых порфиритов и долеритов.

Существуют дайки сильно измененных основных пород, которые будут рассмотрены вместе с эффузивами.

Эффузивы в разрезе докембрия

Эффузивы и туфы в составе докембрийских отложений Енисейского кряжа отмечались многими исследователями, но сводных работ об их распределении в осадочно-вулканогенных формациях кряжа до сих пор не было. Г.И.Кириченко выделял особый, глушинский, осадочно-вулканогенный комплекс, объединяющий отложения почти всей сухопинской серии и частью тунгусской, развитые главным образом по западной окраине кряжа. Чрезвычайную насыщенность эффузивным материалом отмечал Ф.П.Ковригин при описании исаковской толщи, развитой несколько се-

вернее, но в этой же приенисейской полосе кряжа. Им же отмечались эффузивы в составе погорюйской свиты в верховьях Вороговки, Впоследствии этот район закартирован Ф.П.Кренделевым и Г.М.Массовым. Ими была показана приуроченность кислых эффузивов к ковригинской свите (аналог пенченгинской), а остальных – к свите р. Оленьей.

Трудность вопроса заключается в том, что очень часто бывает не-легко решать, является ли данный выход пород интрузивным или его следует отнести к вулканогенным образованиям. Туфы встречаются реже, и они не всегда сопровождаются покровами вулканических пород; и наоборот, вулканические породы не всегда сопровождаются туфами или туффитами. В некоторых случаях кислые эффузивы встречаются отдельно от основных, но в большинстве мест (реки Рыбная, Вороговская, Оленья, Исаковка) основные эффузивы перемежаются с кислыми (фиг.25 Б) Вулканическое происхождение пластовых тел можно считать твердо установленными только для района р.Оленьей (Крендлев, 1964). Во всех остальных случаях требуются дополнительные исследования.

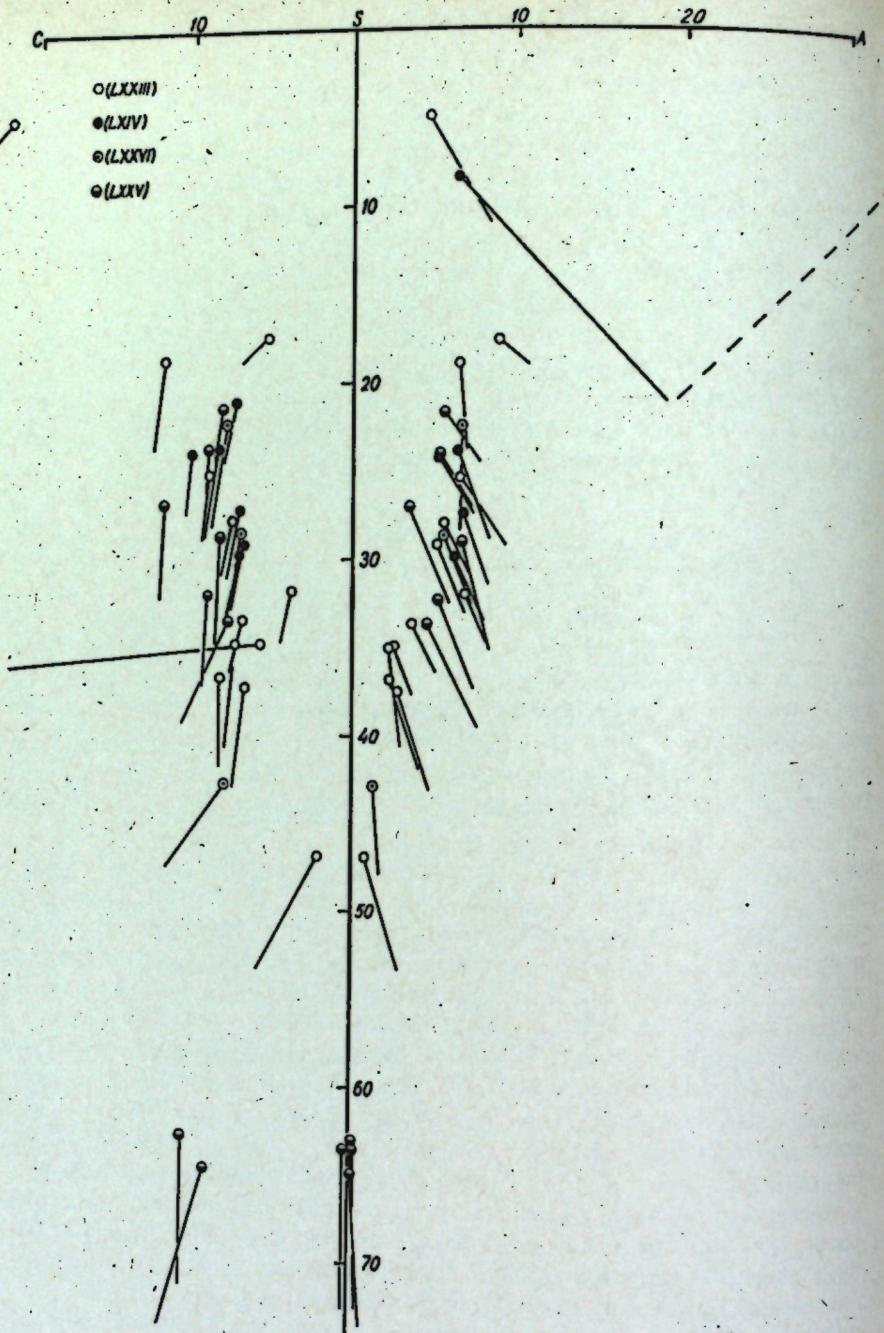
Эффузивы основного состава

Для многих районов (Кимбирка, Зимовейинский комплекс, Сурниха и др., фиг.25) одни авторы доказывают интрузивное происхождение основных образований, другие – вулканогенное. Нам придется рассмотреть все районы развития основных пород совместно, отнеся по примеру Ю.А.Кузнецова (1941) к интрузивным только дайковые комплексы.

Основные интрузивы развиты (фиг.28) в пределах распространения пород всех крупных стратиграфических подразделений и распределяются в разрезе следующим образом:

Палеозой и мезозой – тряпцы Вороговки, щелочные эффузивы Кии и Немкинского комплекса; чингасанская и осяянская серии и их аналоги – эффузивы не отмечены; тунгусская и сухопитская серия – Устьбольшепитский массив (он же гремихинский); устье р.Широкой (Токминский) и Сухопитский комплекс, Среднетисская площадь и, вероятно, реки Средняя Вороговка и Оленья; тейская серия заключает максимальное число районов: Осиновские пороги, Шумихинское тело, Южнокаламинский и Чиримбинский районы, верховья р.Мурожной, Индиглинский комплекс, устье р.Рыбной; исаковская толща включает Сурнихинский комплекс, а веснинская – Зимовейинский и Верхнеягодинский; Канский метаморфический комплекс вмещает в себя основные породы Кимбирского комплекса, Веснинской и Кузеевской полос, Барахатовскую формацию и основные тела Канского слюдяного поля. Описание главнейших особенностей основных пород крупнейших из перечисленных районов идет от более древних к молодым.

Бархатовская формация амфиболитов выделена К.В.Радутином (1937). Тела амфиболитов представлены зеленовато-серыми и зеленовато-черными мелко- и среднезернистыми породами гнейсовой текстуры. В шлифах структура пород проявляется как гнейсовая, гетеробластическая, метаморфогенная. Преобладает зеленая роговатая обманка с большим или меньшим



Фиг. 28. Сравнение химического состава основных пород Приенисейской зоны Сурниковского (L.XIV), Зимовейнинского (L.XXVII), Кимбирского (L.XXV) и Канского (L.XXVI) комплексов

участием ксеноморфных плагиоклаза и кварца, зерна которых вытянуты параллельно зернам роговой обманки. В породе отмечаются сфеен, магнетит, гранат, иногда примешиваются апатит и ортоклаз (и в этом случае кварц и плагиоклаз исчезают). В поперечном к гнейсовитости срезе структура пород гранобластическая. Породы в общем достаточно свежие, но все же плагиоклазы серицитизированы, а иногда появляются кварц-эпидотовые жилки. Тела амфиболитов имеют явно дайковый облик. Состав пород достаточно постоянный и выдержаный, что вместе с постоянством в характере изменений и с появлением гранатов свидетельствует, по мнению К.В.Радугина, не только об однородности их магмы, но и о региональном метаморфизме. Дайкообразные тела как будто пересекают тела есауловской формации, а сами они пересекаются жилами пегматитов, связанными с древними гранито-гнейсами. Этими фактами и определяется возраст формации как догранитный и дометаморфический. Химический состав пород не анализировался.

Описание основных пород южной части кряжа и их метаморфических разностей произведено Ю.А.Кузнецовым (1941). В составе Канского метаморфического комплекса им выделены основные и ультраосновные кристаллические сланцы и чарнокиты. К сланцевым разностям он относил пироксен-плагиоклазовые, кварц-пироксен-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые породы с различным соотношением всех перечисленных минералов. Все эти разновидности пород обладают сланцеватой или гнейсовой текстурой и идеальной грано-бластической структурой. Такие породы характерны для районов, называемых здесь Канским слюдяным полем, Веснинской полосой, Зимовейнинским и Кимбирским комплексами. Породы залегают среди гранатовых и гиперстеновых гнейсов в виде тонких прослоев и пропластков 0,5-1,0 м мощностью, образуя иногда и пластовые залежи мощностью в первые сотни метров. Переходы между гнейсами и описываемыми сланцами весьма постепенные. Минеральный состав пород довольно изменчив — ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз, кварц, биотит, буро-зеленая роговая обманка, апатит, циркон, ильменит и другие. Рудные минералы сочетаются в самых разнообразных соотношениях. В отдельных шлифах наблюдается характерная бластофитовая структура — вероятный свидетель того, что хотя бы часть пироксен-плагиоклазовых пород произошла за счет каких-то древних диабазов. Образование амфиболов Ю.А.Кузнецова связывает с воздействием повторного метаморфизма на пироксены, обусловившего превращение первоначально габброидных пород в амфиболиты. Габброидные породы Канского слюдяного поля хорошо описаны М.Н.Альтгаузеном (1934). В них преобладают массивные линзообразные и пластовые тела меланократовых граббо и иоритов. Мощность тел габброидов достигает 200 м. Главные породообразующие минералы — лабрадор, диопсидовый клинопироксен, энстатит и (или) гиперстен. Реже встречаются породы, в которых преобладают энстатит или бронзит, а плагиоклаз находится в подчиненном количестве. Изредка попадается биотит. Еще реже встречаются диопсид-плагиоклазовые породы, не содержащие ромбических пироксенов. Структура пород гранобластическая, сходная с типичной габбровой. М.И.Альтгаузен описал бластофитовый характер структур и склонен был объяснить их процессами плутонометаморфизма, сопровождающегося размягчением метаморфизующих осадочных мергелистых

толщи. Ю.А.Кузнецов считает, что офитовость габброидных пород является реликтовой и что, по крайней мере, часть этих пород является ортосланцами. В районе Богуная обнаружены специфические куммингтонит-пироксеновые породы, слагающие тела линзовидной формы. В них преобладают энстатит, зеленая шпинель, плагиоклаз, и буровато-желтая роговая обманка куммингтонитового характера. В отдельных образцах отмечается оливин или биотит. Породы исключительно свежие и даже оливин не серпентизирован. Ю.А.Кузнецов присвоил им особые названия - "богуниты" и "кузеевиты", подчеркнув тем самым их отличия от типичных чарнокитов.

Породы Зимовейинского и Кимбирского комплексов несколько отличаются от описанных. П.П.Скабичевский относил их к анортозитам. Ю.А.Кузнецов (1941) называет их бластомилонитами пироксен-плагиоклавых пород, переслаивающимися с бластомилонитами гранитовых гнейсов. Интересно отметить полосчатость этих пород, по внешнему виду напоминающую слоистость. Породы имеют типично гнейсовую текстуру; структура пород мостовая, а не офитовая. Все это дало возможность отнести их к чарнокитам. В составе пород наблюдаются резкие отклонения. В светлых прослоях преобладает свежий битовит, а энстатит и диопсид находятся в подчиненных количествах. В темных прослоях соотношение этих минералов обратное; причем появляется зеленая шпинель, а вокруг энстатитовых зерен - комочки бурой роговой обманки куммингтонитового характера. Процентное соотношение минералов изменяется и в обнажениях ниже устья р.Зимовейной; здесь в береговых обрывах отмечаются тонкие светлые полоски по существу гранодиоритового состава; причем содержание K_2O в таких прослоях увеличивается до 1,5% по сравнению с долями процента в обычных образцах. Увеличение содержания K_2O особенно характерно для приуставьевой части Кимбирки, где выделяются прослои гранодиоритового состава с общим содержанием щелочей выше 6%, причем большая половина приходится на долю калия (Приложение 1, табл. 75). Т.Я. Корнев (1961, 1962^{1,2}) описывает среди этих же комплексов габбро-нориты, нориты, анортозиты, диориты, пироксениты, гиперстеновые граниты и их метаморфизованные производные; амфиболиты, пироксен-гранатовые и пироксеновые гнейсы и сланцы.

Первично-магматический генезис чарнокитов поддерживают Л.Ф.Айнберг (1955, 1959), П.П. Скабичевский, А.Я. Булынников и др. Эта точка зрения нам представляется менее обоснованной, так как она не может объяснить полосчатость и тонкую перемежаемость всех разновидностей перечисленных выше пород и в общем высокие кларковые содержания редкоземельных элементов, не характерные для основных пород магматического происхождения. Об этом будет подробнее сказано во второй части работы. Заметим также, что в непосредственной близости от выходов основных пород обнажаются и метаморфизованные кварцевые порфиры эфузивного облика, появление которых свидетельствует в пользу первично-эфузивного генезиса основных пород южной части Енисейского кряжа.

Описанные Ю.А. Кузнецовым чарнокиты типа богунитов, кузеевитов располагаются и в зоне распространения габбро-норитов Зимовейинского и Кимбирского комплексов, отличаясь от них только количествен-

ными соотношениями минералов. Именно поэтому М.Н. Альтгаузен описал богуниты как обычные пироксен-плагиоклавые породы и не видел разницы между ними и обычными гнейсами основного состава. Л.Ф.Айнберг отмечает в составе чарнокитов реликты структур основных пород и считает поэтому все метаморфические образования, в том числе и чарнокиты, "сформированными за счет метасоматизма базитов путем их фельдшпатизации и окварцевания" (1959, стр. 3). Во всяком случае ясно то, что и чарнокиты, и основные породы Зимовейинского и Кимбирского комплексов образованы в результате единых процессов. Это еще раз подтверждает правильность вывода Ю.А. Кузнецова (1941) о палингенном происхождении чарнокитов.

Любопытны наблюдения Э.В. Наливкиной (1965^{1,2}), считающей Енисейскую формацию Ю.А. Кузнецова аналогом спилит-кератофировой формации. В ее работе показано, что енисейский метаморфический комплекс сложен в значительной мере аподиабазовыми, апорфоритовыми амфиболитами, амфиболитами и различными эпидот-амфиоловыми и эпидот-хлоритовыми сланцами. Мощность прослоев кислых и основных пород в этом чередовании изменяется от 10 см до 20-35 м, причем границы между разновидностями пород очень четкие. Отмечается присутствие реликтовых структур: офитовой, диабазовой и порфировой. Наилучшую сохранность обнаруживают кератофир и кварцевые порфиры, в которых отчетливо видна порфировая структура породы с фельзитовой, гранобластовой или лепидогранобластовой структурой основной массы.

Сходная картина наблюдалась и нами в береговых обнажениях Енисея выше и ниже Предивинска, где среди упомянутых пород встречаются прослои полевошпатодержащих микрокварцитов, тальковых и прохлорит-амфиоловых сланцев, небольшие пластообразные тела яшмовидных кварцевых порфиров и даже небольшие тела серпентинитов. Ниже Предивинска, против дер. Юдинка, в этой толще отмечаются тела мраморов, иногда актинолитизированных; причем в самой толще преобладают гранат-биотит-плагиоклавые, амфибол-плагиоклавые и биотит-полевошпатовые гнейсы.

Наши наблюдения подтверждают выводы Э.В. Наливкиной. Вместе с нею мы полагаем, что "наличие в интенсивно складчатой толще характерного переслаивания кератофиров, их туфов с аподиабазовыми амфиболитами, эпидот-амфиоловыми и эпидот-хлоритовыми сланцами, нахождение среди них прослоев тальковых и прохлорит-актинолитовых сланцев наряду с содержанием пород несомненно первично-осадочного происхождения, большая мощность толщи, приуроченность к ней малых согласных тел гипербазитов - все это свидетельствует о принадлежности енисейского метаморфического комплекса (или во всяком случае значительной его части) к осадочно-вулканогенной кератофир-спилитовой формации, образованной в ранней стадии развития геосинклиналии" (Наливкина, 1965¹, стр. 170). Этот вывод весьма важен, так как он позволяет по новому оценить перспективы западной части Енисейского кряжа. Он позволяет оценить природу крупнейшей в СССР Касской магнитной аномалии, протягивающейся вдоль левого берега Енисея от устья Посольской на юге до Ярцево и далее на север. Э.Я. Наливкина отмечает сходство спилит-кератофировой формации юга Енисейского кряжа с нижне-

протерозойской спилитовой формацией Приднепровья; в верхах последней залегают железистые кварциты криворожской свиты. Такой вывод может оказать существенное влияние на сопоставление сурнихиных гипербазитов с зимовейинскими, что позволит параллелизовать Енисейский метаморфический комплекс и исаковскую толщу как одновозрастные образования единой геосинклинальной зоны, заложившейся в нижнем протерозое на краю Сибирской платформы. З. Поскольку железорудные формации пространственно и, вероятно, генетически связаны с формациями древних конгломератов (Кренделев и др., 1966; Володин, 1965), появляется необходимость детального изучения разрезов, нижних частей Енисейского комплекса, в основании которого можно ожидать обнаружения крупного стратиграфического несогласия. Выявление последнего могло бы решить вопрос о наличии архея в южной части Енисейского кряжа.

Ультраосновные и основные породы Сурнихиńskiego комплекса подробно описаны В.П. Беловым (1964). Полоса базитов и ультрабазитов протягивается здесь почти на 150 км от Осиновских порогов до устья р. Тис. Геологическое строение этой части Енисейского кряжа во многом сходно с только что описанной полосой гипербазитов южной части кряжа. Основные и ультраосновные породы Сурнихинского комплекса залегают среди осадочно-вулканогенных отложений исаковской толщи. Эта толща содержит в составе зеленокаменные диабазы, распространенные в центральной области развития исаковской толщи. Туфогенные различия развиты восточнее. Исаковская толща лежит несогласно с конгломератами в основании на более метаморфизованных породах. Выше идут известковистые кварц-слюдистые сланцы, кварциты и филлитовые сланцы, среди которых появляются эффузивы основного состава, местами слагающие большую часть разреза. Еще выше встречаются прослои темно-серых известняков. Верхняя часть толщи, по данным Ф.П. и Е.К. Ковригиных, сложена доломитами серого и темно-серого цвета с подчиненными прослоями кварцитов и алевролинистых сланцев. Подчеркнем наличие в этой толще и кислых эффузивов (кварцевые порфиры Столбовой). Общая мощность толщи около 2,0-2,5 км. В.П. Белов отмечает, что ультраосновные и основные породы вместе с вмещающими отложениями исаковской толщи обладают всеми признаками образований начального этапа развития геосинклиналии. Их специфические особенности настолько характерны, что позволяют легко и надежно распознавать их при геологическом картировании и использовать эту формацию в качестве своеобразного возрастного эталона. В.П. Белов относит эту формацию к оphiолитовой, которая обычно связывается генетически и пространственно с глубинными разломами. Последние закладываются в начальные периоды формирования геосинклиналей (Пейве, 1945). Для гипербазитов Сурнихиńskiego комплекса характерны: а) линзовидная форма массивов и азимутально согласное с вмещающими породами залегание; б) гарцбургитовый состав (Приложение 1, табл. 64) исходных пород и слабая дифференциация магмы; в) преобладание магния над железом ($Mg/Fe > 1$); г) глубокая серпентинизация первичных пород. Иными словами, для Сурнихинского комплекса характерны все черты интрузий перidotитовой магмы гипербазитовых поясов.

Положение Сурнихинского, Зимовейинского, Кимбирского и других комплексов западного фланга Енисейского кряжа, вероятно, связано с глубинным разломом, заложенным в крыле крупного геосинклинального прогиба, отделяющего эвгеосинклинальную зону на западе кряжа от мио-геосинклинальной области на востоке.

Гипербазиты вместе с вмещающими их толщами претерпели метаморфизм, соответствующий фации зеленых сланцев. Степень метаморфизма неодинакова по всей этой полосе и даже в пределах собственно Сурнихинского комплекса заметно, что к югу интенсивность метаморфизма увеличивается, и уже в бассейне Нижней Сурнихи встречаются породы эпидот-амфиболитовой фации. В южной части кряжа степень метаморфизма еще более возрастает, и здесь мы видим переход от амфиболитовой фации в Зимовейинском комплексе к гиперстеновой (Корнев, 1962) в пределах Кимбирского комплекса и на юге в пределах Канско-Слюдянского поля. Зеленокаменное перерождение первичных вулканогенных пород Сурнихинского комплекса выражается в замещении первичных минералов уралитом, хлоритом, цоизитом, альбитом, лейкосенизации рудных. При метаморфизме происходит обеднение первичных пород шелочами, особенно калием, что видно из сравнения диабазов и серпентинизированных пород (Приложение 1, табл. 64). Всегда при первичные текстуры пород местами сохранены, что позволяет выделить среди них диабазы, диабазовые порфиры, порфиры и кристаллокластические туфы. На контакте с гипербазитами зеленокаменные диабазы превращаются в более крупнозернистые эпидот-актинолитовые породы с хлоритом, тальком и карбонатами. Мощность зоны изменения достигает 2 м. В.П. Белов (1964) считает, что отложение терригенных составляющих толщи, эффузивов и интрузивов было близко по времени, поскольку все они тесно переплетаются и дислоцированы совместно.

Заканчивая описание основных пород дотейского возраста, отметим следующее:

- все они располагаются в виде единой полосы, протягивающейся вдоль Енисея от широты Красноярска до устья Подкаменной Тунгуски;
- сравнение химического состава пород Приенисейской зоны (фиг. 28) указывает на их генетическое родство и, вероятно, на единые источники их формирования: все описанные комплексы принадлежат к единой осадочно-вулканогенной формации начальных периодов геосинклинального развития. По составу породы имеют все переходы от типичных перidotитов через гарцбургиты до диабазовых порфиритов и амфиболитов;
- наличие конгломератов в основании исаковской толщи позволяет надеяться на обнаружение несогласия в основании веснинской толщи;
- стык структур Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в нижнем протерозое проходил по долгоживущей эзоне глубинного заложения, подчеркнутой гипербазитовым поясом.

Основные породы, связанные с тейской свитой, протягиваются полосой от широты Ангары на юге до Осиновских порогов на севере (см. фиг. 25). Эта полоса совпадает с зоной распространения золотоносных месторождений и россырей. Она совпадает с выходами осевых частей Центрального, или Татарского, антиклиниория, и зонами глубин-

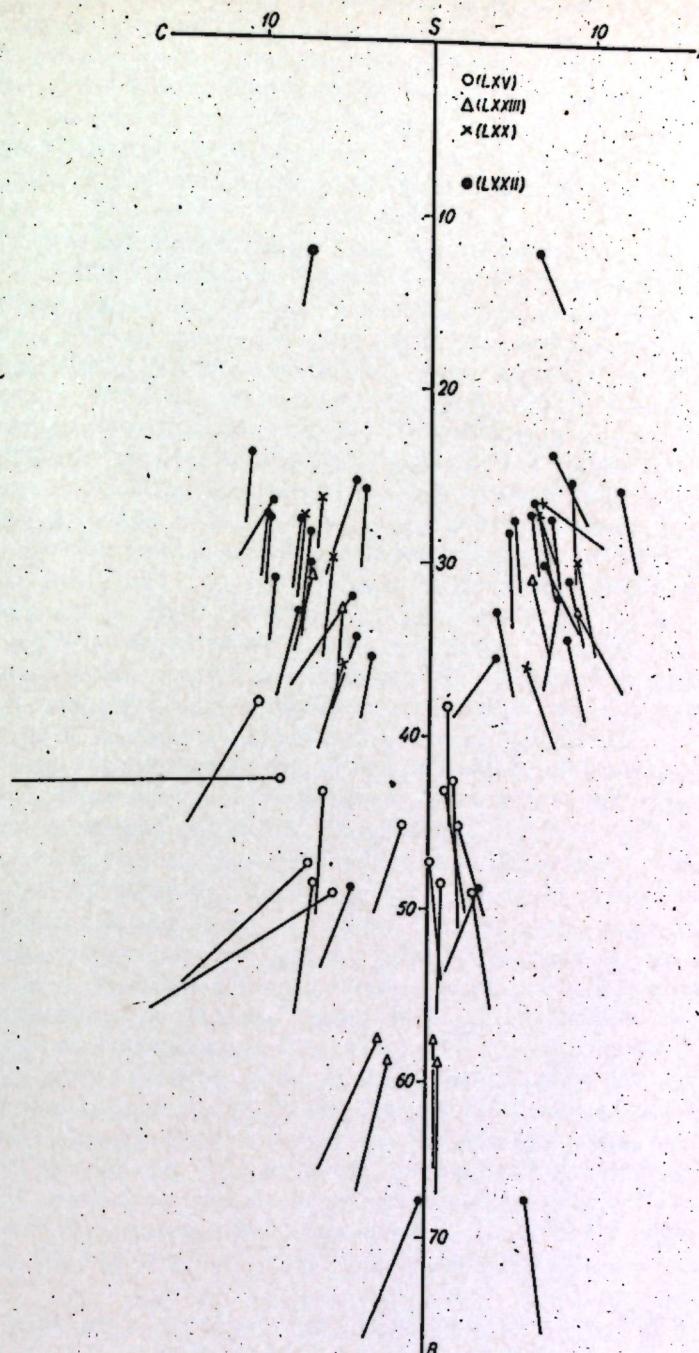
ных разломов, параллельных главным структурам Енисейского кряжа. К югу от Ангары полоса протягивается в верховьях р. Ягодки и Шилки, где эфузивы еще совершенно не изучены.

Для пород этой полосы имеется более пятидесяти химических анализов (Приложение 1, табл. 66-72).

Описание пород этой полосы сделано А.К. Мейстером (1910) на примере выходов по правому берегу Ангары близ дер. Рыбная, а затем Ю.А. Кузнецовым (1941).

В обнажениях свежие амфиболиты представляют собой темно-зеленые породы различных оттенков. Обычно они малозернистые массивно-по сложению, но среди них встречаются пятнистые, порфировидные, сланцеватые и разgneсованные разности. Форма тел неясная, но, скорее всего, линзообразная, причем линзы залегают согласно с вмещающими их сланцевыми породами пенченгинской свиты. Главнейшими породообразующими минералами являются зеленая роговая обманка, амтиолит, кварц и эпидот в самых разнообразных сочетаниях. Кроме того, встречаются хлорит, сфеи, ильменит, редко гранат и биотит. Роговая обманка уралитового характера и альбит (чаще всего № 3 - 10 и не выше № 15) встречаются во всех породах, все остальные минералы - спорадически. Среди сланцевых разностей в них встречаются редкие прослои кварцитов, графитистых и слюдяных сланцев. По минеральному составу породы почти не различаются, зато по текстурным особенностям среди них выделяются массивные альбитовые или эпидотовые празиниты и актинолитовые или хлоритовые сланцы. Очень часто породы карбонатизированы, и тогда в них встречается кальцит. Породы несут все признаки метаморфических изменений, и их первоначальный состав устанавливается с трудом, главным образом по реликтам минералов, текстур и структур. Отмечаются типично диабазовая, габровая, гранитовидная, трахитовая, порфировидная структуры и сланцевая текстура, что дает возможность предполагать их образование за счет пород основного ряда (габбро и габбро-диабазов). Сравнение химических анализов пород из района р. Рыбной (Приложение 1, табл. 72) показывает, что выделяемые разновидности имеют различный состав от пикритов до амфиболитов. Забегая вперед скажем, что состав амфиболитов не отличается от состава габбро-диабазов Сухопитского массива, залегающего в породах тунгусикской серии. Таким образом, для данного района устанавливается образование амфиболитов за счет диабазов и габбро-диабазов.

Основные породы Индыглинского комплекса и верховьев р. Мурожной однотипны с описанными выше, о чем свидетельствует и сходство химического состава этих пород (Приложение 1, табл. 71). И здесь преобладают ортоамфиболиты, роговообманковые и актинолитовые амфиболиты и их рассланцованные разности. Реже встречаются дайкообразные тела измененных диабазов и габбро-диабазов. В этом районе наиболее четко выражено возрастное положение комплекса: ортоамфиболиты залегают в верхних частях разреза пенченгинской свиты, пересекаются и метаморфизуются гранитоидами Татарского массива. Все другие массивы и районы развития основных эфузивов в намеченной полосе также не отличаются от описанных, что видно по химическому составу и хорошо отражено на диаграмме (фиг. 29). Некоторое повышение основности отме-



Фиг. 29. Диаграмма химического состава основных пород, связанных с тайской серией (Индиглинский комплекс): LХУ - верховья Сурники, LXXIII - индыглинский, LXX - Сухопитский массив, LXXII - Рыбная

чаются только для массивов в верховьях р. Шумиха, где среди вторичных минералов встречаются серпентин и вторичные карбонаты. Этот район лежит в стороне от главной полосы развития пород данного комплекса. Если в зоне Центрального антиклиниория выделяются две разности гранитов: (гнейсовые серые и красные интрузивного облика), то для района Шумихи известна только одна разновидность. В дальнейшем основные породы этой полосы и сходного возраста мы будем называть эфузивами Индыглинского комплекса.

Основные породы в составе сухопитской и тунгусикской серий известны в шести районах (фиг. 25 - районы с номерами 002, 003, 006, 0014, 0015, 0016) в пределах единой синклинальной структуры, крылья которой сложены породами тейской серии, а центральные части - верхними горизонтами тунгусикской серии. Все тела слагаются породами собственно диабазового состава. На картах масштаба 1:200 000 во всех шести районах показаны овальной формы тела, прорывающие породы тунгусикской серии. Это впечатление кажущееся и вызвано крайне скверной обнаженностью. На самом деле тела диабазовых или плагиоклазовых порфиритов имеют пластообразную форму, что доказано бурением в районе р. Оленьей. Здесь основные породы занимают до 40% разреза свиты р. Оленьей (фиг. 11), имеющей суммарную мощность около 1650 м. Как мы уже писали ранее (Крендлев, 1964¹, 1965¹), пластообразная форма тел основных эфузивов устанавливается по простианию в них пропластков песчаников и по структурным особенностям породы. В нижних частях тел (фиг. 30) структура порфиритов брекчевая со следами течения и ксенолитами подстилающих пород; в средних - кристаллическая, порфировая, в кровле - миндалекаменная; иногда встречаются пузыристые лавы, перекрытые прослойками туфопесчаников. Свежие диабазы и порфириты встречаются только в верхних частях разреза. Здесь они имеют пойкилитовую структуру и состоят из основного плагиоклаза, моноклинных пироксенов (авгит) и роговой обманки, иногда опалитизированной (фиг. 31а). В средних частях разреза основные породы изменены: темноцветные минералы нацело хлоритизированы и включают пылеватые обособления минералов из группы гетит-гематита; плагиоклазы соссюритизированы; мезостазис превращен в почти изотропную хлорит-карбонатную массу, включающую неправильной формы реликтовые зерна магнетита (фиг. 31, б, в, г). В нижних частях разреза, особенно в основаниях покровов, породы сильно рассланцованны и по существу превращены в диабазовые филлитовидные сланцы, сохраняющие только реликты первоначальной структуры. Фенокристаллы плагиоклазов приобретают форму глазков, ориентированных в плоскостях рассланцевания (фиг. 31, д, е). Основная масса становится бурой, непрозрачной, а зернышки новообразованного кварца угасают почти одновременно.

В составе толщи встречаются горизонты туфопесчаников и туфитов (фиг. 31, ж), а в верхних частях разреза нами обнаружены и описаны туфы плагиоклазовых порфиритов. Химический состав свежих и измененных основных эфузивов р. Оленьей приведен в табл. 63 (Приложение 1). К обсуждению характера изменения основных эфузивов мы вернемся в последней главе.

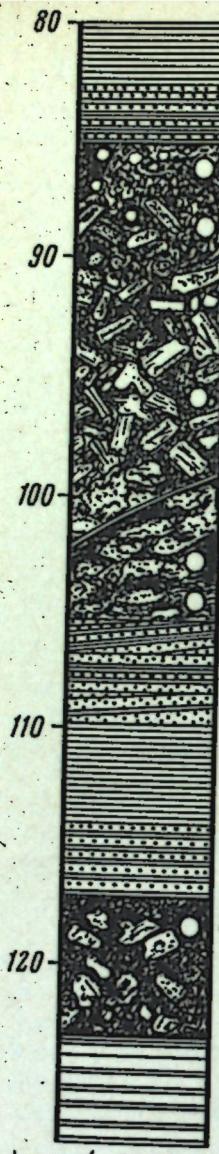
Измененные основные эфузивы по существу ничем не отличаются от пород Индыглинского комплекса. Сходные породы встречаются нами и в пределах Николаевского месторождения в керне одной из скважин. Здесь основные эфузивы залегали в составе кординской свиты и были сильно карбонатизированы.

Собственно Сухопитский комплекс описан А.К. Мейстером (1910), отметившим, что породы комплекса состоят из пироксена (бастит?) и плагиоклаза (лабрадор и андезин) и обладают типичной офитовой структурой. В них постоянно встречаются титаномагнетит, ильменит и хлориты. Породы почти повсеместно хлоритизированы, а в отдельных образцах отмечается даже серпентин. Постепенное изменение диабазитов приводит к замещению первичных минералов агрегатом хлорита и кальшита с примесью эпидота, кварцита, но реликты структуры все же позволяют распознать первоначальный состав породы. А.К. Мейстер упоминает рассланцовку таких измененных пород и связывает ее с воздействием динамометаморфизма. Химический состав пород (Приложение 1, табл. 70) этого комплекса несколько отличается от состава пород бассейна р. Оленьей. Здесь отчетливо проявляется резкое преобладание натрия над калием; отмечается более высокое содержание магния, что дает основание относить эти породы к габбро-диабазам. Первое описание этих пород принадлежит А.П. Карпинскому (1887), назвавшему их эпидоритами.

Диабазы Токминского и Гремихинского массивов отличаются от описанных тем, что среди темноцветных минералов встречаются роговая обманка и ее уралитизированная разность. Метаморфизм пород проявлен слабее, и здесь более отчетливо можно видеть первичную типично диабазовую структуру пород. Химический состав пород этих массивов (Приложение 1, табл. 68, 69) сходен с описанными, но для Токминского комплекса характерно еще более высокое содержание MgO и серпентинизация.

Основные породы диабазового состава залегают во всех отложениях от удерейской свиты до погорюской и в местах, где наблюдаются сектущие контакты, метаморфизуются отложения упомянутых свит. Сами эти породы метаморфизуются гранитами Татарского и Аяхтинского массивов. По степени метаморфизма диабазы и плагиоклазовые порфириты достаточно надежно отличаются от ортоамфиболитов Индыглинского комплекса. Вещественный и химический составы у них довольно сходные, в чем нетрудно убедиться, сравнив положение фигуративных точек на диаграмме А.Н. Заваринского (фиг. 32). Но все же заметно некоторое увеличение основности с продвижением на юг, что, вероятно, отражает большую глубину эрозионного среза на юге.

Мы уже упоминали, что основные породы не встречались в составе осянинской и чингасанской серий, и ни в одной точке кряжа пока нет сектущих эти серии интрузивов основного состава. Следующим крупным периодом излияния магм основного состава явилось время образования траппов - таких же, как и на сибирской платформе. В пределах самого кряжа траппы известны в виде тела в среднем течении р. Вороговки и в виде крупных пятен на водораздельных пространствах



Фиг. 30. Зарисовка керна скв. 26 в инт. 80-125 м.

Отчетливо видно изменение структуры пород в разрезе пластообразного тела порфиритов; кружками показаны места отбора шлифов, описанных в подписях к следующей фигуре

Ф-81-62

Фиг. 31. Главные типы основных пород бассейна р. Оленьей и их структуры
а - диабаз (обр. Ф-170-02, скв. 24, инт. 102,5-110,3 м.).

Моноклинный пироксен - основное; роговая обманка - два зерна с хорошо выраженной спайностью. Полевой шпат серишизирован. Миндалина выполнена карбонатом, вокруг нее - оторочка мелкозернистого кварца. Диаметр поля зрения во всех зарисовках 6 мм;

б - плагиоклавозовый диабазовый порфирит (обр. Ф-81-62 из обнажения 102, расположенного в 750 м к запад-юго-западу от устья скв. 29);

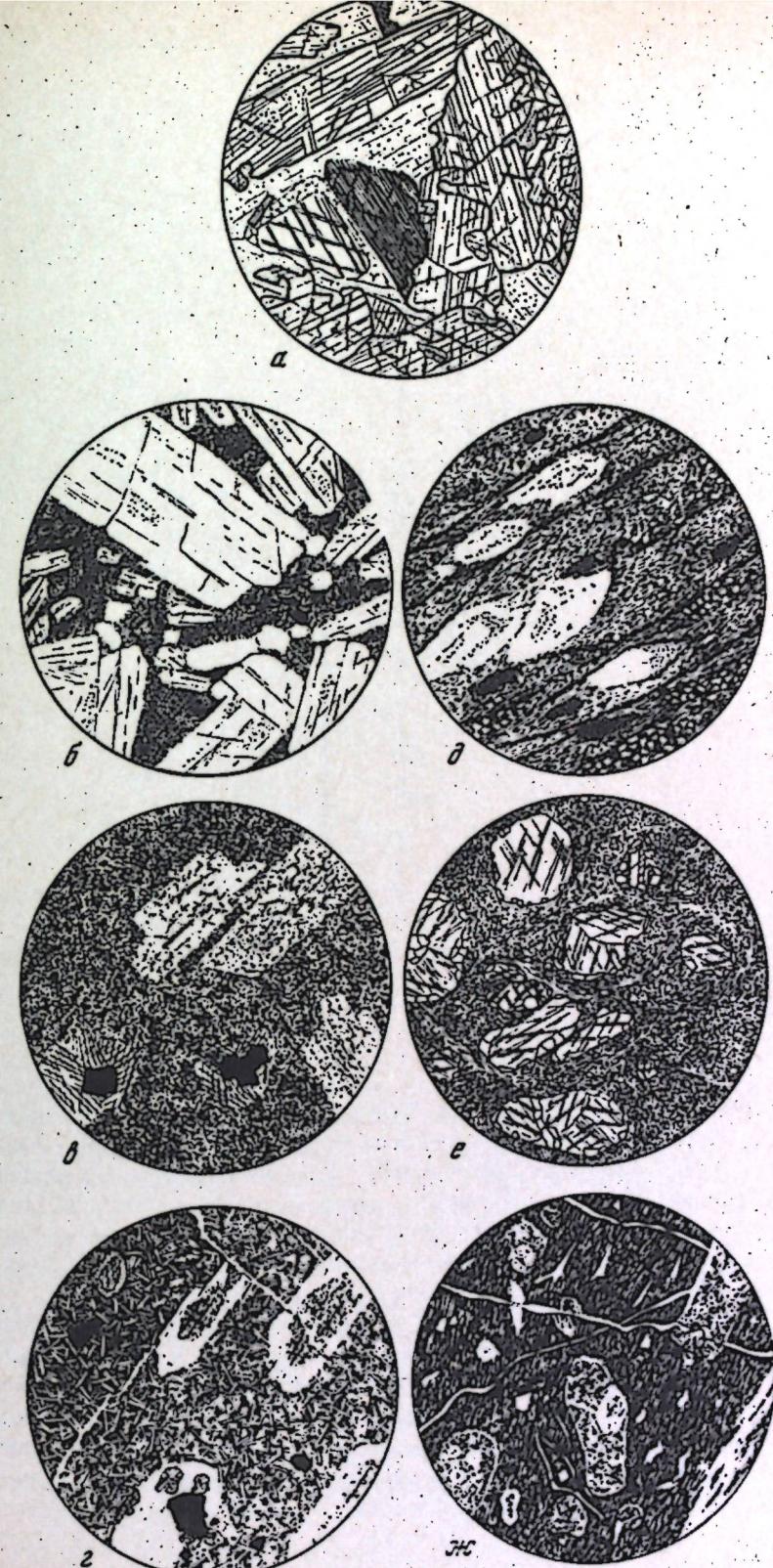
в - плагиоклавозовый порфирит (обр. Ф-123-62, инт. 89 м.). Крупные фенокристаллы - олигоклав-андезин № 25-35. Миндалины выполнены хлоритом (мелкие точки) и карбонатом (в центре). В миндалинах - пирит; черные точки в основной массе - титаномагнетит; прожилки кварц-карбонатного состава;

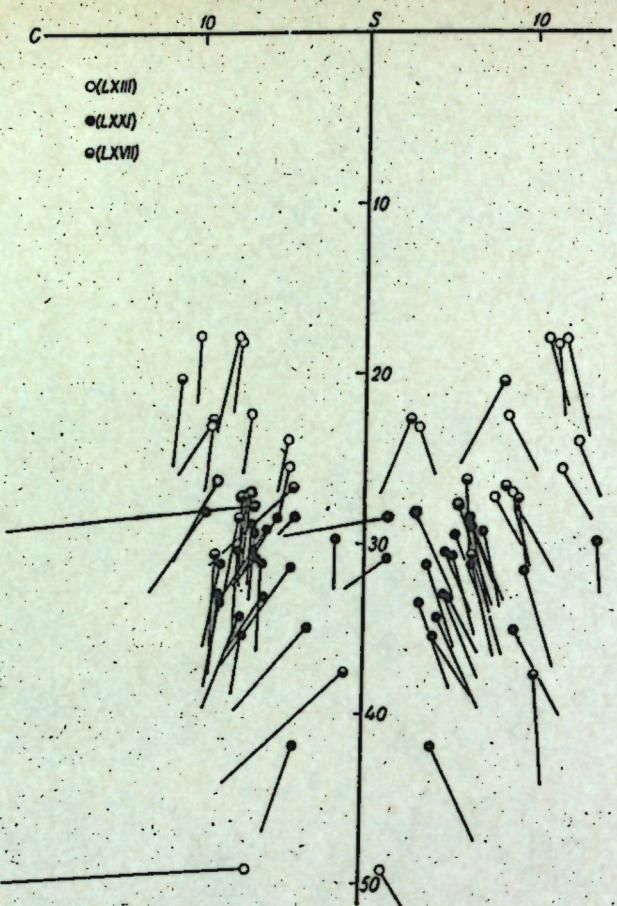
г - измененный плагиоклавозовый порфирит (обр. Ф-126-62 из маломощного тела, скв. 26, инт. 119 м.). Миндалины карбонатов с пиритом - в центральных частях. Основная масса - карбонат-хлорит-лимонитовая вакка;

д - диабазовый сланец с реликтовыми "глазками" плагиоклавозов (обр. Ф-125-62, скв. 26, инт. 114,5 м.). Основная масса - бурая, почти изотропная вакка;

е - измененный миндалекаменный порфирит (обр. Ф-122-62, скв. 26, инт. 86 м.) с вихреватой структурой основной массы. По стенкам миндалии, выполненных карбонатом, - цепочки зерен кварца;

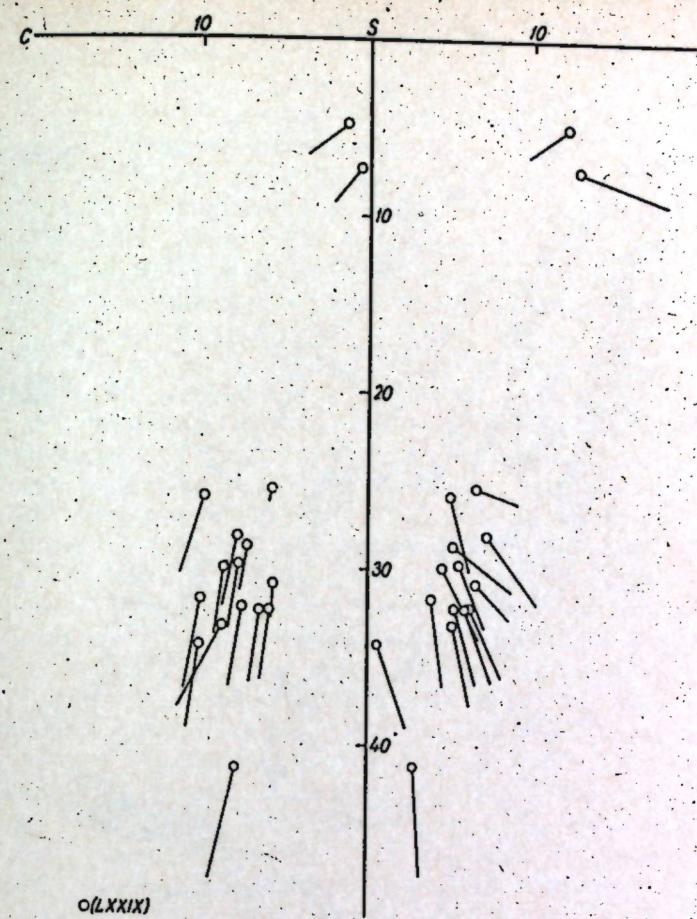
ж - туф плагиоклавозовых порфиритов (обр. Ф-87-62, обн. в ключе Лиственном) с оторочками халцедона. Белые угловатые обломки - кварц, мелкие точки - хлорит. Округлые миндалины выполнены карбонатом (белое) и хлоритом (точки). Прожилки - кварц





Фиг. 32. Диаграмма химического состава основных пород Сухопитского комплекса по р.Оленьей (LХШ), Индыгле и Татарке (LXXI) и Еруде (LХУП)

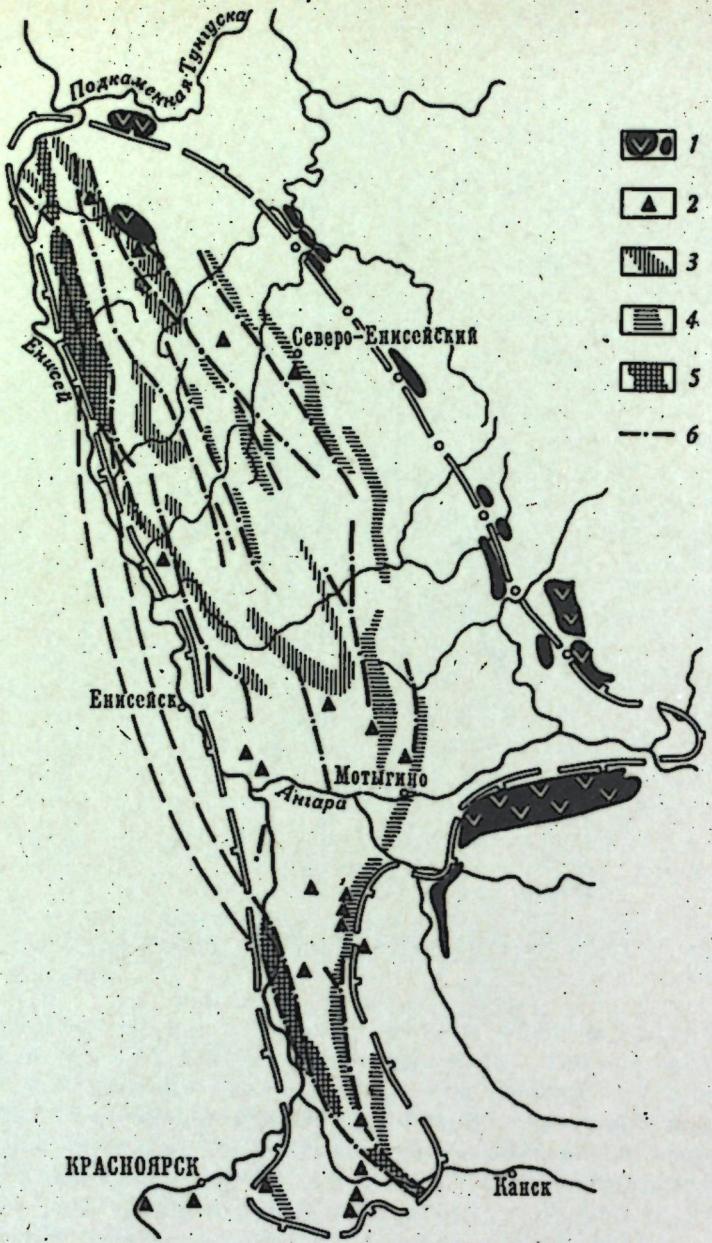
упомянутой реки с Подкаменной Тунгуской. Вороговский трапповый покров приурочен к той же структуре глубинного заложения, что и породы Индыглинского и Сухопитского комплексов. Траппы развиваются главным образом в шовной структуре, отграничивающей Енисейский кряж от платформы. Многочисленные тела траппового состава отмечаются в верховьях р.Аладынай в среднем течении Каменки и в северо-западном обрамлении Кансской впадины. Описание траппов не входит в наши задачи, и в связи с этим мы ограничимся обсуждением сходств и различий химического состава траппов и пород Сухопитского и Индыглинского комплексов (фиг. 33). В среднем химический состав практически не отличается от состава пород, связанных с тейской серией. И здесь наблюдается тоже резкое преобладание натрия над калием и повышенное содержание магния. Фигуративные точ-



Фиг. 33. Диаграмма химического состава траппов Енисейского кряжа.

ки химических составов траппов располагаются в тех же полях, что и для пород Индыглинского комплекса (фиг. 27) и даек основного состава (фиг. 26). Если бы не различная степень метаморфизма и не текстурные особенности пород, их было бы трудно различать. Создается впечатление, что магмы, образовавшие породы Зимовейинского (Сурнихиинского), Сухопитского комплексов поступали по зонам крупных разломов из единого магматического очага, а Индыглинского комплекса и траппы – из других. Очень четко видна их пространственная разобщенность, обусловленная различным временем возникновения зон глубинных разломов (фиг. 34).

На внешнем крае платформы в нижнем протерозое заложился Енисейский глубинный разлом, с которым связано образование сурнихиинского гипербазитового пояса, знаменующего начальные стадии заложения геосинклинального прогиба. Возможно, в это же время заложилась и зона Центрального разлома, с которым связано образование основных пород Индыглинского комплекса. Этот разлом располагается восточнее Ени-



Фиг. 34. Схема размещения основных эфузивов различных комплексов на территории Енисейского кряжа

1 - тралы; 2 - щелочные породы; основные эфузивы комплексов: 3 - Сухопитского, 4 - Индигиринского, 5 - Сурининского, Зимовенинского и Кимбирского; 6 - крупные тектонические зоны

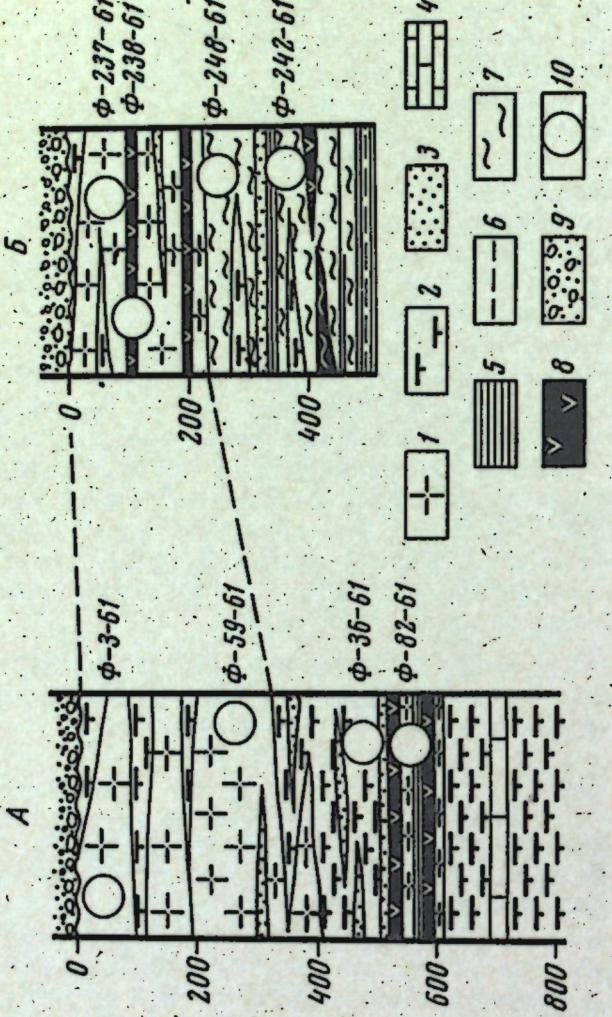
сейского. Скорее всего, его заложение следует относить к началу формирования пород Тейского комплекса. Началу отложения пород сухопитской серии предшествовало прогибание, осложненное глубинными разломами, смешенными к востоку. Эти разломы пространственно совпадали с Центральным разломом. Формирование крупных масс основных пород в Енисейской зоне в это время не было. Следующий период, когда шло формирование пород осянинской и чингасанской серий, также сопровождался прогибаниями, смешенными еще дальше на восток, но здесь основные породы не изливались (а может быть, просто еще не выявлены). Отложение осадков этих серий шло в грабенообразных сравнительно локальных по площади структурах. Рубеж протерозоя и палеозоя отличался от предыдущих эпох образования основных пород. Следующая эпоха падает на границу палеозоя и мезозоя, когда шло излияние колоссальных масс сибирских траппов. И этому этапу предшествовало прогибание, накопление осадочных формаций кембрия, ордовика, силура и девона в структурах, примыкающих к кряжу, и отчасти в грабенообразных отложениях. Зоны глубинного заложения сдвинулись еще далее к востоку, и излияние траппов шло по шву структуры кряжа и Сибирской платформы, а в пределах самого кряжа - в зоне наиболее значительного опускания грабена в среднем течении Вороговки. Енисейский и Центральный разломы также активизировались, но не на столь значительную глубину. По ним в это время происходило внедрение интрузий, щелочных эфузивов и даек основного и щелочного состава, воздымались метаморфизующие растворы. Местами шло становление даек долеритового состава. Эти последние отличаются от всех других основных пород кряжа исключительной свежестью; в них сохраняется даже оливин. Кислые эфузивы (фиг. 25) развивались вдоль Енисейского и Центрального разломов и неизвестны в более молодых структурах. Щелочные эфузивы также развивались вдоль тех же структур и тоже неизвестны вдоль современного шва кряжа и платформы.

Таким образом, анализ распространения основных эфузивов пород во времени и пространстве дает многие дополнительные факты для раскрытия истории геологического развития Енисейского кряжа.

Кислые эфузивы

Кислые эфузивы изучены наиболее полно в бассейне р. Оленьей. Результаты исследований изложены в работах Ф.П. Крендлева (1969), В.С. Домарева и Г.Б. Кочкина (1965).

Кварцевые порфиры и их туфы залегают в составе метаморфизованных отложений ковригинской свиты (аналог ленченгинской), в ее верхних частях. На размытой поверхности свиты, в том числе и на кварцевых порфирах, с перерывом и незначительным угловым несогласием залегают олигомиктовые конгломераты базальных горизонтов свиты р. Оленьей (см. фиг. 11). Упомянутые разновидности кислых пород сложно переслаиваются между собой (фиг. 35). Мощность пластообразных тел кварцевых порфиров достигает 300 м. В нижней части пачки вулканогенных пород преобладают туфы и туфолавы, появляются тонкие



Фиг. 35. Литологические разрезы Ковригинской свиты
(А - в устье ключа Оленьего, Б - у северо-восточного подножья горы Коврига)

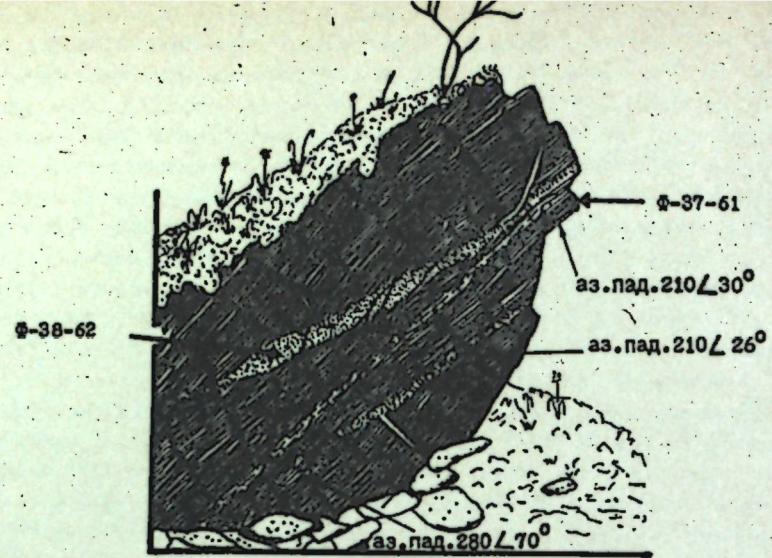
1 - кварцевые порфирлы; 2 - туфы кварцевых порфирок; 3 - песчаники и туфопесчаники; 4 - известняки; 5 - сланцы; 6 - алевролиты и кварциты; 7 - амфиболиты, хлоритовые и хлорит-серпентитовые сланцы; 8 - порфириты; 9 - базальные конгломераты свиты р.Оленьей; 10 - места отбора образцов и их номера

пласти и линзы плагиоклазовых порфиритов, почти лишенных фенокристаллов. Еще ниже наблюдается чередование кварцевых порфиритов, серпентитовых, диабазовых и амфиболовых сланцев; причем мощности отдельных прослоев иногда не превышают 10-15 см. В самых низах видимой части разреза находится 15-метровый пласт толсто-слоистых известняков. Ниже пласта снова идет мощная пачка туфов кварцевых порфиритов. В отдельных скважинах, прошедших до "дна" толщи кислых эфузивов, вскрыты кварштатвидные песчаники и кристаллические сланцы, иногда с магнетитом. Все эфузивы вместе с осадочными породами свиты интенсивно рассланцованны и изменены. Направление рассланцовки во всей толще моноклинально и не совпадает с направлением напластования. Рассланцовка настолько тонкая (фиг. 36), что в обнажениях бывает трудно отбить образец.

В обнажениях кварцевые порфирлы имеют серый, светло-серый или желтелтовато-серый цвет. Они окрашены в красноватые и бурьи тона гидроокислами железа. Отчетливо видна порфировая структура породы с афанитовой структурой основной массы. Вкрапленники занимают до 20% породы, но встречаются и фельзитовые разности. Основная масса породы пойкилитовой, микропойкилитовой, микрофельзитовой, реже микрогранитовой и еще реже сферолитовой структуры (фиг. 37). Среди вкрапленников преобладает кварц; полевые шпаты только калиевые и встречаются крайне редко. Темноцветные минералы не встречались ни разу, если не считать мелких псевдоморфоз хлорита по биотиту в единичных шлифах (из сотен). Зерна кварца обычно округлые, иногда отчетливо шестиугольные (сечения в шлифе). Многие зерна разбиты трещинками и как бы сдавнуты. Граница зерен нечеткая, каждое зерно окружено каймой оплавления шириной в 10-15 мк. В некоторых зернах видны концентрические и радиальные трещины, причем последние не выходят за границы оплавленных зон. Вдоль концентрических трещин часто видны пузырьки-включения с показателями преломления ниже, чем у кварца. Очень редко встречаются мельчайшие газово-жидкие включения. Совершенно очевидна частичная, иногда полная резорбция зерен кварца (фиг. 37, А).

Основная масса даже свежих пород раскристаллизована и превращена в кварц-серпентитовый агрегат. Во многих образцах по основной массе развиты карбонаты из группы анкерита и мангано-кальцита и редко микроклин. Последний развивается по прожилкам, пересекающим зерна кварца, первичные полевые шпаты, пластинки серпентита, иногда приспособлен к сферическим трещинам в зернах кварца.

Как отмечалось выше, кислые туфолавы (фиг. 38), туфы и туфопесчаники образуют мощные горизонты или тонкие прослои и линзы. Цвет этих пород изменяется от пепельно-серого до яблочно-зеленого и даже мясо-красного в зависимости от наложения процессов серпентизации, хлоритизации или микроклинизации. В целом это полосчатые, сланцевые и комковатые по текстуре породы. Иногда в них встречаются лапилли и крупные вулканические бомбы, а также обломки других пород и зерен кварца. Структура породы обычно тоже порфировидная (фиг. 38). Слоистость пород обусловлена наличием прослоев с различными разрезами или различным процентным содержанием обломочного материала. Остро-угольные обломки, напоминающие битую черепицу, иногда с зазубренными



Фиг. 36. Характер рассланцовки кислых эффузивов Ковригинской свиты

Первичная слоистость подчеркнута линзами туфопесчаников (мощность в раздуве 15 см). Обнаружение — на правом берегу р. Оленьей

краями, представлены кварцем, раскристаллизованным стеклом, что придает им сходство с игнимбритами.

Общая особенность всех этих пород по сравнению со "средними" (по Дэли) заключается почти в полном отсутствии CaO и повышенном содержании K_2O . Последний обычно преобладает над Na_2O . Кварцевые порфиры пересыпаны алюминием и особенно кремнеземом (Приложение 1, табл. 77). Они относятся ко второй группе по классификации А.Н. Заваринского. Туфы обогащены Fe_2O_3 , CaO и Na_2O по сравнению с порфирами, но и в них K_2O больше, чем Na_2O . Резко повышены содержания TiO_2 , FeO , P_2O_5 а также потери при прокаливании, зато заметно ниже содержание кремнезема.

По характерному, почти горизонтальному направлению векторов (фиг. 39) кварцевые порфиры можно сравнить с гранитоидами второй фазы (см. фиг. 15), с которыми они, вероятно, связаны генетически.

Р.Б. Карпинский и Е.И. Врублевич отмечали дайковые тела и штоки кварцевых порфиров в прилегающих районах, прорывающие отложения низов тайской серии и печенгинской свиты. В этих дайках отмечается повышенное количество вкрапленников калиевых полевых шпатов, а структура пород становится микрогранитовой, порфировой или порфировидной. Принципиально важно отметить, что кварцевые порфиры встречаются только в составе ковригинской свиты и не отмечены в отложениях свиты р. Оленьей.

Порфировидные породы типа керсантитов на краю описаны Л.А. Ячевским (1904) на островах в районе Осиновских порогов. Обращаем внимание на то, что и здесь кварцевые порфиры соседствуют с телами основных и даже ультраосновных пород (эмеевики).



Фиг. 37. Кварцевые порфиры Ковригинской свиты с различной структурой основной массы.
А — с микрофельзитовой (обр. Ф-3-61); Б — с микротекстовой (Ф-82-61); В — со сферолитовой (Ф-287-61). В шлифе А хорошо заметны резорбция фенокристаллов кварца и зональное расположение включений в них раскристаллизованного стекла; различается петельчатая сеть сериита второй генерации. В шлифе Б фенокристаллы микроклина заличиваются карбонатом. Диаметр поля зрения (ДПЗ) 6 мм. Здесь и далее николи скрещены.



Фиг. 38. Туфолова кварцевых порфиров (обр. Ф-36-61). Неправильной формы обломки кварца, мелкие лапиллы раскристаллизованного стекла. Хорошо видна сеть прожилков сериита второй генерации. Образец из нижней части коры выветривания

Еще ранее Л.А. Ячевский (1900) упоминал кварцевые порфиры в районе Енашимо и привел их анализ (Приложение 1, табл. 38). Позже Т.М. Дембо (1943) описал их как метасоматические псевдопорфиры, залегающие в зоне контактового ореола Каламинской гранитной интрузии в толще удерейской и чиримбинской свит. Мощность тел изменяется от нескольких метров до 100 м и более. Т.М. Дембо отметил, что местами эти породы превращены в серицит-хлоритовые, слюдяные, иногда с гранатами, сланцы. По внешнему виду они ничем не отличаются от тех, которые описывались нами в районе р.Оленьей.

Описание кварцевых порфиров из района среднего течения р.Рыбной произведено А.К. Мейстером в 1905 г. Он дал им название кварцевых кератофиров. В его работе приведены два анализа (Приложение 1, табл. 78) и подчеркнуто, что в этих породах Na_2O преобладает над K_2O . Кварцевые порфиры сильно метаморфизованы и легко могут быть приняты за филлитовые сланцы, так как порфировые выделения очень мелкие.

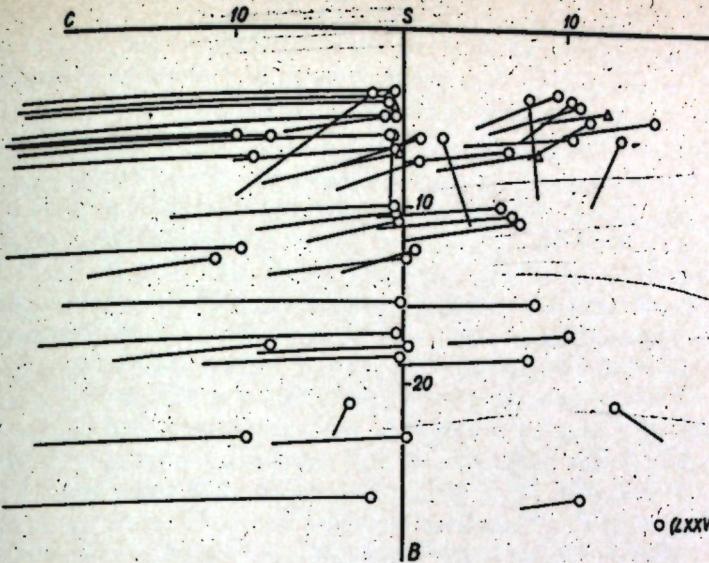
Кварцевые порфиры по р.Большая Мурожная отличаются от описанных только тем, что в отдельных случаях среди вкрапленников появляется даже олигоклаз, т.е. порода содержит некоторое количество CaO , но и она может быть отнесена к кварцевым порфирам, поскольку среди вкрапленников преобладает кварц, а альбита больше, чем ортоклаза.

Порфировидные породы излучины Большого Пита А.К.Мейстер связывает со щелочными разностями Рязанского (по Г.И. Кириченко – Глушихинского) гранитного массива. И здесь кварцевые порфиры сильно метаморфизованы и напоминают по внешнему виду глинистые сланцы. Под микроскопом видно, что зерна кварца оплавлены, как пишет А.К. Мейстер, с характерными втеками основной массы, с бухтами и т.п. Среди фенокристаллов встречались и полевые шпаты, о чем можно судить по характерным агрегатам серицита. Основная масса состоит из агрегата мельчайших зерен ортоклаза и кварца, различимых только при очень больших увеличениях. Очень много в породе мельчайших прожилков и зерен карбонатов и лимонита. Здесь также приведено два анализа, из которых видно, что в этом районе K_2O преобладает над Na_2O , так же как и в соседних гранитных интрузиях (фиг. 39).

Биотитовые кератофирсы А.К. Мейстер встретил по правому берегу р.Прелой, правому притоку Киликея, близ выходов рязановских гранитов. Здесь местами отмечаются туфовый материал и сланцевые породы эфузивного происхождения, представляющие собой в сущности одни основную массу без вкрапленников.

Для А.К.Мейстера была "очевидна генетическая связь кварцевого порфира и гранитов Большого Пита и тесная геологическая связь всех этих метаморфизованных порфировых пород как между собою, так и между кварцевым порфиром и кварцевым кератофиром" и он невольно пришел к заключению, "что все они генетически связаны как взаимно, так и с гранитом Большого Пита" (1910, стр. 448).

Рязановские (глушихинские) граниты имеют повышенную щелочность. Они существенно отличаются от гранитов татарского и стрелковского типов, но зато имеют много сходных черт с продуктами дифференциации татарского гранита. Это существенно ортоклаз-плагиоклазовые породы с незначительным превышением окислов типа RO над окислами.



Фиг. 39. Диаграмма химического состава кислых эфузивов Енисейско-го кряжа

Треугольник – образцы из района излучины Большого Пита (0014 – на фиг. 25)

типа R_2O . На этом основании А.К. Мейстер пришел к выводу, что все породы кряжа произошли из одной магмы, в том числе пироксениты и основные породы, а все их разнообразие – следствие магматической дифференциации. А.К. Мейстер дает такую последовательность их образования: "порфиры, кератофирсы и породы диабазовой группы предшествовали интрузии гранитов и натровых глубинных пород, а породы жильные следовали за интрузией последних" (там же, стр. 459). Ф.Н.Шахов (1938) также считал взаимосвязанным образование кварцевых кератофиров и диабазов, превращенных процессами метаморфизма в филлитовидные порфириоды и амфиболиты. Он считал, что это наиболее древние вулканогенные породы Северо-Енисейской тайги, предшествовавшие образованию гнейсов и гранитоидов Посольненской, Татарской и Аяктинской интрузий.

В всех описанных случаях эфузивы кислого состава располагаются в осадках, образовавшихся на возрастном рубеже между тайской и супхопитской сериями.

В других районах отнесение кварцевых порфиров к этому рубежу спорно. Ф.П. Ковригин, Е.К. Ковригина и М.И. Дыжина отмечали развитие эфузивов в составе исаковской толщи, соответствующей верхней части глушихинского комплекса. Эфузивы преимущественно основного состава сильно метаморфизованы, их мощность достигает 1000 м. Выше них залегают конгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники, кварциты, сланцы микрокристаллические, большей частью известковистые. По вещественному составу этот разрез сильно напоминает отложения р. Оленьей. Кислые эфузивы встречаются только в нижних частях разреза в составе пиченгинской, удерейской, погорюйской свит. Основные эфузивы развиты повсеместно, но особенно широко по рекам Исаковке

и Харизихе (приток Нижней Сурнихи), а кислые встречены только единожды в нижнем течении р.Столбовой. Упомянутые исследователи первыми отметили развитие кислых эффузивов в верховьях р.Вороговки и ее притока - р.Оленей. Они считали, что здесь кварцевые порфиры залегают в составе отложений погорюйской свиты. Работавшие годом позже в том же районе Н.С. Годгорная, А.Г. Гурьев и Ю.Т. Семенов (1960) считают исаковскую свиту аналогом нерасчлененных отложений пенченгинской свиты и сухопитской серии.

В составе пород удерейской свиты в верховьях р.Большая Мурожная Л.И. Антоновская отмечала туфы альбитофоры и туфопесчаники, а Ф.П. Ковригин - кварцевые порфиры и андезитовые порфиры в верховьях Уволги и приска Неразгаданный, по р.Тису выше устья Волковой и по р.Гаревке у устья рч. Ивановского. Г.И. Кириченко упоминает присутствие кислого вулканогенного материала в отложениях удерейской свиты на р. Черной в Приангарье. Изучая разрез докембрийских отложений западной части Енисейского кряжа, он (1956) предложил выделить особый осадочно-вулканогенный глущинский комплекс. Особенностью этого комплекса является то, что осадочные породы - песчаники, алевролиты, сланцы и даже известняки пемской, кондинской, сосновской, крутошверской и бурмакинской свит (т.е. по существу сухопитской и тунгусикской серий полностью) - содержат примесь или прослои вулканогенного или туфового материала; причем состав вулканитов меняется от кислого в нижних частях разреза к основным в верхних. В бассейне р.Оленей такое положение повторяется; там тоже кислые эффузивы залегают в нижних частях разреза и отделяются от основных несогласием с горизонтом олигомиктовых конгломератов. В средней части глущинского комплекса тоже имеется стратиграфическое несогласие выше известняков сосновской свиты, на котором залегает хорошо выраженный горизонт туфоконгломератов, а в 1965 г. нам удалось выявить в этом интервале и олигомиктовые конгломераты.

Имеются сведения о более молодых эффузивах кислого состава в верховьях Левой Кии, где они залегают в расчлененных сланцевых толщах удеря и потоскуя. Кварцевые порфиры в отложениях потоскуйской свиты известны на водоразделе рек Летней и Северной (имеется анализ пород). Два жилообразных тела мощностью до 50 м каждое протягиваются в северо-восточном направлении.

Среди отложений шунтарской свиты кварцевые порфиры, залегающие в виде небольших тел, выявили Е.В. Покровский и Н.Я. Герасимов в истоках р.Березовки (правый приток Лендахи) и в бассейне среднего течения р. Сухой Пит.

Существуют и послекембрийские кислые эффузивы. Н.В. Воробьев (1957) описал щелочные трахитовые порфиры в верховьях рек Расшиб-Рассоха и Бобровка (бассейн Кии). Порфиры залегают в толще отложений верхнего кембрия, воздействуют на красноцветные песчаники и содержат ксенолиты осадочных пород кембрия. Порфиры зеленовато-серого или желтовато-серого цвета, пористые, но плотные, тонко- и толсто-плитчатые. Фенокристаллы представлены калиевым полевым шпатом, реже плагиоклазом, эгирином, рибекит-арфведсонитом. Основная масса сложена микроклинами альбита, меньше эгирином и арфведсонитом, вы-

полняющими интерстиции между микролитами альбита. Структура основной массы трахитовая.

О магматических формациях Енисейского кряжа

Особенностью Енисейского кряжа в целом являются резкое преобладание кислых пород гранитоидного ряда и подчиненное значение основных, щелочных пород и кимберлитов. Если гранитоидные массивы занимают площади в десятки, сотни и даже тысячи квадратных километров, то основные породы слагают узкие линейно вытянутые дайковые тела или силообразные залежи, которые трудно изобразить в масштабе на картах. Обычно показываются полосы интенсивного развития тел основного состава в виде общего контура (Сухопитский, Кимбирский и др.). Кварцевые порфиры в этом отношении ничем не отличаются от основных пород. Щелочные породы и кимберлиты образуют тела, измеряющиеся первыми сотнями квадратных метров, редко первыми километрами.

По химическому составу гранитоидные породы сложены преимущественно типичными гранитами. Породы другого типа - диориты, гранодиориты, аplitы и другие - встречаются крайне редко. Архейские гранитоиды представлены только гранитами, нижнепротерозойские - гранитами и адамеллитами, а в серии самых молодых гранитоидов к упомянутым породам присоединяются еще граносиениты и сиениты. Среди метаморфических комплексов на юге кряжа широко развиты чарнокиты. Щелочные породы гранитоидного ряда наиболее юные; они прорывают отложения вендского комплекса.

Эффузивные кислые и основные породы встречаются среди всех отложений, начиная от архея и кончая тунгусикской свитой. Отложения самых верхних отделов и начала палеозоя практически лишены эффузивов, а щелочные эффузивы развиты в виде двух локальных пятен (Кия и Порожиха) среди девонских отложений. В общем последовательность в изменении состава кислых эффузивов и пород гранитоидного ряда примерно совпадает: в обоих случаях изменение идет от пород гранитоидного состава к гранитоидам повышенной щелочности и, наконец, к типичным щелочным породам кислого ряда.

Эффузивы кислого и основного составов почти одновременны и отлагаются синхронно с осадкоотложением. Иными словами, это типичные проявления синорогенного магматизма. Любопытно, что покровы пород кислого состава стратиграфически располагаются под силлами основного состава, что отражает последовательное увеличение глубины заложения крупных разломов. Распределение эффузивов на территории кряжа обнаруживает ясную зависимость от положения зон глубинных разломов. Пластообразные тела эффузивов образовались до складкообразования, поскольку они рассланцовываны так же, как и вмещающие породы, и вместе с ними испытывают региональный метаморфизм и другие виды метаморфизма.

По химическому составу среди основных пород преобладают диабазы и плагиоклазовые порфиры, но все-таки наблюдается четкая закономерность в изменении состава во времени. В породах канского комплекса встречаются породы гарцибургитового состава, а среди даек - пикриты; в тейской толще залегают тела авгитовых диабазов, амфи-

болитов и диабазовых порфиритов, а в отложениях сухопитской серии развиты диабазовые и плагиоклазовые порфиры. В приенисейской по-

На юге кряжа (р. Немкина) Ю.И. Парфенов (1964) кратко охарактеризовал девонские лите- и витрокластические туфы и лабрадоровые порфиры, сменяющиеся вверх по разрезу трахитовыми и реже кварцевыми порфирами. Штокообразное тело синенитов и пятно девонских эфузивов аналогов быскарской серии приурочено к зоне крупного регионального разлома (фиг. 20), секущего отложения Канского метаморфического комплекса и таракские граниты.

К архейским кварцевым порфирам М.Н. Альтгаузен (1936) отнес своеобразные породы в составе канской серии. Они отмечены на участке Канского месторождения пегматитов. Здесь это плотные породы от светло-розовой до коричнево-красной окраски. Структура порфировая, фенокристаллы кварца и полевого шпата располагаются в плотной массе с гранофировой структурой; причем в последней встречаются участки микрописьменного срастания кварца и полевых шпатов. Кроме этих двух минералов, в основной массе встречаются мусковит, гранат и рудный, и из вторичных образований — хлорит, соссюрит и кальцит. Полевой шпат трудно различим, но по характеру изменения устанавливаются калиевые разности и альбитовые двойники.

Яшмовидные кварцевые породы (кератофиры) встречены нами в 1964 г. в обнажениях правого берега Енисея в 2 км выше Предивинска. Породы рассланцованны, но имеют отчетливо порфировую структуру с микрогранитовой структурой основной массы. Фенокристаллы представлены ортоклазом, альбит-олигоклазом и очень редко кварцем. Основная масса перекристаллизована и состоит из мелкозернистого агрегата кварца, альбита и мусковита. Пластообразное тело кератофиров залегает в толще рассланцованных амфибол-пироксеновых гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев, т.е. здесь идет чередование кислых эфузивов с основными. Вся толща относится к архею (кузеевская толща).

С.П. Альтер (1964) отмечает обожренные каолинизированные обломки кварцевых порфиров в двух километрах к северо-западу от р. Северной, правого притока р. Немкиной. Здесь обломки располагаются в поле развития гнейсов основного состава и амфиболитов.

Выходы большинства из упомянутых районов развития кислых эфузивов (см. фиг. 25) тяготеют к местам пересечения зон стратиграфического несогласия между тейской и сухопитской сериями с крупными тектоническими разломами или зонами глубокого заложения. Кембрийские и девонские эфузивы "садятся" прямо на таким разломы. Положение эфузивов, залегающих в пределах сухопитской и тунгусикской серий, менее определенное. Эфузивы пенченгинской свиты вдоль правого берега Енисея прослеживаются с перерывом до широты Кана, что как будто бы подтверждает мысль о том, что канская серия архея — не стратиграфическое подразделение, а просто многократно метаморфизованные отложения тейской серии. Этот вывод нуждается в подтверждении и требует постановки специальных исследований. Химический состав докембрийских кислых эфузивов (см. фиг. 39) показывает их сходство во всех возрастных диапазонах, что также подтверждает вывод о развитии спилит-кератофирировой формации в начале заложения крупных геосинклинальных прогибов.

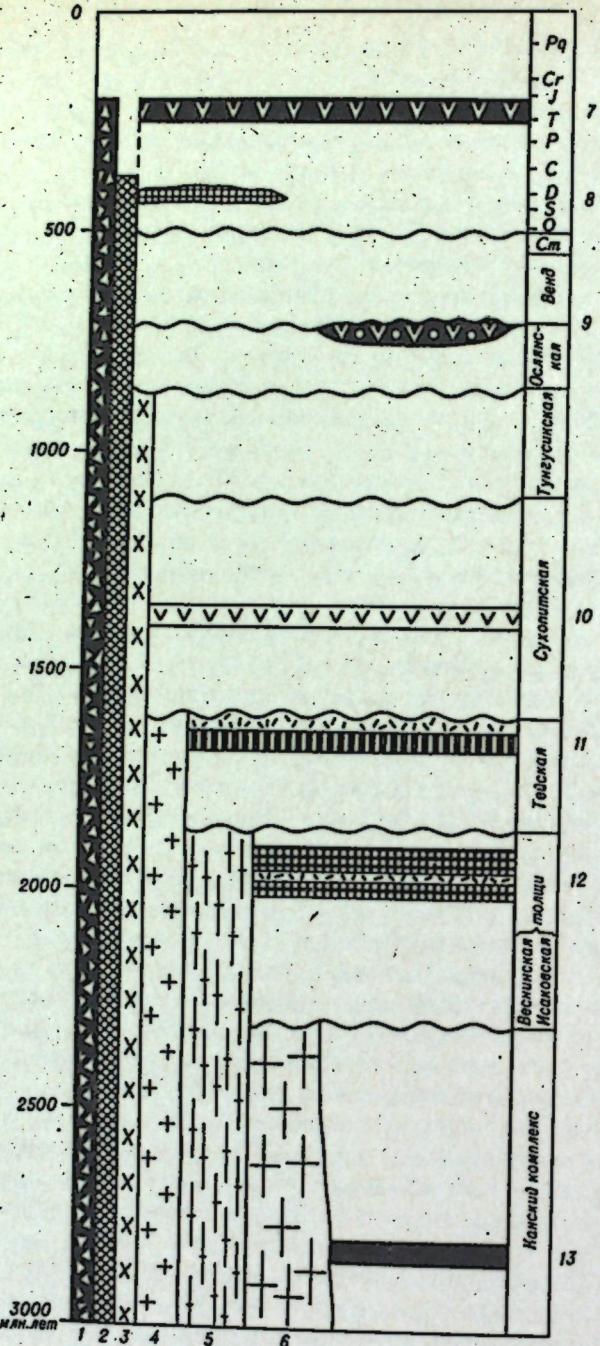
лосе преобладают основные породы типа габбро, коритов и даже ультрабазитов, в центральной полосе — авгитовые диабазы или амфиболиты, в промежуточной зоне — плагиоклазовые порфиры (фиг. 34). Мы уже отмечали, что в пределах единой полосы основность пород увеличивается по направлению с севера на юг.

Морфологические особенности также зависят от возраста. В архейских породах развиты крупные батолиты, обязанные своим происхождением явлениям глубинной гранитизации, а в наиболее молодых проявлениях граниты имеют явно интрузивный облик и несут следы математической дифференциации (Кузнецова, 1941).

Если эфузивы в общем синхронны с отложениями осадочных толщ и предшествуют сладчадости, то интрузии гранитоидов завершают складчатость. Блоковое строение кряжа обусловило чередование складчатых движений в различных блоках, и гранитные интрузии, располагаясь на границах таких блоков, служат своеобразными тектоническими "заклепками", спаивающими воедино разные блоки в конце складчатости. Совершенно очевиден контроль размещения интрузивов различного состава одними и теми же зонами глубинных разломов, которые постепенно подновлялись и служили местами развития все более молодых и молодых интрузий. Зоны распространения траппов, щелочных пород и кимберлитов отображают унаследованность в развитии главнейших тектонических структур от архея до мезозоя.

Магматические очаги кислого состава, по-видимому, неоднократно и периодически возникали во время усиления тектонических напряжений в пределах унаследованных еще от архея подвижных зон. Кислая магма интрудировала в верхние слои литосфера по сближенным в пространстве каналам, причем кристаллизация магмы происходила пульсационно. В едином массиве выделяются породы трех-четырех фаз, из которых каждая последующая обладает все более щелочным составом. Породы каждой последующей фазы образуют апофизы, мелкие ветвистые тела, интрудируя породы предыдущих фаз и перекрывающую толщу. Породы всех фаз заключены в едином "чехле" контактово измененных вмещающих пород. Единство составов гранитоидов из различных интрузий различного возраста отражает, вероятно, сходные глубины зарождения магматических очагов кислого состава.

На основании всего изложенного мы попытались составить схему временной последовательности магматизма на Енисейском кряже (фиг. 40). Нетрудно заметить, что в целом для кряжа в докембрийской истории можно выделить восемь тектоно-магматических циклов, соответствующих сериям в стратиграфическом смысле. В каждом из циклов, кроме тунгусикской серии и вендского комплекса, присутствуют синорогенные доскладочные эфузивы. После складчатости каждый такой цикл завершается становлением гранитоидных массивов. Среди пород канского комплекса размещаются граниты таракского типа; весничская и исаковская толщи вмещают интрузии посолиненского, нижнеканского, гаревского типов (термины употребляются как синонимы); тейская серия интрудирована адамеллитами тейского комплекса (гранитоиды второй фазы), а отложения сухопитской и тунгусикской серий прорваны одиночными гранитоидными интрузиями татаро-аяхтинского



Фиг. 40. Магматические формации Енисейского кряжа

1 - кимберлиты; 2 - щелочные породы; 3 - гранитоиды; татаро-аяхтинские, 4 - тейские, 5 - посолиненские, 6 - таракские; 7 - трапы; 8 - кийские и порожнинские щелочные эфузивы; 9 - "тиллиты"; эфузивные комплексы: 10 - Сухолитский, 11 - Индиглиинский, 12 - Кимбирский, Зимовейнинский, Суринхинский (Приенисейский), 13 - Бархатовский

комплекса. Тиллиты мы рассматриваем как эфузивно-осадочные образования в составе вендинского комплекса, прорванного вместе с нижнекембрийскими отложениями щелочными породами, в том числе гранитоидами повышенной щелочности или нормальными нефелиновыми сиенитами. Исключение составляет только осянская серия, в которой неизвестны эфузивы и которая не прорывается никакими интрузивными породами. Данная схема (фиг. 40) отражает только общую направленность, обнаруживающую определенную ритмичность геологических процессов. В этой схеме могут быть отклонения и наложения ритмичности более высокого порядка, о чем говорил Ю.А. Кузнецов еще в 1941 г. Схема усложняется тем, что эфузивы развиваются не повсеместно, а только в отдельных пространственно разобщенных блоках — вдоль их границ. В мезозойской истории можно увидеть такой же, девятый по счету, ритм. Отложение палеозойских терригенных толщ завершилось в пермо-карбоне, сменившись излиянием трапов пермо-триасового возраста, которые затем были прорваны кимберлитами и, возможно, щелочными породами. Здесь мы видим ту же направленность процесса, но уже в платформенных условиях. Проявлений складчатости здесь нет; им соответствуют периоды глубоких глыбовых перемещений и излияний основных магм с больших глубин.

Каждая из интрузий определяется наличием соответствующих метаморфических изменений вмещающих пород, о которых мы уже говорили (см. фиг. 13). Метаморфические изменения отражают разнообразие магматических пород и особенностей их генезиса. Если для интрузий ранних ритмов характерны проявления глубинного метаморфизма (таракские интрузии), сменяющиеся дислокационным и инъекционно-контактовым метаморфизмом в средних зонах (посольненские граниты и их аналоги), то в наиболее молодых ритмах проявляется контактовый метаморфизм, преимущественно термальный (роговики, скарны близ Татарской, Ногатинской и других интрузий). Для средних ритмов характерны проявления гидротермального метаморфизма, выражавшегося в образовании зон грейзенизации, мусковитизации, турмалинизации, серпентинизации и сульфидизации в связи с тейскими и стрелковскими гранитами. Различия в метаморфизме определяют своеобразие минерализации.

Таким образом, в пределах Енисейского кряжа магматические проявления обнаруживают определенную направленность, ритмичность и зависимость от особенностей тектонического развития региона, что дает основание говорить о тектономагматических циклах в истории развития данного региона.

ПРОБЛЕМА ТИЛЛИТОВ

Генезис тиллитов вот уже более полувека вызывает споры исследователей. Дело в том, что в пределах современной суши в осадочных образованиях не встречаются породы океанических фаций. Тиллиты могут быть единственным исключением из этой закономерности. Если бы тиллиты были действительно отлагались плавающими льдами, то их обнаружение в разрезах формаций на широких площадях имело бы важное стратиграфическое значение.

Кроме того, в большинстве районов развития докембрийских конгломератов тиллиты отмечаются в толщах, перекрывающих или переслаивающихся с рудными горизонтами (Кренделев, 1965).

На Енисейском кряже тиллиты закартированы в виде пятен в верховьях рек Вороговки и Чапы. Отмечавшееся ранее В.Н. Григорьевым и М.А. Семихатовым (1958) широкое развитие тиллитов на кряже геолого-съемочными работами не подтверждилось.

По вопросу о генезисе и возрасте так называемых тиллитов нами опубликована специальная работа (Кренделев, Журавлев, 1964). В этой работе мы согласились с критикой, высказанной В.Н. Григорьевым и М.А. Семихатовым в адрес А.Н. Чуракова, считавшего тиллиты кряжа ледниковых подводными образованиями протерозойского времени, но не сочли правильными выводы упомянутых авторов о происхождении валунно-галечных аргиллитов. Вещественный состав тиллитов подробно описан в работах В.Н. Григорьева и М.А. Семихатова (1958), и мы его опускаем.

Летом 1961 г. при составлении геологического разреза в верховьях Вороговки нами в обломочном материале тиллитов определены, помимо обычного молочно-белого кварца, филлитовидные сланцы, аналогичные сланцам широко распространенной удерейской свиты, слабо рассланцованные сподисто-глинистые сланцы, сероцветные и красноцветные песчаники, кварц-карбонатные песчаники с кальцит-гематитовым цементом, доломиты разных окрасок — от светло-розовых до темно-бурых, по внешнему виду аналогичные обнажающимся в верховьях Вороговки в низах кембрия, серые до светло-серых кварциты, и, наконец, водорослевые известняки с проблематическими остатками, сходными с *Osagia* и *Vesiculatia*. Следует особо отметить наличие обломков основных эфузивов.

Состав цемента валунно-галечных аргиллитов не определен, поскольку под микроскопом он представляет собой непрозрачную изотропную массу. В нем обычны кварц, кальцит, доломит, мелкие гальки и зерна различного вида песчаников и карбонатных пород, а также сланцев, водорослевых известняков. Обильно представлен глинистый материал, который визуально определялся как грязно-серый или коричнево-серый аргиллит. Микроструктуры цемента повторяют структуру филлитов, где более крупные "разноокатанные" частицы погружены в мелкозернистую массу, в свою очередь не однородную по величине и степени окатанности. Подобные образования встречаются в современных морях Арктики и Антарктиды и неоднократно описывались М.В. Кленовой (1948) в Баренцевом море, А.П. Лисициным на юге Индийского океана (1962) и многими другими как айсберговые отложения.

В.Н. Григорьев и М.А. Семихатов наиболее четко сформулировали свой взгляд на происхождение тиллитов (1961). Они считают, что валунно-галечные аргиллиты следует рассматривать как своеобразный морской пролив и полагают, что валунно-галечные аргиллиты — образование фации скал, обрушившихся при землетрясениях и перенесенных затем супензионными потоками. Это, по их мнению, объясняет одновременное попадание в иллистые отложения галек и неокатанных угловатых обломков.

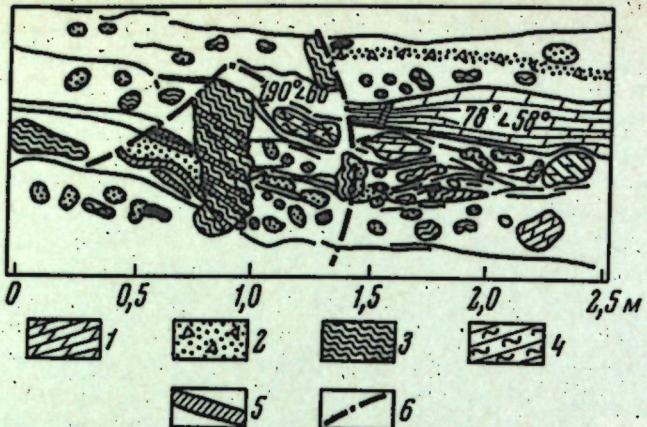
Наблюдениями в природе и экспериментально (Кювен, 1950, 1959) доказано существование трех типов супензионных потоков. Нами показано (Кренделев, Журавлев, 1964), что существование супензионных потоков в подводных условиях сомнительно, и на примере Енисейского кряжа приведены данные, позволяющие объяснить образование тиллитов другими путями.

Опишем некоторые особенности строения самих валунно-галечных аргиллитов, ранее не отмечавшиеся исследователями. 1. До последнего времени основная цементирующая масса валунно-галечных аргиллитов считалась неслойстой. Наши наблюдения в обнажениях на Вороговке в 2 км выше устья ключа Лиственичного ставят это под сомнение. Достаточно указать, что в тиллитах района р. Уволги появляются элементы косой слоистости, подчеркнутые цепочками уплощенных галек. Аналогичная картина наблюдается и в тиллитах на р. Чапе ниже устья р. Суктальмы. 2. В массе валунно-галечных аргиллитов часто присутствуют линзообразные тела доломитов и песчано-глинистые или туфовые прослойки, достигающие мощности до 0,5 м. Так, в разрезе, "тиллитов" верховьев Вороговки нами отмечены и зарисованы (фиг. 41) линзы доломитов мощностью около 20 см и протяженностью до 1,5 м с приспособленными контактами, сгибающими валуны, лежащие в подошве доломитов. 3. В составе наиболее тонких фракций цемента "тиллитов" иногда присутствует глауконит в виде очень мелких скоплений округлой формы. Глауконит обычен и в пропластках песчаников, куда он входит как в цемент, так и в состав сингенетических тиллитов обломков сланцев, достаточно крупных, но слабо окатанных по сравнению с кварцевыми зернами.

Нельзя, видимо, согласиться ни с гипотезой их ледникового происхождения, ни с попыткой объяснить их возникновение в результате деятельности супензионных потоков большой плотности в условиях фации скал.

Раньше мы склонны были считать, что "тиллиты" севера кряжа образовались в процессе выноса внутренконтинентального окатанного и неокатанного грубобломочного и более тонкого материала при участии речного льда. Формирование осадков шло одновременно с деятельностью близких вулканов. В последующий этап происходило ежегодное перераспределение осадков морскими льдами и первичная сезонная ориентировка в большинстве случаев нарушалась. В этих условиях сохранились редкие реликты слоистости, наблюдаемые в настоящее время. Сопоставление разрезов известных районов развития докембрийских металлоносных конгломератов и Енисейского кряжа показало, что тиллиты всюду соседствуют с основными эфузивами и, возможно, генетически с ними связаны (Кренделев, Дмитриев, 1968). В связи с этим нами предприняты дополнительные исследования по затронутой проблеме.

Прежде всего мы проанализировали химический состав цемента тиллитов, тщательно очистив его от обломочного материала. Сравнение химического состава цемента тиллитов с составом глубоководных глин и с составом основных эфузивов из района развития эфузивов дано в табл. 14. Несмотря на некоторые различия, химический состав цемента сходен с составом плагиоклазовых порфиритов, а от состава глин существенно отличается. Главное отличие заключается в том, что в



Фиг. 41. Зарисовка детали обнажения "тиллитов" в верховьях р.Вороговки в 1,5 км выше устья ключа Лиственичного

1 - доломиты; 2 - песчаники; 3 - известковые доломиты; 4 - филлитовидные сланцы; 5 - кальцитовые прожилки; 6 - мелкие сколовые нарушения. Основная масса породы (белое) представлена темно-серыми аргиллитами с мелкими (до 2 мм) остроугольными обломками кварца и перечисленных выше пород.

цементе тиллита и в порфиритах весьма высокое содержание CaO , а в глубоководных глинах низкое, что объясняется присутствием большого количества углекислоты в глубинных холодных водах, из-за чего глины глубоководных фаций почти лишены карбоната кальция. И действительно, в пробе П CO_2 отсутствует совершенно, а в терригенных глинах его много. Второе существенное отличие намечается в содержании H_2O . Если в цементе тиллитов и порфиритов эта вода кристаллизованная, то в глинах она не связанныя. Этот факт отчасти может быть обусловлен последующим метаморфизмом, но все же отличие явное.

Весьма любопытно отметить, что выходы тиллитов располагаются вдоль крупнейшей тектонической зоны глубинного заложения, контролирующей распространение протерозойских и кембрийских отложений, трубок кимберлитов и жил кимберлитоподобных пород, а также положение тел щелочных пород (см. фиг. 23). К той же зоне приурочено крупное тело вороговских траппов. Имея в виду разновозрастность тиллитов, кимберлитов, щелочных пород и оруденения, можно прийти к выводу о весьма длительном существовании разломов. Горизонт тиллитов сменяет туфогенные образования в верхней части подсвиты р.Оленьей и развит в бортовой части грабен-синклиналии. Тиллитами завершается разрез протерозойских отложений.

Таблица 14

Сравнение химического состава цемента тиллитов р.Вороговки с порфиритами и глубоководными глинами (в вес.%)

Проба*	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
1	53,09	0,65	10,37	4,70	2,03	0,07	2,83	12,49	0,24
П	41,55	2,59	13,87	4,73	9,83	0,15	4,23	7,86	2,26
Ш	54,48	0,98	15,94	8,66	0,84	1,21	3,31	1,96	2,05
1У	57,09	1,27	17,24	5,07	2,30	0,12	2,17	2,04	1,05

Проба	K_2O	H_2O	П.п.п.	P_2O_5	CO_2	S	Сумма
1	2,05	0,18	11,11	0,11	-	-	99,92
П	0,73	0,25	10,8	0,593	-	-	99,35
Ш	2,85	7,04		0,30	-	-	100,00
1У	2,25	7,18		0,21	1,69	0,13	100,00

* 1 - Обр. 193-62 - цемент тиллитов из обнажений по р.Вороговке, левый берег в 1 км выше ключа Лиственного. Коллекция Ф.П. Крендлева, З.В. Болева аналитик (ИГиГ);

П - средний состав диабазовых и плагиоклазовых порфиритов из района р.Оленьей (среднее из шести анализов; Крендлев, 1963);

Ш - глубоководные глины (среднее из пяти анализов) (Кленова, 1948);

1У - терригенные глины (среднее из 52 анализов) (Кленова, 1948).

Все это позволяет высказать мысль о том, что образование тиллитов происходило на заключительных стадиях развития протерозойского геосинклинального прогиба вне связи с ледниками. Тиллиты являются эфузивами сложного состава, существенной формационной принадлежностью геосинклинальных прогибов, представляя собой важнейший признак структур глубинного заложения и длительного развития, с которыми связывается оруденение в древних конгломератах.

Цифры определения абсолютного возраста магматических и метаморфических комплексов пород Енисейского кряжа содержатся в 20 работах (Приложение 2). Работа Г.И. Богдасаряна и Р.Х. Гукасяна (1965) содержит определения возраста щелочных пород из района заповедника "Столбы" и Дивногорска, с которыми обычно сравниваются щелочные породы Красноярского края. Кроме статьи Е.В. Свешниковой, все остальные работы принадлежат коллективу из 19 авторов, в числе которых постоянно участвуют М.И. Волобуев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова в самых различных сочетаниях с остальными авторами. Все работы в списке перенумерованы, и в дальнейшем изложении материала данной главы мы будем ссылаться на эти номера. Сводка определений возраста, как упоминалось во введении, вынесена в Приложение 2.

В нашу задачу входит анализ имеющегося цифрового материала и его сопоставления с принятыми границами главнейших стратиграфических единиц докембрия, принятых на последнем совещании в Новосибирске (1965).

Магматические комплексы Енисейского кряжа опробованы крайне не-равномерно как по площади, так и по времени их проявления. Лучше других освещена Таракская и нижнеканская группы интрузий.

Наиболее количество определений относится к гранитоидным породам и гнейсам южной части кряжа. Особенно много проб отобрано по р. Кан. На севере кряжа проанализированы только отдельные пробы по немногочисленным интрузиям. Гораздо меньше определений относится к щелочным породам и совсем мало — к основным. Данные о количестве проанализированных различными методами проб по главным разновидностям пород и по массивам по состоянию на 1.1.1967 г. сведены в табл. 15.

Свинцово-изотопный метод

Поражает обилие опубликованных цифр абсолютного возраста по данным свинцово-изотопного метода. По существу почти каждому первичному определению изотопного состава соответствует от двух до пяти вариантов сочетаний цифр абсолютного возраста, а количество цифр, базирующихся на этих определениях, достигает шести. Данные анализа по пробам В, Д, D_1 (желтый) и D_2 (бурый), К и некоторым другим (табл. 16) опубликованы по семь раз в работах одних и тех же авторов (см. работы 3, 7, 10, 12, 13, 15, 18 в табл. 16). Авторы перечисленных работ каждый раз дают все новые и новые цифры, несмотря на то, что применяют один и те же первичные определения и почти всегда одни и те же константы радиоактивного распада. Есть и обратные случаи, когда константы разные, а цифры одинаковые (см. пробу 60₃ в работах 9 и 15, табл. 16). Для примера вопиющего разнобоя приведем цифры, опубликованные по некоторым из проб Таракской интрузии (табл. 16). Буквами П и Р обозначены следующие группы констант:

$$\begin{array}{lll} \lambda_u^{238} & \lambda_u^{235} & \lambda_{Th}^{232} \\ P & 1,54 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1} & 8,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1} \\ R & 4,51 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1} & 7,13 \cdot 10^{-8} \text{ лет}^{-1} \end{array}$$

$$\begin{array}{lll} & 4,99 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1} & 1,39 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1} \end{array}$$

Таблица 15

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАННЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО МАГМАТИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ И ИНТРУЗИЯМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (по состоянию на 1.1.1967 г.)

	Число проб	Метод			Свинцово-изотопный пород и минералов							
		Калий-арго- новый	Рубидий-строн- цийевый	Свинец галенита мес- торождений								
	1	П	1	П	1	П	1	П	1	П	1	П
Гранитоиды												
Таракская интрузия	24	29	36	19	20	4	4	13	15	39	130	
Нижнеканская группа	18	9	9	4	5	1	1	4	10	16	54	
Гнейсы, гранито-гней- сы, магматиты	13	11	13	7	7	1	1	5	7	9	37	
Посольченская	3	1	1	1	2	-	-	-	-	1	2	4
Стрелковская	1	2	2	-	-	-	-	-	-	1	3	11
Чистопольская	1	2	2	5	1	1	1	-	-	1	-	4
Татарская	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	4
Тейская	1	2	3	1	1	1	1	-	-	1	1	5
Аяхтинская	3	2	3	1	1	1	1	-	-	1	1	1
Итого .	55	59	62	33	36	6	6	22	36	70	245	

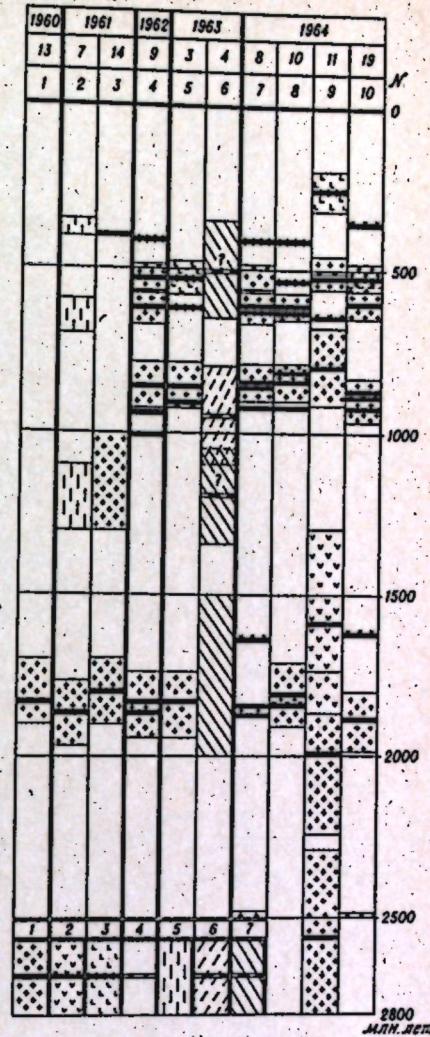
	Число проб	Метод							
		Калий арго-новый	Рубидий–стронциевый	Свинец галенита мес-торождений	Свинцово–изотопный	пород и минералов	Па	П	Па
Пегматиты									
Аяхтинские	3	2	3	1	1	-	-	2	4
Кондаковские	12	7	9	1	1	-	-	4	19
Канские	14	14	17	5	4	1	1	4	12
Итого	29	23	29	7	6	2	1	4	8
Основные породы									
Шелочные породы	8	8	8	-	-	-	-	-	-
Кийский массив	3	3	3	-	-	-	1	1	1
Татарский массив	6	4	4	-	-	-	1	1	4
Порожининский массив	1	1	1	-	-	-	-	-	-
Среднегатарский и его контакты	10	14	14	-	-	-	3	3	9
Средняя Нойба	4	-	-	-	-	-	4	4	9
Итого	24	22	22	-	-	-	9	9	23
Всего по краю	116	112	121	40	42	8	7	26	51
									299

Первичных определений 211, цифр абсолютного возраста 488.

I – первичные определения; II – опубликованные цифры абсолютного возраста;
Па – опубликованные варианты сочетаний тех же цифр.

Фиг. 42. Магматические комплексы Енисейского кряжа (по опубликованным данным 20 авторов) (цифры в верхних строчках – см. табл. 16)

1 – гранитоиды; 2 – основные и ультраосновные породы; 3 – щелочные породы; 4 – периоды формирования пегматитов; 5 – эпохи метаморфических изменений; 6 – эпохи свинцовой минерализации; 7 – предполагаемые эпохи свинцовой минерализации



Поражает и субъективизм в интерпретации принимаемого возраста пород, определенных свинцово–изотопным методом. В подавляющем большинстве случаев за истинный признается возраст, вычисленный по изотопному отношению Pb^{207}/Pb^{206} ; в некоторых случаях (проба 54 в работах 9 и 10 в табл. 16) допускается незначительное осреднение. Но общая тенденция отбрасывания всех других отношений, кроме упомянутого, преобладает во всех работах. Неудивительно, что в 14 работах авторы предложили десять различных схем выделения магматических комплексов и каждая их схема во многом отличается от се-бе подобной даже в публикации одного и того же года (см. например, табл. 16; работы 8, 10, 11 1964 г.). Изменения представлений авторов о возрасте магматических комплексов отражены графически (фиг. 42).

Таблица 16

Абсолютный возраст монашков тараской интрузии по данным свинцово-изотопного метода

№	Конс- пробы танты	Содержание, %				Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет. по отношению к ям х	Причи- маемый возраст	Источ- ники	
		U об	Th	Pb об	204	206	207	208	1				
B	-	0,048	4,96	0,15	0,267	16,89	5,15	100,0	1380	2030	1730	490	- 12,13
B	-	-	-	0,218	13,81	4,21	81,76	-	-	-	-	-	- 15,10,3
B	-	0,048	4,96	0,15	0,218	13,81	4,21	81,76	1330	2060	1700	495	- 7
B	-	-	-	-	-	-	-	1368	2015	-	1740	502	-
B	-	0,048	4,96	0,15	0,218	13,81	4,21	81,76	1368	2015	1740	502хх	-
B	-	0,048	4,96	0,15	0,218	13,81	4,21	81,76	1330	2060	1700	495	-
B	-	0,22	5,61	0,43	0,09	15,69	2,90	100,0	1820	1530	1640	1330	-
B	-	-	-	0,076	13,22	2,44	84,26	-	-	-	-	-	- 12,13
B	-	0,22	5,61	0,43	0,076	13,22	2,44	84,26	1770	1570	1640	1350	-
B	-	-	-	-	-	-	-	1745	1640	-	1605	1450	-
B	-	0,22	5,61	0,42	0,076	13,22	2,44	84,26	1745	1525	1605	1530хх	-
B	-	0,22	5,61	0,42	0,076	13,22	2,44	84,26	1770	1570	1640	1350	-
G	-	-	-	-	-	-	-	70	±65	±80	±95	-	- 13
G	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G	-	-	-	-	-	-	-	1260	1505	-	1400	960	-
G	-	-	-	-	-	-	-	82,01	1240	1530	1390	670	-
G	-	0,10	4,54	0,18	0,13	14,76	3,01	82,01	1240	1530	1390	670	-
G	-	0,10	4,54	0,18	0,13	14,76	3,01	82,10	1260	1505	1400	690хх	-
G	-	0,10	4,54	0,18	0,13	14,76	3,01	82,1	1240	1530	1390	670	-
G	-	-	-	-	-	-	-	±125	±120	-	-	-	- 20

№	Конс- пробы танты	Содержание, %				Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет. по отно- шению х	Принима- емый возраст	Источ- ники		
		U об	Th	Pb об	204	206	207	208	1					
D	-	0,30	0,49	0,105	20,60	3,64	100,0	-	-	-	-	-	- 12,1	
D	-	-	-	0,084	16,57	2,93	80,42	1810	1550	1380	1280	-	- 10	
D	-	0,30	0,49	0,094	16,57	2,93	80,42	1790	1650	1690	1420	-	- 15	
D	-	0,30	0,49	0,084	16,57	2,93	80,42	1795	1426	1680	1346	-	- 7,15	
D	-	-	-	-	-	-	-	1795	1426	1680	1346	-	- 18	
D	-	0,30	5,78	0,49	0,094	16,57	2,93	80,42	1790	1650	1690	1420	-	- 12,3
D	-	0,30	5,78	0,49	0,094	16,57	2,93	80,42	1795	1640	1680	1450хх	-	- 18
D	-	0,3	5,78	0,49	0,094	16,57	2,93	80,42	1790	1650	1690	1420	-	- 20
D ₁	-	0,27	6,36	0,54	0,015	14,80	1,82	100,0	1820	1440	1610	1500	-	- 12,1
D ₁	-	0,27	6,36	0,54	0,013	12,69	1,56	85,74	1810	1660	1720	1560	-	- 10,3
D ₁	-	-	-	0,084	11,07	1,61	85,74	1795	1805	1725	1745хх	-	- 7,15	
D ₁	-	0,27	6,36	0,54	0,013	12,69	1,56	85,74	1795	1650	1725	1590	-	- 18
D ₁	-	0,27	6,36	0,54	0,013	12,69	1,56	85,74	1810	1660	1720	1560	-	- 20
D ₁	-	0,215	9,40	0,42	0,037	12,68	1,84	100,0	-	-	-	-	-	- 12,1
D ₁	-	0,215	9,40	0,42	0,032	11,07	1,61	87,29	1820	1440	1580	1290	-	- 10,8
D ₁	-	0,215	9,40	0,42	0,032	11,07	1,61	87,29	1760	1430	1550	1320	-	- 7,15
D ₁	-	0,215	9,40	0,42	0,032	11,07	1,61	87,29	1760	1650	1560	1590	-	- 18
D ₁	-	0,215	9,40	0,42	0,032	11,07	1,61	87,29	1760	1426	1560	1346хх	-	- 20
E	-	0,12	4,71	0,42	0,028	9,08	1,27	100,0	1700	1820	1740	1720	-	- 12,13
E	-	-	-	0,025	8,23	1,15	90,60	-	-	-	-	-	- 7	
E	-	0,12	4,71	0,42	0,025	8,23	1,15	90,60	1610	1805	1660	1745	-	- 10,3

№ пробы	Конс- тантны е	Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет. по отноше- нию				Прини- маемый возраст	Источ- ники		
		U об	Th	Pb об	204	206	207	208	1	П	Ш	1У	
-	0,12	4,71	0,42	0,025	5,23	1,15	90,60	1610	1800	1660	1710	15	
-	0,12	4,71	0,42	0,025	8,23	1,15	90,60	1610	1805	1660	1745	xх	
-	0,12	4,71	0,42	0,025	8,23	1,15	90,60	1610	1800	1700	1710	-	
60 ₃ P	0,24	5,22	0,37	0,015	11,38	1,39	87,21	1740	1190	1370	1340	1740	9,10,3
0,24	5,22	424,6	xх	0,015	11,38	1,39	87,21	1740	1190	1370	1340	174	15
0,24	5,22	-	0,015	11,38	1,39	87,21	1740	1190	1370	1340	1740	-	20
5=57/61 П	0,038	1,62	0,131	0,133	8,44	2,75	88,68	1880	1470	1660	1500	1880	6
21=57,61 -	0,038	1,62	0,131	0,133	8,44	2,75	88,68	1880	1480	1660	1470	-	20
								±180	±80	±150	±90		

х Отношения: 1 - Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶, П - Pb²⁰⁶/U²³⁸, Ш - Pb²⁰⁷/U²³⁵; 1У - Pb²⁰⁸/Th²³².

xx В работе 18 указано отношение Pb²⁰⁸/U²³².

xxx n. 10-6 г/г.

Примечание: 1 - Артемов; 1963; 2 - Богдасарян, Гукасян, 1965; 3 - Волобуев, Зыков, Ступникова, Мусатов, Гаврилов, 1963; 4 - Волобуев, Зыков, 1963; 5 - Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1963; 6 - Волобуев, 1960; 7 - Волобуев, Зыков, 1961; 8 - Волобуев, Зашепина и др., 1964; 9 - Волобуев и др., 1962; 10 - Волобуев, Зыков и др., 1964; 11 - Герлинг, Артемов, 1964; 12 - Жиров и др., 1960; 13 - Жиров и др., 1960₂; 14 - Жиров и др., 1961; 15 - Зыков и др., 1961; 16 - Крюков и др., 1962; 17 - Ножкин и др., 1965; 18 - Свешников, 1965; 19 - Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1964; 20 - Гаррис и др., 1964; 21 - Волобуев и др., 1966; 22 - Казаков и др., 1966; 23 - Келиер и др., 1960; 24 - Кононова и др., 1966; 25 - Полевая, Казаков, 1961; 26 - Тутаринов и др., 1965.

В одной из последних работ авторы утверждают: "наиболее надежные значения абсолютного возраста в условиях Енисейского кряжа дает свинцово-изотопный метод" (табл. 16, работа 19, стр. 108). Может быть, это и так, но какие цифры имели в виду авторы? Этот вопрос вполне логичен, так как именно в этой работе не указано, какими константами пользовались авторы при расчете цифр, а они, как всегда, отличаются от всех предыдущих.

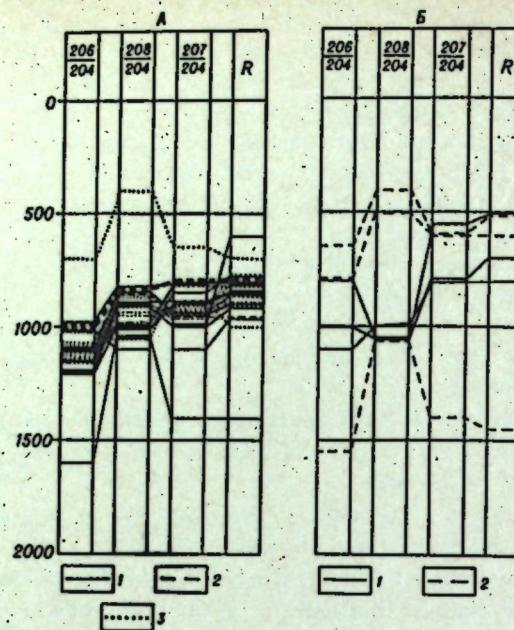
Разобраться в шифровом материале не так-то просто, и как будет показано далее, свинцово-изотопный метод не так уж надежен.

Чтобы не загружать главы шифровыми материалами, попробуем показать графически (фиг. 43) неправомерность усреднений и выбора какой-то одной цифры.

На прилагаемых графиках показаны определения возраста по различным отношениями, изображенными в виде четырех колонок одного и того же возрастного масштаба.

На первом графике (фиг. 43, А) сведены все определения возрастов поrudопроявлению свинца в галенитах, отобранных из жил и прожилков. Подавляющее количество определений ложится кучно, так что средние значения по каждому отношению легко определить. Отчетливо видны следующие закономерности: 1. Абсолютный возраст по различным отношениям имеет систематическое расхождение; наиболее древний возраст соответствует Pb²⁰⁸/Pb²⁰⁴ и наиболее юный - Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁴. 2. Относительная ошибка определения возраста по рудным отношениям может достигать 20% от общего значения возраста. 3. Разброс вычисленных по изотопным отношениям значений возраста, вероятно, зависит от случайных ошибок в определении содержаний изотопов. Совершенно четко видно, что была одна фаза свинцового оруденения и говорить о неоднократности свинцового оруденения, как это делается в работе 3 (табл. 16) нет никаких оснований. 4. Из общего строя выпадают только две пробы. Одна из них отобрана из кварцевой жилы Богунаевского рудника, где возраст свинца древнее обычного по всем отношениям и только по Pb²⁰⁸/Pb²⁰⁴ совпадает. Вероятно, этот свинец заимствован из вмещающих пород, поскольку его возраст аналогичен возрасту свинца из микроклинов, что будет показано позже. Вторая проба отобрана в районе Ангарского месторождения; но тут не ясно, откуда взят образец - из жилы или из вмещающей породы.

Если взять свинец из акессорного галенита и из микроклина (фиг. 43, Б), то здесь столь четкой картины, как в предыдущем случае, установить не удается. Разброс значений возраста по различным изотопным соотношениям весьма значительный и выбрать какое-либо из них в качестве истинного не представляется возможным. Во всяком случае оправданных критериев для этого нет. Разброс значений одинаково велик для древних свинцов (проба 4) и для более молодых (Приложение 2, проба 7). И в той и в другой пробе максимальный разброс составляет 600 млн. лет. Разброс наблюдается как для галенитов, так и для микроклина. Если помнить, что для проб, показанных на первом графике (фиг. 43, А) никаких метаморфических изменений для галенитов не отмечалось, естественно предположить, что изотопные отношения свинцов в минералах вмещающих пород отражают длительность и сложность пре-



Фиг. 43. Распределение цифр абсолютного возраста по различным отношениям изотопов свинца

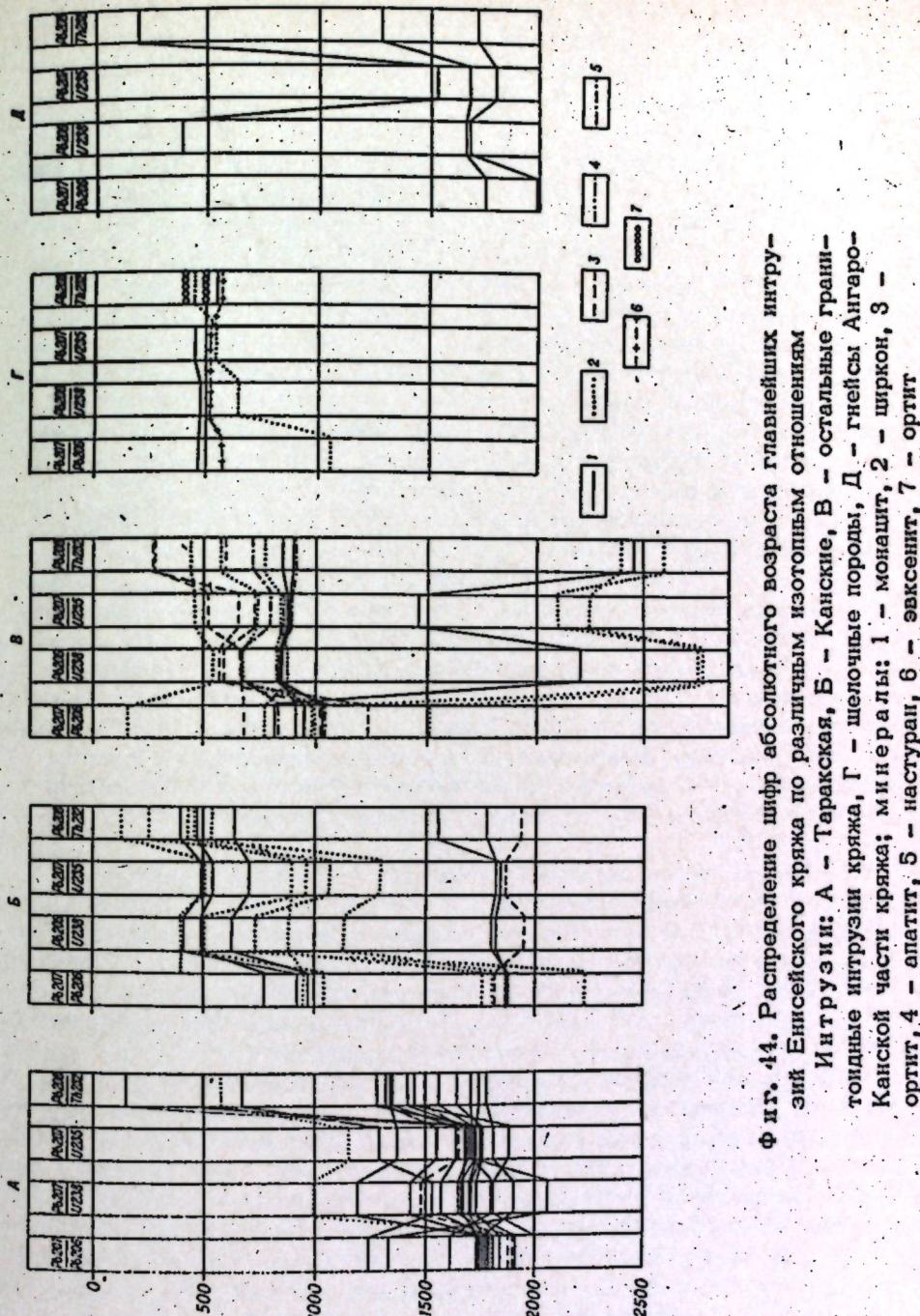
А – из галенита; 1 – кварцевых жил, 2 – жил барита, 3 – карбонатных жил; Б – акцессорных минералов: 1 – микроклина, 2 – галенита. Здесь и далее номера, если они показаны, соответствуют порядковым номерам в табл. Приложения 2.

образования этих минералов. Этим можно обосновать положение о том, что каждое из отношений изотопов отражает в реальных единицах возраст метаморфических изменений пород. А это значит, что никаких усреднений возрастных данных по четырем отношениям производить нельзя и определение возраста по любому из отношений имеет собственный смысл. Усреднения допустимы только в тех случаях, когда доказано отсутствие вторичных изменений минералов и пород.

Весьма любопытная картина выявляется при анализе изотопных соотношений урана, тория и свинца в монацитах, цирконах, ортитах, торите и эвксените (Приложение 2, табл. 1).

На графике (фиг. 44, А) сведены все определения возраста по Таракской интрузии. Видно, что в общем все определения лежат в одной зоне с разбросом от 1000 до 2000 млн. лет. Максимальные разбросы типичны для Pb^{208} / Th^{232} , минимальные – для Pb^{207} / Pb^{206} . Здесь, вероятно, разброс зависит от точности определения и случайных ошибок.

По Pb^{208} / Th^{232} значительное отклонение выявляется только для трех проб (32, 20, 22), что, возможно, объясняется общим выносом и относительной неподвижностью тория при метаморфизме пород. Любопытно,



Фиг. 44. Распределение цифр абсолютного возраста главнейших интрузий Енисейского кряжа по различным изотопным отношениям

Интрузии: А – Таракская, Б – Канская, В – остальные грани-тоидные интрузии кряжа, Г – щелочные породы, Д – гнейсы Ангаро-Кансской части кряжа; минералы: 1 – монацит, 2 – циркон, 3 – ортит, 4 – апатит, 5 – настурит, 6 – эвксенит, 7 – ортит

что цифры этих трех проб совпадают по значению с возрастом канских гранитоидов, определенных по тем же отношениям.

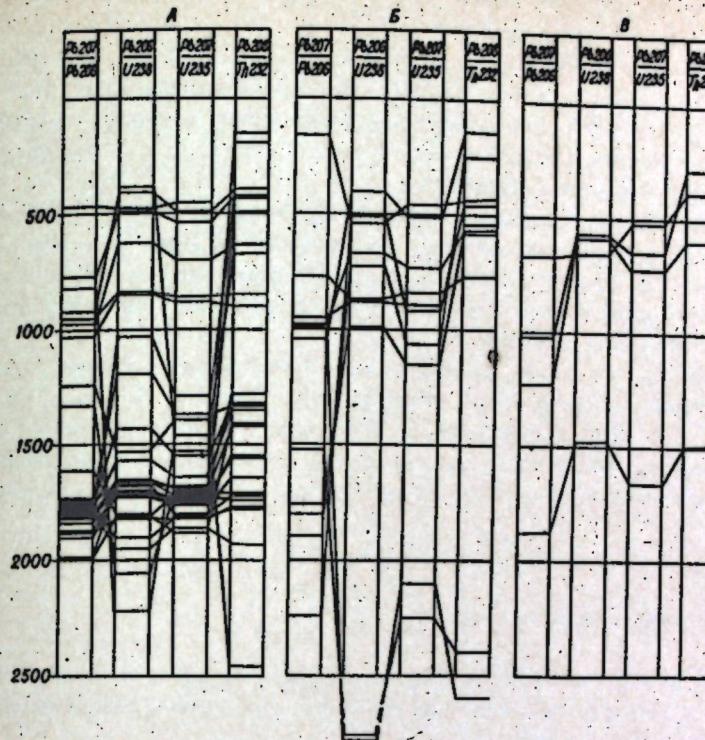
На графике (фиг. 44, Б) показаны определения возраста гранитоидов Канских интрузий по циркону и монациту. Здесь отчетливо видно, что графики разбиваются на две группы. Одна из них, более древняя, повторяет возрастные определения по Таракской интрузии, а другая, более юная, дает сгущение цифр возраста в другом возрастном интервале (от 1000 до 140 млн. лет). И здесь картина в общем повторяется — наиболее древние значения возраста зафиксированы для Pb^{208}/Th^{232} . В четвертой колонке наблюдается резкое омоложение минералов по сравнению со средними цифрами. Особенно четко это омоложение проявляется для циркона. По существу мы видим, что возраст цирконов (пробы 39, 46, 47) изменяется от наиболее древних до наиболее молодых. Но имеются цирконы, в которых все возрастные значения совпадают. Может быть, здесь цирконы отличаются по генезису; одни из них попали в гранитоиды из гнейсов или кристаллических сланцев, а другие — новообразованные?

Сводка определений абсолютного возраста свинцово-изотопными методами для всех остальных интрузий (фиг. 44, В) показывает еще более значительный разброс значений, особенно по циркону. Вероятно, это вызвано многофазностью магматических проявлений и неоднократным изменением изотопных отношений Pb, U, Th в различных минералах. Особенно сильно изменению подвергаются опять же цирконы. В то же время изотопные отношения в уранинатах и монашитах пегматитов Кондаковского месторождения, Посольной, Стрелковского и Аяхтинского массивов показывают удивительное постоянство изотопных соотношений, напоминающих по характеру соотношения в галенитахрудных проявлений. В этом легко убедиться, сравнив фиг. 43, А с обсуждаемой.

Наиболее простая картина наблюдается в цифрах определений возраста по минералам щелочных пород (фиг. 44, Г), самых молодых на Енисейском кряже. Все значения возрастов по эвксиниту, ториту и монациту здесь группируются в одно семейство с примерно равным возрастом. "Капризничает" только циркон, у которого цифра абсолютного возраста для Pb^{208}/Pb^{204} совпадает со значением возраста пегматитов, показанных на предыдущем графике.

Определений возраста по монациту в гнейсах Канского метаморфического комплекса слишком мало (фиг. 44, Д), чтобы прийти к какому-либо выводу; но и из трех проб видно, что для гнейсов разброс наиболее значителен и это, по-видимому, отражает сложность их геологической истории и многократность метаморфических изменений.

Попробуем проанализировать, как распределяются цифры абсолютного возраста по отдельным минералам, отобранным из гранитоидов различного возраста (фиг. 45). По монациту (фиг. 45, А) все определения возраста распределяются по двум крупным интервалам: древнему, соответствующему Таракскому комплексу, с разбросом 1240—2220 млн. лет при средних значениях около 1700 млн. лет, и более



Фиг. 45. Распределение цифр абсолютного возраста по данным определения изотопных отношений U, Pb, Th в монашите (А), цирконе (Б), ортите (В)

молодому, с разбросом 480—1030 млн. лет при среднем значении около 840 млн. лет. Последний интервал соответствует пробам Стрелковского массива и кондаковских пегматитов. Правда, верхний интервал можно подразделить на два подинтервала с возрастами 480—700 млн. лет и 770—1030 млн. лет, так как в промежуток между этими интервалами не попадает ни одна проба. В самый "молодой" интервал попадают пробы Татарской и Канской интрузий.

Отметим, что по отдельным пробам возраст по различным отношениям попадает как в древний, так и в более юный возрастной интервал. Одна проба по татарской интрузии по Pb^{208}/Th^{232} резко отрывается от всех и имеет возраст 190 млн. лет, тогда как по всем остальным отношениям ее возраст гораздо древнее и соответствует Таракскому, и Стрелковскому комплексам.

По цирконам (фиг. 45, Б) картина принципиально сходна с распределением цифр возраста по монациту, но разброс здесь куда более значителен.

По ортиту (фиг. 45, В) пока настолько мало определений, что говорить о четко выраженной закономерности еще нельзя.

Заканчивая обсуждение определений возраста свинцово-изотопными методами, подчеркнем следующее:

1. Объективных данных для предпочтительного выбора цифр абсолютного возраста по какому-либо одному отношению не имеется. Нет теоретических предпосылок для определения цифровых величин, полученных по разным изотопным соотношениям в тех случаях, когда породы и минералы метаморфизованы, изменены.

2. Даже в свинцах галенитов рудных проявлений, не претерпевших метаморфизма, данные абсолютного возраста по разным изотопным отношениям существенно различаются (до 20% относительных). Вероятно, нужно вводить поправочные коэффициенты, выбор которых представляется самостоятельной задачей.

3. По-видимому, каждое из изотопных соотношений является отражением реальной геологической истории минерала или породы и должно учитываться как самостоятельное определение без осреднения.

4. Желательно провести статистическую обработку определений абсолютного возраста по каждому из отношений и сравнить полученные данные.

Рубидий-стронциевый метод

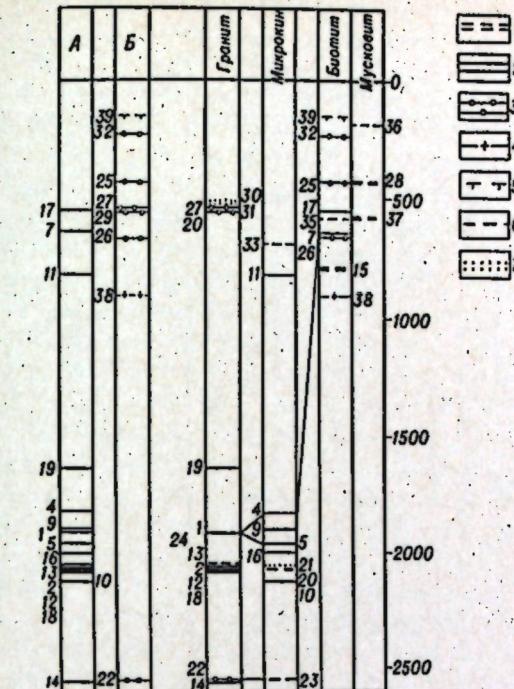
К настоящему времени произведено 41 определение абсолютного возраста пород и минералов Енисейского кряжа рубидий-стронциевым методом (Приложение 2, табл. 3).

Анализ распределения цифр определений абсолютного возраста мы попробуем произвести графически (фиг. 48) как по минералам, так и по отдельным интрузивам.

Нетрудно увидеть, что определения возраста в целом по породам дают более древние значения, чем по микроклину и слюдам, если отбросить пробу 19-6. Для гранитов в целом наблюдается четкая разбивка по трем интервалам (500–550, 1910–2060 и 2550 млн. лет) и одна проба 19 имеет возраст 1540 млн. лет). По микроклинам характер разбивки тот же, но интервалы "размазанные", а в древнем интервале содержится только одна проба. По слюдам картина иная; здесь отсутствуют древние интервалы, а "молодой" интервал растянут от 150 до 910 млн. лет. В целом мусковиты моложе биотитов, что геологически вполне объяснимо, поскольку мусковит не магматический минерал, а чаще всего наложенный.

Распределение возрастов по интрузивам закономерно. Не случайно, видимо, самый молодой возраст у биотита, отобранного в Татарском массиве. Наиболее древние значения характерны для таракских гранитов, гнейсов и посольненских гранитов как в целом по породам, так и по микроклину. Возраст пегматитов распределяется по всем трем интервалам (измерения по микроклину), и по двум (по биотиту и мусковиту).

Таким образом, определения возраста рубидий-стронциевым методом правильно в общем отражают последовательность магматических проявлений, установленных общегеологическими методами; но слюды характе-



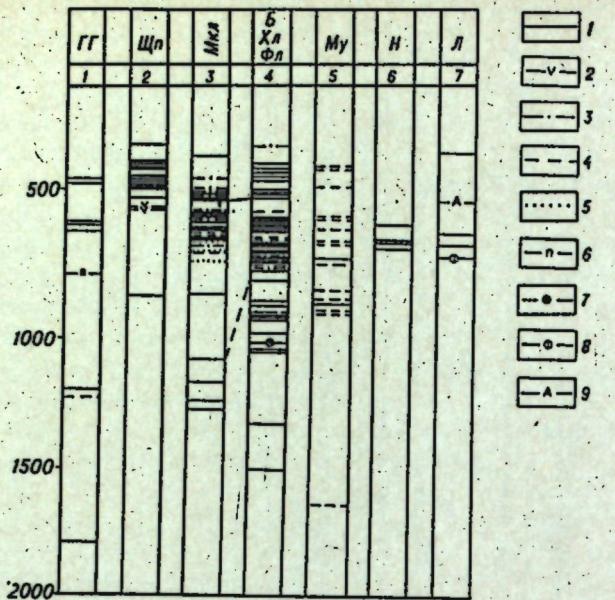
Фиг. 48. Распределение цифр абсолютного возраста, определенных рубидий-стронциевым методом по минералам, породам и интрузивам

А – Таракская интрузия; Б – Канская, Посольненская и Татарская интрузии: 1 – гнейсы Канского метаморфического комплекса; 2 – таракские, 3 – канские, 4 – посольненские, 5 – татарские граниты, 6 – пегматиты, 7 – кварцито-песчаники

ризуют только молодой возраст. Легко убедится, что в общем интервалы, выделяемые по обсуждаемым определениям, совпадают с определениями, производимыми свинцово-изотопными методами. По определениям возраста в целом по породе или по минералам Таракской интрузии выясняются по крайней мере два крупных возрастных интервала, а во всех остальных интрузиях – только один и цифры древнее 1000 млн. лет отсутствуют.

Калий-аргоновый метод

Анализ распределения цифр определений абсолютного возраста, выполненных K-Ar методом, попытаемся произвести графически. Для этого все опубликованные первичные определения (Приложение 2, табл. 4–8) пересчитываем на константы ($\lambda_K = 0,585 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_K = 4,68 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹). Пересчеты выполнены Л.В. Фирсовым, за что выражаем ему признательность.



Фиг. 47. Абсолютный возраст пород и минералов Енисейского кряжа по определениям К-Аг методом (опубликованные данные)

ГГ - граниты и гнейсы (порода в целом); Шп - щелочные породы; Мкл - микроклин, полевые шпаты; Б - биотит; My - мусковит; Хл - хлорит; Фл - флогопит; Н - нефелин; Л - лепидомелан; 1 - порода в целом; 2 - лабрадоровый порфирит; 3 - из щелочной породы; 4 - из пегматита; 5 - из цемента песчаников; 6 - пегматит в целом; 7 - хлорит; 8 - флогопит; 9 - астрофиллит

Проанализируем графически распределение цифр по интрузивам и породам Енисейского кряжа.

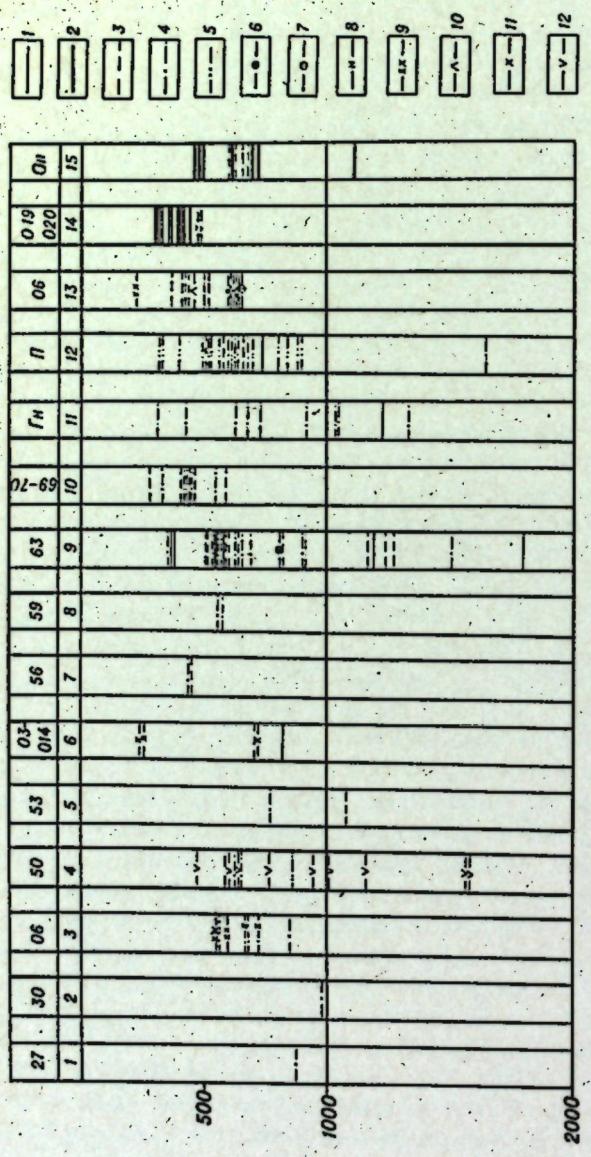
Сначала посмотрим, как распределяются цифры по отдельным минералам и породам (фиг. 47). Очевидно, определений в целом по породам недостаточно для сравнения сходимости с определениями по отдельным минералам. Наибольшее количество определений сделано по биотиту. Условно по этим определениям можно разбить гранитоиды на три возрастные группы: 310-450; 530-770 и 850-1060 млн. лет. Одна проба имеет возраст около 240 млн. лет, одна - 500 млн. лет и две - древнее 1300 млн. лет. Биотиты из пегматитов попадают в две последние возрастные группы. Определения по мусковиту относятся главным образом к пегматитам и повторяют в грубых чертах те же возрастные группы; но в общем и здесь мусковит оказывается моложе биотита. Для микроклина картина несколько отличная. Первые две группы повторяются, а третья - отсутствует. Зато имеются четыре определения с возрастом от 1080 до 1280 млн. лет. Отметим, что полевые шпаты пегматитов относятся к двум ранним возрастным группам, а во вторую группу попа-

дают микроклины из цемента базальных горизонтов тасеевской серии. Для щелочных пород количество определений в данном масштабе сопоставления достаточно. Здесь видно, что все щелочные породы в общем имеют самый молодой возраст и в целом могут быть отнесены к наиболее поздней возрастной группе с разбросом значений возраста от 300 до 500 млн. лет. Только по одной пробе возраст щелочных пород определен в 240 млн. лет. Но все равно цифры характеризуют щелочные породы как послекембрийские. Для более дробного расчленения щелочных пород нужен другой масштаб и большее количество определений, что и будет показано далее. Любопытно отметить, что возраст, определяемый по нефелинам, астрофиллиту, флогопиту и лепидомелану, оказывается древнее, чем средний возраст щелочных пород. Отметим также, что одна проба (014 - Порожниковский массив) щелочных пород дала возраст около 820 млн. лет, т.е. докембрийский.

Картина распределения цифр абсолютного возраста по гранитным интрузиям (фиг. 48) менее четкая. Большинство интрузий охарактеризовано слишком малым количеством цифр, причем цифры эти получены при исследовании разных минералов. Наиболее полно опробована Таракская интрузия (фиг. 48, 9). Для нее условно можно выделить четыре возрастные группы. Три в общем совпадают с выделенными по биотиту, а четвертая соответствует выделенной по микроклину. Для Нижнеканских интрузий отчетливо проявляются только две первые группы, причем вторая охарактеризована только двумя пробами. Пегматиты имеют возрасты, соответствующие трем возрастным группам, а щелочные породы (3, 13, и 14) - только двум первым. Определений возраста гнейсов недостаточно, так как цифры раскладываются равномерно в широком интервале 300-1350 млн. лет. Удивительно, каким образом М.И. Волобуеву, С.И. Зыкову, Н.И. Ступниковой и их соавторам удалось выделить Посольско-Ангарский (850 ± 60) и Тейский (910 ± 50 млн. лет) комплексы, когда цифры абсолютного возраста по единичным определениям из перечисленных массивов составляют по Посольненской интрузии 540 и 560 млн. лет, по Стрелковской - 770 и 1070 млн. лет, а по Тейской - 880 млн. лет. По существу все выделенные упомянутыми авторами фазы магматизма соответствуют возрастам отдельных минералов одного Таракского массива. Эти авторы не сделали главного вывода из своих определений: Таракская многофазная интрузия отражает изотопными отношениями слагающих ее пород и минералов воздействие на нее растворов, связанных со всеми магматическими комплексами Енисейского кряжа и при статистической обработке материала одна может дать достаточный цифровой материал для суждения об истории магматизма и метаморфических изменений пород кряжа в целом.

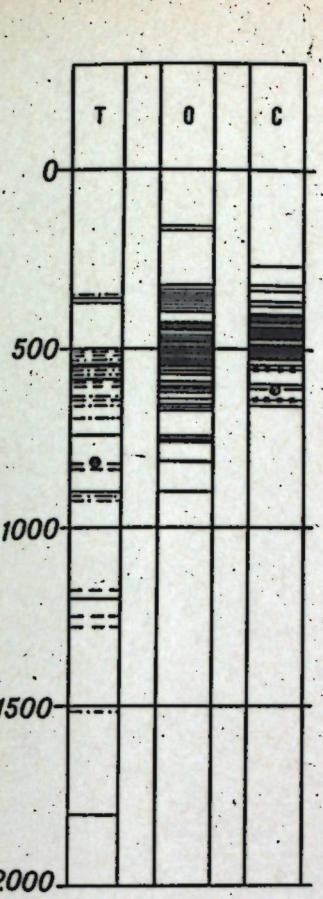
Для того чтобы убедиться в правильности сказанного, отобрано 45 проб по гранитоидным массивам Ангаро-Канскои части кряжа и 38 - по Заангарию. По ним Л.В. Фирсовым произведены определения абсолютного возраста калий-argonовым методом (табл. 17). Во всех пробах анализу подвергалась порода в целом.

Сопоставление показывает (фиг. 49), что цифры абсолютного возраста Таракской интрузии и всех остальных интрузий распределяются по сходным интервалам. Отличие заключается в том, что среди проб



Фиг. 48. Абсолютный возраст интрузивных массивов, гнейсов и минералов осадочных пород кряжа, определенных K-Ag методом (отубикованые данные)

27 - Тейский; 30 - Каламинский, 06 - Татарский, 50 - Аяхтинский и дайки основных пород южной части кряжа, 53 - Стрелковский, 03-014 - Кийский и Порожинский, 56 - Чистопольский, 59 - Посольенский, 63 - Таракский, 69-70 - Нижнеканский, 06 - Среднегатарский; 019-020 - Столбовский и Дивногорский массивы; Гн - гнейсы; Гн - пегматиты; Оп - осадочные породы; 1 - породы в целом; 2 - глауконит; 3 - микроклин; 4 - биотит; 5 - мусковит; 6 - хлорит; 7 - флогопит; 8 - нефелин; 9 - лепидомелан; 10 - астрофиллит; 11 - щелочная порода; 12 - основная порода



Тактика 17

Абсолютный возраст гранитоидов Ангаро-Канскои части и Заангарья Енисейского кряжа (новые определения). $\Delta t = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\Delta V = 4,68 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$

۱۰۷

卷之三

№ пробы	Лабора- торный	Порода, минерал	Место отбора, геологическая позиция	Содержание, г/г		A ₄₀ /K ₄₀	Абсолютный возраст, млн. лет
				K	K ₄₀ /A ₄₀		
1	авторский			10 ⁻⁶	10 ⁻⁸		

Ангаро-Канская часть

Ягодинский инструмент

2046 Ф-552-84 Гранит щелочной Среднее течение р.Ягодка, левый берег, 4 км к западу от

дер. Борисовка, приконтактная часть интрузива, дайка

Среднее течение р. Ягодка, между деревнями Несмелов-

выи ка и Борисовка, Схема иза-
Ф-554-64 Лампрофир сиенит- имоотношения пород показа-

Ф-555-64 Сиенит-порфир
20060 товыи на рисунке

В 200 м к западу от предыдущей, крупный курумник

20067 Ф-559-64 Сиенит биотитовый зернистый То же

卷之三

Место отбора, геологическая позиция	Породы, минералы
N ₁ пробы	лабораторный

Белорусский интуризм

2063	Ф-608-84	Пуласкин роговоб- манковый	РЧ. Таргат, среднее течение 30 км от г. Красноярска,
2160	Ф-604-84	Синий ушанчик	Полосатка

Сланцы: «бронекори-
тальлический (корич-
невый)»

станицы атамановской серебреха

Ялайский интрузив
Р.Мурма, в 5 км к западу
пос. Ялай. Небольшое глыбово-

пределах Мурмыно-Тельпукской зоны разломов, наруши

ших тараски гранитоиды несогласно перекрываются дополнительными отложениеми

шемской свиты нижнего комитета

Абалаковский интрузии Енисей, левый берег у Бугурусланской шлюзовой плотины 1 км восточнее села Абалаково Свердловской области.

2151 Ф-157-64 Лейкократовый мус-
ше дер.Костыльниково Бурмакинский карьер, Гней

№ пробы	Порода, минерал	Место отбора, геологическая позиция	Содержание, г/г		Δ_{Ar}^{40} / K^{40}	Абсолютный возраст, млн. лет
			K	K^{40} / A^{40}		
2063	Ф-808-84	Пуласкит роговооб- авторский торный	—	• 10 ⁶ • 10 ⁸	—	Белорусский интрузив Рч. Тартрат, среднее течение, 20 км от г. Минск

2160	Ф-604-64	Сиенит крупнокристаллический (коричневый)	30 км от г. Красноярска, на западном склоне хребта Сибирский Алтай, в 5 км к югу от с. Тюлюк	Пластообразное, псевдостратифицированное тело в тонкогнейсовых и христиалических сланцах атамановской серии архея	0,0442	5,39	12,0	0,0223	348
2068	7-3-7	Сиенит	Р. Митчеевка в Барнаулском районе, в 1 км к юго-западу от с. Барнаулка	Яйский интрузив	0,0060	1,00	1,82	0,00142	1,10

пос. Ялай. Небольшое тело в пределах Мурмынго-Тельпугской зоны разломов, нарушающих таракские гранитоиды, несогласно перекрываются платформенными отложениями тунгемской свиты нижнего карбона.

бона						
2150	Ф-139-84	Гнейсовидный гранит	Абалаковский интрузив	Енисей, левый берег у Бурмакинской шиверы, 1 км выше дер. Костильниково	0,0506 6,18 18,85	0,0305 460
2151	Ф-157-84	Лейкократовый мусковитовый гнейс	Бурмакинский карьер, Гнейсы	перекрыты юрскими отложе-	0,0440 5,36 16,65	0,0311 469

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы лабо- ратор- ный	Порода, минерал и	Место отбора, геологическая позиция	Содержание, г/г				$\text{Ar}^{40}/\text{K}^{40}$	Абсолютный в возраст, млн. лет.
			K	K^{40}	Ar^{40}	$\cdot 10^8$		
2146 Ф-388-64	Биотитовый гранит Стрелковский массив	Стрелковский массив Стрелковские пороги, правый берег; вероятно, центральная фация интрузива	0,0514	6,27	23,7	0,0378	555	
2147 Ф-387-64	Мелкоэзернистый биотитовый гранит	Экзоконтактовая зона лежачего блока интрузива, 400 м к западу от предыдущей пробы	0,0393	4,80	16,3	0,0339	505	
2148 Ф-402-64	Турмалинизованный биотитовый гранит	Мощная (около 200 м) круто падающая жила в известняках Усть-Ангарской свиты, 4-6 км к западу от Стрелковских порогов	0,0398	4,86	16,6	0,0342	510	
2149 Ф-405-64	Лейкократовый мелкоэзернистый гранит	Апофизы, жилообразное круто падающее тело, 5 км к западу от предыдущей	0,0496	6,05	20,2	0,0334	500	
2145 Ф-406-64	Двуслоистой гранит порфировидный	Согринский массив Усть-Ангары, правый берег. Интрузив пронизывает отложения Усть-Ангарской свиты	0,0427	6,06	23,0	0,0379	558	
2045 Ф-549-64	Биотитовый гранит Карьер на дороге у дер. Чисто	Чистопольский интрузив в полье	0,0427	5,21	15,65	0,0300	590	

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы лабо- ратор- ный	Порода, минерал и	Место отбора, геологическая позиция	Содержание, г/г				$\text{Ar}^{40}/\text{K}^{40}$	Абсолютный в возраст, млн. лет.
			K	K^{40}	Ar^{40}	$\cdot 10^8$		
2048 Ф-501-64	Гранит биотитовый	Шилкинская группа интрузий Верхнее течение Антошкина ключа, правого притока Шилки; 200 м от контакта	0,0870	10,60	42,9	0,0405	590	
2049 Ф-505-64	Гранит	Там же, на контакте с пологими потоскуской свиты, налегающей несогласно	0,0601	7,33	43,3	0,0590	810	
2050 Ф-514-64	Гранито-gneiss	Верхнее течение Шилки, правый берег	-	7,44	39,0	0,0525	735 [±] 70	
2051 Ф-518-64	Гранодиорит	0,0368	4,68	25,4	0,0543	755		
2052 Ф-519-64	Гранодиориты гнейсовые	Там же, что и пробы 2051; 0,013951,70	5,79	0,0340	507			
2053 Ф-520-64	Сплессартит (?)	Дайка в том же обнажении	0,0245	2,99	10,3	0,0345	513	
2054 Ф-521-64	Гранит. мясо-красный	Канавы в верхнем течении Шилки, левый берег, при контактовая часть. Граниты	0,0701	8,55	39,6	0,0463	662	
2055 Ф-552-64	Пегматит кварц-полевошпатовый	Жила в том же обнажении	0,0910	11,10	50,6	0,0455	655	

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы лабо- ратор- ный	Порода, минерал	Место отбора геологическая позиция	Содержание, г/г	A^{40}/K^{40}			Абсолютный возраст, млн. лет
				K	$K^{40} \cdot 106$	$A^{40} \cdot 108$	
2056 Ф-523-64	Гранит серии- тизированый	Там же, 1-2 км от контакта под несогласно напегающим конгломератами следующей коры выветривания	0,0677 8,25	55,5	0,0673	898	746
2057 Ф-524-64	Полевошпато- титовый цемент	Конгломерат базального горн- зона Тасеевской серии (по- государская свита)	0,0217 2,65	14,35	0,0543		
2064 Ф-159-64	Кварцевый сне- ният	Водораздел верховьев Шилки и ее притока - Болотной Шилки	0,0531 6,48	22,8	0,0352	522	
2065 Ф-184-64	Пуласкит	Группа мелких тел залегает в кругой тектонической зо- не на стыке структур Енисей- ского кряжа и Сибирской платформы. Залегают в мета- морфических породах проте- розоя	0,0368 4,49	18,7	0,0416	605±50	
2066 Ф-190-64	Нордмаркт	Нордмаркт	0,0239 2,92	12,3	0,0422	610	
2165 Ф-234-64	Половой шпат	Казачинские пороги, левый берег Енисея Из пегматита кварц-полевошпатового с мусковитом и турмалином. Жила пересекает чарнокиты	0,1148 14,00	33,6	0,0240	371	

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы лабо- ратор- ный	Порода, минерал	Место отбора, геологическая позиция	Содержание, г/г	A^{40}/K^{40}			Абсолютный возраст, млн. лет
				K	$K^{40} \cdot 106$	$A^{40} \cdot 108$	
2152 Ф-24-64	Гранит лейко- ратовый кли- важированный	Дорожная выемка у пасеки в верховьях р.Посольской, пра- вый берег. Краевая (южная) часть интрузии, залегающего в веснинской толще очковых гнейсов	0,0461 5,63	13,0	0,0231	358	
2153 Ф-25-64	Пегматит кварц- полевошпатовый	Там же, жила пересекает гра- ниты с темными урано- выми минералами	0,0254 3,10	7,56	0,0244	378	
2154 Ф-591-64	Среднезернистый гранит	Таракская интрузия Левый берег р.Кан, у Комаров.	0,0519 6,33	43,0	0,0679	905	
2155 Ф-592-64	Пегматит	Там же, жила рвет Таракские граниты	0,0801 9,78	52,4	0,0536	748	
2156 Ф-598-64	Биотитовый круп- нозернистый гра- нит	Нижнеканская интрузия В 12 км к югу от р.Кан,	0,0404 4,93	11,5	0,0233	363	
2157 Ф-599-64	Гранит миаропи- товый с пегмати-	Биотитовый эндоконтакт интру- зии. Пегматоидные граниты и твой структурой в виде полос и грив шириной до 40 м.	0,0467 5,70	13,7	0,0240	371	

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы	Лабора- тория	Порода, минерал	Место отбора, геологическая позиция	Содержание, г/г	Ar40 / K40	Ar40 / K40	Абсолютный возраст, млн. лет
				K	K40 · · 106	Ar40 · · 108	
2158	Ф-800-64	Гранит малиновый миаролитовый	В 12 км к югу от р.Кан, карьер близ дер.Искра и ки- лометровая выемка вдоль до- роги. Восточный экзоконтакт интрузива. Пегматоидные гра- ниты и гранит-аплиты имеют выходы в виде полос и грив шириной до 40 м Там же	0,0453 5,53	13,47	0,0243	376
2159	Ф-801-64	Гранит-аплит лейкократовый	Кимирский комплекс Устье р.Кимирки, правый бе- пер Енисея. Переславание пластообразных тел габбро- и гнейсо-гранитов Там же	0,0393 4,80	11,95	0,0249	384
2161	Ф-5-64	Аплитовидный гранито-gneic	Пироксен-плаги- оклазовое габбро	0,0222 2,71	7,57	0,0279	425
2162	Ф-7-64			0,00595 0,725	0,125	-	

№ пробы авторский лабораторный	Порода, ми- нерал	Место отбора, геологи- ческая позиция	Содержание г/г				Арт 40 K40	Абсолютный возраст, млн. лет
			K	K40 .10 ⁶	Ar 40 .10 ⁸	Ar 40		
2163 Ф-53-84	Габбро-диорит	Зимовейинский комплекс Правый берег Енисея, в устье Ключа Зимовейный. Пластооб- разные тела в гнейсах. Атама- новской серии, центральная часть тела	0,0428	5,22	23,7	0,0454	650	
2164 Ф-54-84	Амптоницкий гра-Гам же гранодиорит	Заянгарье Жила в кристаллических гней- совидных сланцах Ангары, ле- вый берег; мыс — лесоучасток Скородум	0,0433	5,28	21,8	0	0,0418	607
2701 720-84	Пегматитовая жила	Гнейс полосчатый очкивой	0,0324	3,94	20,15	0,0509	720	
2702 722-84		Линзообразные тела среди кристаллических сланцев. Ве- роятный аналог веснинской толщи. Там же	0,0442	5,39	22,1	0,0410	598	
2703 504-85	Порфировидный гранит (балочный) эндоконтакта;	Из краевой части восточного берега, скальный выход против устья р.Золотой	0,0235	2,87	8,95	0,0312	470	
2704 507-65	То же	Из срединной части интрузии, 2 км западнее предыдущей	0,0320	3,90	12,45	0,0319	479	

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы	Порода, минерал	Место отбора, геологическая позиция	Содержание г/г	A_{40}/K_{40}	Абсолютный возраст, млн. лет
лабора- торный	авторский		K К40. ·10 ⁶	Ar ·10 ⁸	
2705 574-85	Порфировидный гранит	Аяхтинский интрузив. Восточный эндоконтакт, примерно в 100 м от контакта интрузии с узловыми филингами кординской свиты, р. Большой Пиг, левый берег Там же, 1 км вниз по течению от предыдущей, правый берег реки	0,0319 3,89	6,55	0,0168 268
2706 575-85	То же	Там же, глыба в скалах	0,0284 3,46	11,4	0,0330 495
2707 576-85	Диорит серый мелкозернистый	Апликовидный биотитовый гранит	0,0207 2,52	8,92	0,0354 525
2708 579-85		Центральная часть массива. Курумники на левом берегу Большого Пига, 2 км выше о-ва Березовый (ниже Таврикульских порогов)	0,0391 4,77	14,55	0,0305 460
2709 585-85	Порфировидный гранит	Западный эндоконтакт интрузии в 60 м от контакта. Правый берег Большого Пигата, протока у острова на выходе реки из гранитов	0,0324 3,95	11,5	0,0291 445
2710 580-85	Порфировидный гранит, гнейсовидный	Апофиза сечет толщу меланократовых гнейсов и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. Там же	0,0546 6,66	22,7	0,0341 505

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы	Порода, минерал	Место отбора, геологическая позиция	Содержание г/г	A_{40}/K_{40}	Абсолютный возраст, млн. лет
лабора- торный	авторский		K К40. ·10 ⁶	Ar ·10 ⁸	
2711 582-85	Пегматит	Гнездо в апофизах порфировидных гранитов предыдущей пробы. Отчетливо сечется аплитом	0,0434 5,29	17,9	0,0338 505
2712 584-85	Аплит	Жила, секущая пегматиты и апофизы порфировидного гранита. Там же.	0,0168 2,05	7,02	0,0343 515
2713 249-83	Гранит-порфир розовый с дымчатым кварцем	Глушинский интрузив. Восточный эндоконтакт, 40 м от контакта с ороговикованными сланцами погорюкской (?) свиты. Излучина Большого Пига.	0,0617 7,52	21,7	0,0288 440
2714 285-83	Кавернозный кварцевый порфир	Форма тела неясна. В 3 км к югу от предыдущей, на водораздельном гребне излучины	0,0204 3,58	15,8	0,0440 640
2715 117-а	Крупнозернистый пегматоидный гранит. Коллекция И.Л. Комова Габбро-диабаз	Гурахтинский интрузив. Западная приkontактовая часть массива. р. Енашимо, близ р. Широкого	0,0454 5,53	14,8	0,0268 410
2716		Из коренных выходов на левом берегу Большого Пига, 100 м от устья р. Широкой (к востоку)	0,033 0,405 1,69	0,0417 605±50	

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы лабора- торный	Порода, минерал позиция	Место отбора, геологическая локализация	Содержание г/г	А ⁴⁰		Абсолютный возраст, млн. лет
				K	K40. • 10 ⁶	
Чиримбинский интрузив (коллекция Л.И.Комова)						
2717 K-13-1	Гранит лейкокра- товый	Чиримбинский интрузив р. Чиримбы, 4,5 км к юго-западу от г. Енашминин- ский Полкан	0,0178 2,18 6,38	0,0293	445	
2718 761	Порфировидный гранит	Из эндоконтакта. Шурф. Там же	0,0449 5,48 17,0 0,0449 5,48 16,7	0,0310 0,0305	460 хх	
2719 877	Порфировидный гранит с тур- мадином	На пересечении р. Чиримбы старой Нифантьевской до- рогой	0,0404 4,92 14,35	0,0292	445	
2720 867	Светлый порфиро- видный крупноэзер- нистый гранит	Верховья р. Чиримбы у Ена- шиминского железорудного месторождения	0,0408 4,97 15,30	0,0310	470	
2721 2010	Темный порфиро- видный гранит	Верховья р. Титумухты	0,0326 3,98 10,75	0,0270	415	
2723 1063-ш	Гнейсо-гранит	Тейский интрузив (коллекция И.Л.Комова) Р.Тея, в 3 км южнее устья 0,0456 5,56 17,2	0,0310	470		
2724 6241	Катаклизирован- ный крупноэзерни- стый гранит	р.Шумахи Катаклизирован- ный крупноэзерни- стый гранит	0,0438 5,34 14,15	0,0265	405	
2725 424	Крупноэзернистый Р.Шумаха	0,0157 1,92 7,10	0,0370	545		
2726 6267	Красный лейкокра- товый гранит с турмалином	Бассеты р.Теи, 1,5 км юго-западнее устья р.Коноваловского	0,0775 9,45 20,3	0,0215	336	

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы лабора- торный	Люрод, минерал	Место отбора, геологическая позиция	Содержание г/г	А ⁴⁰		Абсолютный возраст, млн. лет
				K	K40. • 10 ⁶	
Интрузив р. Борового						
2727 6208	Красный круп- нозернистый ка- лы	Междуречье рек Тек и Тыра- таклизирован- ный гранит	0,0513 6,26 17,75	0,0284	432	
2728 M-11-1	Аплитовый	В 1,7 км от устья клоча, притока р.Уволги Из куру- мника	0,0296 3,61 11,40 0,0296 3,61 11,25	0,0316 0,0312	470 475хх	
2729 M-11-10	Полосчатый ап- литовидный гра- нито-гнейс	Там же, в 2,1 км от устья р.Ногатинского, устье р.Ногаты	0,0331 4,04 13,0	0,0320	485	
2730 M-14-2	Оgneйсованный розовый гранит	У волжско-Ногатинский интрузив часть массива—0,0440 5,37 19,25	0,0360	527		
2731 M-14-3	Полосчатый гнейсо-гранит	Там же, в 40-60 м от кон- такта	0,00505 0,62 2,82	0,0455	653±50	
2732 M-14-1	Темно-розовый мелкоэзернистый	Там же, в 3,5 км от устья Уволги	0,0301 3,67 12,5	0,0340	505	

Таблица 17 (окончание)

№ пробы	Порода, минерал	место отбора, геологическая позиция	Содержание г/г			A_{40}^{40}	$K/40$	Абсолютный возраст, млн. лет
			K	K^{40}	Ar^{40}			
2733 129-63	Сильнослюдистый сланец	Интрузив. р. Мокрая Летняя ручья, впадающего слева Эндоконтакт интрузива (западный)	0,0253	3,09	7,42	0,0240	372	
2734 130-63	Огнейсованный биотитовый гранит	Образец из зоны тектонического нарушения (30 м от нее)	0,0456	5,56	17,8	0,0320	485	
2735 55-63	Темно-розовый порфировидный гранит	Образец из осевой части интрузива	0,0448	5,46	13,35	0,0245	378	
2736 128-63	Порфировидный гранит	Вороговский участок Пластообразное тело в устье р. Оленьей	0,0378	4,60	17,1	0,0370	550	
2737 81-61	Кварцевый порфир	То же, оруденевые	0,0441	5,38	20,8	0,0387	568	
2738 5-62	То же	Там же	0,0223	2,72	7,90	0,0291	453	
2739 127-62	Порфирит диабазовый		0,0223	2,72	8,10	0,0298	443х	

x См. фиг. 46, а.

XX

Контрольные определения

что гранитоидные массивы севера кряжа несколько моложе, чем юга, и слагаются более поздними фазами. Это, вероятно, отражает глубину эрозионного среза. Напомним, что в районе Аяхты, Глушихи, Татарки гранитоидные массивы залегают в породах сухопитской и тунгусикской серий, а на юге – в пределах пород Канского метаморфического комплекса и веснинской толщи.

Обратим внимание на то, что кварцевые порфиры свиты реки Оленьей предшествуют становлению гранитов Татаро-Аяхтинского комплекса. Правда, определений еще маловато: всего два.

В настоящее время ведутся дальнейшие опробования абсолютного возраста по пробам интрузивов заангарской части кряжа.

Мы пришли к выводу, что положение гранитоидных тел в подстилающих толщах влияет на размещение эндогенного оруденения в перекрывающих толщах (Крейцлев, Дмитриев, Журавлев, 1967). Иными словами, сами гранитные массивы, попадая в глубинные зоны литосферы, нагреваются и становятся проводниками гидротермальных колонн, связанных с проявлениями более молодого магматизма. Эти растворы приводят к метаморфическим изменениям пород самих интрузий. Воздействие молодых интрузий и генерируемых ими растворов на более древние должно повлиять на изотопные отношения в минералах, слагающих древнюю породу. Поскольку возрастные группы, выделенные по изменениям пород и минералов в пределах наиболее древней, Таракской, интрузии, совпадали с таковыми для всех более молодых интрузий этого же региона (кроме, разумеется, самого древнего возраста), наш вывод можно считать подтвержденным на конкретном материале.

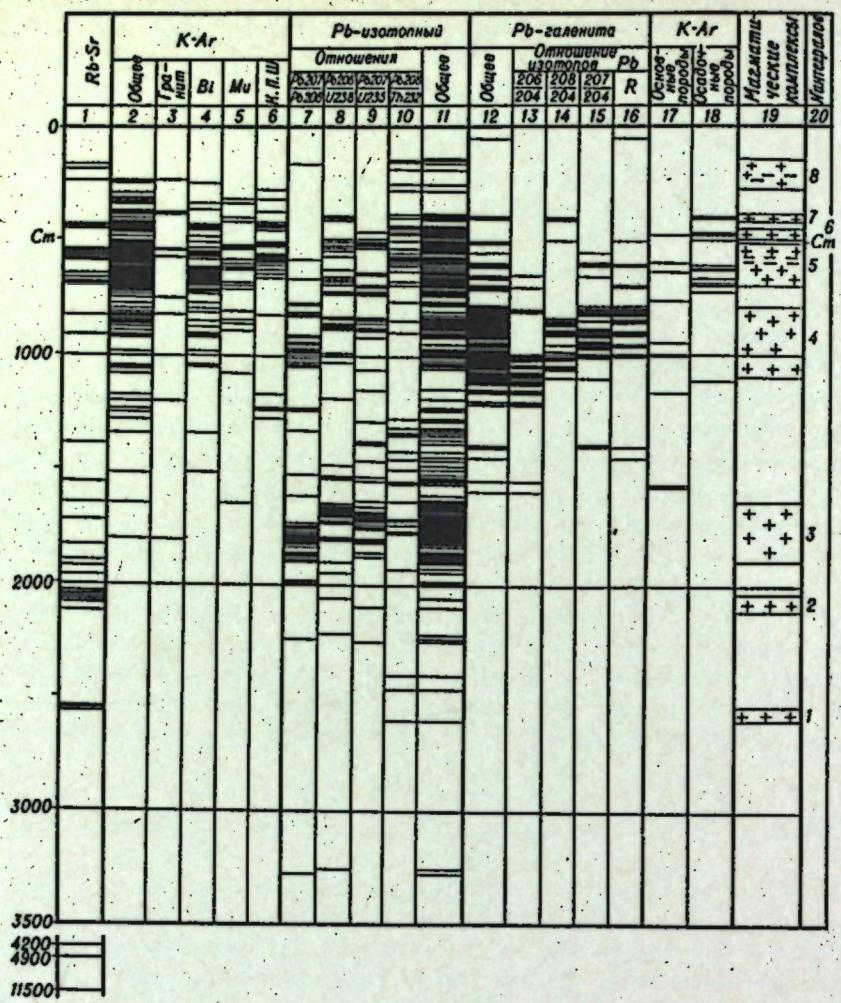
Общая обработка данных определения абсолютного возраста

Выше мы видели, что возрастные группы цифр абсолютного возраста по разным минералам и по различным методам в общем совпадают. Тем самым сложная геологическая история формирования интрузивных тел и происходившие с ними изменения отражаются в изменении соотношений изотопного состава элементов. Ошибка М.И. Волобуева, С.И. Зыкова, Н.И. Ступниковой и их соавторов заключалась именно в том, что они отдавали предпочтение одному из отношений и выбирали одну из цифр абсолютного возраста и считали, что эта цифра отражает истинный возраст, тогда как следовало бы обработать всю сумму цифр возраста по всем отношениям и методам.

Попробуем нанести на график все существующие цифры определений абсолютного возраста, полученные различными методами. Причем вынесем эти цифры отдельно по каждому из изотопных отношений, а затем суммарно (фиг. 50).

На графике совершенно отчетливо видно (фиг. 50), что среди докембрийских формаций выделяется пять интервалов "плотной группировки" цифр определений возраста. Эти интервалы следующие:

Первый интервал (2540–2600 млн. лет) охарактеризован тремя анализами рубидий–стронциевого метода и одним анализом по Pb^{208}/Th^{232} .



Фиг. 50. Сводный график распределения шифр абсолютного возраста пород и минералов Енисейского кряжа. Названия комплексов, соответствующих интервалам, см. в табл. 18

Второй интервал (2040–2120 млн. лет) представлен шестью анализами рубидий–стронциевого метода, двумя цифрами, полученными по Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} .

Третий интервал (1640–1900 млн. лет) более растянут. В него попадают единичные определения Rb–Sr и K–Ag методов и наблюдается четкое "уплотнение" цифр, полученных по всем изотопным отношениям свинцового метода. Заметно, что возраст пород отчетливо смещается вверх (омолаживается) в ряду отношений Pb^{207}/Pb^{206} , Pb^{206}/U^{238} ; Pb^{207}/U^{235} и Pb^{208}/Th^{232} . Такое же положение повторяется и в следующем интервале, что, вероятно, отражает относи-

тельную степень сохранности вторых членов отношений и (или) относительную подвижность первых членов отношений в процессе геологических преобразований.

Затем на графике идет весьма длительный интервал, в который попадают только отдельные определения возраста K–Ag методом и по свинцово–изотопным отношениям. В этот интервал, соответствующий времени отложения вулканогенно–осадочных пород сухопитской серии, попадают пробы по гнейсам Каинского комплекса. Эти определения могут отражать метаморфические изменения пород. Заметим, что данные Rb–Sr метода не дают "размазывания" по шкале. Однако определений недостаточно для категорического утверждения данного наблюдения.

Четвертый интервал (780–1090 млн. лет) также растянут. Он исключительно четко ограничивается по данным определений изотопного состава свинца галенитов полиметаллических месторождений и рудо–проявлений. Здесь отчетливо видно омоложение по данным изотопных отношений от Pb^{207}/Pb^{206} и Pb^{208}/Th^{232} . В этом интервале наблюдается сгущение линий, нанесенных по данным определения возраста по изотопному составу свинца гранитоидных пород и слагающих их минералов, а также по данным калий–аргонового метода.

Пятый интервал (500–690 млн. лет) охарактеризован большим количеством определений, главным образом K–Ag методом, в меньшей мере Rb–Sr и другими методами. Главная масса определений возраста магматических формаций приходится именно на этот интервал, несмотря на то, что большинство проб отбиралось на юге, где развиты древние комплексы пород. Это недвусмысленно говорит о неоднократном омоложении древних комплексов процессами метаморфизма, о том, что гранитный интрузив и после кристаллизации остается "живым" и участвует в геологическом развитии региона. Периоды "оживлений" интрузивов совпадают с периодами становления более молодых интрузий в соседних районах. Обычно считается, что эндогенное оруденение не связано с интрузивами более раннего возраста, залегающими ниже поверхности несогласия в основании тех осадочных формаций, в которых размещается эндогенное оруденение. Поскольку "омоложение" интрузивов сопровождается изменением изотопного состава калия, свинца и урана, т.е. некоторым фракционированием их изотопов, логично заключить, что положение интрузивов является фактором, влияющим на локализацию оруденения в перекрывающих их относительно более молодых толщах (Крендельев, Дмитриев, Журавлев, 1967, 1968).

В пятом интервале заметна разбивка анализов на два подинтервала (500–619 и 635–690 млн. лет), что говорит о некотором перерыве между становлением гранитоидов Татарского и Аяхтинского комплексов. Это подтверждается прямыми геологическими наблюдениями и выделением в пределах Аяхтинского интрузива по крайней мере двух фаз. Теперь этот вывод подкрепляется определениями возраста по Татарской и Аяхтинской интрузиям (табл. 17, ан. 2703–2712).

Кембрийскому периоду на графике соответствует перерыв в магматической деятельности, а в послекембрийской истории намечается еще по крайней мере три прерывистых по времени проявления комплекса

(может быть, фазы) пород гранитоидов повышенной щелочности или щелочных пород. Для этих трех интервалов нами принятые следующие границы: шестой — 445—490 млн. лет, седьмой — 380—410 млн. лет, восьмой — 150—280 млн. лет. Последний интервал может быть подразделен на еще более дробные подинтервалы.

С нашей точки зрения, каждому из восьми перечисленных интервалов соответствует магматический комплекс гранитоидных, а в верхних горизонтах и щелочных пород. Чтобы не увеличивать количество наименований, мы постараемся не употреблять новых названий, давая сводную таблицу магматических комплексов Енисейского кряжа. Логичнее было бы дать другие названия, поскольку большинство анализов проводилось на материале, отбиравшемся на юге кряжа. Сводная колонка магматических комплексов приведена на рисунке (фиг. 50), где пунктирами обозначены примерные границы подинтервалов в пятом и восьмом интервалах.

В таблице магматических комплексов (табл. 18) мы сознательно не указываем положение Посольненского комплекса, который в общей схеме магматизма следовал за Таракским и сменился Татаро-Аяхтинским комплексом. Цифровые данные не дают возможности для выделения Посольненского комплекса из-за малого количества определений по нему.

Нижнеканский комплекс оказывается моложе Татаро-Аяхтинского; но это не противоречит геологическим данным, поскольку его отнесение к более ранним образованиям базировалось на том, что вмещающими породами рассматриваемого комплекса служили более древние породы Канского метаморфического комплекса. Расположение интрузива среди древних пород определяет его нижнюю возрастную границу слиш-

ком грубо; конкретные цифровые данные уточняют ее весьма существенно.

Вполне очевидно, что возрастные интервалы многих комплексов и особенно протерозойских и трех послекембрийских будут изменяться и уточняться по мере накопления фактического материала по северу кряжа. Ясно, что Таракская интрузия должна подвергнуться тщательному петрологическому изучению и расчленению как крайне разнородная и слабо изученная. Это же можно сказать и о Посольненской интрузии или, лучше сказать, интрузиях. Главнейшей задачей при этом будет выяснение геологических признаков, по которым можно было бы различать гранитоиды каждого из перечисленных комплексов непосредственно в поле. Пока мы еще не умеем делать этого.

Отметим, что настойчивое желание выделить в качестве самостоятельного Тейский комплекс гранитоидов (см.табл. 16, работы 4, 8, 9 и 10) по данным определения единственной пробы не может считаться оправданным, тем более, что в приведенных графиках нет объективных данных для выделения особого интрузивного комплекса с возрастом 930 ± 50 млн. лет (этот комплекс накладывается на Стрелковский полностью). Из графика видно, что выделяемые эпохи свинцовой минерализации (фиг. 42, табл. 16, работа 4) надуманы, так как они, во-первых, захватывают практически всю колонку и логически не оправданы, а, во-вторых, четко выделяется только один пик (фиг. 50, табл. 18), соответствующий Стрелковскому комплексу.

Что касается основных пород (фиг. 50), то данные настолько малочисленны, что еще рано говорить о комплексах. Имеющиеся десять определений возраста диабазов и габбро-диабазов равномерно распределены по всей колонке и не могут быть убедительно сгруппированы.

Проведенный для магматических комплексов анализ дает основание для следующих заключений.

1. Общее распределение цифр абсолютного возраста подтверждает выделение восьми тектоно-магматических комплексов, обоснованное в предыдущей главе. Длительность периодов становления интрузий и их отдельных фаз пока не ясна.

2. В пределах крупных регионов возраст становления магматических комплексов может выделяться только при наличии такого количества определений, которое допускает статистическую обработку данных.

3. Нет объективных данных для предпочтительного использования какого-либо одного из изотопных соотношений, поскольку каждое из них в какой-то мере отражает историю становления и последующего изменения магматических пород и возраст этих изменений.

4. Задача заключается в том, чтобы охватить массовыми определениями все главнейшие интрузивные тела и комплексы, включая и северные районы Енисейского кряжа. Весьма важно определение абсолютного возраста синорогенных эффузивных тел, часто встречающихся в разрезе сухопитской и тунгусской серий (докембрий П и Ш).

5. Литература по абсолютному возрасту магматических формаций Енисейского кряжа изобилует многократным повторением одних и тех же, но по разному просчитанных и проинтерпретированных данных, а в связи с этим многочисленными схемами магматических комплексов

Таблица 18

Магматические комплексы Енисейского кряжа

№ интервала	Комплекс	Временной интервал породы
8	Кийский	150—280
7	Столбовский	380—410
6	Нижнеканский (Чистопольский)	445—490
5	Татаро-Аяхтинский	500—690
4	Стрелковский (Тейский)	780—1090
3	Таракский	1840—1900
2	Енисейский	2040—2120
1	Канский	2540—2600

Гранитоиды, гранитоиды повышенной щелочности и щелочные породы

Преимущественно гранитоиды

данного региона. Необходимо прекратить публикацию известных цифр, особенно по Таракской интрузии (см. табл. 16, работы, 12, 13, 10, 3, 7, 15, 18).

6. Давно пора стандартизировать порядок и систему публикаций определений абсолютного возраста, согласившись с предложением Л.В.Фирсова (1961).

Возраст осадочных пород

Сведения об абсолютном возрасте осадочных пород Енисейского кряжа весьма скучные. Нами известны только семь определений К-Аг методом по глаукониту, из которых опубликованы только две цифры (Келлер и др., 1960). Все остальные заимствованы из статей Ф.П.Крендлева, А.Д.Ножкина, В.Н.Кристина. Кроме того, имеется определение возраста по полевым шпатам из базальных кварцита-песчаников низов тасеевской серии из района Галочных грив на юго-востоке кряжа (табл. 16, работы 9, 10, 3, 11), где эти песчаники несогласно налегают на Таракские граниты. Нам неизвестно ни одной публикации с цифрами определения возраста эфузивов, для которых была бы доказана их сингенетичность с осадконакоплением. С этой точки зрения несомненный интерес представляют эфузивы Глушихинского комплекса и силицидиабазов в бассейне р.Оленьей. Все доступные нам данные определения абсолютного возраста на кряже сведены в табл. 5 Приложения 2.

Большинство определений относится к позднему докембрию и вынесено на график (фиг. 50, 18). Видно, что данных явно недостаточно для уверенной датировки стратиграфических подразделений.

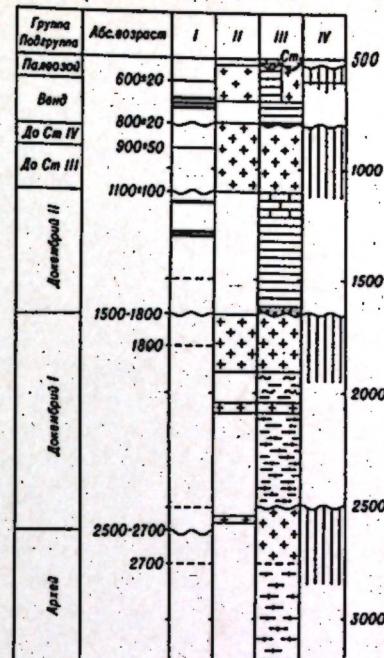
Опыт сопоставления стратиграфической схемы докембия и магматических комплексов Енисейского кряжа

Ниже обсуждается положение возрастных подразделений в ранге серий и групп, принятых для границ Енисейского кряжа на совещании, проходившем в 1965 г. в Новосибирске, и их соотношение с периодами магматической деятельности. На генерализованной нами колонке (фиг. 51) отображены только границы серий, а свиты в их составе выпускаются.

Возрастные соотношения докембийских серий и выделенных нами магматических комплексов показаны графически (фиг. 51). Для дальнейшего обсуждения постулируем, что в геологической истории гранитоидные комплексы не образуются на площадях осадконакопления. Иными словами, времена образования гранитных комплексов в данном конкретном районе в общем случае должен соответствовать перерыв в осадконакоплении на этой же площади. Длительность периодов магматизма и осадконакопления и их смена функционально связаны с общим ходом тектонического развития данного региона. Такое допущение оп-

Фиг. 51. Сопоставление стратиграфической схемы докембия и магматических комплексов кряжа

I - генерализованная схема докембия; II - докембрйские магматические комплексы; III - сводная колонка докембрйских отложений и магматических комплексов; IV - возрастное положение крупных стратиграфических перерывов



равдаю и тем, что в работах М.А. Семихатова, В.Н. Григорьева, Н.А. Сагитова и других доказано, что литолого-фашиальные комплексы пород тейской и сухопитской серий едины для всей территории Енисейского кряжа.

Допустим условно, что выделенные нами магматические комплексы верно отражают их истинный возраст, и при таком допущении произведем сравнение эпох осадконакопления и времен становления магматических комплексов.

В таком случае начало отложения пород вендского комплекса довольно точно совпадает со временем окончания становления гранитов Стрелковского комплекса. И действительно, на Енисейском кряже мы видим несогласное налегание пород тейской серии на все гранитоидные массивы южной части кряжа (бассейн Шилки, Антошкин ключ, верховья Курыша в районе Галочных грив). Правильность проведения этой границы подтверждается и определением возраста микроклина, развивающегося в базальных горизонтах тасеевской серии (Приложение 2, табл. 5, ан. 122-124).

Можно полагать, таким образом, что рубеж 800+20 млн. лет выбран правильно и для осадочных формаций и для Стрелковского комплекса гранитоидов.

Хорошее совпадение получается и для второго рубежа 1500-1850 млн. лет (т.е. в среднем 1650 млн. лет), на котором завершается становление Таракского комплекса и после которого начинается отложение пород сухопитской серии. Вероятно, рубеж 1650 млн. лет следует принимать как близкий к истинному.

Вполне допустимое расхождение выявляется и на рубеже 2500–2750 млн. лет. Перерыву именно такой длительности на границе нижнего докембрия и архея соответствует Канский комплекс гранитоидов. Узкий возрастной интервал обусловлен малым количеством определений возраста пород этого комплекса. Вероятно, этот интервал следует расширить с учетом данных по другим регионам Сибири, что мы и делаем на прилагаемой схеме. (фиг. 51, Ш).

Появление Енисейского комплекса гранитоидов свидетельствует вероятно, о том, что в составе тайской серии могут быть в дальнейшем выявлены перерывы и веснинская толща выделится в качестве самостоятельной серии. Не исключено, что ее породы следует выделять в качестве верхнеархейской подгруппы. Здесь придется ждать накопления фактического материала.

Положение тунгусикской и осянинской серий (докембрия Ш и 1У) оказывается непонятным и трудно объяснимым, так как времени их образования соответствует становление Стрелковского комплекса гранитоидов. Напомним, что возраст свинцового оруденения совпадает с возрастом данного комплекса, а большинство рудопроявлений и месторождений свинца на кряже залегает в породах тунгусикской серии. Поскольку оруденение жильное и генетически связано со стрелковскими гранитами, породы тунгусикской серии должны быть древнее этих гранитов. Это значит, что в обсуждаемой схеме не остается времени для отложения пород тунгусикской серии. Тут может привлекаться несколько вариантов объяснения. Можно предполагать, что свинцовое оруденение сингенетично отложениям тунгусикской свиты, а гранитоиды образовались в другой структурной зоне. Но этот вариант отпадает, так как оруденение пространственно тяготеет к стрелковским гранитам, а само Стрелковское интрузивное тело прорывает отложения устьянгарской свиты тунгусикской серии. Можно привлечь механизм регенерации свинцового оруденения из древних толщ под воздействием стрелковских гранитоидов или еще более поздних процессов, но тогда возраст свинцового оруденения должен быть гораздо моложе. Таким образом, и этот вариант отпадает.

Наиболее вероятным представляется, что тунгусикская серия – слабо метаморфизованный фациальный аналог верхних свит сухопитской серии. Напомним, что на Енисейском кряже пока не выявлены такого места, где бы отложения тунгусикской серии налегали несогласно на подстилающие их породы: повсюду контакты либо тектонические, либо скрыты под более молодыми отложениями.

Положение осянинской серии также нуждается в выяснении. Как известно, в пределах распространения пород осянинской серии не известно рудопроявлений полиметаллической минерализации, которая на кряже четко связывается со Стрелковским комплексом. Следовательно, ко времени образования гранитоидов Стрелковского комплекса пород этой серии еще не существовало; иначе они подверглись бы воздействию гранитоидов обсуждаемого комплекса. Породы осянинской серии развиты преимущественно на юго-востоке заангарской части Енисей-

ского кряжа, а на севере их нет. Мы полагаем, что осянинская серия может представлять собой возрастной аналог вендского комплекса, а породы нижнеангарской свиты могут оказаться не чем иным, как глубоководными фашиями лопатинской свиты чингасанской серии.

В предлагаемом нами варианте схемы докембрий Ш и 1У из разреза исключается, а стратиграфическое несогласие между отложениями венда и докембрия П и более низких горизонтов должно быть более длительным и повсеместным для всей территории Енисейского кряжа.

Несовпадение верхней границы вендского комплекса и начала становления Татаро-Аяхтинского комплекса нуждается в дополнительном исследовании. Думается, что разгадку этого несовпадения можно искать на основе представлений М.А. Семихатова, предположившего и убедительно показавшего, что отложения пород тасеевской серии и ее аналогов (вороговская и чингасанская серии) имеют качественные различия в разных районах и образовались в автономных структурно-фацальных зонах, разделяющихся Лебяжинско-Беретской кордильерой. Следует отметить и то обстоятельство, что понятие объема вороговской серии еще не установлено, разными авторами понимается по-разному и нуждается в уточнении. По нашему мнению, в современном понимании вороговская серия включает разновозрастные формации.

На геологической карте кряжа (см. фиг. 7) нетрудно увидеть, что гранитоиды Татаро-Аяхтинского комплекса пространственно тяготеют к упомянутой кордильере.

Любопытно отметить, что верхняя возрастная граница Татаро-Аяхтинского комплекса (530 млн. лет) отлично совпадает с возрастным рубежом, после которого начинают отлагаться базальные горизонты верхнекембрийских отложений (525 млн. лет).

Таким образом, учитывая данные определения абсолютного возраста магматических комплексов, мы предлагаем генерализованную стратиграфическую схему докембрийских отложений (фиг. 51). В колонке 3 показано чередование периодов осадконакопления и становления магматических комплексов; а в колонке 4 – стратиграфическая схема и периоды перерывов в осадконакоплении. Отчетливо выделяются четыре крупных перерыва в геологической истории докембра кряжа (табл. 19).

Обращаем внимание на последний столбец табл. 19, в котором мы отходим от привычного формального понятия "плюс-минус столько-то миллионов лет". И действительно, в отношении магматических комплексов это приводит к явной бессмыслице. Например (табл. 16, работа 4, см. фиг. 42, 6), можно предположить свинцовую минерализацию сквозной через весь докембр, а значение конкретных определений возраста при этом обесценивается. Формальное осреднение цифр абсолютного возраста уменьшает их информационную емкость.

О каком "минусе" 100 млн. лет может идти речь в работе 11 (табл. 16) по отношению к Стрелковскому комплексу, если этому периоду соответствует время отложения пород вендского комплекса, охарактеризованных данными определений возраста по глаукониту? То же самое

можно сказать и о Татаро-Аяхтинском комплексе, которому в работах 9, 8, 8 и 11 (табл. 16) тоже придается смысл "плюс-минус" 50-80 млн. лет. "Плюс" может быть, а "минус" нет, так как этот "минус" попадает на отложения пород нижнего кембрия, возраст которого определен достаточно надежно.

Таблица 19

Длительность перерывов осадконакопления
в докембрии Енисейского кряжа

Перерыв	Положение перерыва	Длительность, млн. лет	Возрастные границы перерыва	
			верхняя	нижняя
4	Между верхним и нижним кембрием	25-35	525+5	620-5 ⁺⁷⁰
3	Между вендом и сухопитской серией	270-380	800+20	1100-5 ⁺¹⁰⁰
2	Между сухопитской и тейской серией	300-400	1650+100	1900+100
1	Между тейской серией и археем	300-500	2500+100	2800+200

Мы придаём реальный смысл "плюсу" и "минусу", указывая их раздельно. Например, нижняя граница перерыва между верхним и нижним кембрием не может быть принята более чем на 5 млн. лет, но может быть опущена примерно на 70 млн. лет, так как ниже или выше указанных границ располагаются охарактеризованные конкретными цифрами осадочные толщи или магматические комплексы.

Общие выводы по геохронологии кряжа

Общий вывод сводится к тому, что стратиграфические построения и выделение магматических комплексов должны быть взаимно увязаны без системы предпочтения одних цифр и отbrasывания других, без их формального осреднения (пользуясь понятием среднеарифметического). При увязке необходима статистическая обработка (мы применили графический способ статистической обработки) данных определений абсолютного возраста по всем породам, минералам и изотопным отношениям, поскольку определение по каждому изотопному отношению в разных ми-

нералах отражает реальные этапы в геологической истории анализированной породы. Следует всячески развивать и детализировать стратиграфические схемы в координатах абсолютного времени, но переправы осадконакопления должны изображаться не одной линией, а интервалом, соответствующим конкретной длительности конкретного перерыва.

Следующий вывод заключается в том, что древние интрузии в процессе геологического развития региона и омоложения влияют на распределение эндогенного фруненения и в перекрывающих толщах, поскольку сами они изменяются и многие элементы выносятся из них процессами, связанными по времени с периодами становления более молодых интрузивов. Древняя интрузия, попадая в нижние слои лотосферы, прогревается и становится прододником гидротермальных растворов (или гидротермальных колонн, по терминологии Г.Л. Постелова). Этот вывод нуждается в проверке и уточнении как на самом кряже, так и (в особенности) в других регионах.

Ближайшая цель для Енисейского кряжа — изучение взаимоотношений периодов осадконакопления и становления интрузивных комплексов и набор статистического материала по абсолютному возрасту осадочно-вулканогенных комплексов и интрузивных пород. Думается, что этот вывод может быть с поправками распространен и на другие крупные районы.

Тектоническая схема Енисейского кряжа

Особенности тектоники Енисейского кряжа изучались многочисленными исследователями и крупными коллективами геологов. Опубликованные по этому вопросу работы насчитывают десятки наименований. Из большого числа публикаций мы упомянем здесь только некоторые. Сводные работы и карты по тектонике Сибирской платформы составлены коллективами под руководством Н.С. Шатского (1932), Т.Н. Спижарского (1958^{1,2}), Ю.А. Косыгина (1962) и др. На этих картах отражены и структуры Енисейского кряжа. Непосредственно тектонике кряжа посвящены работы М.И. Белянкиной, Е.А. Долгинова, О.А. Глико, Б.Н. Горбунова, Г.И. Кириченко, Ю.А. Кузнецова, В.А. и С.В. Обручевых, А.В. Лесгафта, А.К. Мейстера, Ф.Я. Пана, Ю.И. Парфенова, А.А. Предтеченского, А.К. Рубleva, М.А. Семихатова, А.С. Хоментовского и многих других. Вопросам связей Восточного Саяна и Енисейского кряжа уделено главное внимание в работах Б.Н. Красильникова, В.В. Хоментовского, М.А. Жаркова и др.

Взаимоотношение западной окраины Сибирской платформы с Западно-Сибирской плитой рассмотрено в работах К.И. Андриановой и А.А. Булынниковой (1958), Ю.А. Косыгина и И.В. Лучицкого (1963), Д.И. Мусатова, А.А. Савельева (1963), А.С. Кириллова (1963), К.В. Боголюбова (1963), О.А. Вотаха (1968) и др. Для решения вопросов тектонического строения привлекались данные глубинных сейсмических зондирований (Кренделев, Дмитриев, Журавлев, 1967), магнитных съемок (Сурков, 1963; Дашкевич, 1964). В 1961 г. составлена первая схематическая тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока, основанная

на обобщении важнейших результатов геофизических исследований (Фотиади, 1961). На этих кратких заметках можно закончить рассмотрение истории изучения тектоники Енисейского кряжа и прилегающих районов. Подробно она рассмотрена в монографии О.А. Вотаха (1968), к которой мы и адресуем интересующихся.

Мнения отдельных авторов и целых коллективов о структуре Енисейского кряжа весьма существенно расходились. О.А. Вотах спрашивливо полагает, что в большинстве случаев расхождения в определении структуры и позиции Енисейского кряжа вызваны различиями не только в терминологии, но и в разных толкованиях выделенных стратиграфических подразделений и их объемов. Действительно, для определения структуры кряжа в целом предлагались такие названия, как складчатая система, складчатая зона, складчатая область, горст, выступ, антиклиза, поднятие, краевое поднятие, горстовое поднятие, краевая антиклиза, антиклиниорий, мегаантиклиниорий. О.А. Вотахом показано, что множественность определений обусловлена необходимостью отразить то разнообразие свойств, которыми данная структура обладает, особенно если учесть, что во многих случаях при описании геологического строения исторические и структурные понятия не разграничиваются. Ему удалось показать, что главные структуры западного ограничения Сибирской платформы в докембрии определяются главным образом крупными зонами разломов. В пределах западного обрамления платформы структура не едина: в ее сложении участвуют четыре района с различным строением верхнего протерозоя — Ангаро-Питский, Вороговский, Тасеевский и Чадобецкий. Возникнув в раннем докембрии, структура западного обрамления платформы не представляла собой единого жесткого массива, а неоднократно расчленялась крупными зонами глубинного заложения на отдельные глыбы, каждая из которых вела себя как обособленная структура. Это особенно удачно проиллюстрировано анализом положения границы между жестким фундаментом и чехлом в пределах платформы. О.А. Вотах отмечает двойственность в проведении границы между платформенным основанием и чехлом: она может проводиться по определенному стратиграфическому уровню или по поверхности консолидированного основания. В последнем случае эта граница может занимать различное стратиграфическое положение.

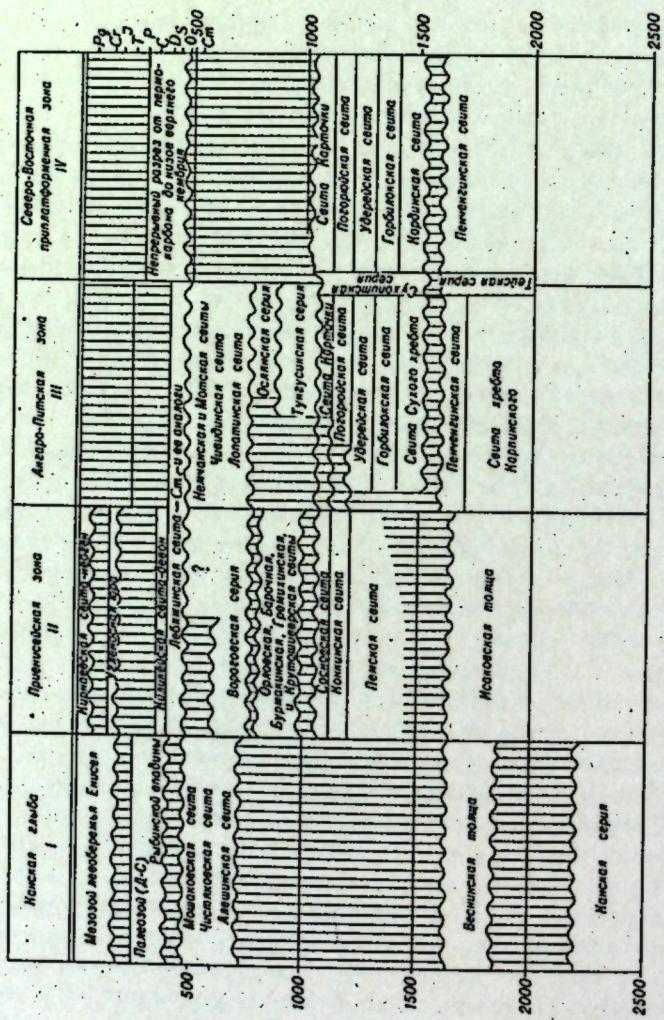
Для того чтобы представить тектонику Енисейского кряжа, приведем кратко главнейшие особенности геологического строения этого района.

1. В сложении докембriя Енисейского кряжа участвуют породы архея (?), тейской, сухопитской, чингасанской серий и их возрастных аналогов. Наличие отложений, относимых к веснинской и исаковской толщам, тунгусикской и ослинской сериям, и их возрастное положение противоречивы и спорны. На основе геохронологических данных отчетливо выделяются крупные перерывы в осадконакоплении. Это перерывы между археем и тейской серией, тейской и сухопитской, сухопитской и чингасанской, а также всеми перечисленными сериями и палеозойскими отложениями. Осадки кембрийского возраста не всегда налагаются трансгрессивно; иногда наблюдаются постепенные переходы от вендинских к кембрийским отложениям.

2. По типу разрезов в пределах кряжа выделяются четыре блока: Ангаро-Канская часть; северо-западная, или Приенисейская, зона: северо-восточная, или приплатформенная, зона и, наконец, Ангаро-Питская, или юго-восточная, зона. Различия в характере разрезов отражены на схеме, составленной на геохронологической основе (фиг. 52). Все четыре блока отделяются друг от друга крупными тектоническими зонами глубинного заложения. По простиранию эти зоны продольные или поперечные.

3. В общей структуре платформы Енисейский кряж занимает совершенно уникальное положение, неизвестное ни для одной структуры на Земле. Он располагается в структуре, примыкающей к так называемому внутреннему углу в ограничении Сибирской платформы. Это, вероятно, связано с существованием крупных линейных разрывных структур, линеаментов, разбивающих всю платформу на крупные блоки. Западным окончанием линеамента является зона Ангарских дислокаций, выполненных отложениями мезо-кайнозоя в приустьевой части Ангары и нижне-палеозойскими на участке от Иркинеевой до Тасеевской. Продолжение структуры на северо-восток не столь четкое, но может быть прослежено по широкой полосе развития угленосных отложений в пределах наложенного Ангаро-Вилюйского прогиба, по терминологии Т.Н. Спикарского. Если внимательно изучить геологическую карту Сибирской платформы, то нетрудно заметить, что Рыбинская впадина вместе с Тасеевским прогибом и зоной Ангарских дислокаций располагаются точно на продолжении Ангаро-Вилюйского прогиба, представляющего собой крупный грабенообразный опущенный блок в теле платформы. Это мы попытались отобразить (фиг. 53). Заметим, что крупные тектонические нарушения северо-восточного простирания могут быть выявлены и в других местах. Одно из таких крупнейших нарушений, вероятно, протягивается от района кимберлитовых трубок Якутии, трассируясь по прямоугольному изгибу контакта нижнего кембра с ордовиком к юго-западу от района трубок, затем по зоне исчезновения траппов, а в пределах кряжа — по исчезновению интрузий гранитов к юго-западу от линии устье Большого Пита — водораздел рек Вельмо и Большой Пит. Выделенный на схеме Ангаро-Вилюйский грабенообразный прогиб выполнен палеозойскими и мезозойскими отложениями. С юга к нему примыкает южная часть платформы, сложенная нижнепалеозойскими (кембро-силурийскими) осадками. Структуры кряжа рассекаются общими с платформой нарушениями, что доказывает его принадлежность к платформенным структурам с начала палеозоя.

В структуре платформы борются два направления — северо-западное и северо-восточное. Эти же направления отражены и в структуре кряжа. Крупные грабены разбиваются сравнительно короткими поперечными нарушениями, и каждый мелкий блок ведет себя самостоятельно подобно отдельной клавише в клавиатуре всего грабена. Это особенно наглядно видно в пределах Ангаро-Вилюйского прогиба. Ангаро-Канская часть в нем ведет себя как выступ с начала нижнего протерозоя. Тасеевский прогиб испытывает погружения, начиная с тасеевского времени и до юры. Но обе эти структуры совместно ограничены с торцов общими разломами северо-восточного простирания.



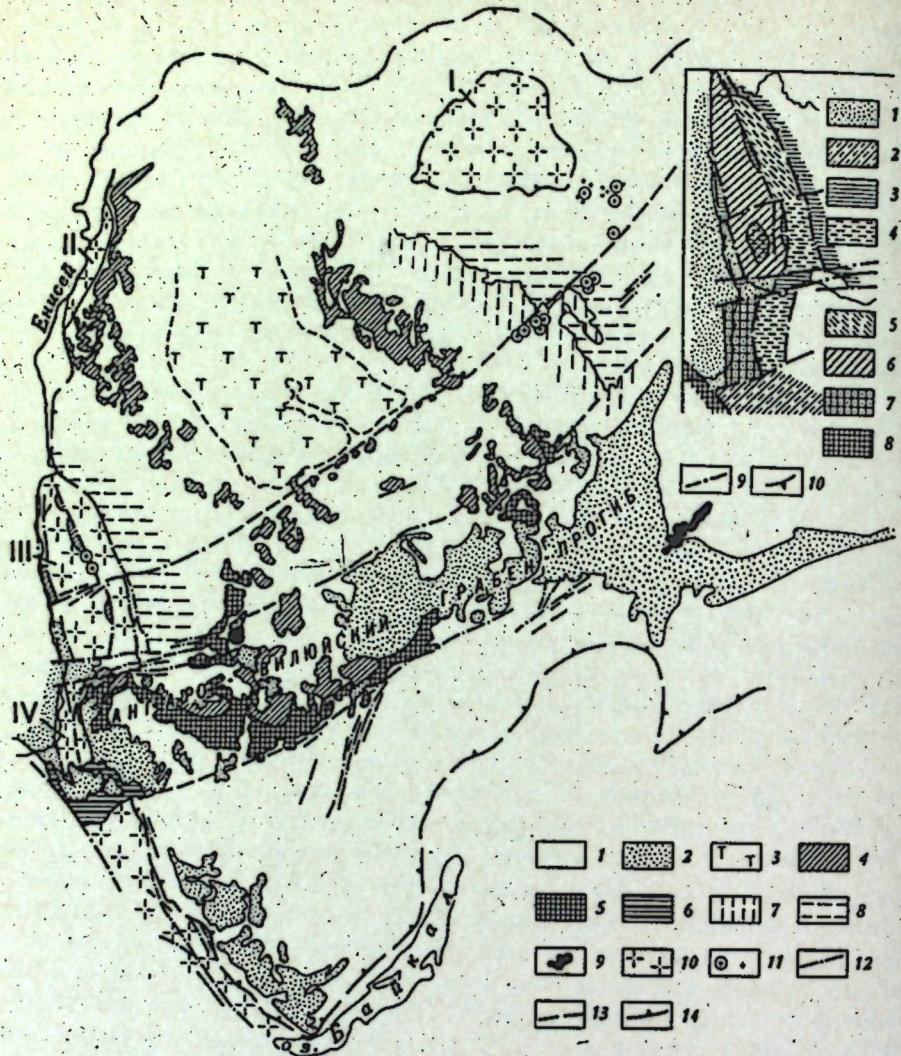
Фиг. 52. Типы разрезов докембрия на Енисейском кряже

Общая северо-северо-западная структура кряжа осложнена поперечными разломами и четко делится по крайней мере на три блока. Южный блок – это упоминавшаяся выше Ангаро-Канская часть, или Канская глыба. К северу от Ангари располагается опущенная часть кряжа, которая к северу от Большого Пита снова сменяется приподнятой частью с широко развитыми интрузивами гранитов. Пока неизвестно геологическое строение блока, скрытого под неоген-четвертичными отложениями, закартированными вдоль южного берега Ангари. Не исключена, однако, возможность того, что в этом блоке строение будет отличаться от строения Канской глыбы и от Заангарской части кряжа. Блоковое строение Енисейского кряжа обусловлено наличием крупных тектонических зон глубинного заложения. Эти зоны в пределах кряжа имеют как северо-западное, так и северо-восточное простижение, что показано на врезке (фиг. 53).

4. Положение зон глубинных разломов северо-западного простирания контролирует размещение магматических проявлений на кряже. Таких разломов три. Как уже рассматривалось в разделе, посвященном описанию интрузивных пород и эффузивов, для каждого разлома характерен свой магматизм. Вдоль Енисейского разлома развиты ультрабазиты, гнейсо-граниты Посольненского комплекса и щелочные послекембрийские малые интрузии ультраосновного ряда, сопровождаемые карбонатитами. Вероятно обнаружение карбонатитов, кимберлитов или родственных им пород. В зоне Центрального или Главного разломов известны все перечисленные в предыдущем предложении комплексы плюс основные эффузивы Индыглинского комплекса и одиночные интрузии Татаро-Аяхтинского типа. В этой структуре известны кимберлиты, а также небольшое трappовое тело в верховых р. Вороговки. Вдоль крупной зоны, отграничивающей современный кряж от платформы, известны проявления только трappового магматизма. Все это говорит о том, что наиболее древним является Енисейский разлом. Он, вероятно, заложился в позднем архее или в самом начале протерозоя, а подвижки по нему прекратились в нижнем кембрии – девоне. Центральный разлом фиксируется нижнепротерозойскими интрузиями, что определяет его заложение, близкое по времени с Енисейским; но движения по нему не прекратились до конца мезозоя. Наиболее молодой разлом приплатформенный. В нем проявлен только триасовый магматизм, а в контакт приводятся породы верхнего протерозоя и верхнего кембрия. Движения по нему продолжались, вероятно, до конца мезозоя, так как именно в зоне этого разлома встречаются проявления и третичные отложения кирнаевской свиты.

Возраст поперечных разломов сравнительно легко определяется только для Ангарских дислокаций. В грабенообразной структуре здесь встречаются отложения кембрия, а наиболее поздними являются песчано-глинистые осадки кирнаевской свиты неогена. Вероятно, жизнь этой структуры продолжается и до сего времени.

5. Для каждого выделенного блока характерна особая складчатость. Канско-му блоку присуща линейная весьма напряженная складчатость с узкими, часто опрокинутыми складками, вытянутыми в соответствии



Фиг. 53. Положение Енисейского кряжа в общей структуре Сибирской платформы.

На врезке – размещение блоков с различными типами разреза докембрия в пределах кряжа (схема Сибирской платформы составлена по карте Т.Н. Спижарского, 1959)

1 – разновозрастные отложения; 2 – юрские, главным образом угленосные отложения; 3 – нижний триас, эфузивы кочемульской серии; 4 – пермские угленосные отложения; 5 – каменноугольные отложения; 6 – девон Рыбинской впадины; 7 – ордовик; 8 – верхний

с общим простираем Енисейского кряжа. В Енисейской зоне в нижних этажах разрезов складки такие же, как и в Канская глыбе. Для пород верхних частей разреза характерны складки коробчатого типа, вписывающиеся в контуры грабенообразных структур. В северо-восточной платформенной зоне складчатость сходна с описанной, но менее напряженная. Складки более пологие, линейно вытянутые, с очень большим отношением длины к ширине. В.Г. Петров доказывает отсутствие складчатости в этой зоне (1965). Очень часто сводовые части антиклинальных складок осложнены крупными тектоническими нарушениями, вдоль которых никаких проявлений магматизма не выявлено. Между отдельными такими нарушениями заложены грабен-синклинальные структуры, выполненные осадками венда и даже кембрия. Вдоль нарушений сланцевые толщи сухопитской серии сплошены. Ангаро-Питская зона характеризуется широкими мульдообразными складками, осложненными незначительными поперечными нарушениями радиального типа. Здесь развиты только синклинальные наложенные складки, разделенные узкими антиклинальными гребнями. В ядрах таких синклиналей почти горизонтально залегают отложения верхнего кембрия. Точно такие же структуры характерны и для Тасеевского прогиба, но здесь горизонтально залегают еще более молодые осадки пермо-карбонового, юрского и даже четвертичного времени. Унаследованность Тасеевского прогиба подчеркивается характерным увеличением мощности всех стратиграфических подразделений к центральным частям прогиба. Выделявшиеся ранее (Г.И. Кириченко, М.А. Семихатовым и другими исследователями) структурно-фаунистические зоны совпадают с выделенными нами блоками, а положение Беретско-Лебяжинской кордильеры соответствует зоне Центрального нарушения с исключительно интенсивным магматизмом в протерозое. Эта зона всегда первой вовлекалась в тектонические движения и генерировала большое количество магматических и эфузивных пород. Возможно, эта зона играла роль крупных вулканических поясов типа

кембрий; 9 – Чадобецкое куполообразное поднятие и Кемпендейские дислокации; 10 – выходы докембрийских пород; 1 – Анабарский щит; П – Турюхансское поднятие; Ш – Енисейский кряж; 1У – Канская глыба; У – Восточный Саян; 11 – районы развития кимберлитовых трубок; 12 – крупные тектонические нарушения, прослеженные; 13 – то же, предполагаемые; 14 – крупные стратиграфические несогласия. На врезке: 1 – мезозой-кайнозойские отложения; 2 – девон Рыбинской впадины; 3 – эвенкийская свита верхнего кембрия; 4 – Ангаро-Питский блок и Тасеевская впадина; 5 – северо-восточная, или приплатформенная, зона; 6 – Приенисейская зона; 7 – Канская глыба; 8 – Восточный Саян; 9 – крупные тектонические зоны; 10 – стратиграфические несогласия

островных дуг и определяла картину фашиальной изменчивости вулканическо-осадочных формаций кряжа.

6. Исходя из сказанного, споры о наличии Приенисейского или Главного разлома, в которых участвовали К.И. Адрианова, А.А. Булыникова (1958), неверны по самой постановке вопроса. Следует говорить о времени существования разлома, а не о его наличии вообще. На большинстве структурно-тектонических схем, отражающих стык Западно-Сибирской низменности с кряжем, вдоль левого берега Енисея проводится тектоническое нарушение, начинающееся от широты с.Казачьего почти до устья Енисея. Это нарушение получило название Главного Приенисейского разлома, или Енисейского сброса (флексуры). Подтверждением существования этого нарушения считается приуроченность локальных магнитных аномалий по левобережью Енисея, а также резкое погружение фундамента Западно-Сибирской плиты на границе с платформой на глубину 1500–2000м по данным магнитометрических и электроразведочных работ. Однако по материалам аэромагнитной съемки Чульмо-Енисейской впадины, проведенной А.Д. Бродиным, А.М. Загородным и П.А. Кукиным в 1953 г., получается, что выраженные по простирации субмеридиальные интрузии вдоль Енисея секут и общие структуры региона, и линию предполагаемого Приенисейского разлома. Думается, что их наблюдения несколько не влияют на доказательство наличия такого сброса, поскольку интрузии зарождаются в зонах глубинных разломов, внедряются вдоль разломов или по таким крупным разломам и, естественно, могут пересекать общие структуры. К.И. Адрианова и А.А. Булыникова (1958), описав профиль разведочного бурения от устья р.Кас до пос. Александровский шлюз, привели данные, показывающие, что в этом направлении постепенно увеличивается мощность послепалеозойских отложений, что по их мнению доказывает отсутствие послепалеозойского сброса. Решение этого вопроса дано в работе группы Н.Н. Пузырева (Крылов, Крылова, Мишеневкин и др., 1967), закончившей составление сейсмического профиля, пересекающего стык структуры Енисейского кряжа и Западно-Сибирской плиты. На этом профиле отчетливо видно качественное различие в строении стыкающихся структур. Если в пределах низменности четко проявляется четырехчленное деление земной коры, то на кряже исчезает промежуточный слой со скоростью распространения воли 6,1–6,4 км/сек. Это смена проходит точно по линии Приенисейского разлома. Однако движения по разлому не закончились и в мезозое. В этом можно убедиться, обратив внимание на расположение отложений кирнаевской свиты в грабенообразной структуре приусадебной части Кии, где эти осадки залегают на отложениях верхнего кембрия и девона. Последнее доказывает унаследованность отрицательных движений от палеозоя до конца мезозоя.

7. Для каждого из выделенных блоков (фиг. 52) характерен свой тип разреза, изучение которого позволяет определить, одновременно или неодновременно отдельные блоки кряжа приобрели черты, свойственные платформам. Наиболее древнее платформенное перекрытие типично для Кансской глыбы, где на метаморфизованных отложениях канского комплекса залегают базальные горизонты тасеевской серии.

Платформенный чехол Приенисейской зоны начинается с лебяжинской свиты верхнего отдела нижнего кембра; но для этой зоны геологическая изученность еще такова, что не позволяет дать однозначный ответ о возрасте консолидации платформенного основания. Ясно, только, что в нижнем протерозое в этом блоке развивались отложения спилит-кератофировой формации, характерные для передовых геосинклинальных прогибов. Для отложений вороговской серии также характерны основные эфузивы и граувакки, что свидетельствует о продолжительном существовании геосинклинального режима в этой зоне. Северо-восточная платформенная зона дольше предыдущих сохраняла геосинклинальный режим. Нижние части разреза, соответствующие архею и нижнему протерозою, в этом районе глубоко погружены, а отложения сухопитской серии представлены терригенно-карбонатными осадками; эфузивы в этой зоне пока неизвестны. В грабен-синклиналях здесь отлагались конгломераты, песчаники и доломиты; характер складчатости промежуточный; широко представлены слои карбонатных пород с крутыми углами падения близ зон нарушений и почти горизонтальным залеганием в средних частях грабенов. Вверх по разрезу чингасанской серии интенсивность складчатости уменьшается, и уже красноцветы чемчайской свиты залегают практически горизонтально. Следовательно, в этой зоне платформенный режим наступил на рубеже нижнего кембра и венда. Отложения тунгусика и осянской серии в этой зоне отсутствуют.

В Ангаро-Питской зоне разрез нижних частей протерозоя аналогичен разрезу в предыдущей зоне; но здесь он более полон в верхах докембра. В бассейне Ишимбы, Удерея и Каменки развиты отложения тунгусикской и осянской серий, выполняющих широкие мульдообразные складки. Стратиграфического перерыва между сухопитской и тунгусикской сериями здесь не наблюдается, а перерывы между осянской и чингасанской сериями, а также между последней и верхним кембriем, весьма кратковременные. Платформенный режим здесь фиксируется по стратиграфическому несогласию, знаменующему начало отложений нижних горизонтов эвенкийской свиты (Ст3).

Юго-восточным продолжением Ангаро-Питского прогиба является Тасеевский прогиб. Прогибы отделяются один от другого зоной поперечных Ангарских дислокаций. Судя по геологической карте, отложения тасеевской серии здесь выполняют крупный прогиб. Осадки упомянутой серии сменяются отложениями соленосного кембра, затем верхнего кембра, карбона и угленосной перми. Все эти осадки отлагались в условиях наложенного прогиба, который, вероятно, испытывает погружения и до сего времени, так как в нем развиты отложения кирнаевской свиты неогена.

Енисейский кряж, являясь очень древним структурным элементом земной коры, на протяжении докембрийской истории не был единой жесткой глыбой, а расчленялся на ряд блоков зонами глубинных разломов. Эти разломы временами активизировались, временами залечивались. Активизация происходила по разломам то северо-западного, то северо-восточного направления. Платформенный режим наступил неодновременно во всех блоках; в приподнятых блоках чехол размывался. Непосредственно на фундамент ложились разновозрастные горизонты платформен-

ного чехла. В периоды активизации разломов северо-западного про-стриания в глубоких горизонтах платформенного чехла происходили процессы гранитизации и метаморфизма. Крупные гранитоидные интрузии играли роль своеобразных тектонических "заклепок", приводивших к консолидации, спаиванию блоков. Но проходило время: старые швы лопались, вновь происходило подновление разломов, сопровождавшихся то излиянием эфузивов различного состава, то образованием отдельных гранитоидных интрузий, то появлением малых интрузий ветвистой формы, то взрывным магматизмом кимберлитов или излиянием траппов. В соседних зонах погружений и прогибаний параллельно шло накопление осадков. Совершенно отчетливо проявляется тенденция к миграции магматических проявлений от края платформы в нижнем протерозое к ее внутренним частям в последующие периоды. Наиболее юный трапповый магматизм характерен для разлома, ограничивающего кряж с востока. Пригибы также смешались от окраины платформы к ее внутренним частям. Если в дотейское время передовой прогиб располагался в Приенисейской зоне и в пределах западной окраины Канско-Ачинской глыбы, то в тейское время он смешается к востоку, а геосинклинальные отложения сухопитской серии, тунгусикской и осянской развиваются еще далее к востоку. Уже в пределах платформы в Тасеевском наложении прогибе идет отложение палеозойских осадков.

В пределах кряжа общий платформенный чехол может уверенно проводиться по уровню, соответствующему средним частям немчанской свиты, т.е. начиная с нижнего кембрия. С этого времени весь кряж к востоку от Главной приенисейской зоны разломов стал платформой. Но тектонические подвижки по крупным зонам не прекратились. Достаточно взглянуть на карту распространения мезозойских отложений, чтобы понять, что автономное движение блоков не прекратилось и осадки кирнаевской свиты занимают площади, имеющие линейные контуры. Отметим, что в расположении порогов современных рек наблюдается четкая приуроченность к тем же зонам крупных разломов. Казачинские, Стрелковские, Кийские, Нижне-Вороговские и Осиновские пороги наследуют положение Приенисейского разлома и отражают относительное опускание структур Западно-Сибирской платформы.

Пороги выше Пит-Городка, по Ведуге, Чапе и в районе вороговских траппов располагаются на стыке структур, разделяемых Центральной зоной разломов, и отражают относительное поднятие Ангаро-Питского блока и Платформенной полосы по отношению к Приенисейской зоне.

Т.В. Молчанова (1948) отмечает, что восточнее границы структур собственно Енисейского кряжа, проводимой по водоразделу р. Вельмо, верховьев Большого Пита, среднего течения Горбилики и затем на Каменку, в ее верхнее течение, среди кембро-силурийских отложений платформы встречаются пятна пород, аналогичные породам верхов нижнего протерозоя центральных частей кряжа. Такие окна описаны ею в устье Удерея и далее в устье Кежмы, что заставило ее предположить, что протерозойские структуры Енисейского кряжа продолжают далее на восток, погружаясь не быстро, а постепенно. Это в известной мере доказывает, по нашему мнению, что Енисейский кряж представляет собой не горст, а обычную структуру платформенного типа.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ, ИХ ВОЗРАСТ И ТИПЫ

В пределах Енисейского кряжа и прилегающих к нему районах давно уже известны коры выветривания мезозойского и кайнозойского возраста, но докембрийские коры выветривания выявлены только в 1962 г. С мезозойскими корами выветривания связывается образование многочисленных, но пока мелких, месторождений бокситов (Е.Н. Щукина, К.В. Боголепов, С.И. Пельтец и др.), маршаллитов (Цехомский, 1964), железистых красок (окр), стекольных песков и строительных материалов. Надежды на обнаружение крупных месторождений типа докембрийских металлоносных конгломератов (Крецелев, 1964, 1965) и бокситов боксоиского типа (Нижний, 1965) возлагаются на докембрийские коры выветривания. Все пункты, для которых имеются описания кор выветривания, показаны на схеме (фиг. 54).

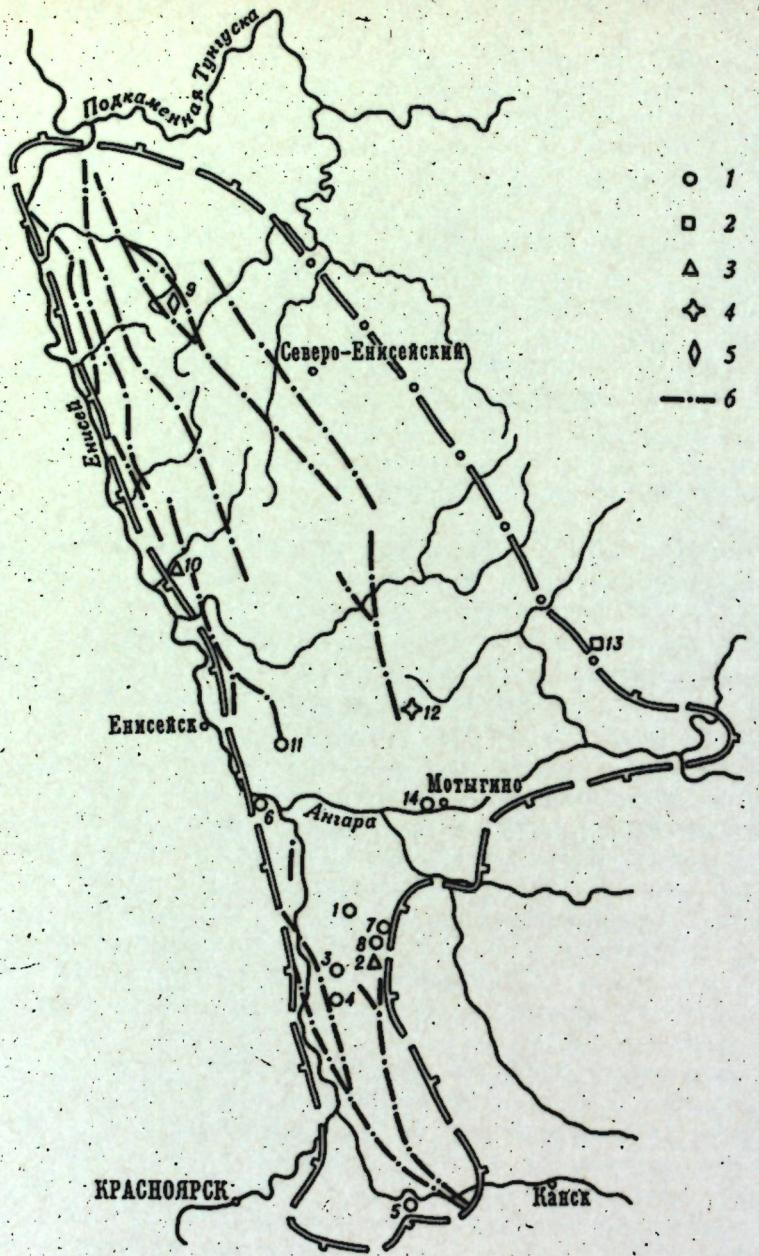
Современные коры выветривания

Современные коры выветривания выделить весьма трудно, поскольку нет четких критериев, по которым их можно было бы отличить от мезозойских. И действительно, большая часть территории кряжа была поднята или поднималась, начиная с позднего докембра или верхнего кембра. Современные коры выветривания могли бы быть уверенно выделены только на площадях развития пород кирнаевской свиты неогена. Но вся эта свита сложена галечниками, песчаниками с редкими прослоями глин. Коры выветривания на таких породах трудны для распознания и пока никем не изучались. На площадях развития протерозойских отложений интрузивных пород коры выветривания могут в одних случаях оказаться мезозойскими, в других – мезо-кайнозойскими.

Такой характер изменения свойствен доломитам и магнезитам. Мы наблюдали кору выветривания в карьере по добыче магнезита на дороге от Мотыгино к Южно-Енисейску. Там, на выходах пласти магнезитов распадаются на отдельные блоки, промежутки между которыми также заполнены красными, иногда пестрыми глинями, не реагирующими с соляной кислотой.

Выветривание кварцитов, переслаивающихся со сланцами, наблюдалось нами в среднем течении Шилки, а Е.Н. Щукиной и Е.М. Великовской – по правому берегу р. Средней Киргитеи и по р. Индыглы. Кварциты распадаются на глыбы неправильной формы, иногда окрашиваются окислами железа в бурье и коричневатые тона. По краям глыб кварцит становится рыхлым и распадается, переходя в рыхлый, сипучий песок, заполняющий промежутки между глыбами. В таких песках резко увеличивается содержание кремнезема (до 98%). Эти коры также могут оказаться современными.

Коры выветривания на карбонатных породах отмечены в верховых р. Рыбной по р. Талой. На известняках наблюдается тонкая (3–5 см) корочка черного цвета, не вскипающая от HCl, что свидетельствует о полном выносе карбонатов. В карстовых воронках залегают красные глины: причем на контактах с известняками в глинах содержатся мелкие включения белой и желтой глины, а также глыбы и комки известняков, рассыпающихся в известковистую муку.



Фиг. 54. Схема распространения кор выветривания на Енисейском кряже

1 - на кислых, 2 - основных, 3 - щелочных, 4 - осадочных породах, 5 - кварцевых порфирах; 6 - главнейшие тектонические нарушения

Мезо-кайнозойские коры выветривания

Изучение мезо-кайнозойских кор выветривания начато с тридцатых годов в связи с проблемой бокситоносности. Эти работы ВИМС завершились публикацией работ Е.Н. Щукиной (1936) и Е.М. Великовской (1936). Исследования кор выветривания на кряже сопряжены с огромными трудностями, так как обнаженность крайне незначительная и весь он покрыт густой таежной растительностью. Достаточно сказать, что несмотря на большое количество выявленных бокситопроявлений, ни одного выхода их на земную поверхность неизвестно, а галька бокситов была обнаружена только в бассейне р.Индиглы П.Л. Дравертом, А.Н. Ассовским (Щукина, 1936). Карстовые воронки с бокситами перекрыты мезозойскими осадками или мощным чехлом рыхлых отложений.

По данным Е.Н. Щукиной (1936), на Енисейском кряже коры выветривания сохранились в пониженных участках рельефа; причем в большинстве случаев это нижние части профиля выветривания, в которых еще можно распознать структуру материнской породы. Продукты выветривания на нижнекембрийских песчаниках сохранились только по левому берегу р.Иллерион. Наиболее широко развиты коры выветривания на докембрийских породах. Эллювий глинисто-оттерлитовых сланцев встречен на значительных площадях в верховьях рек Рыбная (фиг. 54, 14), Удерей, Талая и Киргитея. Наиболее полный разрез коры выветривания описан Е.М. Великовской по р.Зырянке, где мощность коры около 10–11 м (табл. 20). Накопления глинозема в профиле не происходит.

Выветривание слюдистых сланцев удерейской свиты изучалось Е.Н. Щукиной в 1,5 км южнее брошенного прииска Петропавловский. Здесь сланцы постепенно теряют плотность, вверх по разрезу переходят в однородную, песчано-глинистую, бесструктурную массу светло-серого цвета. В продуктах выветривания содержатся мелкие зерна кварца, чешуйки минералов из группы хлорита и серицита. В верхах разреза наблюдается окрашивание гидроокислами железа. Изменение химического состава ортоамфиболов в корах выветривания (табл. 21) весьма существенное. В данном разрезе отчетливо прослеживается убывание количества кремнезема вниз по разрезу профиля выветривания, повышение содержаний глинозема и Fe_2O_3 , идущая параллельно этому увеличению гидратация. К сожалению, здесь не дано изменение содержаний FeO и FeO/Fe_2O_3 . Сходное изменение состава наблюдается и на других участках, описанных в той же работе (Щукина, 1936).

О возрасте коры выветривания можно судить по тому наблюдению, которое описано Е.М. Великовской в упоминавшемся разрезе по р.Зырянке, где древний эллювий перекрывается угленосными отложениями средней юры. На этом основании Е.Н. Щукина считает, что образование кор выветривания могло продолжаться от конца палеозоя до начала мезозоя в континентальных условиях.

Проведенный А.Н. Криштофовичем (1933) анализ флоры угленосной юры показывает, что климат в это время мог быть умеренным и влажным. Фактический материал убеждает в том, что процессы разложения минералов на кряже шли от поверхности в глубину под действием грунтовых вод, без накопления остаточных свободных окислов железа.

Таблица 20

Химический состав сланцев и продуктов их выветривания на р.Зырянке (Е.Н.Щукина; в вес.%)

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O	П.п.п.	Сумма K _i /Al ₂ O ₃
Сланец	62,63	18,33	9,01	1,3	4,7	5,6	100,57
Сланец, слегка выветрелый	61,63	18,33	9,01	1,3	0,92	4,7	95,89
Белая глина на высоте 2 м от неизмененной породы	64,10	19,20	3,62	1,55	0,16	4,13	92,76
Желтая глина в 7,5 м от неизмененной породы	58,87	16,19	11,88	1,24	1,47	5,27	95,92
Белая глина в 8,5 м от неизмененной породы	67,36	20,52	1,06	1,33	0,14	3,99	94,40
							5,4

Таблица 21
Химический состав сподио-амфиболовых сланцев в зоне коры выветривания (ключ Сохатинский, дупка 17;
Е.Н.Щукина, 1936; в вес.%)

Образец	Глубина взя-тия, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	K _i /Al ₂ O ₃
11	4,75	62,43	19,81	7,03	1,08	0,66	5,38	95,39	5,27
16	7,00	61,28	20,78	6,04	0,98	0,76	5,32	95,16	5,00
18	8,00	60,36	21,16	5,29	0,87	2,20	8,28	98,16	4,85
20	9,00	59,84	17,50	10,74	0,96	1,08	7,94	98,06	5,81

и глиноzemа, свойственных латеритному типу выветривания. Сохранение в корневый частях кор выветривания слюдистых минералов типа хлорита и серицита говорит о возможности образования каолинитов. Это же подтверждается изучением строения осадочных толщ, покрывающих коры выветривания в западинах рельефа. В перекрывающих рыхлых толщах выделяются сыпучие кварцевые пески, сернистые и каолинитовые пески, песчанистые глины различного состава, тонкие прослои хлоритовых и каолинитовых глин, переотложенных бокситовых глин, бокситов, бурых железняков и конгломератов с ожелезненным цементом. Состав рыхлых отложений довольно точно отражает состав подстилающих докембрийских толщ. Максимальная мощность рыхлых толщ 40–50 м.

В работах Е.Н. Щукиной и Е.М. Великовской главное внимание уделялось изучению кор выветривания на породах, обогащенных соединениями железа, таких, как амфиболиты, гнейсы и сланцы. Для этих пород доказано, что от поверхности к коренным частям кор выветривания вместе с гидратацией идет уменьшение содержаний SiO₂, увеличение содержаний Al₂O₃ и Fe при некотором возрастании количества TiO₂. Коэффициент K_i также постепенно убывает. Разрез получается как бы перевернутым, что также подтверждает участие грунтовых вод в процессах корообразования.

Сходная картина преобразования выявлена Е.Т. Бобровым (1966), а затем описана М.С. Каштановым (1961) для траппов, развитых по восточной окраине Енисейского кряжа (фиг. 54, 13), где возраст корообразования считается послетриасовым.

Изучению кор выветривания на щелочных породах и карбонатитах Кийского района кряжа посвящена статья Г.В. Писемского и Е.А. Зверевой (1961, 1962). Здесь (фиг. 54, 10) кора выветривания широко развита на всей площади щелочного массива, а также на вмещающих его гранитах, осадочных породах кембрия и на породах жильной серии. Мощность коры выветривания участками достигает 70–80 м, а в среднем не превышает 10–15 м. Наибольшие мощности характерны для щелочных пород, наименьшие – для гранитов. Коры перекрыты галечниками кварц-кварцитового состава сымской свиты, относимой к концу верхнего мела – наялу палеогена. Возраст щелочных пород среднедевонский; здесь возрастная вилка получается довольно узкой. В четвертичное время происходит заметный размыв этой коры. Профиль коры выветривания отличается хорошо выраженным зональным строением со всеми переходами от свежих пород к структурным глинам. Г.В. Писемский и Е.А. Зверева устанавливают следующий ряд главных породообразующих минералов по их устойчивости к выветриванию: лепидомелан (биотит), пироксены, альбит, ортоклаз, оливин, нефелин, основные плагиоклазы, амфиболы, карбонаты и сульфиды. Показано, что изменение всех минералов приводит в конечном итоге к образованию минералов группы монтмориллонита, бейделлита, каолинита, а по оливину еще и пальгорскита. Наличие каолинита, бейделлита и монтмориллонита доказано химическими анализами и термометрией. Общие закономерности изменения различных пород хорошо видны из таблицы коэффициентов выветривания различных пород этого района (табл. 22). Главная закономерность заключается в том, что у всех разновидностей пород при выветривании резко увеличиваются показатели, характеризующие выщелачивание, гидратацию,

Таблица 22

Сводная таблица коэффициентов выветривания различных пород Енисейского кряжа (Лиссемский, Зверева, 1961
с дополнениями)

Породы	Выщелачива- $\text{SiO}_2/(\text{RO}+\text{R}_2\text{O})$	Гидратация- $\text{H}_2\text{O}/(\text{RO}+\text{R}_2\text{O})$	Окисление $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	Глинизация $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$	Выветривание $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{RO}+\text{R}_2\text{O})$	Накопление $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$
Идоллит-мельтейгит						
Свежие, обр. 25/83	1,75	0,57	0,54	4,05	0,30	2,96
Выветрелые, обр. 137/1	2,33	1,35	1,27	3,18	0,34	3,96
Мончикиты	1,12	0,51	0,24	4,18	0,22	2,96
Свежие, обр. 53/1	6,00	5,72	1,91	3,62	1,48	2,32
Выветрелые, обр. 53/9						
Нефелиновые сиениты						
Свежие, обр. 731а	4,29	0,36	0,63	3,97	1,03	2,49
Выветрелые, обр. 755	7,58	4,80	2,40	3,27	2,29	2,14
Шелочной сиенит						
Свежие, обр. 593	7,37	0,76	0,05	5,35	1,38	3,15
Выветрелые, обр. 833	10,50	6,96	0,2	3,00	3,45	1,79
Карбонатиты						
Свежие, обр. 184	1,54	0,11	0,21	3,93	0,29	3,02
Выветрелые, обр. 991/1	8,42	7,88	28,20	1,97	2,33	2,12

степень окисления железа, выветривания и накопление кремнезема, и уменьшается показатель глинизации. Последнее говорит о росте суммарного содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 по сравнению с общим содержанием кремнезема.

Нами изучались коры выветривания, развитые на кислых интрузивных и метаморфических породах юга Енисейского кряжа. Ни в одной точке профиля выветривания мы не обнаружили (Крендлев, Бобров, 1970). Исследованию подвергались главным образом корневые части кор выветривания. В упомянутой работе приведено подробное описание профилей кор выветривания в 1-9 (фиг. 54). Зарисовки разрезов будут приведены во второй части работы (фиг. 85-88). Здесь мы только отметим главные особенности кор и доказательства наличия докембрийских профилей выветривания (фиг. 54, 7-9). Номера проб в таблицах химических анализов (табл. 23) и на зарисовках строго соответствуют друг другу.

Изменение химического состава гранитоидов и гнейсов в корах выветривания (табл. 23) характеризуется коэффициентами выветренности пород ($K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $F = \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и $A = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$).

Изученные нами разрезы у с. Широкое, на р. Посольной и в Бурмакинском карьере (фиг. 54, 1, 4, 6) во многом сходны с описанными Е.Н. Шукиной и Е.М. Великовской (1936). Во всех случаях отчетливо наблюдается элювий, над которым развиваются сыпучие кварцевые пески, пески с серицитом, линзы глин со слюдой или хлоритом, в некоторых местах наблюдалось ожелезнение пород, а в разрезе Бурмакинского карьера отмечены, кроме того, прослойки бурого угля и желваки cementированных окислами железа песков. По-видимому, здесь же происходило и накопление глиноzemа. В пробе 152, отобранный "на голо-вах" измененных слюдяных гнейсов сразу под делювием, содержание Al_2O_3 достигает 20%. Минералогически присутствие свободного глинозема в виде минералов группы бемита-диаспора не доказано, так как породы сильно лимонитизированы и смесь глинистых минералов настолько тонкая и тесная, что нам не удалось их разделить.

Возраст кор выветривания на первых пяти объектах не ясен, поскольку нет перекрывающих пород, а сразу следуют современные почвы. Возраст угленосных отложений Бурмакинского карьера принимается как юрский по аналогии с возрастом угленосных осадков, развитых на противоположном берегу Енисея и описанных Е.М. Великовской (1936). Для подтверждения сходства исследованных нами кор выветривания с описанными Е.Н. Шукиной и Е.М. Великовской проведем обсуждение данных табл. 23. Отчетливо видно, что заметное увеличение содержания SiO_2 от корневых частей кор выветривания интрузивных пород вверх по разрезу наблюдается только в гранитах Чистополя. Во всех остальных случаях имеются существенные отклонения от этой схемы. Содержание глиноzemа не подчиняется вертикальной зональности. Это объясняется тем, что мы наблюдаем только корневые части коры и никогда не видим ее полного профиля и, возможно тем, что во многих случаях мы видим только останцы линейных кор. Как было нами показано ранее (Крендлев, Бобров, 1970), содержания Al_2O_3 и SiO_2 пропорционально взаимосвязаны и зависят от степени выветривания пород. В элювии гранитов Посольной отношение K_i возрастает вверх по разрезу, т.е. происходит

Таблица 23

Химический анализ свежих пород и продуктов их изменения в корах

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
3. Чистополье								
550	78,66	0,03	10,72	1,04	2,03	Не обн.	Не обн.	0,45
549	75,36	0,33	11,84	0,58	2,75	0,05	0,25	0,57
4. Посольная								
22	69,75	0,55	12,99	2,98	0,72	0,06	0,42	1,25
21	70,62	0,48	13,04	2,70	2,31	0,06	0,42	1,02
20	72,33	0,33	13,67	2,84	2,84	0,05	0,08	0,30
19	72,05	0,33	13,94	2,35	1,74	0,05	0,17	1,36
24	73,12	0,04	13,52	1,28	1,28	0,01	0,42	1,36
18	71,07	0,55	14,04	1,54	2,17	0,06	0,58	1,70
5. Бурмакинский карьер								
141	95,55	0,10	11,99	2,18	1,30	0,02	0,42	0,11
142	70,40	0,48	11,73	4,82	1,59	0,37	0,92	1,25
152	57,98	0,15	20,06	1,39	7,95	0,07	0,58	3,29
153	43,36	2,65	14,51	13,92	2,60	0,37	4,33	3,07
158	73,66	0,23	12,54	0,72	2,31	0,05	0,08	1,25
157	74,81	0,23	11,89	2,04	2,31	0,08	0,83	0,23
6. Антошкин ключ								
505	74,05	0,45	13,07	2,75	1,16	Не обн.	0,58	0,34
501	68,44	1,65	13,86	1,38	2,31	0,02	0,42	0,80
7. Шилка								
528	48,31	0,28	15,28	13,66	0,43	0,10	4,99	1,70
527	73,99	0,03	12,28	1,66	0,87	Не обн.	0,09	0,94
526	92,95	0,08	1,78	0,79	2,17	0,06	0,25	0,45
524	87,26	0,15	4,35	0,42	3,34	0,25	0,25	0,11
523	68,98	0,25	15,04	2,48	2,17	0,25	0,66	Не обн.
521	71,92	0,05	13,07	2,16	1,16	0,08	0,33	0,23
518	65,94	0,38	17,05	0,57	3,05	0,44	0,92	1,48

выветривания (в вес.%)

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	K	F	A
2,63	4,40	0,07	0,31	0,04	100,38	7,3	0,51	4,10
3,64	4,36	0,01	0,30	0,05	100,09	6,3	0,21	3,26
2,32	4,30	0,59	3,96	0,11	100,00	5,4	4,12	5,58
2,26	4,65	0,58	2,20	0,06	100,40	5,4	1,17	5,85
2,16	5,06	0,11	1,04	0,05	100,11	5,3	1,78	6,33
2,49	4,76	0,15	0,40	0,016	91,95	5,1	1,35	5,61
3,57	5,00	0,13	0,21	0,06	100,10	5,4	0,81	3,82
3,03	4,30	Не обн.	0,46	0,11	99,61	5,0	0,71	4,65
карьер								
2,63	5,40	5,40	0,16	0,41	100,38	6,3	1,67	4,56
2,02	3,85	0,85	2,24	0,15	100,67	6,0	3,02	5,83
6,90	0,48	1,13	0,11	0,06	100,15	2,8	0,17	2,93
0,54	2,89	4,49	6,45	0,42	99,60	3,0	5,35	27,0
3,37	4,07	0,33	0,95	0,02	99,58	5,9	0,31	3,70
3,17	4,76	0,02	0,24	0,02	100,63	6,2	0,87	3,74
ключ								
0,24	5,64	Не обн.	1,26	0,26	99,80	5,6	2,35	54,30
1,08	9,82	0,10	0,71	0,15	100,74	4,9	0,60	12,90
1,35	0,39	4,96	7,46	0,26	99,87	3,2	32,0	11,3
0,38	9,82	Не обн.	0,32	0,20	100,38	6,1	1,9	32,40
Не обн.	1,05	"	0,24	0,15	99,93	53,1	0,36	-
0,28	2,61	"	0,37	0,15	99,54	20,2	0,12	15,60
0,27	7,59	0,13	2,00	0,13	99,95	4,6	1,15	55,80
0,23	8,77	0,09	1,38	0,27	99,74	5,5	1,86	57,0
3,71	4,04	0,19	1,02	0,09	99,58	3,8	0,18	4,60

Примечание. Химические анализы выполнены в Институте геологии
и геофизики СО АН СССР, аналитик З.В.Болева.

вынос алюминия. Отношение A также возрастает, что говорит о том, что закисные формы железа переходят в окисные, особенно в современных почвах (табл. 23, пробы 22). Отношение A остается примерно постоянным. Это свидетельствует о совместном и равномерном выносе Al_2O_3 и Na_2O .

В юрской коре выветривания те же закономерности проявляются еще более четко. На начальных стадиях юрского осадконакопления отлагаются переотложенные продукты кор выветривания, а выше по разрезу залегают менее выветрившиеся породы, накапливающиеся при отложении обломочных материалов, образованных при разрушении более глубоких горизонтов свежих пород.

Мезозойско-палеогеновые коры выветривания на Енисейском кряже не представляют исключительного явления на территории Сибири. К.В.Боголепов (1961) показал, что бокситовая толща Енисейского кряжа представляет продукт переотложения мощного элювия, возникшего на территории кряжа между верхним мелом и эоценом. Этот автор выделяет две эпохи бокситообразования: нижнемеловую (кайская свита), развитую в северных районах Кузнецкого Алатау, в Чулымо-Енисейской впадине и на кряже, и палеогеновую, развитую на Салайре. Отложения кор выветривания двух сходных периодов ранее выделяли М.Н. Нагорский, В.П. Казаринов (1939), А.Р. Бурачек (1948). А.К. Кладковский, А.К. Шарова (1953) считают, что с меловой эпохой выветривания латеритного типа связано большинство бокситопоявлений азиатской части СССР, что все они образовались в одно время в сходных климатических условиях с бокситами Индии и составляют единую Азиатскую меловую бокситовую провинцию. Третичные коры выветривания также развиты широком. Они известны по всей окраине Алтая, в северном Казахстане, на Салайре и описаны М.М. Одинцовым (1938) в районе Усолья.

Докембрийские коры выветривания

До недавнего времени о докембрийских корах выветривания на кряже ничего не было известно. В настоящее время они известны в трех точках кряжа (фиг. 54, 7-9). В точках 7, 8 они залегают под базальными горизонтами потоскойской свиты. В обоих случаях профили вскрыты расчистками и канавами, а вышележащие части разрезов перекрывающих толщ — пунктирными канавами. Для разрезов 7 и 8 следует привести доказательство того, что каолинизация была древней, а не обусловлена только современным выветриванием, связанным с грунтовыми водами, циркулирующими в зоне контакта. Приведем общие признаки, доказывающие существование докембрийской коры выветривания: 1) в состав базальных горизонтов пород потоскойской свиты преобладают почти чисто кварцевые, олигомиктовые конгломераты и песчанки; 2) для разреза свиты, кроме как самых нижних пачек, весьма характерны бесслоистые равномернозернистые разности кварцитов; 3) не встречаются зерна кварца, содержащие включения аксессорных минералов; 4) в протолоках нижних горизонтов осадочных пород практически отсутствуют минералы магнитной фракции; 5) полевые шпаты в самых нижних (базальных) слоях сильно изменены, каолинизированы, тогда как выше по разрезу потоскойской свиты в аркозовых прослоях встречаются довольно

свежие обломочные зерна полевых шпатов; 6) сходная зона серицированных гранитов встречается в большинстве районов развития древних конгломератов сульфидного типа, где доказано существование древних кор выветривания (Кренделев, 1965).

Имеются и прямые доказательства. В шлифе пробы 505 видна, несмотря на выветривание первичная порфириевидная структура гранитов. Слагающие их минералы распознаются только по реликтам и характеру вторичных минералов. В породе преобладают кварц и полевые шпаты, а также биотит. Кварц здесь мозаичный, а биотит нацело замещен хлоритом. Среди полевых шпатов можно предполагать наличие трех разновидностей: 1) сильно каолинизированного ортоклаза, мутного, с двойниками по бавенскому закону; 2) сравнительно свежего решетчатого микроклина и 3) олигоклаза, поскольку на границах некоторых зерен полевых шпатов наблюдаются мирамективые вrostки кварца. Все разновидности полевых шпатов пересекаются прожилками кварца с микроклином в зальбандах, а затем альбит-мусковитовыми прожилками. Те же группы прожилков секут и перекрывающие породы, а в базальных горизонтах конгломератов перекрывающих толщ есть микроклинизированные участки с абсолютным возрастом микроклина 764 млн. лет (аналитик Л.В. Фирсов).

Приведенные данные убеждают нас в том, что мы имеем дело с претаскойской — предтасеевской корой выветривания гранитов. Мы говорим "предтасеевской" потому, что в районе Галочных грив сходный профиль наблюдается под базальными горизонтами тасеевской серии.

Остаточная кора выветривания в основании сухопитской серии в бассейне р.Оленьей (фиг. 54, 9) располагается в основании свиты р.Оленьей и залегает на кварцевых порфирах ковригинской свиты. Коре выветривания в данной точке посвящена статья (Кренделев, Бабров, 1970). Здесь повторяются только ее главные положения.

Кора выветривания располагается в зоне перехода от отложений первого структурного яруса ко второму. Мощность зоны перехода изменяется от нескольких дециметров до 43 м. Кора выветривания изучалась нами в пределах распространения кварцевых порфиров и отчасти их туfov, где она легче распознается. Особенности строения и состава кварцевых порфиров и их туfov приводились ранее. В коре выветривания кварцевые порфирь заметно отличаются от выветрившихся разностей, несмотря на то что процессы последующего метаморфизма сгладили эти различия. В выветрившихся кварцевых порфирах заметна вертикальная зональность в изменении окраски пород. В нижней части коры выветривания кварцевые порфирь изменены слабо. Здесь они белые, фарфоровидные, сильно каолинизированные. Вверх по разрезу белые разности сменяются светло-серыми, яблочно-зелеными, в которых неправильные участки зеленых пород перемежаются с участками темно-бурых, красновато-бурых и почти черных пород. В самой верхней части коры выветривания, под базальными конгломератами свиты р.Оленьей, продукты выветривания кварцевых порфиров становятся темно-бурыми, бурыми, красновато-серыми с отдельными неправильными пятнами фисташково-зеленых пород.

Заметно изменяются текстура и структура пород. В облике пород проявляются признаки брекчевидности, что, вероятно, связано с сохранением следов дресвы в нижней части аллювиального слоя. В цемен-

тирующей массе пород увеличено количество обломочного кварца, хотя границы между обломками и цементом недостаточно ясны. Средний размер вкраплеников также повышается. Среди посторонних включений в дресве появляются мелкие угловатые обломки черных сланцев, кварца. На участке, где на кору выветривания налегают сланцы, зона перехода от порфиров к сланцам очень нечеткая, постепенная. Сначала в порфирах появляются серые уплощенные пятна, обогащенные землистым веществом, а потом начинают появляться линзы сланцевого материала с глазками кварца из разрушенных кварцевых порфиров. Еще выше остаются сланцы с плоскими валунами и обломками выветрившихся кварцевых порфиров, нацело превращенных в кварц-сернистовую массу. Зона перехода достигает иногда 2–3 м. Вероятно, эта зона представляет собой остатки делювиального слоя, в котором смешаны продукты остаточной коры выветривания с обломками сланцев и других пород.

Когда на кору выветривания налегают конгломераты, граница тоже нечеткая. Сначала в разрушенных продуктах выветривания кварцевых порфиров появляются угловатые обломки кварца и сланцев, потом округлые гальки кварца, а в налегающих конгломератах в цементе сначала преобладают фенокристаллы кварца, а затем на расстоянии 1–2 м цемент становится кварц-сернистовым. Границы между обломками и цементирующей массой очень нечеткие и даже в шлифах различаются с большим трудом, так как породы сильно изменены, а цемент перекристаллизован. Все эти породы разбиты мелкими трещинками, иногда выполнены пластинчатым гематитом, в других случаях плотными гидроокислами железа. Во многих обломках пород заметны так называемые кольца Лизебанга.

В метаморфизованной коре выветривания и основная масса и вкраплениники совместно рассекаются волнисто изогнутыми прожилками сернита второй генерации, которые, соединяясь друг с другом, образуют вытянутую петельчатую сеть (см. фиг. 37, А и 38). Отдельные прожилки имеют мощность до 1 мм. Сернит второй генерации крупночешуйчатый (длина чешуек до 2,5 мм), бесцветный, плеохроизм не заметен, цвета интерференции высокие (спинный первого порядка), угасание прямое, удлинение положительное. Сернитизация шла, вероятно, с некоторым привносом калия по каолинитам, что доказывается развитием прожилков вторичного микроклина в кварцевых порфирах.

В современной коре выветривания кварцевых порфиров карбонаты, замещающие основную массу, выщелочены так же, как и сульфиды, в связи с чем очень часто встречаются пустоты. В некоторых из них сохраняются структурные перегородки, отражающие спайность железистых карбонатов. Обычно все продукты выветривания порфиров сильно рассланчованы, а основная масса настолько изменена, что лучше и точнее называть такую породу кварц-сернистовым порфириодом.

Среди минералов тяжелой фракции в кварцевых порфирах и в продуктах их выветривания часто встречаются циркон, монацит и лейкоксен, в одиночных зернах встречаются гранат, турмалин, сфен. Размер зерен изменяется от 0,03 до 0,1 мм. В кварцевых порфирах циркон обычно встречается внутри зерен кварца. Вокруг зерен циркона образованы радиальные трещинки, начинаящиеся от углов квадратных сечений метаморфически распадающегося циркона. В коре выветривания цирконы встречаются в виде самостоятельных зерен без кварцевых рубашек. Весьма характерно

для всех этих пород совершенно ничтожное количество тяжелого шлиха к общему весу протолочек (несколько миллиграммов на 7–10 кг измельченной породы). Ни в одной из протолочек не оказалось минералов магнитной фракции. Исчезновение магнетита в процессе образования коры выветривания отмечается многими исследователями (Нестеренко, 1963). В составе минералов электромагнитной фракции нет ильменита, но встречаются отдельные зерна лейкоксена, что также характерно для древних кор. Нет магнетита и ильменита и в породах базальных горизонтов отложений свиты р. Оленец. Во всех протолочках обилие новообразованный пирит в форме хорошо ограненных кубиков, иногда с заметной штриховкой граней. Он отсутствует, так же как и карбонат, только в интервале 1–2 м ниже основания базальных конгломератов в тех местах, где развиты современные коры выветривания.

Итак, в кварцевых порфирах и продуктах их выветривания сохранились только наиболее устойчивые к выветриванию широк и монацит, а такие минералы, как магнетит и ильменит, замещены гематитом и лейкоксеноем. Гематит в процессе последующего метаморфизма замещен пиритом.

Заметно изменяется и химический состав кварцевых порфиров (табл. 24). Совершенно отчетливо фиксируется вынос Al_2O_3 и обогащение коры выветривания кремнеземом. Заметно уменьшается содержание суммы щелочей $CaO + Na_2O$, и K_2O , а также общего количества потерь при прокаливании. Весьма существенно изменяется содержание суммарного железа и его окиси (табл. 25). В свежих кварцевых порфирах количество железа в три–четыре раза ниже, чем в коре выветривания. Количество FeO в коре увеличивается в два–четыре раза, тогда как в осадочных породах над корой его содержание становится равным содержанию в невыветрившихся кварцевых порфирах.

Минералогические формы железистых минералов тоже изменяются. В свежих разностях развиты плотные псевдоморфозы лимонита по пириту, иногда сохраняется и пирит, появившийся в процессе метаморфизма древних кор выветривания. В современной коре выветривания гидроокислы железа образуют бурые натечные массы, развивающиеся по трещинкам вдоль зон сернитизации. Увеличение содержания железа сопровождается резким уменьшением количества железистых карбонатов. Для изучения соотношений между окислами железа и карбонатами проведены подсчеты в 10 шлифах, отобранных через 20 см вниз от контакта с базальными гравелитами (фиг. 55). На графике (фиг. 55) показаны изменения количеств окислов железа, карбонатов, сернита и средние размеры зерен кварца. Несмотря на маскирующее влияние процессов последующего метаморфизма, увеличение количества сернита в породах коры выветривания весьма значительное. Весьма любопытно отметить, что из элементов-примесей, изучавшихся нами ($Pb, Cu, V, Ti, Co, Ni, Mn, Nb, Be, Zr, Sn, Zi, Ba, Ce, Yb, Y, La, Ca, Mo, Cr$), ни один не обнаруживает склонности к накоплению в коре выветривания. Напротив, хром, шник, бериллий, литий, олово и барий встречаются в явно пониженных количествах.

Объемный вес пород также закономерно изменяется (табл. 26). Во всяком случае, разница в объемных весах совершенно свежих пород и из верхних частей коры выветривания весьма ощутима.

Таким образом, в данном районе продуктами протерозойской метаморфизованной коры выветривания кварцевых порфиров в настоящее время

Таблица 24

Сравнение химического состава свежих кварцевых порфиров и их выветрившихся разностей (П)

Окислы	по Заварицкому				по Т.Барту				ионов кислорода в стандартной ячейке
	химический состав, вес.%	атомные количества	атомн. колич. кислорода	кол. положит.					
	1	П	1	П	1	П	1	П	ицто
SiO ₂	71,14	77,27	1184	1284	2368	2568	1404	1456	+48
TiO ₂	0,20	0,30	3	4	6	8	4	5	+1
Al ₂ O ₃	13,40	12,56	131	123	196	184	116	104	-12
Fe ₂ O ₃	2,55	1,02	16	6	24	9	14	5	+9
FeO	1,04	0,43	14	6	14	6	8	3	-5
MnO	0,023	0,0085	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,93	0,55	23	13	23	13	14	7	-7
CaO	1,04	0,35	19	6	19	6	11	3	-8
Na ₂ O	Сл.	0,34	-	5	-	3	-	2	+2
K ₂ O	6,49	4,34	69	46	35	23	21	13	-8
P ₂ O ₅	0,035	0,0045	1	-	-3	-	2	-	-2
SO ₃	0,045	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,0062	-	-	-	-	-	-	-	-
CoO	0,0034	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	0,23	0,19	11	10	11	10	7	6	-1
П.п.п.	2,43	1,82							
Сумма	99,55	99,30			2699	2830	1601	1600	

Примечание: I – средний состав кварцевых порфиров ковригинской свиты, вычисленный из 5 анализов, приведенных в табл. 77; II – образец измененных кварцевых порфиров (см.табл. 77, ф-48-81).

	Числовые характеристики	
	главные	дополнительные
S	88,20	90,40
A	5,63	3,54
C	1,40	0,42
B	4,98	5,94
Q	63,63	73,00
a:c	4,00	8,44
a ¹	20,8	70,5
m ¹	34,4	15,3
f ¹	44,8	14,2
n	90,0	9,8
t	0,25	0,31
φ	23,9	7,10

Таблица 25

Содержание железа и окиси в кварцевых порфирах и продуктах их выветривания (в вес.%)

Образец	Расстояние от контакта, м ^x	Fe _{общ}	FeO	S
Гравелит над корой выветривания				
Ф-50-61	+0,8	6,03	0,57	Не обн.
Ф-56-61	-1,6	4,71	2,15	0,01
Ф-58-61	-2,2	2,95	1,00	Сл.
Наиболее свежие кварцевые порфирь				
Ф-92-61	-55,0	1,64	0,57	
Ф-97-61	-75,0	1,38	0,50	0,012
Ф-108-61	-83,0	1,57	0,64	Не обн.

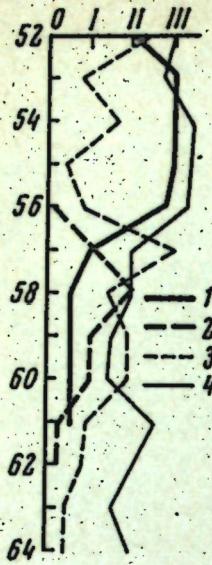
^x + стратиграфически вверх от контакта; - вниз от контакта с базальными конгломератами свиты р. Оленьей.

Таблица 26

Объемный вес кварцевых порфиров и продуктов их выветривания

Образец	Расстояние от контакта, м	Объемный вес, г/см ³
Ф-50-61	+0,8	2,55
Ф-52-61	-0,2	2,58
Ф-54-61	-0,8	2,59
Ф-56-61	-1,6	2,63
Ф-58-61	-2,2	2,76
Ф-61-61	-4,0	2,62
Ф-92-61	-55,0	2,66
Ф-97-61	-75,0	2,64
Ф-108-61	-83,0	2,76

Аналитик Н.Н. Ситникова-Кузнецова.



Фиг.55. Диаграмма некоторых параметров кварцевых порфиров в коре выветривания
 1 - гидроокислы (0 - нет, 1 - мало, П - много, Ш - очень много); 2 - карбонаты (как у гидроокислов); 3 - серицит второй генерации (одно деление - 10%); 4 - размер фенокристаллов кварца (одно деление - 1 мм)

оказываются кварц-сиенитовые рассланцованные порфириды, обладающие повышенным содержанием кварца при полном отсутствии минералов магнитной фракции.

Обшим для всех процессов выветривания в современных условиях считается вынос щелочей, щелочных земель и кремнезема, окисление закисных соединений железа и марганца, гидратация новообразованных продуктов, иногда накопление глинизема (Гинзбург, 1958; Петров, 1953). В данном случае имеются отклонения от общих правил. Наряду с выносом щелочей, и особенно K_2O , идет вынос глинизема, накопление кремнезема и окиси железа. Накопление окисного железа идет несколько медленнее, чем закисного. Некоторое уменьшение количества потерь при прокаливании можно объяснить дегидратацией в процессе метаморфизма. Вполне логично предположить, что чем больше было гидрослюд в продуктах выветривания, тем больше объем дегидратации в процессе метаморфизма слюдистых минералов и тем меньше должны быть величины содержаний соды, выделяющейся при температуре выше $100^{\circ}C$. Объяснить совместное накопление окислов железа и кремнезема трудно. Здесь нам придется сослаться на работы Шарпа (Sharp, 1940), описавшего следы явления выветривания на эпиархейских и эпiallyгонской поверхностях в Гранд-Каньоне (Аризона, США). Там химическое выветривание и последующий метаморфизм кор выветривания также привели и к образованию кварца, мусковита, калиевого полевого шпата, глинистых минералов и гидратов окислов железа; причем последние обогащали остаточные продукты. К.Ранкама (1957) отмечает обогащение продуктов выветривания деботнийских диоритов района Тампере в Финляндии (возраст коры около 2 млрд. лет) окислами железа, причем FeO преобладает над Fe_2O_3 . Изменение FeO/Fe_2O_3 от 0,10 до 0,55 считается следствием выветривания в атмосфере, лишенной кислорода, что еще требует доказательств.

Переотложенные продукты кор выветривания в докембрийских образованиях кряжа

Основываясь на аналогии разрезов позднего докембра Енисейского кряжа и района Боксонского месторождения в Восточном Саяне, И.В. Нижний (1965) выделяет на южной окраине Сибирской платформы два горизонта переотложенных продуктов древних, возможно бокситоносных докембрийских толщ. Среди карбонатных толщ в основании гремихинской свиты западной зоны кряжа и нижнеангарской свиты Ангаро-Питской структуры он выделяет такие горизонты, в которых содержатся каолиты, осадочные железные руды, кварц-минералы свободного кремнезема, объединенные им для краткости общими терминами "красноцветные". Оба горизонта в пределах кряжа, так же как и в обрамлении платформы, связаны со стратиграфическими перерывами. Нижний горизонт соответствует перерыву между временем отложения пород свиты Карточка и джурской свиты, а второй - между дадыктинской и нижнеангарской на востоке кряжа и между бурмакинской и гремихинской свитами - на западной окраине кряжа. С верхним горизонтом на западных крыльях Удерейской и Удоронгской синклиналей связаны Нижне-Ангарское, Ишимбайское и другие весьма крупные месторождения. Руды этого месторождения сложены железнисто-каолинитовыми породами, болитовыми рудами и хлорито-видными сланцами. Содержание Al_2O_3 в этих породах и рудах достигает 32-34% при содержании кремнезема 45-50%.

Дальнейшее изучение красноцветных горизонтов представляется И.В. Нижнему совершенно необходимым, так как с ними могут быть связаны крупные месторождения бокситов.

Отметим также, что в центральных частях кряжа в междуречье Тей и Чапы в составе пород сухопитской серии среди горбилокских и удерейских сланцев встречаются горизонты силлиманитовых, дистеновых и кордиеритовых сланцев, которые также могут представлять собой метаморфизованные продукты переотложения древних досухопитских кор выветривания. Эта мысль подтверждается наличием горизонтов олигомиктовых кварцитов и даже конгломератов в базальных горизонтах сухопитской серии, примером чего являются конгломераты и гравелиты, развитые на этом стратиграфическом уровне в бассейне р.Оленьей.

Таким образом, на Енисейском кряже отчетливо устанавливается развитие кор выветривания от докембра до настоящего времени. Остаточные продукты выветривания выявлены в основании сухопитской и тасеевской серий, а переотложенные - в составе удерейской, гремихинской, нижнеангарской свит и на всех горизонтах палеозоя и мезозоя, начиная с верхнего девона и кончая палеогеном. Не выявлены пока коры выветривания в зоне стратиграфического перерыва между нижним и верхним кембriем. Однако в южном обрамлении Сибирской платформы и к востоку от Иркинцевского выступа такие коры выветривания описаны (Колюн, 1960). Получается, что коры выветривания образовывались во все периоды перерывов в осадконакоплении. Заметим, что пространственно (фиг.51) все пункты с известными и описанными корами выветривания тяготеют к зонам крупных текtonических зон. Вероятно, правы В.Н.Разумова и Н.П.Херасков (1963), утверждавшие, что для образования кор выветривания одного климата недостаточно - нужны еще и глыбовые движения, вдоль которых корообразование

разование шло бы наиболее интенсивно. И действитель но, в таких участках уровень грунтовых вод постепенно изменяется и тем самым вовлекаются все новые и новые массы пород в процессы химического выветривания. В случае длительного и устойчивого понеплена процессы химического выветривания будут затухать, так как образуется зона застойных вод, а уровень грунтовых вод стабилизируется и не обеспечивает миграции элементов и соединений. Енисейский кряж был в этом отношении благоприятен, так как в нем существовали глыбовые движения блоков земной коры, начиная с архея. Остаточные коры выветривания поэтому и выявлены в приграничных полосах тектонических блоков.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА И МЕДИ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Рассмотрим размещение железистых и медных руд в пределах кряжа и его ближайшего обрамления. Это поможет разобраться в истории рудообразования на кряже

Железо

В пределах Енисейского кряжа к настоящему времени выявлено два генетических типа железистых руд в осадочных породах: крупные месторождения гематитовых руд и мелкие рудопроявления метаморфизованных магнетитовых сланцев типа джесспиллитов.

Наиболее важными в промышленном отношении являются осадочные гематитовые руды, связанные с нижнеангарской свитой осянской серии. Разведанные запасы группы месторождений (Удоронгское, Ишимбинское, Нижне-Ангарское и др.) выдвигают Ангаро-Питский бассейн в число объектов первоочередного освоения для создания мощной металлургической базы (Лебедев, Бабушкин, Белоус, 1953). Границы этого бассейна окончательно еще не оконтурены, но и прослеженные части показывают, что протяженность рудоносной толщи составляет 200–250 км. Рудный горизонт состоит из чередующихся пластов руды и вмещающих пород общей мощностью до 100 м. Руды всех месторождений сходны по составу и подразделяются на гематит-лептохлоритовые, песчано-лептохлорит-гематитовые и глинисто-хлоритовые гравелитые. Гематит-сидеритовые руды с брекчиями структурами встречаются редко. Все типы руд связаны взаимопереходами. Главные рудные минералы – гидрогематит, гематит; изредка встречаются гетит, сидерит, и очень редко магнетит и пирит, т.е. руды почти не метаморфизованы. Изнерудных присутствуют лептохлорид, кварц, серцит и хлоритоиды. Масштабы месторождений и количество руд кратко охарактеризованы табл. 27.

Ни у одного из исследователей (А.К.Рублев, А.В.Благодатский, А.В. Лесграфт, Ф.Я.Пан, В.И.Медведков, Ю.А.Кузнецов, Г.И.Кириченко, П.Е. Бевзенко, Н.Х.Белоус, М.И.Калганов, Н.И.Юдин) не вызывает сомнений осадочный генезис руд. Спор идет о том, в каких палеогеографических условиях шло отложение руд: в прибрежно-морских (А.В.Лесграфт, Н.И. Иванченко, Л.В.Пустовалов), типично морских (В.Г.Лебедев, М.И.Калга-

Таблица 27
Качество руд и масштабы месторождений Ангаро-Питского железнорудного бассейна (по В.И.Медведкову)

Месторождения	Запасы по категориям $A_2+B+C_1+C_2$, млн. т	Содержание в %				
		Fe расп	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂
Нижне-Ангарское	1177,8	40,3	58,36	3,66	0,51	24,92
Удоронгское	1145,9	36,0	51,2	5,8	0,5	25–10
Ишимбинское	238,2	39,2				33,2

Таблица 27 (окончание)

Месторождения	Запасы по категориям $A_2+B+C_1+C_2$, млн. т	Содержание в %				
		Al ₂ O ₃	CaO	MgO	П.п.п.	F
Нижне-Ангарское	1177,8	7,42	0,22	0,22	—	0,08
Удоронгское	1145,9	—	0,23	0,25	—	0,02
Ишимбинское	238,2	8,1	0,07	0,1	—	0,08

Общие запасы по бассейну оцениваются в 4,5–5,0 млрд.т.

нов, Ю.Г.Старицкий), мелководных лагунных (Н.Х.Белоус) или дельтовых (Н.И.Юдин, Г.Ю.Романова). Нас гораздо больше интересует другой вопрос: откуда поступало железо в бассейн отложения. Ясно, что отложение огромного количества этого элемента должно было вызываться интенсивным выветриванием либо основных пород (в случае латеритного выветривания), либо высокожелезистых осадочных пород в случае каолитового типа выветривания. Ясно также, что снос шел не с платформы, так как литолого-фациальные особенности и характер изменения мощностей указывают на привнос материала с запада и северо-запада. Крупных массивов основных пород в районах сноса не известно, а литеритный тип кор выветривания не характерен для эпитунгусикской поверхности выветривания. Естественно предположить, что источником железа могли служить высокожелезистые породы тайской серии или Канско-Кузнецкого комплекса. Как известно, высокие содержания магнетита характерны для горбилокской свиты, а горизонты кварцитов с магнетитом (почти джеспиллиты) встречаются в разрезе пенченгинской свиты. Такие породы отмечались в центральных частях кряжа и в бассейне Исаковки Ф.П. и Е.К. Ковригиными, а в верховых Вороговки – Г.М. Массовым. Обогащение отдельных горизонтов гранатовых гнейсов магнетитом и даже линзы магнетитовых руд отмечались Ю.А. Кузнецовым (1941) в пределах развития Канско-Кузнецкого комплекса. В этих же районах отмечаются крупные магнитные аномалии. Весьма протяженные и интенсивные магнитные аномалии отмечены вдоль всей центральной зоны кряжа по данным аэросъемки. Мы уже отмечали работу Э.Б. Наливкиной, связывающей развитие спиллит-кератофировой формации с полосой крупнейших магнитных аномалий вдоль линии Приенисейского района. С этой формацией также может быть связано образование пород типа джеспиллитов.

Отметим находку гравелитов с весьма высоким содержанием магнетита. Эти гравелиты обнаружены нами в зоне контакта удерейской и пенченгинской свит в пределах Герфедского рудного поля. Можно отметить в целом, что магнетитовые руды характерны для нижних, преимущественно сланцевых частей разреза; подвергшихся интенсивному метаморфизму, тогда как гематитовые руды залегают в верхних частях разреза и практически не метаморфизованы. Они располагаются в толщах, сложенных преимущественно грубообломочными разностями.

Медь

Рудопроявления меди на кряже легко разделяются на два типа.
2. Гидротермальные низкотемпературные жилы с сульфидами меди. Этот тип интересует нас только в том отношении, что распределение рудопроявлений и точек минерализации подчеркивает положение тектонических зон, к которым они приурочены и которые являются главными структурами кряжа.

2. Пластрообразные тела в отложениях позднего докембрия и кембрия. Наиболее интересное рудопроявление второго типа располагается на правом берегу Ангары в 1,0–1,5 км вверх по течению от скалы Гребень близ Мотыгино. Здесь обнажается толща пестроцветных пород, которые одни

исследователями относятся к чистяковой свите позднего докембра, другими – к нижнему кембрию. Разрез в этом месте представлен (снизу вверх): толща палево-серых с зеленоватым оттенком мелко- или среднезернистых кварцевых песчаников с видимой мощностью не менее 80 м; пересланье малиново-красных разнозернистых полимиктовых песчаников с тонкими пропластками сургучно-красных аргиллитов или алевролитов (нормальная мощность этой пачки около 200 м); серые плотные толсто-слоистые известняки, слагающие скалу Гребень мощностью около 120 м. Горизонт темно-серых плотных алевролитов с признаками малахита и тончайшей вкрапленностью халькоэзина залегает на контакте двух первых пачек. Мощность пропласти 0,5–0,6 м. Этот горизонт прослеживается на расстоянии не менее 1500 м. Второй пропласт залегает примерно на 30 м выше в толще красноцветных песчаников, где также выделяется пласт темно-серых алевролитов. Мощность оруденений части алевритов здесь около 0,2–0,4 м. Оба горизонта вместе с вмещающими породами участвуют в строении антиклинальной складки.

Отметим, что в зоне перехода от палевых песчаников к красным непосредственно под рудным горизонтом залегают кварцевые гравелиты мощностью 0,4 м. В гравелитах содержатся плоские катышки серых и сургучно-красных аргиллитов. Около отдельных галек можно заметить стяжение халькоэзинов. По внешнему виду горизонт напоминает меденоносные алевролиты свиты Намига в Удоганском хребте (Бакун, Володин, Крендлев, 1958) или руды Судетской мульды. О сходных пропластках малахитизированных алевролитов рассказал Ю.П. Казанский. Он видел их на левом берегу Ангары против поселка Маньяза примерно на том же стратиграфическом уровне. Р.Б. Карпинский, Н.И. Карпинская описали налеты малахита в нескольких местах в разрезе эвенкийской свиты в структуре обрамления кряжа – по рекам Вельмо, Иринчило, Корба, Коребу, Бугариха. Вероятно, все эти рудопроявления представляют собой отголоски того процесса, главным результатом которого явилось образование знаменитых медистых песчаников и алевролитов в верховых Лены. Следует упомянуть о находке Р.Б. и Н.И. Карпинских корочек малахита в гравелистах кординской свиты на р. Корде.

Небольшое по размерам Курышское рудопроявление меди открыто на водоразделе Верхнего и Малого Курыша в 1960 г. геологами В.Н. Моргун и С.Д. Черным. Ореденение в верхах чистяковской свиты приурочено к четырем горизонтам зеленовато-серых кварц-полевошпатовых песчаников мощностью 0,5–4,5 м. На плоскостях напластования отмечаются листочки и дендриты самородной меди, куприта, халькоэзина и халькопирита. Содержание меди по отдельным пробам изменяется от 0,02 до 1,0%, но перспективы рудопроявления не выяснены.

Таким образом, медепроявление в связи с осадочными породами характерны для верхних частей разреза докембрейских и кембрейских пород кряжа и его обрамления. Это свидетельствует в пользу их первично-осадочного происхождения, поскольку метаморфических проявлений здесь никем не отмечалось.

Мы не будем делать обзора распределения других полезных ископаемых в пределах кряжа, так как это не входит в задачи данной работы. Сведения о других полезных ископаемых содержатся в работе А.А. Яюкина, М.Н. Альтгаузена (слюдоносные пегматиты), И.С. Рожкова, Н.М. Петровс-

кой, П.М. Бернштейна, Т.М. Дембо, М.С. Бакланова и др. (золото), Ф.Н. Шахова, К.С. Филатова, Ю.А. Кузнецова (редкие элементы), И.В. Лучинского, В.В. Богацкого, К.В. Боголепова, Е.И. Пельтека (алюминиевые руды), А.С. Кириллова (алмазы), А.К. Рублева, В.И. Медведкова, Г.И. Кириченко и др. (железные руды), А.С. Аладышкин, В.П. Выдрина, В.С. Груздева, Д.Г. Чуйко и др. (полиметаллические руды) и т.д.

Существующие геологические материалы и литература позволяют сделать некоторые общие выводы:

1. С древними метаморфическими комплексами связаны рудопроявления слюд и редкометальных пегматитов.

2. Нижнепротерозойские формации вмещают мелкие рудопроявления типа джеспиллитов, а также горизонты высокометаморфизованных сланцев с повышенными содержаниями алюминия (дистен, силиманит, кордиерит).

3. Карбонатно-сланцевые толщи тунгусикской свиты заключают в себе все известные жильные проявления свинцовой и цинковой минерализации; связь с конкретными интрузивными проявлениями для них не установлена.

4. Терригенные формации осянинской серии являются наиболее важными объектами поисков и разведки гематитовых руд и включают месторождения с колlosальными запасами железных руд.

5. Переотложенные продукты позднедокембрийских кор выветривания могут оказаться перспективными с точки зрения поиска в них месторождений бокситов Боксонского типа (Нижний, 1965).

6. Медистые алевролиты и песчаники располагаются в верхних частях докембрийского разреза.

Зависимость распределения оруденения от тектоники выражается в следующем:

7. Джеспиллиты связываются с развитием раннепротерозойской спиллит-кератофировой формации в Приенисейской зоне.

8. Железные гематитовые руды и возможные горизонты бокситосодержащих пород располагаются в пределах верхнепротерозойских наложенных прогибов, смешанных в сторону внутренних частей платформы.

9. Медистые алевролиты и песчаники располагаются в структурах обрамления кряжа на стыке с платформой; в настоящей работе не рассматривалось строение Тасеевского прогиба; но можно отметить, что соленосные формации кембрия залегают также в структуре обрамления кряжа и стратиграфически ниже меденосных формаций.

10. Эндогенные проявления щелочных-высокоглиноzemистых город, олова, вольфрама, молибдена, ртути и магнезитов обнаруживает четкую зависимость от положения крупных тектонических разломов глубинного заложения.

Зависимость размещения эндогенного оруденения и магматических пород проявляется в следующем:

11. Титано-магнетитовые руды располагаются в полях развития ультраосновных пород Кембрийского и Зимовейинского комплексов (Корнев, 1981²).

12. С интрузиями гранитоидов Таракского и Посольченского комплексов связано образование месторождений слюд и редкометальных пегматитов (Кузнецов, 1941).

13. Магнетитовые, шеелитовые и другие скары развиваются на контактах интрузий Татаро-Аяхтинского комплекса в зоне Центрального глубинного разлома (Комов, 1965^{1,2}, и др.).

14. Карбонаты и кимберлиты пространственно тяготеют к тем же зонам глубинного заложения, что и остальные более древние интрузии; перспективы поисков алмазов и редкометального оруденения в связи с карбонатами не ясны, но с общих геологических позиций могут рассматриваться как весьма благоприятные.

Влияние кор выветривания докембрийского времени на размещение оруденения маскируется тем обстоятельством, что сами они развиваются в зонах контрастных движений вдоль тех же глубинных разломов.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В ДОКЕМБРИИ

Анализ геологического строения Енисейского кряжа свидетельствует о длительности и многоэтапности формирования этого участка коры с весьма сложным переплетением эндогенных и экзогенных процессов. Докембрийские отложения Енисейского кряжа участвуют в строении шести структурных этажей.

Первый этаж – архейский – слагается разнообразными гнейсами и гранито-гнейсами, вмещающими гранитоидные интрузии Таракского комплекса. Архейские отложения метаморфизованы и образуют южную часть кряжа. Характерно, что таракские интрузии в целом содержат большое количество акцессорных минералов, в том числе монацита, иногда ураноторита и циркона. Геологическое строение Канско-метаморфического комплекса изучено настолько слабо, что сейчас мы еще не можем говорить о каких-либо перерывах, этапах, формациях, но можем говорить о хорошо проявленной напряженной линейной складчатости, в результате которой были образованы структуры южной части кряжа. Эти структуры имеют общее север-северо-западное простирание, параллельное краю современной платформы. Была ли единой в пределах кряжа первичная земная кора или она разбивалась на какие-то обломки, мы не знаем.

Второй структурный этаж включает нижнепротерозойские отложения тейской серии, представленные главным образом кристаллическими сланцами, амфиболитами, иногда содержащие крупные горизонты мраморов в верхних частях разреза. Отложения тейской серии развиты в Заангарье; их аналогом в южной части кряжа могут считаться гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы веснинской толщи, но этот вопрос нуждается в изучении. Отложения тейской серии пронизаны разгнейзованными впоследствии гранитоидными интрузиями посольченского типа (собственно Посольненская, Исаковская, Чистопольская и краевые части интрузий центральных районов кряжа). Среди отложений пинченгинской свиты отмечаются олигомиктовые кварциты, железистые кварциты и сланцы, а также многочисленные тела метаморфизованных основных и кислых эфузивов и их туфов. Весьма возможно, что в пределах разногорий пород пинченгинской свиты и в основании веснинской и исаковской толщ могут быть обнаружены кварцевые конгломераты, особенно в районе горы Коврига под горизонтами железистых кварцитов. В пределах веснинской толщи находки конгломератов можно ожидать в бассейне Шилки, а в пределах исаковской толши – в бассейне Исаковке и Куту-

кас. Шло ли осадконакопление на всей территории кряжа, мы не знаем; скорее всего, нет. Наиболее вероятно, что образование пород веснинской и исаковской толщи шло в другой структурной зоне (не в тейской серии).

Третий этаж слагается отложениями сухопитской серии. Она отделяется корой выветривания от подстилающих пород, что особенно отчетливо проявляется на севере в бассейне р. Оленьей. В основании серии в последние годы выделена и откартирована кординская свита, в составе которой преобладают ритмично сложенные теригенные, иногда грубообломочные, отложения, среди которых описаны чисто кварцевые конгломераты. Последние отмечены на водоразделе рек Вороговки и Чапы на горе Коврига, в верхнем течении рек Панимба и Чиримба. Мощные горизонты кварцитов этой свиты развития и на юге кряжа в бассейне Шилки, если правильно наше предположение об отнесении развитых там кварцитов к этой свите. На юге они несогласно налегают на отложения веснинской толщи. В центральной части кряжа отложения кординской свиты тянутся полосой от Большого Пита до Тей вдоль тракта Брянка-Соврудник, окружают Татарский и отчасти Аяхтинский массивы, сохраняются в виде останцов на водоразделах пространствах рек Левой Кии и Тей. На севере кряжа этой свите, вероятно, соответствуют нижние горизонты свиты р. Оленьей и свита р. Глотихи. Вверх по разрезу отложения кординской свиты сменяются кварцитами и филлитами горбиковской и удерейской свит, а затем песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и доломитами погорской и алданской свит (включая свиту Карточка). Наличие олигомиктовых грубозернистых отложений кординской свиты свидетельствует о крупном стартографическом перерыве, предшествовавшем ее образованию, и о возможности повсеместного развития кор выветривания в ее основании. Для разреза сухопинской серии характерно развитие в ее составе вдоль крупных тектонических швов синорогенных основных эфузивов и их туфов. Третий структурный этаж относится к среднему протерозою. Нижнепротерозойская история завершилась заложением по крайней мере двух глубинных разломов — Енисейского и Центрального. Первый унаследованный, второй, возможно, заложился вновь. В дальнейшем тектонические движения были уже автономными и каждый из обломков вел себя по-своему. Канская глыба, как бы выключилась из отрицательных движений, и отложение вулканогенно-осадочных толщ сухопитской серии шло только в Заангарье. Первые подвижки начались тогда, когда глубинные разломы ожили не на всю глубину, что подтверждается излиянием сначала только кислых эфузивов вдоль глубинных разломов и накоплением их в зоне несогласия между тейской и сухопитской сериями. Эти подвижки начались после длительных перерывов, поскольку между отложениями двух свит успели развиться коры выветривания, следы которых сохранились.

Отложение сухопитской серии началось с перемыва кор выветривания и образования базальных горизонтов, сложенных олигомиктовыми кварцевыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Переотложенные тонкие продукты уносились в глубокие части морей и давали материал для образования сланцевых толщ, в том числе и высокоглиноземистых. Прогибание сопровождалось подвижками по глубинным разломам, по которым возвышались основные лавы, образовавшие синорогенные покровы диаба-

зовых или плагиоклазовых порфиритов. Не исключено, что часть из этих лав изливалась в подводных условиях. Интрузии гранитных магм были многофазными. Общий объем гранитоидов этого периода существенно меньший, чем в архейское или раннепротерозойское время.

Четвертый структурный этаж может оказаться при дальнейшем исследовании продолжением третьего. Он слагается терригенно-карбонатными отложениями тунгусикской серии, среди которых преобладают известняки, доломиты, сланцы и песчаники. В заангарской части кряжа прямых контактов между тунгусикской свитой и подстилающими ее отложениями нет. На юге в верховых р. Ягодки и Алешкина ключа выявлено несогласное налегание отложений потоскской свиты на граниты с олигомиктовыми конгломератами в основании или базальными горизонтами сахаровидных кварцитов. Между конгломератами и гранитами отчетливо видны следы древней коры выветривания. Были ли перерывы между отложениями пород сухопитской и тунгусикской серий, неизвестно. По аналогии с предыдущим тектономагматическим циклом можно предполагать, что карбонатно-сланцевые толщи тунгусикской серии являются естественным продолжением сухопитской серии, подобно тому как карбонатные породы печенгинской свиты завершают разрез тейской серии. Это предположение подтверждается сходным планом складчатости пород упомянутых серий.

Пятый структурный этаж выполнен отложениями осянинской серии, развитой главным образом на юго-востоке Заангарской части кряжа. Базальная нижнеангарская свита серии сложена гравелитами и песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу гематитовыми породами, образующими крупные скопления железистых руд Ангаро-Питского бассейна. Началу отложений пород осянинской серии предшествовал длительный период корообразования, высвободившего большие количества окислов железа, которые дали колоссальные скопления при отложении пород нижнеангарской свиты. Отложение пород осянинской серии шло в блоке, ограниченном Центральным разломом, а также вновь возникшими разломами на стыке современных структур кряжа и платформы, и поперечными разломами по Ангаре и к северу от Большого Пита.

Шестой структурный этаж — это отложения вендинского комплекса. В основании венда залегают грубообломочные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты лопатинской свиты, сменяющиеся флишоидами чивидинской свиты, а затем красношветами немчансской свиты. Вендинский комплекс северных районов кряжа может оказаться возрастным аналогом осянинской серии. Границы отложений венда и нижнего кембрия проводятся по средней части немчанской свиты. К кембрию уверенно можно относить карбонатные отложения лебяжинской свиты. Отложение пород вендинского комплекса было обусловлено локальными прогибаниями вдоль всех продольных разломов. Эти прогибания были весьма контрастными, что вызвало накопления молассовых толщ в узких грабенообразных структурах. После завершения синдилического типа складчатости произошло внедрение гранитоидов повышенной щелочности или щелочных пород. Интрузии были малыми по объему и дали тела характерной ветвистой формы.

Крупные несогласия со следами кор выветривания доказываются в основании третьего и четвертого структурных этажей, где имеются базальные горизонты олигомиктовых пород. Вероятно выявление такого

же несогласия в основании второго структурного яруса наиболее интересного с точки зрения обнаружения сульфидных конгломератов.

В тектоническом отношении кряж представляет собой древний выступ (приподнятый край) Сибирской платформы. Ядра антиклинальных выступов сложены породами первого и второго структурного этажа. Структура кряжа разбита серией крупных тектонических зон, протягивающихся из сотни километров от среднего течения р.Кан до устья р.Подкаменной Тунгуски. Едина на юге антиклиналь по широте р.Шилки как бы раздваивается. Одна ее ветвь – восточная – следует в направлении к слиянию Уолги и Тек и далее на север к излучине р.Бороговки и к Осиновским порогам на Енисее. Вторая ветвь – западная – протягивается вдоль правого берега Енисея от устья р.Посольной до устья р.Суринхи. Восточное крыло этой складки срезано крупнейшим Вятским разломом. Синклинальное пространство между двумя антиклиналями занято отложениями третьего и четвертого структурного этажа. Другая синклинальная структура с пологими и очень пологими углами на крыльях располагается между восточной ветвью антиклинали и собственно Сибирской платформой. Это Восточно-Енисейский прогиб, который по существу является платформенной структурой типа краевого прогиба.

Вдоль крупнейших тектонических нарушений, образующих антиклинальные структуры и идущих по оси кряжа и по правобережью Енисея, развиты системы наложенных грабен-синклиналей, выполненных отложениями вендского комплекса и кембрия. Такие же грабены известны вдоль осевой линии Восточно-Енисейского прогиба и по шву с платформой. Можно выделить и поперечные структуры. Наиболее крупное поперечное поднятие – площадь развития гранитоидов в междуречье Большого Пита и Гаревки. Крупная поперечная структура опускания вдоль Ангары хорошо трассируется выходами мезозойских формаций.

Отметим, что отложения всех структурных ярусов, кроме кайнозойских, развиты серией долгоживущих разломов, жизнь которых началась еще в архее. Эти крупные нарушения служат границами блоков и структур типа краевых или наложенных прогибов. Вдоль этих нарушений или прямо по ним происходило внедрение многочисленных интрузивов гранитоидов, а также малых щелочных интрузий посткембрийского возраста и кимберлитов. Эти последние и траппы относятся уже к типично платформенному типу интрузий. Распространение докембрийских даек основного состава, а также даек и пластовых тел диабазов, долеритов и траппов пермо-триасового возраста определяется теми же зонами долгоживущих разломов.

Общий порядок магматических проявлений в грубой схеме представляется следующим образом.

Татарские интрузии прорывают породы первого структурного этажа и пространственно тяготеют к выходам архея. Посольненские гранитоиды прорывают все метаморфические образования, включая тейскую серию. Гранитоиды Татаро-Аяхтинского комплекса рвут отложения второго структурного этажа в антиклинальных поднятиях; но существуют факты, свидетельствующие о том, что они имеют интрузивные контакты с породами тунгусикской серии. Не исключено, что малые интрузии гранитоидов повышенной щелочности рвут породы вендского комплекса. Щелочные интрузии располагаются в полях развития кембрийских и девон-

ских отложений и имеют активные контакты. Основные породы обычно синорогенны и сопровождаются излиянием лав и образованием туфов и туффитов. Такие породы широко известны во всех докембрийских отложениях и не встречаются, начиная с отложений осянской серии. Базальтоидные породы долеритовой формации развиты на восточной окраине кряжа и в его северной части, а проявление взрывного магматизма – в бассейне Чапы и Бороговки.

В докембрийской истории кряжа намечается пять или шесть крупных тектоно-магматических циклов. Каждый из них начинался с излияния эффузивов в начале прогибания, отложения терригенных толщ с одновременным излиянием эффузивов основного состава, затем следовала складчатость и шикл завершалась становлением гранитоидных массивов. Начиная с архея и к концу докембра осадконакопление шло в прогибах, которые закладывались на краю платформы и перемещались с запада на восток от Енисея к современной границе кряжа и Сибирской платформы, проводимой по подошве отложений верхнего кембра. В послекембрийской истории намечается еще три таких цикла: нижнепалеозойский, мезозойский и позднемезозойский.

Масштаб интрузивной деятельности сокращался во времени, и если в архее мы видим колоссальные по площади батолиты, то к концу докембра – это единичные небольшие по размерам интрузивы, а в палеозое – мелкие тела щелочных пород гранитоидного ряда. Енисейский кряж представляет собой провинцию преимущественного развития кислых интрузивных пород, но и на примере основных и ультраосновных пород тенденция к уменьшению масштабов во времени сохраняется. Исключение составляют только траппы, занимающие обширные площади на севере и в обрамлении кряжа. Излиянием траппов и взрывным магматизмом, приведшим к образованию кимберлитов и родственных им пород, завершились магматические проявления на кряже.

В распределении интрузивных формаций во времени намечается отчетливая тенденция к уменьшению роли кислых пород и увеличению роли основных. Если в архее гранитоиды только Таракского комплекса занимали многие тысячи квадратных километров, а остальные интрузии размещались вдоль узких зон, то на конечных стадиях развития структур кряжа стали изливаться огромные массы лав, из которых образованы траппы, а гранитоиды повышенной щелочности и щелочные породы гранитоидного ряда дали цепочку мелких ветвистых тел, залегающих вдоль крупных тектонических нарушений. Вероятно, гранитоидные интрузии мобилизовались не меньших глубинах (земная кора была еще тонкой) и внедрялись по большому числу относительно неглубоких тектонических зон, а излияние трапповых лав шло с более глубоких горизонтов земной коры. Стабилизация последней обусловила возникновение взрывного магматизма.

Енисейский кряж представляет собой сложную металлогеническую провинцию, в которой известны крупные скопления железных и полиметаллических руд и золота, в которой можно ожидать находок бокситов, меди, ртути, алмазов, редких элементов и многих других полезных ископаемых, в том числе нерудных (магнезиты, мраморы, тальк, асбест). Он – пример того, насколько сложные взаимоотношения существуют между эндогенными и экзогенными процессами, ведущими к концентрации полезных ком-

понентов. Магматические комплексы, метаморфические проявления, следы древних кор выветривания, тиллиты, кимберлиты и траппы – все эти казалось бы разнородные явления приурочены к одним и тем же глубинным разломам, определяющим металлогеническую специализацию региона в целом и его отдельных частей.

В пределах кряжа районы развития эндогенной и экзогенной минерализации и месторождений различных генетических типов пространственно совпадают со структурами древнего заложения. Чем древнее структура, тем сложнее в ней спектр полезных ископаемых. И действительно, в енисейской зоне известны месторождения полиметаллических руд, медные проявления, карбонаты, слюды, пегматиты, а в приплатформенной зоне – только единичные проявления киновари в шлифах рек этой полосы и медистые алевролиты в отложениях верхнего кембрия.

Часть вторая

КЛАРКИ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Во Введении говорилось о том, что многие крупные месторождения золота, в том числе типа докембрийских металлоносных конгломератов, располагаются в пределах провинций, для которых характерна повышенная общая радиоактивность, а для осадочных формаций – циклическое изменение последней. Это послужило причиной изучения распределения общей радиоактивности и каждого из радиоактивных элементов (РЭ) в докембрийских осадочно-вулканогенных, метаморфических и магматических породах. Поскольку общая радиоактивность зависит от содержания трех элементов U, Th и K, сделана попытка определить, какие же из них обусловили циклическость в распределении общей радиоактивности. С этой целью произведено более 2 тыс. μ -спектрометрических определений РЭ во всех главнейших разновидностях пород. Для отбора представительных проб отработана методика (Крендлев, Бобров, 1970), позволяющая уверенно распространять результаты анализа на строго определенный объект. В задачи этой части входило установить, соответствует ли контур района с повышенными кларками РЭ золотоносному району кряжа. Определение кларковых содержаний Au в породах весьма трудоемко и дорогостояще. Подмена этих анализов μ -спектрометрическими экспрессными методами позволила бы предложить более рациональную методику оконтуривания золотоносных провинций по эндогенным ореолам, значительно удешевить и ускорить поиски золотоносных районов там, где нет россыпей.

В основу второй части работы положены данные полевых измерений общей радиоактивности пород (более 80 тыс. измерений) и лабораторных μ -спектрометрических определений только кларковых содержаний радиоактивных элементов (РЭ).

Радиометрические исследования применяются уже более двух десятилетий; но только совсем недавно достигнута та чувствительность аппаратуры, которая позволяет вести одновременные определения трех РЭ – урана (по радио), тория и калия – при кларковых содержаниях. Огромное количество информации о радиоактивности пород накапливается при проведении поисков месторождений радиоактивного сырья. На первый взгляд, задача представляется крайне простой, поскольку информации очень много и нужно ее только собрать и систематизировать. Однако вошедшая в практику воздушная эталонировка приборов при помощи стандартного источника радия недостаточна для увязки показаний радиометров различных марок, использующих счетчики различного

типа. Этот вопрос подробно обсужден в работах С.Г. Троицкого (1962), А.М. Лебедева и др. (1962), в статье В.А. Боброва и Ф.П. Кренделева (1970) и здесь не повторяется. Отметим только, что при изучении радиоактивности пород Енисейского кряжа нам пришлось полагаться главным образом на собственные измерения в поле и лаборатории.

КРАТКИЙ ОЧЕРК РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ КРЯЖА

Исследования радиоактивности озерных и минеральных вод в Сибири и вообще в России (Зайцева, Фигуровский, 1961), были начаты профессором Томского университета П.П. Орловым (1915, 1921). Им установлено, что воды колодцев и ключей Енисейской губернии, в том числе и колодцев г. Енисейска, оказались более радиоактивными, чем воды озер. Несколько ранее, в 1909 г., на заседании Общества естествоиспытателей и врачей П.П. Орлов (1912) сообщил, что при испытании шлихов прииска Неробелова на р. Аяхте ему удалось обнаружить высокую радиоактивность монашита и бломстрайнита (разновидность метамиктного пироклора). П.П. Орлов является основоположником изучения радиоактивности природных объектов Сибири, а находки радиоактивных минералов на Аяхте были первыми для России. Данные П.П. Орлова широко использовались В.И. Вернадским (1910), приступившим к исследованию радиоактивных руд всей России. П.П. Орлов усовершенствовал методику исследования радиоактивности образцов горных пород (измерение угасания излучения активности) и установил, что в гранитах, пегматитах и сланцах из бассейна р. Аяхты имеются соединения тория; причем в гранитах содержание радиоактивных минералов выше, чем в пегматитах (1915). Исследование радиоактивных элементов в грязях производилось М.И. Орловой (1926^{1,2}).

Исследования радиоактивности шлихов золотоносных россыпей проводились в 1932 г. А.С. Голиковым в районе Татарского и Аяхтинского массивов, а в 1937–1939 гг. – Г.П. Болговым, В.Г. Голубевым и Н.П. Неделяевым. Они отметили в шлихах россыпей бассейнов рек Чиримбы, Еруды, Енашимио радиоактивные монацит, ксенотит, колумбит. Монацит и циркон в россыпях рек Калами и Севагликон отмечал еще в 1887 г. И.В. Еремеев вне связи с радиоактивностью (при изучении минералогии россыпей).

По существу все эти исследования были минералогическими и не давали картины распределения радиоактивных элементов в породах и минералах.

В послевоенные годы широко развернулись работы по изучению распределения клярковых содержаний урана, отчасти тория и радия во многих районах СССР и появились многочисленные публикации о распределении РЭ в гранитоидах (Л.Л. Афанасьев, С.Т. Цейтлин, Л.В. Таусон, Л.П. Леонова, Л.В. Комлев, М.С. Филиппов, В.В. Щербина и многие

другие). По Енисейскому кряжу нет пока ни одной опубликованной работы по этому вопросу. Работ по распределению РЭ в осадочных породах, в корах выветривания чрезвычайно мало как в отечественной, так и в зарубежной литературе, а по Сибири нам вообще не встречалось.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЩЕЙ РАДИОАКТИВНОСТИ ПОРОД И ОТБОР ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫХ ПРОБ ДЛЯ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение общей радиоактивности пород в естественных условиях зависит от многих причин, из которых перечислим следующие: содержания каждого из радиоактивных элементов; количественных соотношений их между собой; характера изменения содержаний в породе (равномерности или неравномерности их распределения); плотности породы, обладающей радиоактивностью; геометрия излучающей поверхности (макро- и микрорельеф на участке измерения); эманирующей способности пород.

Кроме того, следует помнить и учитывать при измерениях собственный фон прибора, космическую составляющую и возможность заражения местности осколочными продуктами, связанными с испытаниями атомного и водородного оружия или с промышленными взрывами. По существу каждое измерение отражает сложнейшие изменения всех перечисленных факторов, создавая "шумы" прибора (изменение температуры воздуха и прибора, влажности, нестабильность режима в схеме питания и регистрации и т.п.) и "породные шумы". Мы исходили из предпосылки, что достоверные данные об интенсивности радиации (или радиоактивности пород) можно получить только при массовых измерениях, допускающих их статистическую обработку. Решение столь сложной задачи, как количественное определение каждого из трех РЭ в породе, принципиально возможно только на основе γ -спектрометрирования. Химические анализы чрезвычайно трудоемки и дороги, а представительность проб их мала, поскольку для анализа используются малые навески, измеряемые граммами или миллиграммами, тогда как при γ -спектрометрическом определении вес проб от 0,3 до 2,0 кг.

Наиболее важной задачей полевых измерений мы считали обеспечение отбора представительной пробы. Для этого в полевых условиях производился массовый замер значений общей радиоактивности исследуемого объекта, определялись среднее значение общей радиоактивности, ее дисперсия, а пробы отбирались на участке, строго соответствующем среднему значению для всего объекта (пласт, выход гранитов в обнаружении, жила, фация и т.п.).

Для определения общей радиоактивности использовали сцинтилляционные радиометры типа СРП-2 ("Кристал"). Одновременно в работе находились один–два, реже три прибора. Их строго подгоняли как по чувствительности (подбор высокого напряжения по ФЭУ-35, коэффициента усиления схемы), так и показаниям микроамперметра (подгонка диапазонов). Контроль показаний прибора осуществляли при помощи выносной

пересчетной приставки, подключаемой к телефонному гнезду радиометра. Приставка представляет собой усилитель с выходом на электромеханический счетчик МЭС-54. Интегральный порог радиометров составлял 120 ± 10 кэв. Показания приборов переводили в единицы мкР/час на основе эталонировки стандартным радиевым источником в воздухе. Влияние дневной температуры учитывали по показаниям контрольных радиометров на контролльном обнажении. При изменении температуры в течение дня от 15 до 25°C за 10 час. непрерывной работы расхождения показаний трех радиометров между собой и от средних по трем укладывались в диапазон $\pm 7\%$ относительных.

Влияние вещественного состава пород, их плотности и характера распределения РЭ, толщины излучаемого слоя проверялось экспериментально на насыщенных моделях урана, тория и калия. Эта работа проведена В.А. Бобровым (Бобров, Кренделев, 1970).

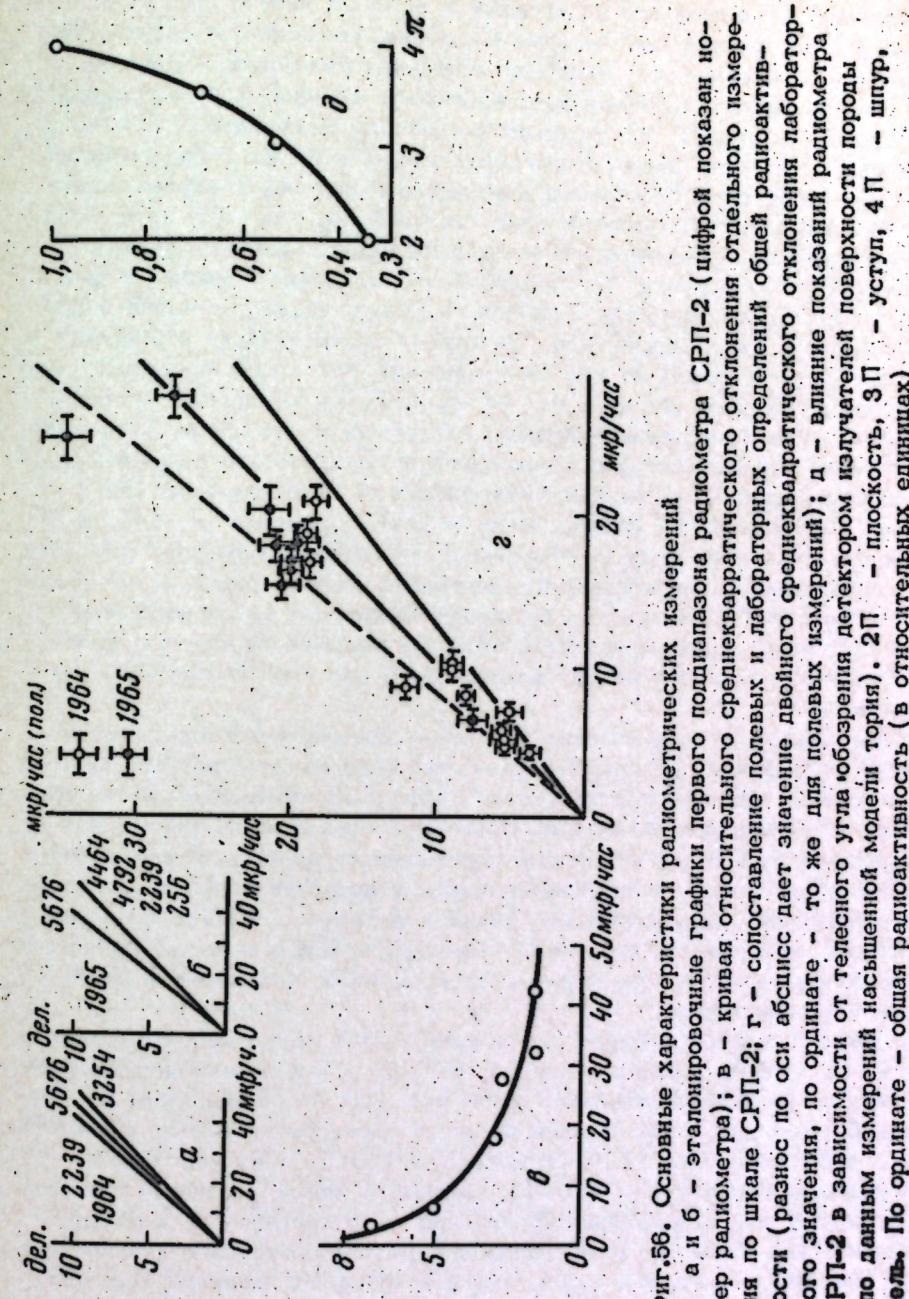
Влияние геометрии измерения на результаты показаний радиометра оценено путем сопоставления аппаратурных спектров при погружении детектора на разную глубину в урановую модель и замера различных объемов ториевой руды. Показано, что практически можно считать достаточным погружение детектора радиометра СРП-2 на глубину 30 см, чтобы получить в мягкой части спектра в диапазоне 20–450 кэв аппаратурный спектр, близкий к спектру насыщенного слоя. Различие в импульсном вкладе при этом не превышает 5%.

Исследования В.А. Боброва и их сравнение с результатами, полученными С.Г. Троицким, Л.М. Лебедевым, В.Л. Шашкиным (1962), показали, что влияние вещественного состава и различия в аппаратурных спектрах рядов урана, тория и спектра калия могут быть сведены к уровню статистических ошибок при замерах общей радиоактивности на радиометре СРП-2, если выбрать интегральный порог, близкий к 120 кэв. Наиболее существенные ошибки связаны с характером обнажения горных пород (плоскость, уступ, выступ, щель, шпур, фиг. 56, д). Поэтому в пределах одного геологического объекта необходимо строго следить за тем, чтобы измерения производились в одинаковых условиях (одинаковая геометрия). При наших измерениях радиоактивности пород гильза радиометра всегда располагалась в центре плоской площадки диаметром не менее 0,5 м. Это дает минимальный шаг замера в обнажении, равный 50–60 см.

Уровень космического фона и собственного фона прибора определен измерениями над водоемами и учитывался при измерении общей радиоактивности.

Принятая система эталонировок прибора (фиг. 56, а, б) и методика измерений общей радиоактивности обеспечили хорошую сходимость полевых и лабораторных определений (фиг. 56, в, г).

Методика замера радиоактивности пород на конкретном обнажении сводилась к набору 50–100 и более измерений общей радиоактивности по точкам, выбираемым в пределах одной и той же разновидности породы, определяемой геологами визуально. В стратифицированных образованиях измерения ведутся не беспорядочно, а вкрест простианию, когда изучается разрез, и вдоль пласта, если изучается изменчивость

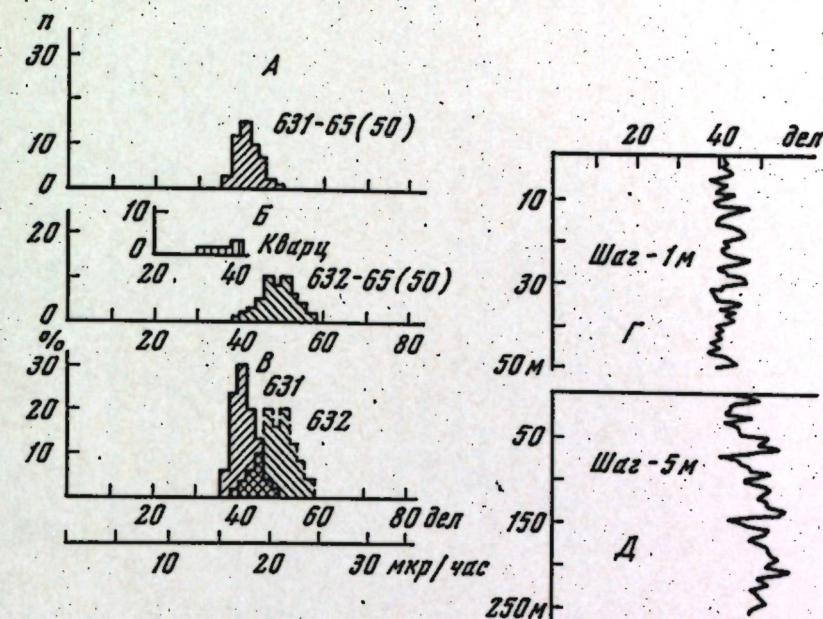


Фиг. 56. Основные характеристики радиометрических измерений
а и б - эталонировочные графики первого поддиапазона радиометра СРП-2 (цифровой показан номер радиометра); в - кривая относительного среднеквадратического отклонения отдельного измерения по шкале СРП-2; г - сопоставление полевых и лабораторных определений общей радиоактивности (разнос по оси абсцисс дает значение двойного среднего измерений); д - влияние излучателей поверхности породы на результаты измерений (по данным измерений насыщенной моделью тория). 2П - плоскость, 3П - уступ, 4П - шпур, 5П - щель. По ординате - общая радиоактивность (в относительных единицах)

радиоактивности в латеральном направлении. Результаты измерений сформляются в виде бланка, на котором строятся график изменения активности по разрезу или по площади и вариационная кривая (фиг. 57). На последних меньше сказываются колебания, связанные с флюктуацией стрелки микроамперметра, частные отклонения геометрии измерения (неровность скальных обнажений), вариации в кларковых содержаниях РЭ (породные шумы). При построении графиков исключительно четко отбиваются разности пород. Количество и место отбора образцов определяется характером получаемой вариационной кривой. В случае простой формы кривой, обладающей одним максимумом (фиг. 57, проба 631) для лабораторных измерений отбирали одну пробу, соответствующую по активности максимуму на кривой. В случае более сложной кривой с несколькими максимумами пытались выделить среди визуально однородной породы ее разновидность. Из каждой разновидности отбирали затем отдельную пробу по тем же принципам. Все пробы в среднем 1 кг; одна половина его идет на γ -спектрометрию, другая – представляет собой контрольный образец, из которого изготавливается шлиф. Химические анализы пород и определения их абсолютного возраста производили по пробам, в которых предварительно были измерены содержания РЭ. Такая схема отбора проб не всегда возможна из-за слабой обнаженности (мала площадь обнажения) или из-за чрезмерной пестроты в распределении радиоактивности, например в пегматитовых жилах, когда многие сотни измерений не выявляют максимума на вариационной кривой. В этом случае приходится отбирать большее количество проб с различными радиоактивными свойствами, а вес проб соответственно увеличивается.

Для правильного определения кларковых содержаний РЭ в породах следует отбирать и лабораторно измерять такое количество проб, которое позволило бы производить статистические расчеты. Эта работа трудоемкая и малопроизводительная. Предлагаемая методика отбора проб в поле позволяет резко сократить количество лабораторных измерений, поскольку отбирается не случайная проба, а представительная для данного обнажения, слоя, горизонта, фации, свиты и т.д. Иными словами, единичное лабораторное измерение может распространяться на известный объем измеренной в поле породы. Всего нами отобрано около 2 000 представительных проб.

В каждой пробе в лаборатории производилось раздельное определение урана (по радио), тория и калия (по K^{40}) γ -спектрометрическим способом. Для измерения материал пробы дробился до размерности частиц 1 мм. Детектором γ -излучения является спектрометрический монокристалл $NaJ(Tl)$ диаметром 40 мм и высотой 50 мм в сочетании с фотоэлектронным умножителем ФЭУ-13, который в нашей установке постоянно находился под напряжением, благодаря чему достигалась высокая стабильность работы детектора. Типовой домик лабораторного анализатора типа "Баксан" усиливался дополнительной свинцовой защитой так, что общая толщина ее составляла 150 мм, а со стороны основания датчика – 200 мм. Схема установки показана на рисунке (фиг. 58). При γ -спектро-



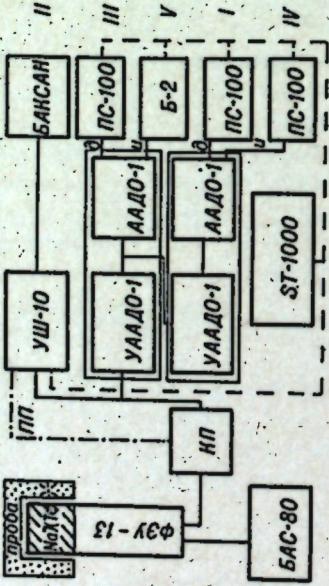
№п/п	№ образца	П о р о д а	Колич. изм.	Содержание		
				U^{238} , %	Th^{232} , %	K, %
1.	Ф-631-65	Темно-серые филлито-видные сланцы	50	1,72	13,29	2,17
2.	Ф-632-65	Переслаивание кварцевых алевролитов и сланцев	50	2,58	14,56	3,42
3.	Не брали	Кварц (жилы)	7			— II —

Фиг. 57. Бланк полевых измерений радиоактивности пород в обнажениях

А-Б – частота встречаемости измерений; В – то же, в процентах к числу измерений; Г, Д – графики измерений по профилю (обнажению). Здесь и далее у графика – номер образца и год его отбора, в скобках – количество частных замеров общей радиоактивности

Фиг. 58. Блок-схема гамма-спектрометрической установки

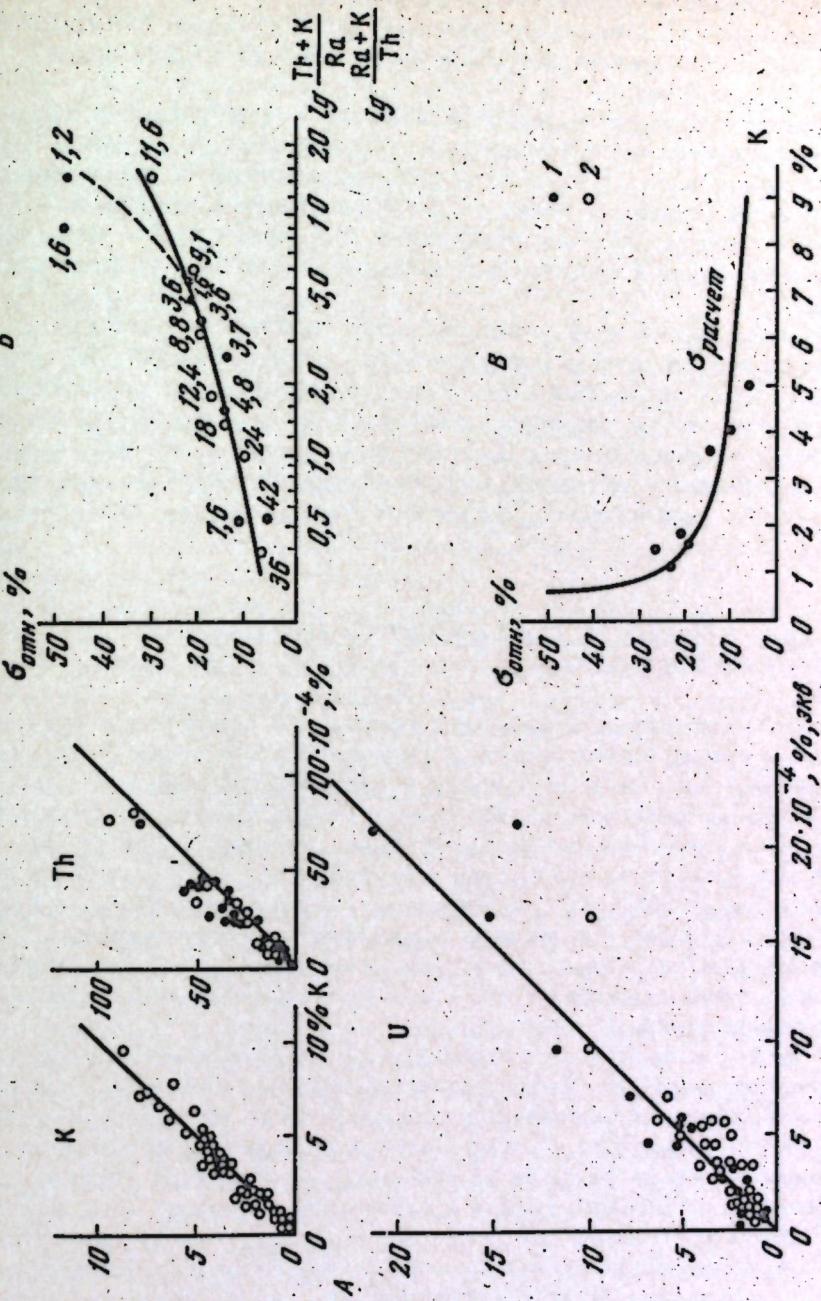
СТ-1000 - стабилизатор сетевого напряжения; БАС-80 - блок питания ФЭУ-13; ПП - питание повторителя; КП - катодный повторитель; УШ-10 - усилитель; УАДО-1 - усилитель анализатора; Баксан - одноканальный анализатор; АДО-1 - одноканальный анализатор; ПС-100 и Б-2 - персчетные устройства; и - выход интегрального дискриминатора; д - то же, дифференциального; 1-У - каналы



Фиг. 59. Графики сходимости основных и арбитражных определений радиоактивных элементов

А - графики сходимости γ -спектрометрических определений РЭ в сравнении с другими методами. По оси абсцисс - радиометрия, по оси ординат - другие методы. 1 - для U и Th - радиохимия; 2 - для U и Th - химия, для K - пламенная фотометрия.

Цифры, послужившие основой для построения графика, приведены в работе Ф.Л. Крендлева и В.А. Боброва (1970); Б - кривые относительных среднеквадратических ошибок для Ra(1) и Th(2) в зависимости от отношения РЭ. Цифры - среднее значение по классу; В - то же для калия в зависимости от содержания калия



метрических измерениях оценивались и учитывались влияние собственного фона прибора, выбор рабочих участков спектра, влияние эманационного эффекта, материал контейнера. Достигнутая чувствительность метода составляла: 2–3,10% для группы урана, 0,6–1,0,10% экв.% для группы тория и 0,1–0,03% для калия.

Арбитражное определение РЭ производилось химическими и радиохимическими методами. Пламенная фотометрия калия и химический анализ тория выполнены в ИГиГ (аналитики соответственно З.В.Болева и А.А.Дурасов). Радиохимический анализ тория, радия и люминесцентно-перловые определения урана произведены в лаборатории Б.Я.Юфа (ВИРГ). Сходимости наших и арбитражных определений показаны на графиках (фиг.59).

На используемой нами установке могут уверенно анализироваться горные породы, в которых содержание урана превышает $0,2 \cdot 10^{-4}$ экв.%, тория $1,0 \cdot 10^{-4}$ экв.%, калия 0,1%. Точность разделных определений РЭ при их взаимных соотношениях Th/U и $\text{K} \cdot 10^4 / \text{U} \cdot \text{Th}$ от 0,1 до 10,0, т.е. не хуже 30% относительных. Другими словами, применявшаяся методика позволяет надежно определять кларковые содержания РЭ во всех породах, кроме низкоактивных мраморов и ультрасосновных пород.

РАДИОАКТИВНОСТЬ ГЛАВНЕЙШИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КРЯЖА

Средние содержания и общая радиоактивность осадочных пород изучены чрезвычайно слабо. Сведения о содержании РЭ в них отрывочны, а вычисления кларковых содержаний в известной таблице А.П.Виноградова (1962) произведены на базе малого количества точных определений и могут считаться только сугубо ориентировочными. Например, кларковые содержания для сланцев определены на основе анализов 18 образцов, проанализированных Турекианом и Ведеполем (Turekian, Wedepohl, 1961). Однако эти средние цифры вряд ли могут считаться представительными для всех сланцев, поскольку пробы для анализа отбирались из пород девонской формации Чаттануга, обладающей повышенными содержаниями РЭ.

В связи с этим принятые кларковые содержания урана и калия в сланцах представляются завышенными. Определения кларковых содержаний РЭ в сланцах и карбонатных породах Русской платформы (Баранов и др., 1965) произведены по большому числу образцов; но здесь не определены частные значения по районам и возрастам, а в единую пробу включены по несколько десятков и даже сотен образцов, вклад каждого из которых в общий баланс и дисперсия неизвестны. В советской литературе количество публикаций по определению кларковых содержаний РЭ в осадочных породах еще чрезвычайно мало. Кроме упомянутых работ, можно указать на работы А.Л.Ковалевского (1968), Д.Ф.Королева и др. (1961, 1964), Г.В.Наумова и др. (1963) и И.А.Зыкова (1966). Большое количество статей посвящено урану в фосфоритах, бокситах, горючих сланцах и углях; но здесь этот вопрос не рассматривается и библиография опускается. За рубежом значительные исследования

проводятся группой Адамса (Adams, 1958, 1959), Турекианом и Ведеполем (Turekian, Wedepohl, 1961), особенно в связи с исследованием ураноносных песчаников плато Колорадо.

В последние годы все больше появляется работ, в которых делается упор на выявление отношений РЭ как важнейший показатель геохимических условий образования не только осадочных, но и всех других пород. Приводимая ниже таблица (табл. 28) показывает, что эти отношения обнаруживают большую контрастность, чем сами содержания.

Общая радиоактивность пород

Рассмотрение изменений общей радиоактивности пород кряжа начнем с современных и четвертичных отложений (фиг.60). В современных отложениях Енисея и его притоков минимальной радиоактивностью обладают пески хорошо промываемых кос и галечники бачевников. Намечается едва заметное повышение радиоактивности в отложениях пойменной террасы и надпойменных террас (от 8 до 12 мкр/час). Это, вероятно, вызвано отложением на поймах илистого материала, вымываемого на косах и бачевниках.

Разрез древнечетвертичных отложений изучали в пределах замкнутой котловины, располагающейся в нескольких километрах ниже пос. Питгородок. Здесь минимальной радиоактивностью обладают погребенные под слоем лессовидных суглинков торфы, активность которых едва достигает 5 мкр/час. Столь низкие значения, вероятно, обусловлены малой плотностью, торфа, в котором РЭ рассредоточены в большом объеме. В синих глинах, подстилающих торф, общая радиоактивность составляет уже около 12 мкр/час. В песках и галечниках, залегающих ниже глин, радиоактивность еще выше – 12–16 мкр/час. Примерно такую же радиоактивность имеют лессовидные суглинки, залегающие выше торфа и постепенно переходящие в подзолистые почвы. В почвах радиоактивность несколько выше, чем в суглинках; но она не могла быть изменена, так как мощность почвенного покрова (около 10 см) недостаточна для получения представительного объема пробы.

Третичные галечники и пески кирнаевской свиты неогена измеряли в карьере у с.Раздольное (в 152 км от Красноярска к Енисейску). И глины, и пески, и галечники обладают одинаковой радиоактивностью ~8–10 мкр/час. Пески и галечники здесь хорошо отсортированы по составу и размеру зерен, а гальки сложены преимущественно кварцем (80%); остальные породы встречаются в подчиненных количествах (роговики – 10%, черные кремнистые сланцы, филлиты, аплиты – по 1–2%; граниты, гнейсы, известняки и основные эфузивы – единичные гальки) и на общую радиоактивность практически не оказывают влияния.

Юрские песчаники, сланцы и угли измерялись нами в разрезе близ с.Кубекова, а конгломераты – близ с.Павловское (фиг.61). Оба разреза располагаются в береговых обрывах левого берега Енисея. Ми-

Таблица 28

Кларковые содержания (в %) РЭ и их соотношения в главнейших типах пород
(по данным различных исследований)

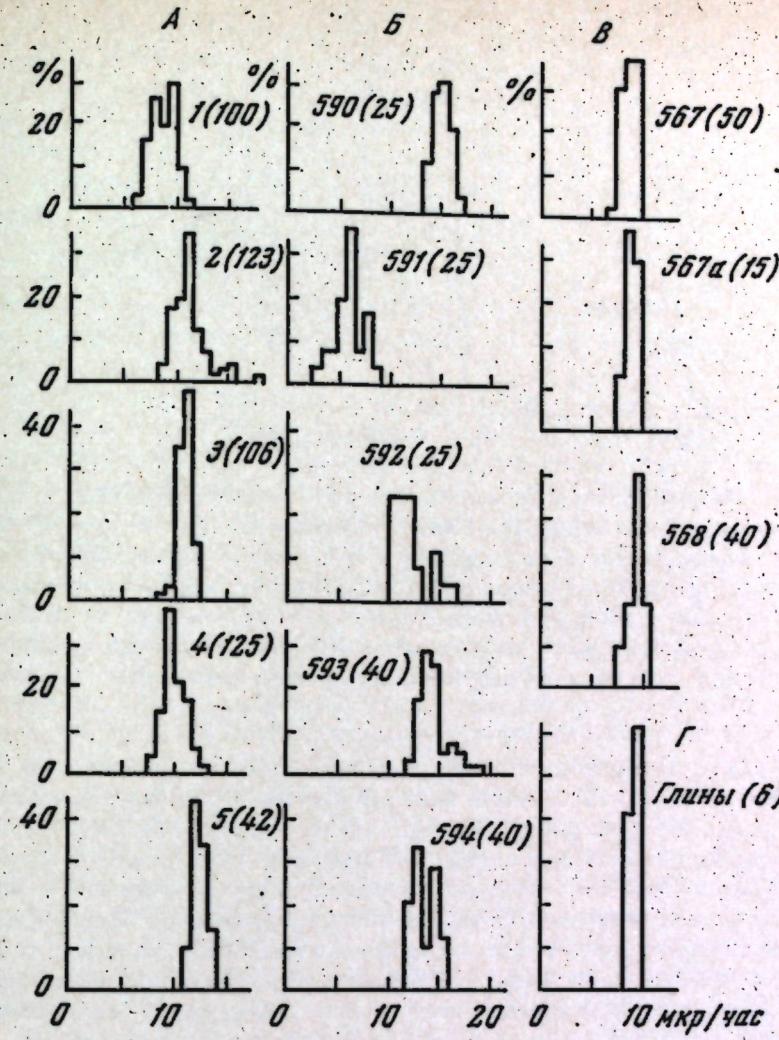
Породы	U	Th	K	Th/U	$U/K \cdot 10^4$	$Th/K \cdot 10^4$
Ультрасосновные породы (дуниты и др.)*	$3 \cdot 10^{-7}$	$6 \cdot 10^{-7}$	0,03	1,67	0,1	0,16
Основные породы (базальты, габбро и др.)	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	0,83	6,00	0,6	3,6
Средние породы (диориты, андезиты и др.)	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	2,31	3,89	0,8	3,2
Кислые породы (граниты, гранодиориты и др.)	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	3,34	5,10	0,9	5,4
Осадочные породы (глины и сланцы)	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	2,28	3,43	1,4	4,83
2 части кислых +1 часть основных пород	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	2,50	5,20	1,0	5,2
Ультраосновные**	$0,001 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	0,04	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$0,25 \cdot 10^{-4}$	0,1
Базальтовые	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	0,83	4,00	1,2	4,8
Сланцы	$3 \cdot 10^{-4}$	$13 \cdot 10^{-4}$	4,80	4,33	0,6	2,7
Граниты с низким содержанием Ca	$3 \cdot 10^{-4}$	$17 \cdot 10^{-4}$	4,20	5,66	0,7	4,0
с высоким содержанием Ca	$3 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	2,52	2,73	1,2	3,42
Морская вода***	-	-	-	-	0,0002	-
Метеориты****	-	-	-	-	3-4	-

* Виноградов, 1862.

** Turkestan, Wedepohl, 1962.

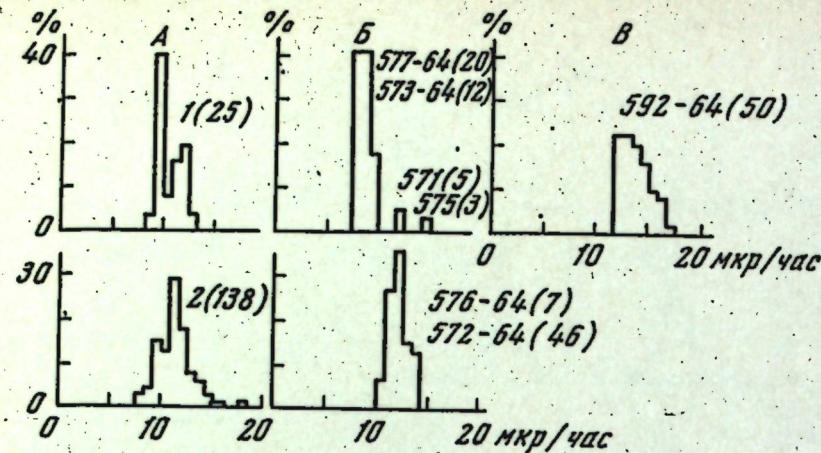
*** Kochy, 1956.

**** Adams, Weaver 1958.



Фиг.60. Радиоактивность современных (А), древнечетвертичных (Б), и третичных (В) аллювиальных отложений

А:1 - песчаная коса на р. Белокопытовке, 2 - галечники бечевника Енисея в устье той же реки, 3 - луговая пойменная терраса Енисея, 4 - то же, р. Белокопытовки, 5 - первая надпойменная терраса Енисея; Б - обнажение на правом берегу р. Большой Пит около заброшенного дома отдыха "Питский": 590 - лёссовидный суглинок, 591 - торф, 592 - синяя глина, 593 - рыжеватый, преимущественно кварцевый песок, 594 - слабо скементированный лимонитизированный галечник; В - карьер у села Раздольное: 567 - галечники, 567а - то же, обожренные, 568 - пески кварцевые из разных прослоев; Г - тонкие прослой глинистых супесей. Здесь и далее по ординате - процент измерений, по абсциссе - мкр/час



Фиг.61. Радиоактивность юрских (А,Б) и девонских (В) пород

А – у села Павловское; Б – у села Кубеково; В – у села Усть-Казачье, 1 – песчаники; 2 – конгломераты; 577 и 573 – слабо сцепментированные сахаровидные кварцевые песчаники; 576–572 – почти несцепментированные сырьи, иногда слабо лимонитизированные пески; 571 – прослои угля; 575 – сидеритизированные обломки древесины; 592 – пестроцветные, разнозернистые, преимущественно кварцевые песчаники и гравелиты

минимальная активность (около 9 мкр/час) наблюдается у слабо сцепментированных кварцевых песчаников близ с. Кубеково. В рыхлых разностях активность несколько выше (12–14 мкр/час), вероятно, за счет примеси органических остатков, дегритуса растений, о чем свидетельствуют наличие обломков древесины и тонкие прослои высокозольного угля. Радиоактивность конгломератов такая же, но пик несколько "размазан" (вероятно за счет наличия галек, у которых радиоактивность то ниже, то выше, чем у цемента). Галечники здесь чрезвычайно плохо отсортированы (Воларович, Жаднова, 1952) и содержат обломки как основных пород, так и высокорадиоактивных кварцевых порфиров.

Общая радиоактивность девонских красноцветных отложений (фиг.61) измерялась в обнажениях правого берега ручья, впадающего в р. Кан против устья р. Казачья. Здесь общая радиоактивность выше, чем у юрских песчаников и гравелитов (в среднем 13–15 мкр/час).

Радиоактивность кембрийских красноцветов мы измеряли в обрывах правого берега р. Большой Пит в 18 км выше устья. Здесь красноцветная толща представлена чередованием средне- и мелкозернистых косослоистых толстоплитчатых песчаников с тонкими прослоями сургучно-красных алевролитов и аргиллитов. Среди песчаников встречаются прослои с мелкими рассеянными гальками, а также тонкие слои конгломератов с галькой из кварца, сланцев, серых доломитов. Гальки плохо окатанные, иногда плоские, с максимальным размером не более 4 см. Цемент конгломератов представлен теми же песчаниками, и поэтому общая радиоактивность песчаников и конгломератов практически одинаковая. Для песчаников весьма характер-

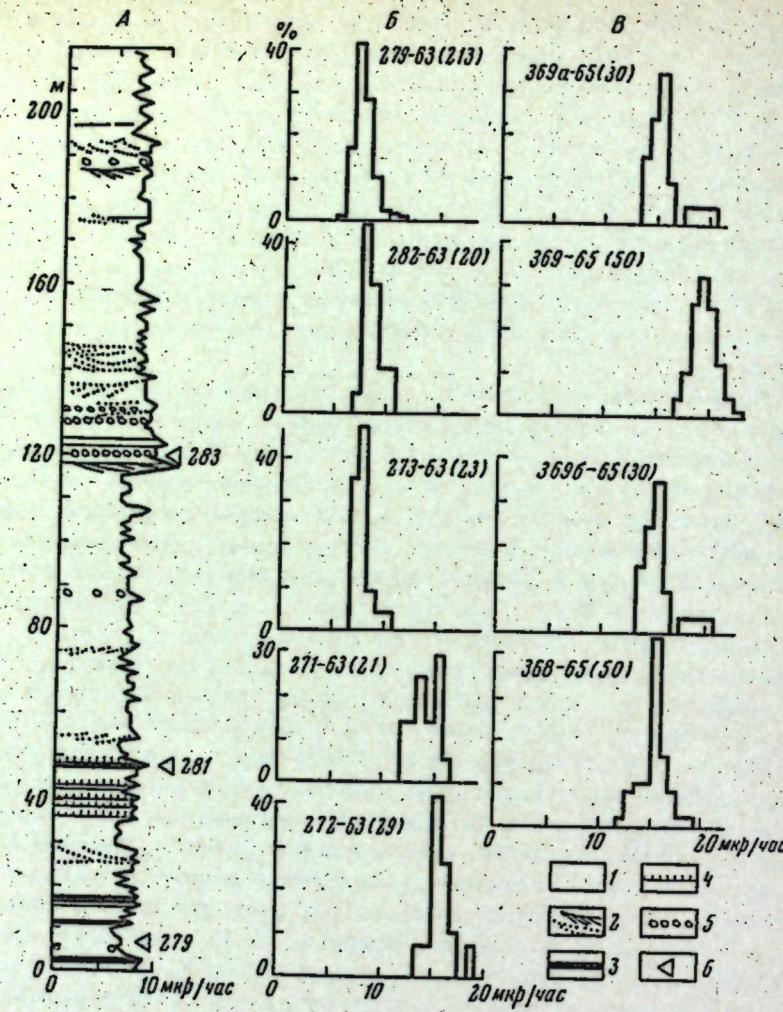
ны косая слоистость и многочисленные поверхности со следами течения, волнения, волноприбойными знаками и трещинами высыхания. Косая слоистость (разнонаправленная, но пологая) в большинстве случаев обусловлена наличием слойков алевролитовой размерности. Выше прослоев конгломератов встречаются слои, в которых косая слоистость подчеркивается слойками магнетитового состава. В таких случаях (фиг.62) общая радиоактивность заметно повышена. Некоторое повышение активности отмечается и в прослоях алевролитов и аргиллитов; но в связи с малой мощностью их радиоактивность не могла быть точно замерена. На графике (фиг.62) все прослои отмечаются мелкими пиками. Радиоактивность в конгломератовых прослоях возрастает скачком, как бы подчеркивая границу ритмов.

Второе крупное обнажение кембрийских красноцветов расположено на правом берегу Большого Пита против нижнего конца о-ва Пем и примыкает к крупнейшему тектоническому нарушению – Вятскому разлому. В этом обнажении общая радиоактивность пород в целом несколько выше, чем в предыдущем, а в сахаровидных песчаниках – такая же низкая. Неясно, чем объясняется повышение: примыканием к крупному разлому или более древним возрастом пород. По внешнему облику породы почти не различаются; правда, в образцах 271 и 272, кроме кварца, в шлифах отмечаются полевые шпаты, а в цементе песчаников – глинистый материал.

Весьма любопытно отметить изменение общей радиоактивности пород при сульфидизации красноцветных отложений мошаковской свиты в береговых обнажениях Ангары выше скалы Гребень. Ранее мы отмечали, что прослои медноносных аргиллитов располагаются в зоне перехода палево-желтых гравелистых алевролитов в подстилающих слоях к красным песчаникам перекрывающих слоев. Общая радиоактивность медистых алевролитов (фиг.62, обр.369) 17 мкр/час, а подстилающих и перекрывающих пород – порядка 15 мкр/час. Единичные замеры не позволяют выявить разницу, а при статистической обработке данных различие проявляется достаточно четко. В этом легко убедиться, сравнив графики общей радиоактивности. Нетрудно заметить, что при измерениях радиоактивности во вмещающих меденосный горизонт породах встречаются замеры, которые характеризуют сам меденосный горизонт. Вероятно, это означает, что во вмещающих породах есть еще рудные прослои, которые визуально не различаются.

Породы осянинской серии по степени радиоактивности четко разделяются на две группы (фиг.63). Низкой радиоактивностью (4–5 мкр/час) обладают известняки дашкинской свиты и кварцевые песчаники нижнеангарской свиты. Черные сланцы дашкинской свиты и лептохлоритовые сланцы нижнеангарской обладают одинаковой радиоактивностью (18 мкр/час). Общая радиоактивность гематитовых руд тем ниже, чем выше содержание железа в рудах. Понижение радиоактивности, вероятно, зависит от самопоглощения излучения в породе, обусловленного резким увеличением ее плотности ($Z_{\text{эфф}}$). В рудоносных гравелитах общая радиоактивность близка к таковой для сланцев (около 16–17 мкр/час).

Радиоактивность сланцево-карбонатных толщ тунгусской свиты обнаруживает четкую зависимость от соотношения глинистого и карбонатного материала в составе породы. В каждой из свит радиоактивность тем выше, чем меньше содержание карбонатного материала в породе. Это наглядно видно из сопоставления графиков, составленных по измерениям в трех свитах из различных мест кряжа (фиг.64). Совершенно очевидно,



Фиг.62. Радиоактивность красноцветных отложений кембрия по р.Большой Пит (А;Б) и мошаковской свиты (В) в обнажениях по р.Ангаре (А - в 18 км от устья, Б - у острова Пем)

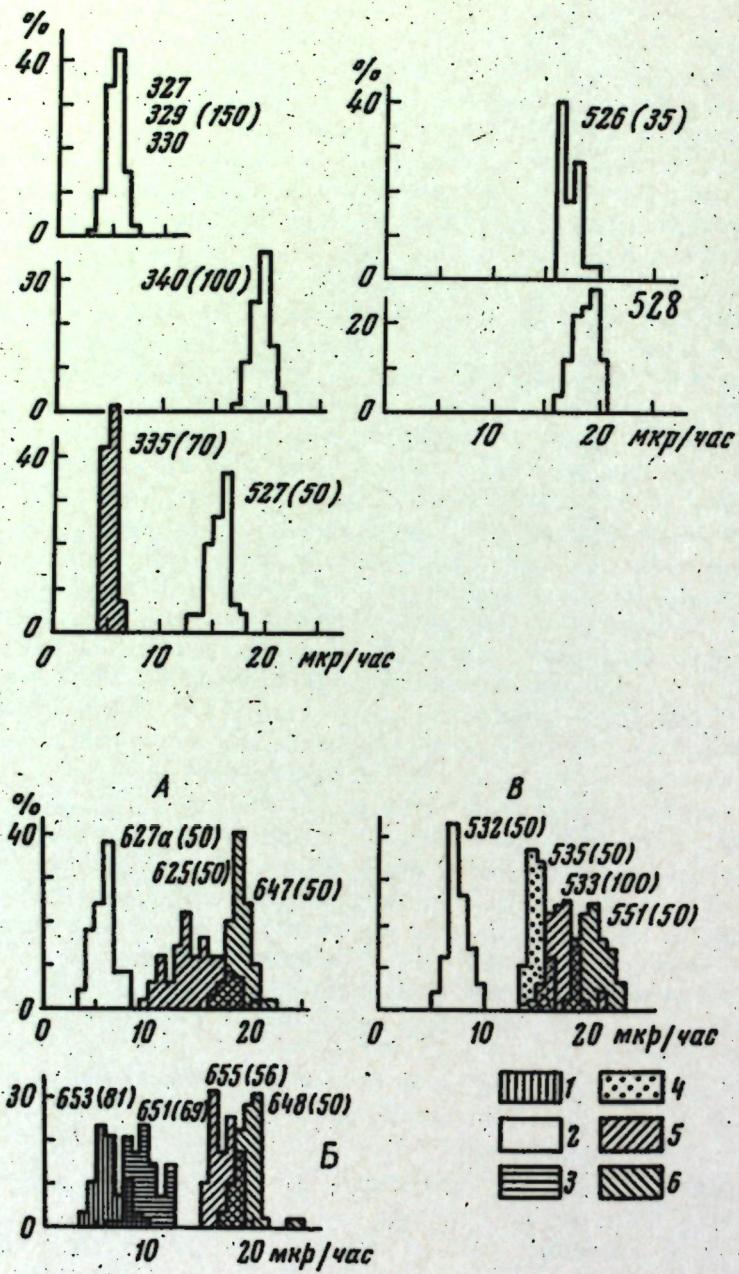
1 - песчаники; 2 - слойки магнетита; 3 - прослои сургучных алевролитов и аргиллитов; 4 - поверхности с трещинами усыхания; 5 - прослой конгломератов; 6 - места отбора образцов. А: 279 - красноцветный бесслоистый песчаник, 282 - гальки конгломератов; Б: 273 - бесслоистый сахаровидный толстослоистый кварцевый песчаник, 271 - тонкоплитчатый песчаник с псевдоморфозами глин по кристаллам соли, 272 - косослоистый толстоплитчатый красноцветный песчаник; В - обнажение на правом берегу Ангары в 1,5 км выше скалы Гребень: 369a - перекрывающие слои, 369 - медистые алевролиты, 369b, 368 - подстилающие слои. На колонке слева - изменение общей радиоактивности пород в зависимости от литологии красноцветных отложений.

что минимальной активностью обладают строматолитовые известняки, образующиеся, вероятно, в условиях исключительно прозрачных, чистых вод. Радиоактивность таких известняков составляет примерно 5 мкР/час. С появлением примесей, песчанистого или галечного материала, радиоактивность возрастает и становится максимальной в глинистых сланцах, достигая 18–30 мкР/час. Наиболее высокоактивными являются слюдистые разности сланцев (проба 551, фиг.84).

Сравнивать средние радиоактивности разных свит, по-видимому, нельзя, и поэтому мы сравниваем только наиболее чистые разности известняков и сланцев свит тунгусикской серии (фиг.65). Если судить по стратотипическим разрезам, то радиоактивность известняков трех свит серии одинакова, а сланцев отличается. Наибольшая характерная для сланцев шунтарской свиты (22 мкР/час), а сланцы киргизской и потоскской свит имеют одинаковую радиоактивность – порядка 17–18 мкР/час. Это может быть обусловлено как собственной радиоактивностью, так и различным процентным содержанием карбонатов. Вероятно, наиболее правильно первое предположение, поскольку сланцы шунтарской свиты в измеренном обнажении не содержали прослоев известняков, а в остальных случаях такие прослои присутствовали повсеместно. Общая радиоактивность сланцев заметно снижается во всех трех свитах по направлению к центральным частям кряжа, что очевидно, обусловлено большей карбонатностью отложений в этой части бассейна седиментации, поскольку никаких проявлений метаморфизма в породах этой серии не замечено. С другой стороны, радиоактивность известняков несколько увеличивается, а сами кривые как бы размазываются, что свидетельствует о большей засоренности известняков. В южной части кряжа известняки очень чистые и их радиоактивность минимальна (4–6 мкР/час). Здесь по существу нет чисто сланцевых пород, но все сланцы содержат большой процент карбонатов, что подтверждается характером гистограмм для всех трех свит рассматриваемой серии. Вероятно, такой рисунок распределения радиоактивностей отражает наличие поперечных поднятий в центральной части кряжа во время отложения карбонатно-сланцевых толщ тунгусикской серии и существование открытых морских пространств к югу и юго-западу от устья Ангары, а также к востоку от осевой линии кряжа на месте восточного геосинклинального прогиба. Он хорошо согласуется с картиной распределения мощностей тунгусикской серии, рассмотренной в первой части работы.

В составе сухопитской серии по степени радиоактивности четко могут быть выделены два интервала: верхний, сложенный карбонатными породами и соответствующий отложениям свит сосновской, Карточка и алайдинской, и нижний, включающий в себя все свиты, начиная от кординской и кончая погорюйской.

Характер изменения радиоактивности карбонатных пород свит Карточка и алайдинской резко отличается от такого же всех других свит. Если в карбонатных слоях тунгусикской серии (фиг.65) и всех выше-лежащих пород все известняки обладают сходной радиоактивностью, то в разрезе пород сосновской, например, свиты (фиг.66) радиоактивность



Фиг.63. Радиоактивность пород дашкинской и нижнеангарской свит
Дашкинская свита: 327, 329, 330 – типичные известняки верхних
частей разреза, 340 – черные сланцы; нижнеангурская свита: 335 –
олигомиктовые песчаники (кварцевые), 527 – сплошная гематитовая
руды, 526 – гематитовые руды с заметной примесью песчанистого ма-
териала, 528 – лептохлоритовые сланцы. Все пробы 1965 г.

Фиг.64. Зависимость радиоактивности пород Тунгусинской серии от кар-
бонатности

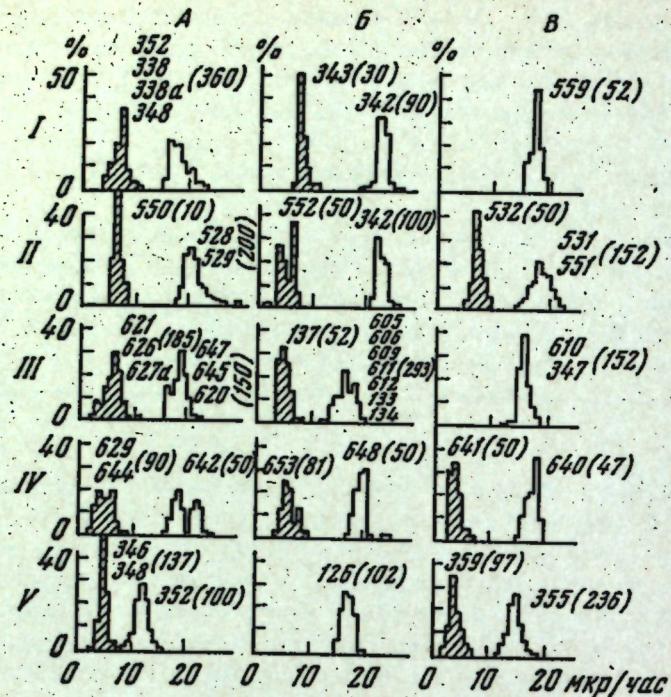
Свиты и места измерений: А – киргитейская (среднее течение
р. Большой Пит); Б – шунтарская (устье Гремихи); В – Потоскайская
(р. Горбилок). Известняки: 1 – строматолитовые, 2 – монолитные, 3 –
гравелитистые, 4 – песчанистые. Сланцы: 5 – карбонатные, 6 – гли-
нистые, иногда филлитовидные. Все пробы 1965 г.

пород варьирует в широких пределах (фиг.66, А,Д). На гистограммах наблюдается широкий разброс значений измеренной радиоактивности. Такие колебания радиоактивности вызваны, вероятно, примесями обломочного или туфогенного материала. В районе устья Сухого Пита радиоактивность резко изменяется в зависимости от окраски пород: зеленые разности обладают заметно повышенной радиоактивностью по сравнению с красными. Ни в одном другом стратиграфическом интервале, кроме границы тейской и сухопитской серий, таких разбросов значений радиоактивности не наблюдается. В этой пачке метаморфических изменений пород не отмечено; поэтому пилообразный характер кривых радиоактивности в разрезе отражает, вероятно, какие-то су-щественные изменения в условиях осадкоотложения. Как будет показано в дальнейшем, такой характер кривых отражает периоды корообра-
зования и переотложения продуктов кор выветривания.

Прослои известняков в разрезе сухопитской серии отмечались только в составе погорюской и горбилокской свит. В них всегда заметна примесь глинистых материалов. Радиоактивность этих известняков (фиг.67) не превышает 5–7 мкР/час и примерно соответствует таковой в породах тунгусикской серии.

Радиоактивность сланцев свит этой серии примерно одинакова и из-
меняется от 16 до 20 мкР/час; причем максимальные значения зафик-
сированы в сланцах кординской свиты. Любопытно отметить, что фил-
литы падеринской свиты, содержащие гранаты и, следовательно, наибо-
лее высоко метаморфизованные, обнаруживают наиболее сильный раз-
брос значений радиоактивности (фиг.67, Д) – (от 10 до 35 мкР/час –
с наиболее часто встречающимися значениями 20 мкР/час). Иными сло-
вами, метаморфизованные сланцы имеют радиоактивность на 1–2 мкР/час
выше, чем все остальные филлиты сухопитской серии. Вероятно, это
зависит от некоторого привноса калия при региональном метаморфиз-
ме сланцев и превращений их в филлиты.

Наиболее сложная картина распределения радиоактивности выявляет-
ся для высокометаморфизованных отложений тейской серии и гнейсо-

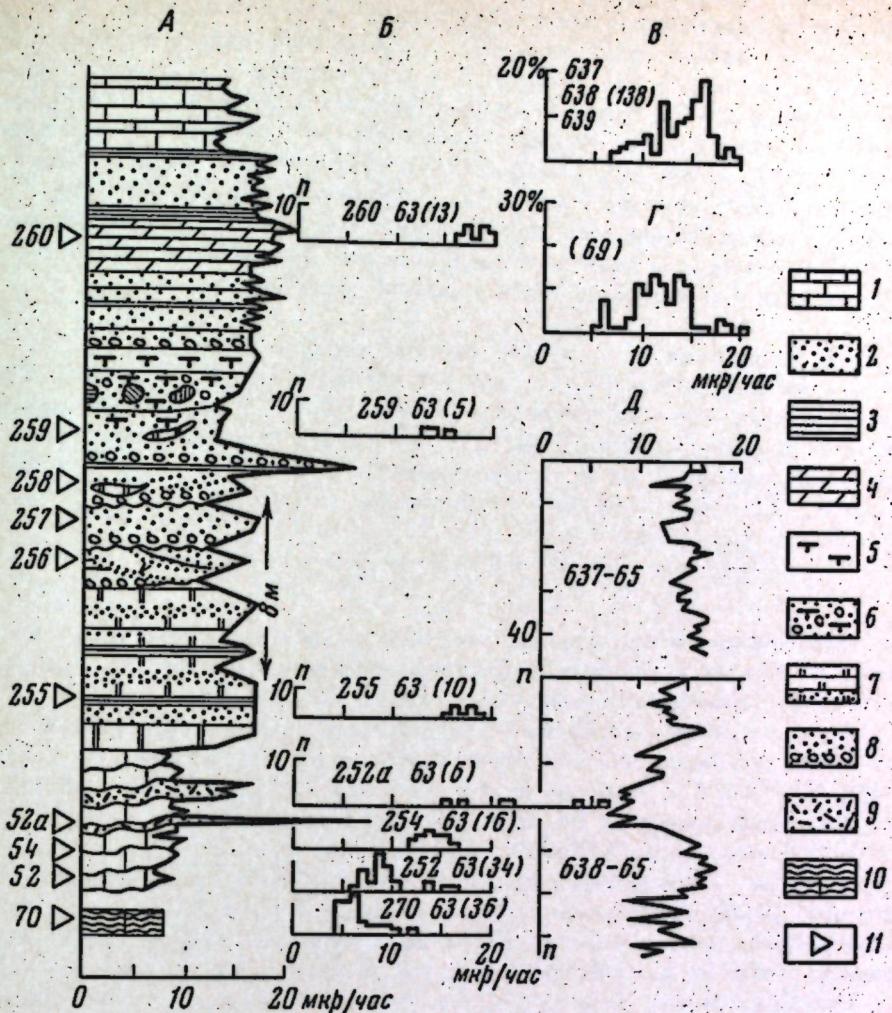


Фиг.65. Радиоактивность сланцево-карбонатных отложений Тунгусикской серии (столбы соответствуют свитам, горизонтальные ряды отражают районы измерений).

А - киргитейская; Б - шунтарская; В - потоскайская свита. 1 - стратотипические разрезы: А - устье р.Киргитей, Б - р.Каменка, устье р.Шунтары; В - Потоский Бык на Ангаре; П - обнажения на р.Горбилок, проба 342 - на р.Каменке; Ш - обнажения по р.Б.Пит; 1У - обнажения по той же реке в районе р.Гремихи; У - обнажения по Енисею близ о-ва Чусова, проба 126 - на правом берегу р.Головской в 2-4 км от устья. На гистограммах заштрихованы известники, остальное - сланцы

вых комплексов Ангаро-Канская части кряжа. Массовых измерений радиоактивности пород тейской серии в Заангарской части кряжа нам произвести не удалось, а в южной части обнажаются только карбонатные породы печенгинской свиты.

Измерения мраморов и актинолит-тремолитовых пород этой свиты в обнажениях по обоим берегам Енисея близ устья р.Белокопытовки показали, что первые имеют радиоактивность около 6 мкр/час (434 измерения, колебания в значениях от 2 до 11 мкр/час), а вторые - около 11 мкр/час (318 измерений, колебания в значениях от 6 до 16 мкр/час). Иначе говоря, при метаморфизме карбонатных пород и превращении их



Фиг.66. Радиоактивность пород сосновской свиты (разрез обнажения на правом берегу р.Большой Пит ниже устья р.Глухих)

А - литологическая колонка; Б - гистограммы радиоактивности пород по пластам: 1 - известняки, 2 - песчаники, 3 - сланцы, 4 - мергелистые сланцы, 5 - туфы основного состава, 6 - туфоконгломераты, 7 - доломиты, иногда песчанистые, 8 - конгломераты, гравелиты и песчаники, ритмично-косослоистые, 9 - кислые эфузивы, 10 - строматолитовые известняки, 11 - места отбора проб; В - радиоактивность пестрых известняков и мергелей выше устья р.Гремихи; Г - то же, в Усть-Питской точке; Д - характер изменения радиоактивности пород в стратиграфическом разрезе обнажения выше устья р.Гремихи

Фиг.67. Радиоактивность пород сухолитской серии (столбцы соответствуют свитам, горизонтальные ряды отражают районы измерений)

1 - стратотипические разрезы: А - р.Погорюй; Б - р.Удерей, среднее течение; В - Горбилок; Г - район села Партизанское; Д - дер.Падерино на Енисее (аналог Удерейской свиты); П - обнажение по р.Горбилок; Ш - обнажения по р.Большой Пит в районе Аякты, обр.275, 274 близ о-ва Пем (пемская свита); 1У - обнажения по р.Большой Пит в районе устья р.Гремихи. На гистограммах: 1 - известковистые конгломерато-брекчии; 2 - филлиты и филлитовидные сланцы; 3 - известковистые сланцы; 4 - кварциты "магистральной жилы"

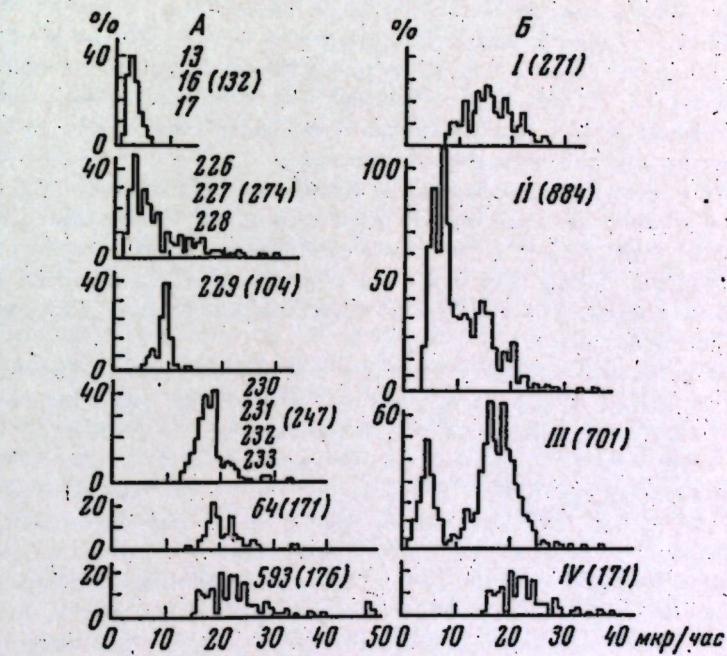
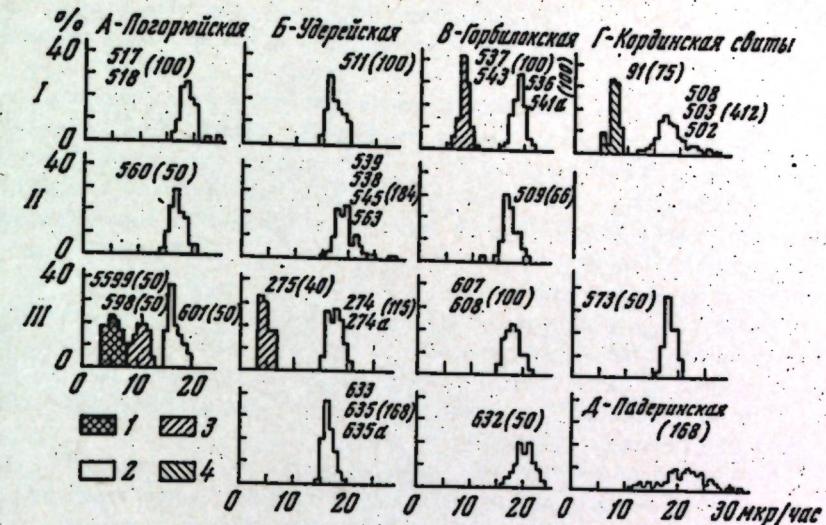
Фиг.68. Радиоактивность гнейсов юга Енисейского кряжа

А - разновидности гнейсов: 13-17 - пироксен-амфиболовые; 226-228 - пироксеновые; 229 - пироксен-гранатовые; 230-233 - пироксен-плагиоклаз-биотитовые с гранатом; 64 - биотит-полевошпатовый очковый; 593 - гранат-полевошпатовый; Б - стратиграфические подразделения: 1 - вескинская, П - кузеевская, Ш - атамановская толщи, 1У - канские гнейсы. Все пробы 1964 г.

в tremolite-актинолитовые радиоактивность заметно возрастает. Отметим, что радиоактивность чистых мраморов не отличается от радиоактивности известняков всех вышележащих отложений.

При измерении радиоактивности гнейсовых толщ Ангаро-Канской части кряжа бросается в глаза зависимость ее от минерального состава пород (фиг.68, А). Наиболее низкие значения характерны для амфибол-пироксеновых разностей (4 мкр/час). Далее в порядке возрастания радиоактивности породы располагаются следующим образом (в мкр/час): пироксеновые гнейсы 4-8, пироксен-гранатовые 9-11, пироксен-плагиоклазовые 15-22, биотит-ортоклазовые очковые гнейсы 17-23 и, наконец, гранат-ортоклазовые со слюдами 17-30. Интересно, что пегматиты обладают такой же радиоактивностью, как и вмещающие их гнейсы.

Сводные графики радиоактивности гнейсов и кристаллических пород южной части кряжа показывают, что от древних пород к более молодым намечается отчетливый спад радиоактивности, т.е. с увеличением степени метаморфизма заметно увеличивается общая радиоактивность. Напомним, что выделение толщи в полевых условиях представляет известные трудности. Поэтому мы сгруппировали измеряемые обнажения в соответствии с контурами, проведеными на геологических картах масштаба 1:200000, составленными геологами КГУ. Гистограммы показывают, что выделение кузеевской и атамановской толщ вполне обосновано, так как они характеризуются различной радиоактивностью и, судя по гистограммам, слагаются разными породами (фиг.68, Б). В составе кузеевской толщи преобладают низкоактивные пироксен-плагиоклазовые гнейсы (4-10 мкр/час). Атамановская толща слагается двумя разновидностями гнейсов, что отражается "двугорбым" характером гистограммы. В этой толще преобладают амфибол-пироксеновые разности, совсем не встречаются пироксен-плагиоклазовые и большая часть измерений приходится на пироксен-плагиоклаз-биотитовые с гранатами разности со



средней радиоактивностью порядка 14–22 мкр/час. Южная часть кряжа слагается полевошпат-гранатовыми гнейсами, обладающими максимальными значениями радиоактивности (17–27 мкр/час). Такие замеры наиболее характерны для обнажений по р.Кан от устья Казачей до Курьша.

Важно отметить, что веснинская толща слагается биотитовыми или амфиболовыми полевошпатовыми гнейсами с повышенной радиоактивностью (порядка 10–22 мкр/час). Здесь, вероятно, отражается наличие стратиграфического несогласия между Канским метаморфическим комплексом и веснинской толщой. Однако не исключена возможность, что веснинская толща является аналогом гнейсов, обнажающихся на упомянутом выше отрезке р.Кан.

Общая закономерность в изменении радиоактивности главнейших стратиграфических подразделений отражена на сводном графике (фиг.69). Он построен на базе приводившихся ранее гистограмм. Для построений в части тунгусикской и сухопитской серий использованы гистограммы по стратотипическим разрезам.

Из графика можно сделать следующие основные выводы:

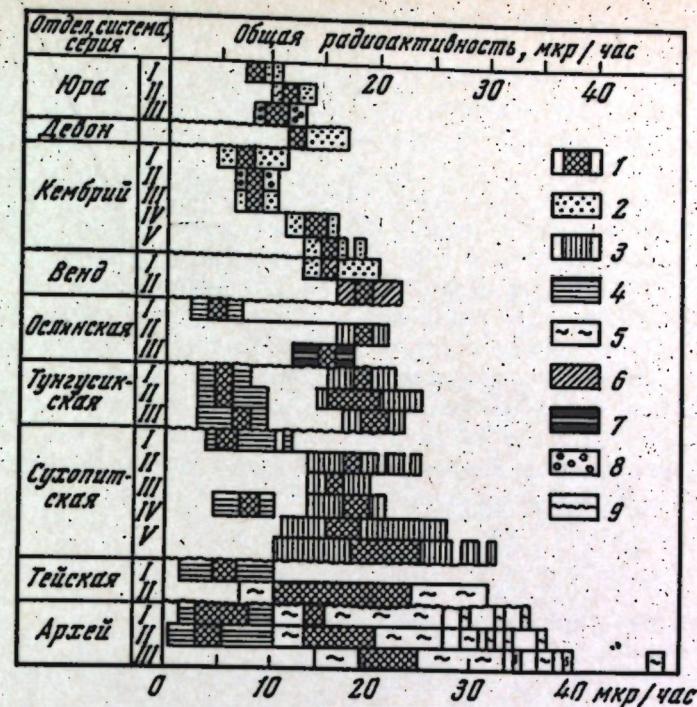
1. Минимальной радиоактивностью обладают карбонатные породы, известняки, мраморы. Для всех карбонатных пород характерны одинаковые значения общей радиоактивности, хотя намечается едва заметное увеличение ее от дашкинской свиты к горбилокской.

2. Максимальными значениями радиоактивности в метаморфизованных осадках обладают сланцы. В пределах каждой серии радиоактивность сланцев тем выше, чем ниже они располагаются в стратиграфическом разрезе. Исключение составляет только погорюйская свита, в которой сланцы имеют радиоактивность несколько выше, чем в подстилающих ее сланцах удерейской свиты.

3. Грубообломочные породы – песчаники и конгломераты венского комплекса и кембрия – обладают промежуточными значениями радиоактивности. В них также намечается увеличение общей радиоактивности при приближении к базальным частям разреза свиты или серии. Олигомиктовые кварциты сухопитской серии обладают очень низкими значениями активности.

4. При региональном метаморфизме пород общая радиоактивность пород существенно изменяется, гистограмма как бы размазывается, но точки максимума отражают общую тенденцию к увеличению радиоактивности при увеличении степени метаморфизма. Особенно наглядно в этом отношении сравнение общей радиоактивности сланцев удерейской и падеринской свит. Вероятно, уран и торий при региональном метаморфизме удерживаются, а калий привносится, о чем свидетельствует образование слюд в сланцах. Поведение РЭ при региональном метаморфизме требует постановки специальных исследований, поскольку при метаморфизме самых глубинных фаций калий выносится, а при зеленокаменном изменении пород и образования филлитов он привносится вместе с ураном.

5. В целом для кряжа радиоактивность пород тем выше, чем древнее их возраст. Увеличение радиоактивности идет в виде прерывистой кривой. Скачкообразное изменение радиоактивности соответствует пе-



Фиг.69. Изменение общей радиоактивности главнейших стратиграфических комплексов Енисейского кряжа по данным наземных радиометрических измерений

1 – интервал измерений радиоактивности данной породы или комплекса (штриховка соответствует максимумам на гистограммах частоты встречаемости измерений); 2 – песчаники; 3 – сланцы; 4 – известняки, мраморы; 5 – гнейсы и гранито-гнейсы; 6 – медистые алевролиты; 7 – железные руды; 8 – гравелиты и конгломераты; 9 – стратиграфические несогласия, выявленные и предполагаемые. В стратиграфической колонке: юра – 1, П – измерения у с.Кубеково, Ш – измерения у с.Павловское, девон – р.Кан; кембрий – 1, П, Ш – в низах р.Большой Пит, 1У и У – у о-ва Пем; венд (у скалы Гребень) – 1 – мошаковская свита, П – горизонт медистых алевролитов в составе мошаковской свиты; ослинская серия – 1 – дашкинская свита, П, Ш – нижнеангарская свита; тунгусикская серия – 1 – киргитецкая, П – шунтарская, Ш – потоскайская свита; сухопитская серия – 1 – сосновская, П – погорюйская, Ш – удерейская, 1У – горбилокская, У – кординская свита; гейская (?) серия – 1 – нижнеречинские мраморы и tremolit-актинолитовые породы (аналог пенченгинской свиты), П – веснинская толща; архей – 1 – кузеевская, П – атамановская толща, Ш – канские гранат-полевошпатовые гнейсы.

перывам осадконакопления. Внутри каждого непрерывного периода осадконакопления общая радиоактивность каждой из литологических разностей породы уменьшается от базальных горизонтов вверх по разрезу. Однако следует помнить, что показателем древности пород на кряже является степень метаморфизма, и к данному выводу следует подходить осторожно.

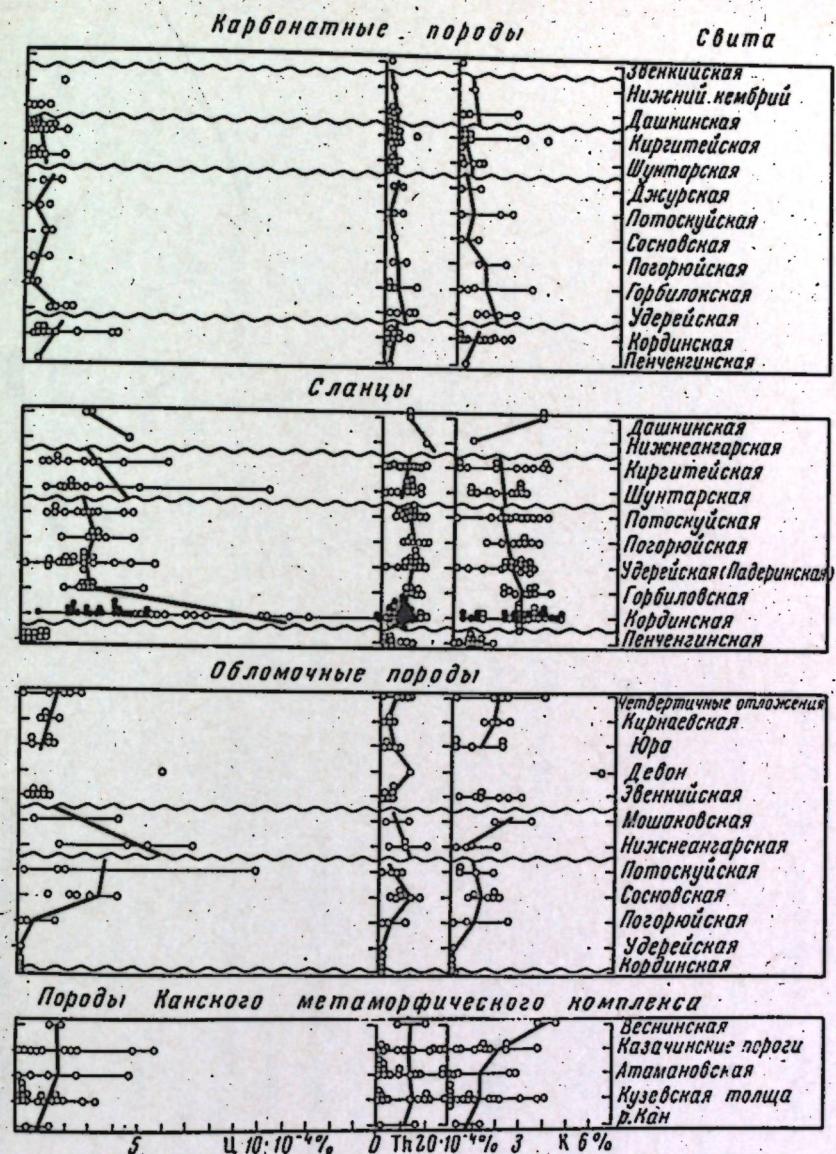
6. Необходимо продолжить дальнейшее изучение распределения общей радиоактивности в связи с тем, что в разрезе пород докембрия изучены главным образом сланцы и карбонатные породы, а в разрезе палеозоя и юры – обломочные породы. Это соответствует естественному соотношению преобладающих в разрезе пород, но все-таки хотелось бы знать с большей уверенностью характер изменения радиоактивности песчаников и конгломератов в докембрии. Кроме того, необходимо составить опорные разрезы и изучить их радиоактивность для районов распределения высокометаморфизованных отложений. Это, вероятно, позволило бы решить вопрос о возрастных взаимоотношениях главнейших из выделяемых ныне комплексов в пределах южной части кряжа.

Кларковые содержания радиоактивных элементов в осадочных породах

Карбонатные породы

Карбонатные породы обладают самыми низкими суммарными содержаниями РЭ из всех пород кряжа (табл.29).

Для всех известняков в целом содержание урана примерно одинаковое – от $0,1 \cdot 10^{-4}$ до $1,5 \cdot 10^{-4}$ экв.%. Отклонения от этого правила заметны только в карбонатных прослоях кординской свиты (до $1,0 \cdot 10^{-4}$ %) и метаморфизованных амфиболитизированных или слюдистых мраморах пенченгинской свиты (до $3,8 \cdot 10^{-4}$ %). Наиболее низкие содержания урана характерны для строматолитовых известняков и доломитов (обычно не более $2,0 \cdot 10^{-4}$ %) и редко достигают $0,1 \cdot 10^{-4}$. В биогенных известняках и доломитах содержания Th, K и U минимальные и соответственно не превышают $0,8 \cdot 10^{-4}$ и 0,2%. В числовых известняках и мраморах всех свит содержание Th 0,1– $3,7 \cdot 10^{-4}$ экв.%, и только в песчанистых разностях оно несколько возрастает (фиг.70). В этом отношении показательны пробы (в %) гравелитистых известняков шунтарской свиты (проба 651 – $7,5 \cdot 10^{-4}$), мергелей джурской свиты (проба 524 – $7,2 \cdot 10^{-4}$), глинистых известняков горбилокской свиты (проба 544 – $12,7 \cdot 10^{-4}$), карбонатных филлитов кординской свиты (пробы 32 и 80 – $10,7 \cdot 10^{-4}$) и $9,8 \cdot 10^{-4}$), а также биотитовых мраморов пенченгинской свиты (проба 75 – $10,5 \cdot 10^{-4}$). Совершенно очевидно, что повышение содержания тория вызвано примесью обломочного материала. Такие пробы обычно располагаются в нижних частях разрезов, в базальных горизонтах. Чистые карбонатные известняки, особенно со строматолитовымистройками, приурочены к завершающим частям разрезов и практически не содержат РЭ.



Фиг.70. Распределение радиоактивных элементов в разрезе докембра Енисейского кряжа

Таблица 29

Содержание радиоактивных элементов в карбонатных породах Енисейского края (в %)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	Эвенкийская свита Ст ³ (р. Большой Пит, приуставная часть)				Th/K·10 ⁴	U/K·10 ⁴
			U·10 ⁻⁴	Th·10 ⁻⁴	K	Th/U		
1	278-63	Известняк плитчатый	0,1	0,1	-	-	-	-
2	275-64	Известняк	1,4	3,1	0,8	2,4	3,9	1,8
		Дашкинская свита (устье р. Удерей)						
3	325-65	Известняк темно-серый	0,6	1,3	0,5	2,1	2,6	1,1
4	326-65	То же	0,3	0,4	0,02	1,3	20	15
5	332-65	Известняк в зоне нарушения	0,9	3,4	2,6	3,8	1,3	0,3
6	333-65	Известняк	0,1	0,1	0,2	1,0	0,5	0,5
		Киргитейская свита (реки Горбилок, Большой Пит, Каменка и Енисей)						
7	348-65	Доломит	0,9	0,2	0,0	0,2	-	-
8	348a-65	Известняк	1,1	0,5	0,15	4,5	3,3	7,0
9	625a-65		0,5	0,9	2,9	18	3,1	0,2
10	555-65		0,3	1,9	0,2	6,3	9,5	1,5
11	646-65	Окремненный известняк	Не обн.	0,3	Не обн.	-	-	-

Таблица 29 (продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	Уренгойская свита (реки Удерей, Каменка, Горбилок)				Th/K·10 ⁴	U/K·10 ⁴
			U·10 ⁻⁴	Th·10 ⁻⁴	K	Th/U		
12	621-65	Известняк серый	0,2	1,5	0,4	7,5	3,8	0,5
13	626-65	То же	0,6	1,4	0,2	2,3	7,0	3,0
14	627a-65	То же черный	1,0	13,1	3,9	13,1	3,4	0,3
15	629-65	Глинистый	0,2	0,2	0,4	1,0	0,5	0,5
16	644-65	Известняк	0,3	0,5	0,1	1,7	5	3
17	352-65	Фон*	-	-	-	-	-	-
18	338-65		0,5	1,0	0,6	2,0	1,7	0,9
19	123-64	Глинистый серый известняк	0,3	0,2	0,1	0,9	1,6	0,9
20	127-64	То же	0,8	1,3	0,3	1,5	4,1	2,6
21	132-64		1,6	1,5	0,5	0,9	3,0	3,2
22	338a-65	Известняк сланцевый	0,7	0,4	Не обн.	0,6	-	-
23	131-63	Известняк строматолитовый	3,3	6,3	6,7	1,9	0,9	0,5
24	653-65	То же	0,2	0,8	0,2	4,0	4,0	1,0
25	650-65	Известковая конглобация	0,5	2,7	0,7	5,4	3,9	0,7
26	651-65	Гравелистый известняк	1,5	7,5	1,1	5,0	6,8	1,4

Таблица 29 (продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴			Th · 10 ⁻⁴	К	Th/U	Th/K · 10 ⁴	U/K · 10 ⁴
			Известник	0,6	0,7					
27	623-65	Известник		0,2	0,1	0,03	-	4,0	-	-
28	552-65	Известник		0,6	3,6	0,9	6,3	4,0	0,8	3,5
29	558-65	Джурская свита (устье р. Ишимба)		1,4	7,2	1,1	5,1	6,5	1,3	
30	523-65	Известник строматолитовый	0,7	1,2	0,2	1,7	6,0			
31	524-65	Мергель		0,9	7,4	1,9	8,2	3,9	0,5	
32	641-65	Известник		0,8	3,5	0,8	4,4	4,4	1,0	
33	532-65	Лесчаный известник		0,7	Не обн.	2,4	-	-	1,5	
34	535-65	Сосновская свита (р. Большой Пит)	0,3	7,5	2,1	2,5	3,5	3,2	0,1	
35	638-65	Известник пестрый		0,9	2,9	0,9	3,2	3,2	1,0	
36	637-65	Мергели зеленые		0,1	1,7	0,1	11,8	17	17	
37	598-65	Погорюйская свита (р. Большой Пит)	0,3	7,5	2,1	2,5	3,5			
38	599-65	Сильнопзвестновый сланец		0,9	2,9	0,9	3,2	3,2	1,0	
39	537-65	Известковая конглобрекция		0,1	1,7	0,1	11,8	17	17	
		Горбилокская свита и переходы к удерейской (реки Горбилок, Удерей)								

Таблица 29 (продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Породы	U · 10 ⁻⁴			Th · 10 ⁻⁴	К	Th/U	Th/K · 10 ⁴	U/K · 10 ⁴
			Известник серый	0,3	1,4					
40	543-65	Известник песчанистый		0,3	1,4	0,8	5,7	1,8	0,3	
41	542-65	Амфибол-известковистый сланец		0,2	12,7	3,3	63,5	3,9	0,6	
42	544-65	Глинистый		1,3	1,3	0,9	2,1	3,7	0,9	
43	29-65	Кординская свита (месторождение Николаевское в верховьях р. Удерей)		1,8	3,4	0,9	2,1			
44	25-65	Черная сильнокарбонатная порода		1,9	10,7	2,6	5,5	4,2	0,7	
45	32-65	Карбонатные филлиты		1,1	9,8	1,9	8,8	5,4	0,5	
45а	30-65	Актиноплит-тремолитовый мрамор		3,7	2,2	0,1	0,6	14,6	24,6	
46	89-64	Мрамор амфиболитизированный		0,7	3,0	Не обн.	4,0			
47	90-64	Амфибол-известковистый сланец		0,8	1,5	Не обн.	1,9			
48	93-64	Амфибол-актинолитовая порода		0,8	4,5	2,05	5,6	2,2	0,4	
49	99-64	Слюдистый мраморизованный известник		0,4	2,8	0,3	7,0	9,0	1,3	
50	101-64	Мрамор		0,7	3,6	1,2	5,0	3,0	1,1	
51	71-64	То же		0,7	3,6	1,2	5,0	3,0	0,6	
52	72-64	Белореченская (аналог Пензенской) свита - Енисей в районе р. Белокопытовке								

Таблица 29 (окончание)

№ п/п	№ авторский	Породы	U · 10 ⁻⁴		Th · 10 ⁻⁴	К	Th/U	Th/K · 10 ⁴	U/K · 10 ⁴
			Th	K					
53	74-64	Тоже песчанистый	2,2	5,4	1,4	2,4	3,9	1,6	
54	75-64	" с биотитом	3,8	10,5	2,3	2,9	4,6	1,6	
55	76-64	" двуслюдянной	0,6	4,8	1,5	8,0	3,3	0,4	
Гнейсовые породы Кансского комплекса									
56	37-64	Простой мрамора	0,6	1,1	0,4	1,9	2,8	1,4	

Слово "фон" означает, что суммарное содержание трех РЭ не более 2·10⁻⁵%.

Содержание калия в известняках также обычно незначительно и не превышает долей процентов, кроме тех случаев, когда в них присутствуют примеси глинистого материала. В этом нетрудно убедиться, просмотрев названия пород в пробах с содержанием К выше 1,0% (табл. 29).

Отношения элементов друг к другу в чистых разностях пород примерно постоянны и резкие отклонения наблюдаются тоже только в тех образцах, в которых отмечается примеси глинистого материала или воздействие метаморфизма. В целом для чистых известняков кряжа можно принять следующие отношения: $Th/U = 0,5-5,0$; $Th/K = 0,5-5,0 \cdot 10^{-4}$; $U/K = 0,1-2,0 \cdot 10^4$.

Сланцы и филлиты

Кларковые содержания радиоактивных элементов в сланцах и филлитах приведены в табл. 30.

По содержанию U большинство проб может быть отнесено к одной группе ($0,6 \cdot 10^{-4} - 10,0 \cdot 10^{-4}$ экв.%). Резко возрастает содержание в "горючих" сланцах (проба 352 киргизской свиты $14 \cdot 10^{-4}$), что примерно соответствует таковым в сланцах Чаттануга Северной Америки (Турекиан и Ведеполь, 1961). Для сланцев Енисейского кряжа случай аномальный. Повыщено содержание U в трещиноватых сланцах кординской свиты (проба 54 – $14,7 \cdot 10^{-4}$ %), что вызвано, вероятно, процессами наложения. Анализ распределения содержаний U в разрезе докембрия показывает (фиг. 70) закономерное изменение его от основания серии к ее верхним частям. Близ несогласий количество U в сланцах выше, а в верхних частях разреза ниже. Кривая распределения прерывиста и отражает цикличность осадконакопления. Резкие перепады в содержаниях соответствуют периодам стратиграфических перерывов и эпохам корообразования. Такое же распределение общей радиоактивности в сланцах, вероятно, свидетельствует о том, что главный вклад в общую радиоактивность сланцев принадлежит урану.

По содержанию тория все сланцы примерно одинаковы. Концентрация данного элемента изменяется от $0,6 \cdot 10^{-4}$ до $17,7 \cdot 10^{-4}$ экв.%. В распределении Th никакой шиклности выявить не удалось: ее, вероятно, просто нет, и все глинистые минералы, входящие в состав сланцев, содержат одинаковое количество тория.

Содержание калия изменяется в сланцах практически от нуля до 4,0%. Размах значений содержания калия в сланцах одной и той же свиты весьма значителен. Наиболее высокие значения зафиксированы в сланцах кординской свиты, в которой преобладают филлиты. Наиболее просто было бы объяснить этот факт наложением калиевого метасоматоза и появлением слюд в филлитах. Но дело осложняется тем, что в подстилающих кварц-хлоритовых и двуслюдянных сланцах пенченгинской свиты содержание калия ни в одной пробе не превышает 1,0%. Между тем пенченгинские сланцы прорваны гранитоидами, с которыми можно связать метаморфизм, а кординские сланцы залегают выше пенченгинских в том же разрезе. Если все же считать причиной обогащения калием кординских сланцев метаморфизм, то придется объяс-

Таблица 30

Содержание радиоактивных элементов в докембрийских сланцах Енисейского края (в %)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴	Th · 10 ⁻⁴	K	Th/U	Th/K · 10 ⁴	U/K · 10 ⁴
Дашкинская свита (устье р. Удерей)								
1	340-65	Сланец известковистый	2,6	11,8	3,8	4,4	3,0	0,7
2	340a-65	Темный полосчатый сланец	2,6	11,8	3,8	4,46	3,0	0,7
Нижнеандарская свита (устье р. Ишимбай)								
3	328-65	Зеленый лептохлоритовый сланец	4,4	19,5	0,8	4,4	24,3	5,5
Киргитецкая серия (реки Енисей, Горбилок, Большой Пит, Каменка)								
4	346-64	Сланец черный известковистый	2,6	0,6	0,3	0,3	2,0	8,7
5	348-64	То же	1,4	2,3	0,3	1,7	8,2	4,9
6	553-65		4,2	9,6	2,6	2,2	3,6	1,6
7	616-65	Сланец	6,0	17,7	3,8	3,0	4,7	1,6
8	618-65	Сланец с пиритом	0,9	10,3	0,6	11,7	27,3	1,4
9	647-65	Черный сланец с пиритом	2,9	16,1	3,0	5,6	5,4	0,9
10	645-65	Полосчатый сланец	1,4	7,8	1,8	5,5	4,7	0,8
11	622-65	Слоеный	1,8	11,5	1,8	6,4	6,4	1,0
12	627-65	Грифельный	1,0	13,1	3,9	13,1	3,4	0,2

Таблица 30 (продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴	Th · 10 ⁻⁴	K	Th/U	Th/K · 10 ⁴	U/K · 10 ⁴
13	354-65	Серый сланец	3,0	13,1	3,4	4,4	4,0	0,9
14	352-64	"Торючий" сланец	14,0	3,8	Не обн.	2,7	-	-
Шунтарская свита (реки Удерей, Каменка, Ангара)								
15	530-65	Сланец известковистый	10,2	2,9	0,7	0,3	0,4	14,2
16	345-65	То же	2,0	1,3	0,7	0,7	1,9	2,8
17	605-65	Черный сланец	1,7	10,8	1,8	6,3	4,1	0,9
18	606-65	То же с пиритом	1,6	5,7	0,9	3,5	6,3	1,8
19	609-65	Углистый сланец	2,2	11,8	2,8	5,5	4,2	0,8
20	611-65	Туффитовый	2,0	11,9	2,5	6,0	4,8	0,8
21	612-65	Полосчатый	2,6	11,5	2,8	4,4	4,1	0,9
22	342-65	То же	4,8	10,4	2,6	2,2	4,0	1,8
23	341-65		1,0	10,4	3,0	10,4	3,5	0,3
24	648-65		1,9	16,0	2,8	5,5	5,7	0,7
25	613-65		3,2	14,0	1,4	4,4	10,0	2,3
26	550-65	Сильноизвестковистый сланец	8,0	4,0	6,6	2,0	0,3	

Таблица 30 (продолжение)
Потосканская свита (реки Потоскуй, Ангара, Удерей, Горбилок, Большой Пит, Енисей)

Таблица 30 (продолжение)

$\#$ п/п	$\#$ автор- ский	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$	$U/K \cdot 10^4$
27	610-65	Черный тонкополосчатый сланец	2,5	13,0	0,1	5,3	93,0	25,0
28	347-65	То же	2,8	15,1	2,4	5,7	6,3	1,1
29	559-65	"	2,3	11,1	3,6	4,8	3,1	0,6
30	551-65	"	1,0	7,0	3,1	7,0	2,3	0,3
31	630-65	"	1,7	13,0	2,0	7,7	6,5	0,9
32	354-65	"	3,0	13,3	3,4	4,0	4,0	1,1
33	640-65	"	2,9	16,8	2,2	5,7	7,8	1,3
34	553-65	Черный тонкополосчатый сланец с циртом	4,2	9,6	2,6	2,2	3,6	1,9
35	531-65	Слюдистый сланец	1,3	10,6	1,6	8,2	6,6	0,8
36	355-64	Черный графитистый филлит	4,5	9,2	2,9	2,1	3,2	2,1
		Погорюйская свита (реки Каменка, Ангара, Большой Пит)						
37	517-65	Сланец филлитовидный	1,6	9,7	2,0	6,1	4,9	0,8
38	518-65	То же	3,4	15,7	3,6	4,6	4,4	0,9
39	522-65	"	3,0	17,6	1,4	5,9	12,5	2,1
40	521-65	"	3,0	16,5	2,5	5,5	6,6	1,2
41	510-65	Полосчатый сланец	2,9	17,0	3,0	5,9	5,7	0,9

Таблица 30 (продолжение)

$\#$ п/п	$\#$ автор- ский	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$	$U/K \cdot 10^4$
42	601-65	Филлит	2,9	11,8	2,8	4,1	4,2	1,0
43	547-65	"	4,5	10,5	3,0	2,3	3,5	1,5
44	548-65	с пиритом	2,7	11,7	3,3	4,3	3,5	0,8
		Удерейская свита (Енисей близ дер. Подериново)						
45	66-64	Серицитовый филлит	1,5	17,0	2,4	11,3	7,1	0,6
46	70-64	Гранатовый филлит	3,8	12,9	2,0	3,4	6,4	1,9
47	77-64	Филлит	2,5	12,0	2,9	4,8	4,1	0,9
48	78-64	"	4,5	13,0	2,6	2,9	5,0	1,7
49	235-64	Хлорит-серицитовый филлит	2,5	13,5	3,3	5,4	4,1	0,8
50	236-64	То же	$1 \cdot 10^{-5}$	1,0	Не обн.	-	-	-
51	237-64	"	1,0	12,0	2,1	12,0	5,7	0,4
52	325-64	"	1,0	6,8	0,7	6,8	9,8	1,4
53	326-64	"	1,8	12,0	1,3	6,7	9,3	1,4
54	327-64	"	2,1	14,7	2,9	7,0	5,1	0,7
		Обнажения по рекам Удерей и Большой Пит.						
55	545-65	Филлитовидный сланец						

Таблица 30 (продолжение)

$\#$	№ автор- ский	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	K	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$	$U/K \cdot 10^4$
56	564-65	То же	2,5	9,5	2,5	3,8	3,8	1,0
57	568-65		2,5	15,0	3,3	6,0	4,6	0,8
58	693-65		2,8	13,2	3,1	4,6	4,2	0,9
59	635-65		5,4	10,6	2,6	2,0	4,1	2,1
60	510-65		2,9	17,0	3,0	5,9	5,6	0,9
61	563-65	Алевролитовый сланец	2,0	15,7	2,8	7,8	5,7	0,7
62	511-65		1,8	13,7	3,4	7,5	4,1	0,5
63	538-65	Филлитовидный	1,7	14,6	3,0	8,6	4,9	0,6
64	539-65		2,5	14,5	2,7	5,6	5,4	0,9
Горбилокская свита и переходная часть к Удерейской (реки Удерей, Горбок, Большой Пыт)								
65	632-65	Полосчатый сланец	2,6	14,6	3,4	5,4	4,3	0,7
66	631-65	Филлитовидный	1,7	13,3	2,2	5,0	6,2	0,8
67	536-65		2,7	13,6	3,4	5,1	4,0	0,8
68	540-65	"Мыльные сланцы"	2,3	10,4	3,2	4,5	3,3	0,7
69	542-65	Черный филлитовидный сланец	2,4	14,4	3,1	6,0	4,7	0,7
70	509-65	Зеленоватый филлит	2,6	15,2	4,1	5,9	3,7	0,6

Таблица 30 (продолжение)

$\#$	№ автор- ский	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	K	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$	$U/K \cdot 10^4$
71	603-65	Зеленоватый филлит	2,7	11,7	3,2	4,5	3,7	0,8
72	607-65	То же	4,9	12,0	2,3	2,6	5,2	2,1
73	608-65		2,4	10,4	2,6	4,4	4,0	0,9
Кординская свита (скв. 113 Герфедского рудного поля)								
74	18-65	Филлит почти черный выветрившийся	6,7	10,6	3,3	1,6	3,2	2,0
75	19-65	То же, пиритизированный	5,0	7,7	2,3	1,6	3,4	2,2
76	20-65	, более свежий	4,2	14,3	4,0	3,4	3,6	4,1
77	21-65	Филлит	5,1	9,0	3,1	1,8	2,8	1,6
78	22-65	То же, пиритизированный	5,0	12,5	3,4	2,5	3,7	1,4
79	24-65	Простой светло-серого алевролита	4,8	7,2	2,3	1,5	3,1	2,1
80	27-65	Филлит с прослойми гравелита	5,9	12,0	3,6	2,1	3,3	1,6
81	28-65	с пиритом и пирротином	7,0	11,0	3,2	1,6	3,4	2,2
82	30-65	Филлит	5,8	9,9	2,9	1,7	3,4	2,0
83	31-65		7,5	11,5	3,9	1,5	3,0	1,9

Таблица 30 (продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴	Th · 10 ⁻⁴	К	Th/U	Th/K · 10 ⁴	U/K · 10 ⁴
			Скв. 35					
84	37-65	Коря выветривания филлитов, рыхлые глинистые суглинки бурого и малинового цвета	2,6	8,4	4,1	3,2	2,1	0,6
85	38-65	То же	2,1	6,4	3,7	3,1	1,8	0,6
86	39-65	Филлит трещиноватый, лимонитизированный	2,6	3,7	1,0	1,4	3,7	2,6
87	40-65	То же	4,5	5,3	0,8	1,2	7,0	6,0
88	41-65	Сильно выветрившийся филлит	3,2	5,0	0,4	1,6	12,5	8,0
89	43-65	Ярко-малиновый кирличный выветрившийся филлит	3,8	7,4	2,8	2,0	2,6	1,3
90	44-65	Ярко-желтый выветрившийся филлит	2,0	11,0	4,6	5,7	2,4	0,4
91	45-65	Тот же филлит, местами сохранились сульфиды	1,9	11,0	4,6	5,8	2,4	0,4
92	46-65	Снова сильно выветрившийся (до состояния глины) филлит	2,0	6,9	1,0	3,5	6,8	1,9
93	47-65	То же	2,0	13,8	2,6	6,9	5,3	0,8
94	48-65		3,3	8,4	3,8	2,5	2,5	0,9

Таблица 30 (продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴	Th · 10 ⁻⁴	К	Th/U	Th/K · 10 ⁴	U/K · 10 ⁴
			Снова сильно выветрившийся (до состояния глины) филлит					
95	49-65	То же	11,8	12,3	4,5	1,1	2,7	2,6
96	50-65	То же	18,6	7,4	2,2	0,4	3,4	8,4
97	51-65	"	1,9	7,4	2,8	3,9	2,6	0,7
98	52-65	"						
99	53-65	Трещиноватый филлит с охрами по трещинам	3,1	9,9	3,9	3,2	2,5	0,8
100	54-65	Площадчатый черный филлит трещиноватый	14,7	2,3	0,4	0,2	62,5	41,0
101	55-65	То же с реликтами сульфидов и карбонатов	11,0	9,0	3,1	0,8	2,9	3,5
102	56-65	То же	9,9	9,9	2,6	1,0	3,7	3,8
103	57-65	То же, но более свежий	10,0	9,7	2,7	1,0	3,6	3,7
104	58-65	То же	3,7	8,7	2,7	3,2	3,2	1,3
105	59-65	"	3,9	5,4	1,4	1,4	3,9	2,8
106	59a-65	, сохранены карбонаты	3,9	8,4	2,8	2,2	3,0	1,4
107	60-65		4,6	10,1	3,0	2,2	3,3	1,5
108	60-65	То же, еще более свежий	5,5	9,2	3,3	1,7	2,8	1,6

Таблица 30 (окончание)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴		Th · 10 ⁻⁴	K	Th/U	Th/K ¹⁰ ⁻⁴	U/K ¹⁰ ⁻⁴
			Th	K					
109	573-65	Филлитовидный сланец	2,7	15,4	2,9	5,7	5,3	0,9	
110	508-65	Землисто-серый филлит	4,1	17,8	2,5	4,3	7,2	1,6	
111	503-65	Черный филлит	4,3	16,0	3,5	3,7	4,6	1,2	
112	92-65	Филлит	0,6	3,5	1,3	5,9	2,7	0,5	
113	33-65	Пенченгинская свита (в районе села Партизанское, скв. 113)							
		Зеленовато-серый хлоритовый сланец	0,9	12,7	1,2	13,7	10,1	0,7	
114	34-65	То же	0,4	Не обн.	0,8	—	—	—	0,5
115	66-65	Кварц-хлоритовый сланец	0,4	0,3	Не обн.	0,8	—	—	—
116	36-65	Биотит-хлоритовый сланец с пиритом	0,8	2,4	0,0	2,9	—	—	—
117	62-65	Кварц-хлоритовый сланец	0,2	0,8	1,2	4,2	0,7	0,2	
118	36-65	То же	0,2	2,8	1,0	13,4	3,0	0,2	
119	75-65	" , скв.45	0,8	2,9	0,7	3,4	3,9	1,1	
120	81-65	Хлоритовый сланец из зоны нарушения	0,0	4,0	0,7	—	5,5	—	—
121	82-62	Хлоритовый сланец	0,8	10,3	1,7	13,7	6,1	0,5	
122	84-63	То же с прожилками кварца	Не обн.	1,3	0,9	—	1,4	—	—
123	85-63	Филлитовый сланец с пиритом	0,9	8,3	0,9	9,2	9,2	1,0	

чить, почему фронт резкой смены калиевого метасоматоза точно совпал с зоной стратиграфического несогласия. Правда, по-видимому, предположить, что различная калиенность сланцев обусловлена первичными процессами, происходившими во время осадконакопления.

Любопытно отметить, что содержания K и U взаимно связаны (фиг.71). Для построения диаграммы не использованы пробы 352 (киргитей), 54, 55, 56 и 57 (кординская свита). Первая соответствует "горючим" сланцам, а остальные характеризуют карбонатизированные трещиноватые породы, в которых содержание урана могло быть изменено. Этот график указывает на прямую пропорциональную связь между указанными элементами и подтверждает выводы Бирса и Гудмана (Beers, Goodman, 1944). В породах тунгусикской серии наблюдается обратная картина: повышенные значения характерны для верхних частей разреза. Однако здесь во всех породах отмечаются повышенные содержания карбонатов и количество сланцевых составляющих точно не проверялось.

Отношение урана к торию тем выше, чем ближе к базальным горизонтам располагается порода. Иными словами, это отношение можно использовать как некий стратиграфический критерий, позволяющий оценивать возможность обнаружения зон несогласий. В латеральном направлении этот показатель, вероятно, можно использовать для суждения о положении береговой линии при измерениях РЭ в однородных по внешнему виду сланцевых толщах.

Грубообломочные породы

Песчаники и конгломераты в докембрийских породах встречаются редко и широко развиты только начиная с венда (лопатинская свита и ее аналоги). Напомним, что олигомиктовые породы встречаются главным образом в низах сухопитской серии, а полимиктовые – в осяянской, чивидинской свитах и их возрастных аналогах, а также в палеозойских, мезозойских и современных отложениях. По содержаниям РЭ в песчаниках, гравелитах и конгломератах (табл.31) этот рубеж фиксируется исключительно отчетливо.

Практически не содержат урана песчаники и кварциты кординской и удерейской свит, так же как тория и калия, что отражает их образование за счет химически выветрившихся продуктов древней коры выветривания. Вероятно, выщелачивание урана и калия при выветривании было особенно полным в раннем докембре и на рубеже с археем. Вверх по разрезу сухопитской серии содержание урана в обломочных породах постепенно возрастает и в алевролитах потоскской свиты в отдельных пробах достигает $10,0 \cdot 10^{-4}$ экв.%. Породы нижнеангарской свиты содержат U до $7,2 \cdot 10^{-4}$ % несмотря на низкую общую радиоактивность. Мы уже отмечали, что низкая радиоактивность обусловлена, вероятно, большей плотностью пород и вызвана самоэкранированием породы. Начиная с нижнего кембра в направлении к северным отложениям, содержание урана в конгломератах и песчаниках постепенно возрастает до $2,6 \cdot 10^{-4}$ % в современных осадках. В пробе девонских красноцветных гравелитов количество U равно $5,9 \cdot 10^{-4}$ %.

Таблица 31

Содержание радиоактивных элементов в обломочных породах Енисейского кряжа (в %)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	Древнечетвертичные отложения (р. Большой Пит, дп. Питский)				Th/U	Th/K•10 ⁻⁴	U/K•10 ⁻⁴
			U•10 ⁻⁴	Th•10 ⁻⁴	K	Th/U			
Лёсс									
1	590-65	Лёсс	2,0	11,7	2,1	5,8	5,5	5,5	1,0
2	591-65	Торф	Фон	2,5	11,5	2,3	5,2	5,1	1,1
3	592-65	Синяя глина							
4	593-65	Гравелит слабо сцементирован	1,2	7,7	1,7	6,5	4,5	0,6	
5	594-65	Галечник-конгломерат	1,9	6,5	3,9	3,5	1,7	0,5	
Кирнаевская свита (карьер у с. Раздолычное)									
6	567-64	Галечники	1,0	2,8	1,3	2,8	2,1	0,8	
7	568-64	Пески	0,9	1,8	1,8	2,0	1,0	0,5	
8	569-64	Линзовидноволнистые пески	1,0	3,9	2,4	3,9	1,6	0,4	
9	570-64	Косослоистые пески	1,6	4,6	1,7	2,9	2,7	0,9	
Юрские отложения (с. Кубеково)									
10	576-64	Сцементированный светлый песчаник	1,4	6,1	2,1	4,4	2,9	0,7	
11	575-64	Сидеритизированная древесина	1,2	0,2	Не обн.	0,2	-	-	

Таблица 31 (продолжение)

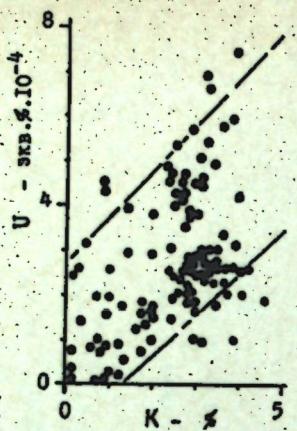
№ п/п	№ автор- ский	Порода	Древне четвертичные отложения (р. Кан)				Th/U	Th/K•10 ⁻⁴	U/K•10 ⁻⁴
			U•10 ⁻⁴	Th•10 ⁻⁴	K	Th/U			
Косослоистый песок, слабо сцементирован с "караявым" песчаников									
12	573-64		0,5	2,1	0,8	4,2	2,6	0,6	
13	572-64	Песок серый	1,2	7,1	2,1	5,9	3,4	0,6	
14	571-64	Уголь (почти сланец)	0,5	1,7	0,1	3,4	17,0	5,0	
15	592-64	Красноцветные песчаники	5,9	13,3	6,3	2,2	2,1	0,9	
Кембрийские красноцветы приуставьных частей р.Б.Пит									
16	282-63	Гальки из мелкогалечных конгломератов	1,2	3,0	1,0	2,5	3,0	1,2	
17	281-63	Красный алевролит	0,9	3,4	1,9	3,8	1,8	0,9	
18	280-63	Светлый зеленовато-серый алевролит	0,6	1,5	1,1	2,5	1,4	0,5	
19	279-63	Песчаник красноцветистый красноцветный	0,9	1,7	1,2	1,9	1,4	0,8	
20	273-63	Белый бесслоистый песчаник	0,4	1,7	0,3	4,2	5,7	1,3	
21	272-64	Красноцветный песчаник	0,6	4,1	2,9	6,8	1,4	0,2	
22	271-64	Тонкоплитчатый сильно рассланцованный песчаник с подошвами псевдоморфоз глин по соли	0,5	4,4	2,3	3,8	1,9	0,2	

Таблица 31 (продолжение)

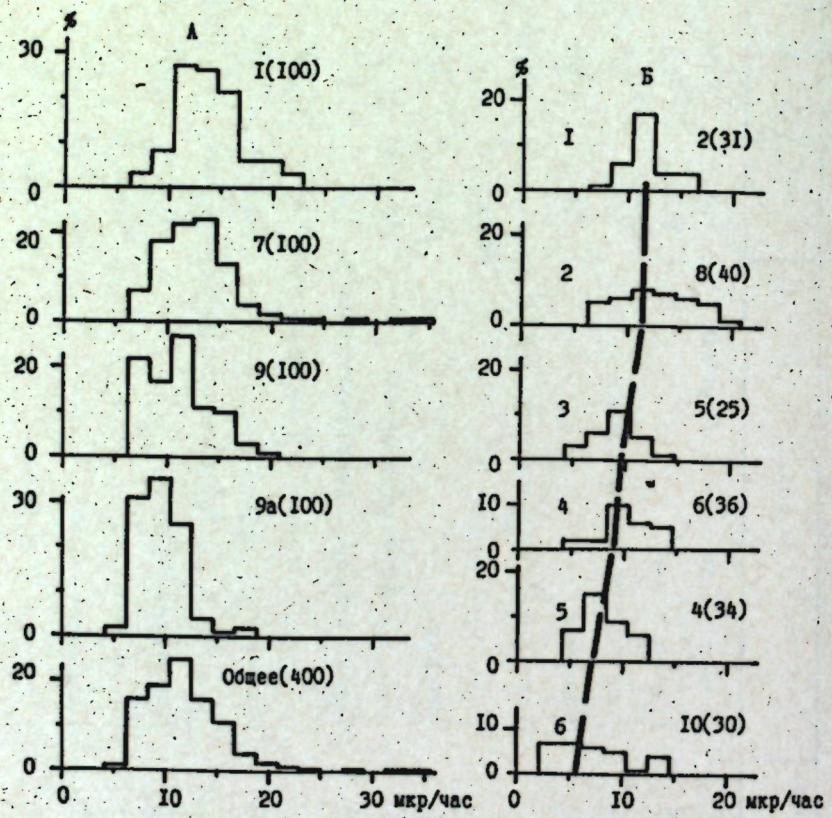
№ п/п	№ автор- ский	Породы		$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$	$U/K \cdot 10^4$
		Породы	Мощаковская свита (скла Гребень на Ангаре)						
23	368-65	Красноцветный песчаник	0,6	2,6	1,8	4,3	1,4	0,3	
24	369a-65	Медистый алевролит	4,0	12,1	3,3	3,0	3,7	1,2	
25	525-65	Кварцит с зернами гематита	1,6	3,8	0,1	2,4	38,0	16,0	
26	335-65	Песчаник галечный	Фон	5,2	10,5	0,6	2,0	16,7	8,3
27	527-65	Гематитовая руда	7,1	10,8	1,9	1,5	5,7	3,8	
28	526-65	То же							
29	528-65	Зеленый сланец		4,4	19,5	0,8	4,4	24,3	5,5
		Потоскайская свита (Енисей, Большой Пит)							
30	534-65	Кварцит		0,2	2,4	0,3	12,0	8,0	0,7
31	549-65	Будниэрированный окварцированный песчаник		1,6	6,3	1,0	3,9	6,3	1,6
32	357-64	Алевролит, светлый		1,9	8,0	0,3	4,2	26,7	6,3
33	356-64	Кварцевый алевролит		9,8	10,1	1,7	1,0	6,0	5,8
		Сосновская свита (обнажения по Большому Питу)							
34	639-65	Зеленый глинистый сланец		3,5	17,3	4,6	5,0	3,7	0,8

Таблица 31 (окончание)

№ п/п	№ автор- ский	Порода		$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$	$U/K \cdot 10^4$
		Порода	Усть-Питская точка, мергель						
35	260-63	Усть-Питская точка, мергель	1,3	6,0	1,9	5,0	2,2	0,8	
36	259-63	Туфопесчаник	2,4	8,8	2,0	3,7	4,4	1,2	
37	258-63	Песчаник гравелистый	2,9	6,8	0,8	2,3	8,5	3,6	
38	257-63	Песчаник	4,1	13,4	1,8	3,3	7,5	2,3	
		Погорюйская свита (обнажения по рекам Каменка, Ангара, Большой Пит)							
39	602-65	Кварцит		0,3	2,4	0,7	8,0	3,4	0,4
40	518-65	" пиритизированный		Не обн.	1,0	Не обн.	-	-	-
41	520-65	Серый кварцит, пиритизированный	1,5	10,9	2,4	7,3	4,5	0,6	
		Удерейская свита (р. Удерей)							
42	570-65	Кварцит		Не обн.	2,2	0,1	-	1,1	-
		Кординская свита (скв. 35, Герффедское поле)							
43	67-65	Кварцевая "жила"		0,1	0,1	Не обн.	1,0	-	-
44	68-65	Кварцит		Фон	0,7	0,1	-	-	-
45	69-65	Кварцит		Фон	1,2	0,2	-	5,0	-
46	70-65	"			1,2	0,2	-	-	-
47	91-65	Кварцевые глыбы "магистральной жилы"		0,3	0,0	-	5,3	-	-
48	501-65	Кварцит		Фон	-	-	-	-	-



Фиг.71. Зависимость содержания урана и калия в докембрийских сланцах кряжа



Фиг.72. Радиоактивность сиенитов дивногорской интрузии (А) и прерывающих ее даек (Б)

1 - биотитовый сиенит-порфир; 2 - сиенит-порфир; 3 - эпидотизированный порфир; 4 - диабазовый порфирит; 5 - плагиоклазовый порфирит; 6 - диабаз. Пунктиром показано общее снижение радиоактивности с повышением основности дайковых пород. Все пробы 1965 г.

Таблица 32

№ п/п	№ авторский	Порода	Весинская толща (Енисей ниже Казачинских порогов)			
			U·10 ⁻⁴	Th·10 ⁻⁴	K	Th/U
1	64-64	Очковый биотитовый гнейс	1,9	21,4	4,5	10,9
2	65-64	Амфиболитовый гнейс	1,4	8,8	3,8	6,0
Гнейсы южной части Енисейского кряжа (район Казачинских порогов)						
3	55-64	Пироксен-плагиоклазовый гнейс (чарнокиты)	2,0	Не обн.	1,7	-
4	58-64	То же	0,68	1,4	1,5	2,1
5	59-64	“ с гранатами	—	11,5	1,4	—
6	228-64	Пироксен-биотитовый гнейс	2,3	15,4	2,4	6,7
7	227-64	То же	4,8	35,0	3,8	7,3
8	229-64	Пироксен-гранатовый гнейс	2,4	1,2	0,5	2,5
9	230-64	Пироксен-плагиоклаз-биотит-гранатовый гнейс	5,7	23,0	0,4	4,0
10	231-64	То же	1,1	31,0	1,2	28,2
11	232-64	Гранатовый гранулит	0,4	4,0	1,5	11,2
12	233-64	Гранатовый с кварцем гнейс	0,8	24,4	2,4	29,4

№ п/п	№ авторский	Порода	Канская метаморфическая комплекс (в %)			
			U·10 ⁻⁴	Th·10 ⁻⁴	K	Th/U
1	64-64	Очковый биотитовый гнейс	1,9	21,4	4,5	10,9
2	65-64	Амфиболитовый гнейс	1,4	8,8	3,8	6,0
Гнейсы южной части Енисейского кряжа (район Казачинских порогов)						
3	55-64	Пироксен-плагиоклазовый гнейс (чарнокиты)	2,0	Не обн.	1,7	-
4	58-64	То же	0,68	1,4	1,5	2,1
5	59-64	“ с гранатами	—	11,5	1,4	—
6	228-64	Пироксен-биотитовый гнейс	2,3	15,4	2,4	6,7
7	227-64	То же	4,8	35,0	3,8	7,3
8	229-64	Пироксен-гранатовый гнейс	2,4	1,2	0,5	2,5
9	230-64	Пироксен-плагиоклаз-биотит-гранатовый гнейс	5,7	23,0	0,4	4,0
10	231-64	То же	1,1	31,0	1,2	28,2
11	232-64	Гранатовый гранулит	0,4	4,0	1,5	11,2
12	233-64	Гранатовый с кварцем гнейс	0,8	24,4	2,4	29,4

Таблица 32 (продолжение)

$\#$ п/п	$\#$ автор- ский	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$
Атамановская толща (обнажения по Енисею)							
13	39-64	Амфиболит	2,5	10,6	3,1	4,0	3,4
14	38-64	Кварц-биотитовый гнейс	2,5	28,5	2,9	11,4	10,0
15	42-64	То же	1,4	18,1	2,7	12,9	6,7
16	203-64	Пироксеновый гнейс	0,6	Не обн.	0,0	-	-
17	207-54	То же	Фон				13,9
18	210-64	"	Не обн.	0,2	0,1	-	2,0
19	44-84	Гранат-пироксеновый гнейс	4,7	13,8	0,4	2,9	34,6
Р. Кан близ с. Усть-Казачье							
20	593-64	Гранатовый гнейс	1,4	16,2	1,4	11,5	11,6
21	1-64	Кварц-полевошпатовый с мусковитом гнейс	0,5	0,8	0,4	1,6	1,9
Кузеевская толща (Енисей близ Пос. Предвинск)							
22	28-64	Пироксен-полевошпатовый гнейс	0,3	2,0	Не обн.	6,6	-
23	212-64	Пироксеновый гнейс	1,1	0,9	0,02	0,8	45,0
24	215-64	Биотитовый	2,0	21,2	2,2	10,6	9,6
25	214-64	Кварц-полевошпатовый	1,6	22,4	1,8	14,0	12,4
26	216-64	То же	2,8	17,8	3,1	6,4	5,8

Таблица 32 (окончание)

N ^o n/p	N ^o автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴	Th · 10 ⁻⁴	K	Th/U	Th/K · 10 ⁴
27	219-64	Кварц-полевошпатовый гнейс	1,9	21,8	3,8	11,5	5,8
28	222-64	То же	Не обн.	14,0	0,77	-	20,0
29	224-64		3,3	30,5	4,1	9,4	7,4
30	31-64	Кварц-пироксеновый гнейс	1,6	4,1	1,2	2,6	3,4
31	27-64	То же	1,1	1,5	0,9	1,4	1,6
32	30-64	Амфиболовый сланец выветрив- шийся					1,2
		Фон					
		Обнаружения по Енисею близ устья ключа Шивера					
33	8-64	Биотит-плагиоклазовый гнейс	0,4	5,6	1,8	13,9	3,1
34	9-64	Амфиболит	0,3	2,4	0,4	8,7	6,2
35	10-64	Аплитовидный гнейс	1,0	9,3	0,9	9,5	10,1
36	13-64	Пироксен-амфиболовые тонко- кристаллические сланцы	0,3	0,3	0,2	1,0	1,5
37	16-64	То же	0,4	2,6	0,2	6,8	14,4
38	17-64		0,2	0,8	0,2	4,0	4,0
39	14-64	Пироксеновый пестрый гнейс	0,2	2,1	0,0	13,6	69,0

Содержание тория примерно одинаково во всех породах, кроме железистых пород нижнеангарской свиты ($7,0 \cdot 10^{-4} \%$) и базальных горизонтов сухопитской серии ($0,1 \cdot 10^{-4} \%$).

По незначительному содержанию калия резко выделяются породы кординской и удерейской свит, в которых калий встречается в виде следов. Во всех остальных свитах сухопитской серии его количество изменяется от 0,1 до 2,4%. Породы осянинской серии, палеозоя и мезо-кайнозоя содержат заметно больше K ($0,2\text{--}3,8\%$ и более).

Отношение урана к калию закономерно изменяется от основания сухопитской серии к ее верхним частям. В потоскайской серии этот показатель изменяется от 0,8 до 6,4, а в погорюйской – от 0,4 до 0,6. Это отношение в обломочных породах также может служить своеобразным индикатором предшествующего корообразования. Интересно, что гематитовые руды нижнеангарской серии и медистые алевролиты довольно четко фиксируются по резкому увеличению содержания: первые – урана и тория, а вторые – тория и калия.

Породы Кансского метаморфического комплекса

Содержание РЭ в гнейсах, кристаллических сланцах и амфиболитах канского метаморфического комплекса крайне неравномерно (табл.32) и так же как в интрузивных породах, обнаруживает связь с минеральным составом пород.

Практически не содержат урана пироксен-плагиоклазовые с гранатами гнейсы. Максимальные количества урана характерны для биотит-содержащих разностей гнейсов. Судя по распределению урана в породах, минералы гнейсов и амфиболитов могут быть распределены в следующем порядке от минимальных к максимальным: амфибол, пироксен, гранаты, кварц, плагиоклаз, калиевые полевые шпаты, слюды. По содержанию тория те же минералы можно расположить в таком порядке: амфиболовы, плагиоклазы, пироксен, гранаты, кварц, калиевые полевые шпаты, биотит. Для калия этот ряд представляется в следующем виде: пироксен, гранаты, амфиболовы, кварц, плагиоклазы, слюды, калиевые полевые шпаты. Взаимные сочетания всех перечисленных минералов и примеси аксессорных обеспечивают большое разнообразие разновидностей пород и отношений РЭ друг к другу.

В целом для толщ закономерных изменений в содержаниях РЭ подметить не удается, кроме того, что количество калия наиболее высокое для веснинской толщи и наиболее низкое – для гнейсов из района р.Кан. По-видимому, при глубоком региональном метаморфизме калий выносится из глубоких частей литосферы в вышележащие горизонты, тогда как торий и, возможно, уран удерживаются. При перекристаллизации пород идет перераспределение урана и тория, их вхождение в кристаллическую решетку минералов. Этим объясняется тесная зависимость содержаний данных элементов от минерального состава кристаллических пород. Однако, как мы отмечали при анализе распределения общей радиоактивности, в составе кузнецкой толщи преобладают низкоактивные пироксен-плагиоклазовые гнейсы и чаркоиты, тогда как

атамановская толща сложена амфибол-пироксеновыми и пироксен-плагиоклаз-биотитовыми разностями, что и дает последним большую радиоактивность. Важно отметить еще одно обстоятельство. В чаркоитах общая радиоактивность пород заметно ниже, чем в любых других гнейсах. Это подтверждает их образование при наиболее глубоком региональном метаморфизме. Однако их радиоактивность намного выше, чем у любых основных и ультраосновных пород, и ближе к породам гранитоидного ряда. Думается, что это послужит дополнительным аргументом для доказательства палингенного происхождения чаркоитов в процессе метасоматоза.

Общие закономерности

Рассматривая общие закономерности в распределении РЭ в осадочных и метаморфических породах кряжа, можно отметить следующее:

1. Количество каждого из трех радиоактивных элементов обнаруживает закономерное изменение, связанное с прерывистостью осадконакопления.

2. Сравнительно постоянным оказывается содержание урана в карбонатных породах, а тория – в сланцах и филлитах.

3. После эпох интенсивного химического выветривания, после крупных стратиграфических перерывов начинают отлагаться грубообломочные породы с весьма низким содержанием урана и калия.

4. Отношения РЭ в грубообломочных породах (песчаниках, гравелитах, конгломератах) и сланцах являются как бы зеркально отраженными: если в конгломератах и песчаниках торий-урановое отношение возрастает, то в сланцах оно падает, и наоборот.

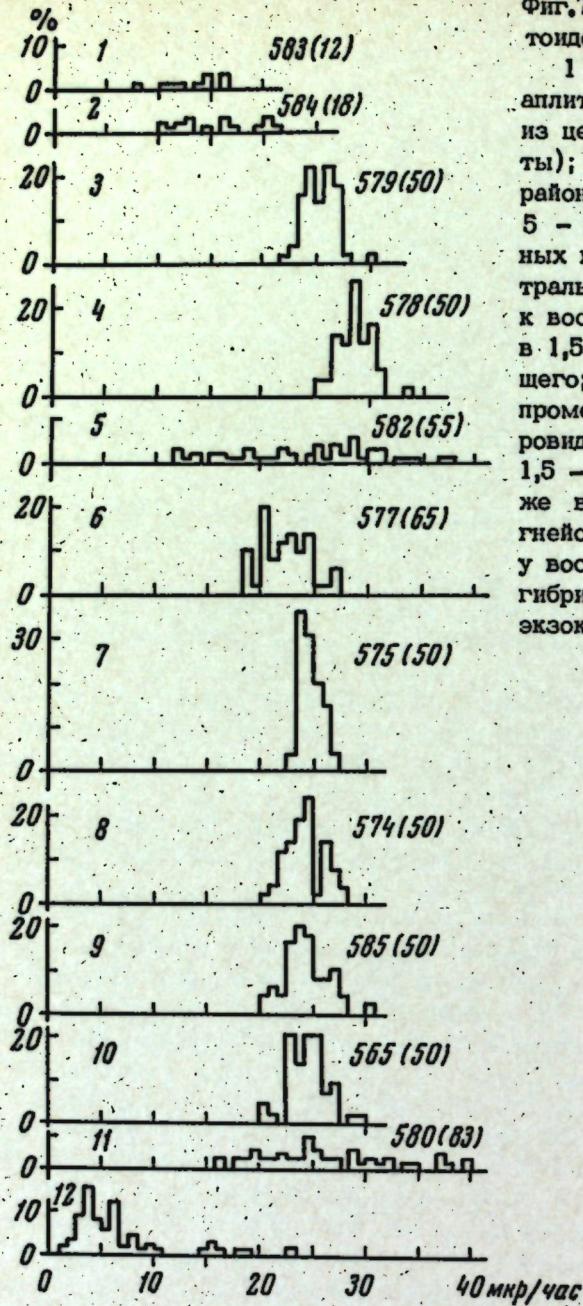
5. Th/U возрастает в направлении к базальным горизонтам и может служить геохимическим критерием для выделения зон стратиграфических несогласий и перерывов осадконакопления.

6. Карбонатные породы также отражают изменение Th/U. В базальных горизонтах карбонатные породы содержат примеси обломочных пород, что вызывает повышение этого отношения. Логически справедливо предположение о том, что этот показатель для карбонатных пород может служить индикатором положения береговой линии в бассейне осадконакопления.

7. Более детальное изучение изменения содержания РЭ в разрезе свит и серий поможет выявить более детально цикличность осадконакопления. Предварительно можно заметить, что в разрезе докембрия Енисейского кряжа намечается пять циклов осадконакопления, соответствующих тейской, сухопитской, тунгусикской, осянинской и чингасанской сериям.

8. Сравнивая гистограммы общей радиоактивности пород и кривые содержания РЭ, можно сказать, что в грубообломочных породах главный вклад в общую радиоактивность дает Th, а в сланцах U. Вклад в обоих случаях несуществен; зато он оказывается значительным в некоторых высокометаморфизованных породах.

9. В карбонатных породах, сланцах и даже конгломератах РЭ равномерно рассеяны во всей породе (в грубообломочных породах – в цементе). Вероятно, здесь уран и калий не входят в кристаллическую решетку минералов, а торий рассеян в виде мельчайших частиц-обломков



Фиг.73. Радиоактивность гранитоидов Аяхтинской интрузии
 1 - жилы кварца; 2 - жила аплита; 3 - аплитовидный гранит из центра интрузии (усть р.Аяхты); 4 - аплитовидный гранит из района Таврикульского порога; 5 - пегматиты из порфировидных гранитов; 6 - гранит из центральной части интрузии (в 2 км к востоку от порога); 7 - гранит в 1,5 км к востоку от предыдущего; 8 - порфировидный гнейсовидный гранит промежуточной зоны; 9 - порфировидный гнейсовидный гранит в 1,5 - 2,0 от контакта; 10 - то же в 0,5 км от контакта; 11 - гнейсо-граниты непосредственно у восточного эндоконтакта; 12 - гибридные породы восточного экзоконтакта. Все пробы 1965 г.

акессивных минералов. Единичные замеры радиоактивности представительны для больших масс осадочных пород. При глубоком региональном метаморфизме РЭ начинают входить в кристаллическую решетку минералов по законам кристаллохимии многокомпонентных систем. Это приводит к дисперсии содержаний РЭ и зависимости от минерального состава пород и количественных соотношений минералов.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЛАВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

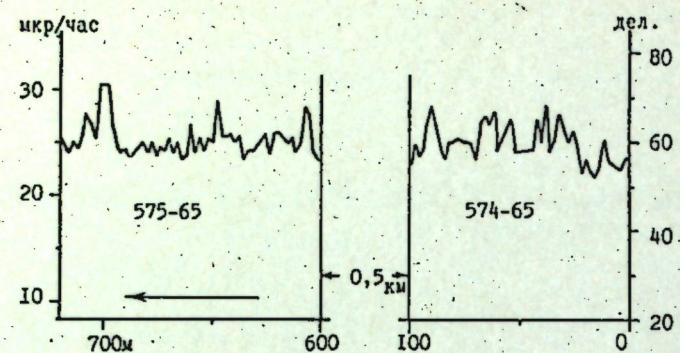
Общая радиоактивность пород

В связи с плохой обнаженностью и широким развитием кор выветривания изучение радиоактивности интрузивных пород представляет известную трудность, так как многие крупные интрузивные тела картируются только по высыпкам и закопушкам. Для определения общей радиоактивности мы старались сделать массовые измерения радиоактивности всех наиболее типичных интрузий кряжа в обнажениях, карьерах или дорожных выемках.

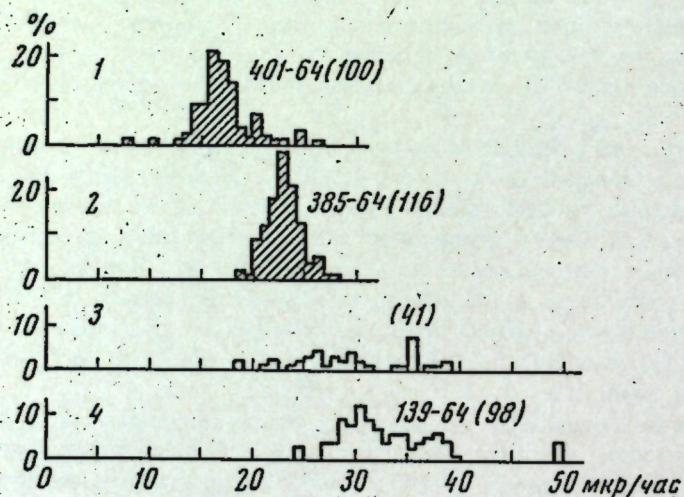
Полевые замеры обнаруживают хорошую сходимость в пределах однозадного Дивногорского интрузива, вскрытого выемкой Красноярской ГЭС. Замеры произведены в четырех точках, отстоящих одна от другой на расстояние 150-400 м и разделенных дайками разного состава. (рис.72).

Очевидно, что средняя активность сиенитов во всех четырех точках совпадает со средней по интрузиву. Это - свидетельство того, что однокомковому составу интрузивных пород соответствует одинаковая общая радиоактивность. Дайки биотитовых сиенит-порфиров и просто сиенит-порфиров имеют такую же общую радиоактивность. При увеличении основности пород их общая радиоактивность заметно падает. Некоторое увеличение активности в пробе диабазовых порфиритов связано с появлением в ее составе вкраплениников биотита. Наиболее низкая активность отмечается в диабазах.

Картина распределения радиоактивности в многофазных интрузиях гораздо сложнее, что наглядно показано на графике по Аяхтинскому интрузиву (фиг.73), отлично вскрытому береговыми отложениями р. Большой Пит. По нему произведено 528 измерений общей радиоактивности пород. Для гнейсовидных разностей в эндоконтакте интрузии характерно широкое изменение значений от 15 до 14 мкР/час, но наиболее часто встречающиеся значения активности в общем совпадают со средними по интрузиву. Чем ближе к центру интрузии, тем отчетливее проявляется пик на графике и по меньшему числу измерений можно составить верное представление о средней активности породы. Жильная серия пород и жилы кварца тоже отличаются по характеру кривой. У пегматитов кривая нечеткая, размазанная, с широким размахом значений активности, у аплитов кривая более четкая, с меньшими значениями. Минимальная радиоактивность свойственна жилам кварца. Радиоактивность



Фиг. 74. Изменение радиоактивности гранитоидов Ахтынского интрузива от контакта к центру
0 – точка контакта; стрелка указывает направление к центру интрузии. Шаг 2 м



Фиг. 75. Уменьшение общей радиоактивности гранитоидов при турмалинизации

Черное – гранитоиды; белое – граниты неизмененные; 1,3 – Стрелковского массива; 2,4 – Абалаковского массива

пород изменяется постепенно, а разброс значений радиоактивности не выходит за пределы допустимых флуктуаций при измерениях и зависит главным образом от геометрии измерений (фиг. 74).

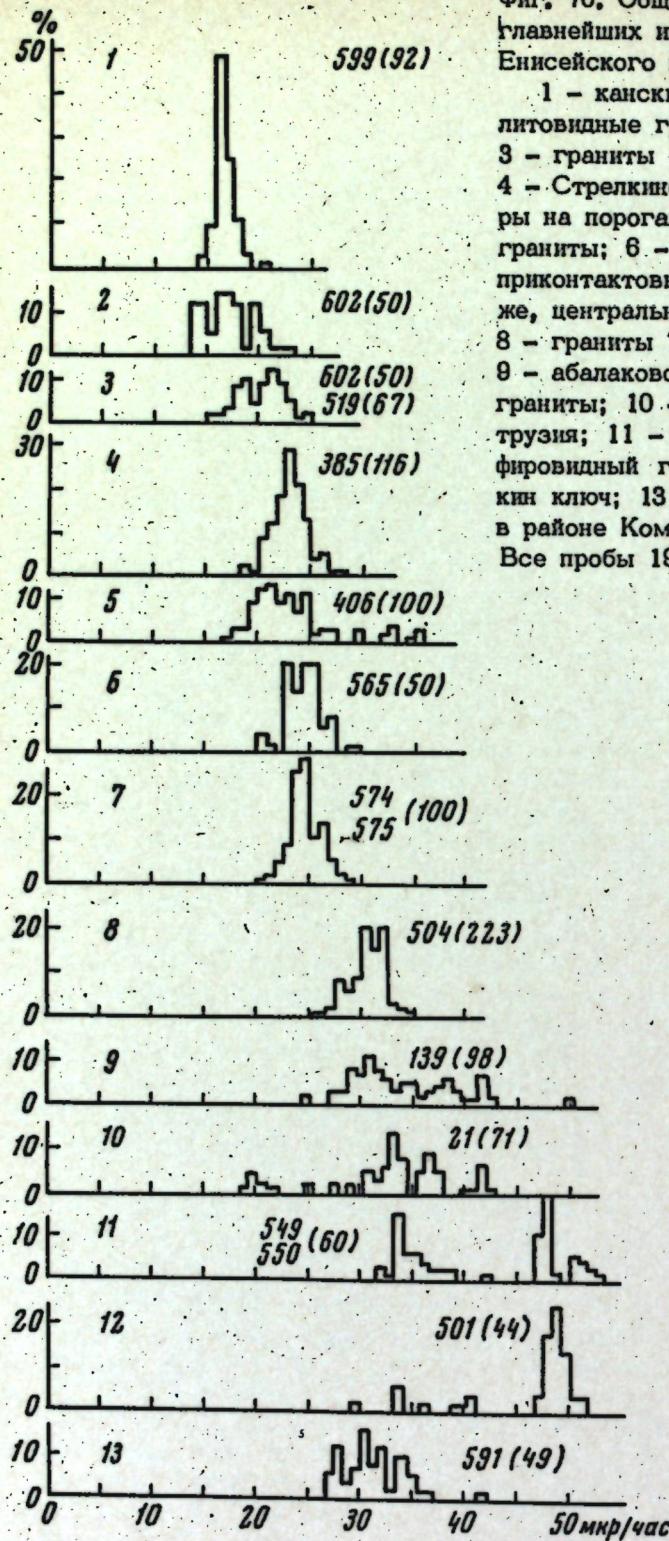
Однако общее распределение радиоактивности и характер кривых наводят на мысль о том, что каждая фаза начинается с наиболее неравновесных и высокоактивных пород и к концу становления каждой фазы радиоактивность успевает распределиться равномерно по всему объему гранита. Аplitы краевых частей новых фаз вновь становятся высокоактивными, а в их центральных частях радиоактивность заметно падает.

Интересно отметить, что при турмалинизации и окварцевании гранитоидов их общая радиоактивность заметно падает. Это явление вскрывается на гранитах различных комплексов (фиг. 75). Геологическими и минералогическими исследованиями доказано, что турмалинизация пород происходит при воздействии на них высокотемпературных гидротермальных растворов с высокими содержаниями летучих. Приведенные нами измерения доказывают, что при воздействии таких растворов на гранитоиды идет интенсивный вынос урана и калия, а содержание тория может даже увеличиться.

Изменение общей радиоактивности наиболее типичных интрузивов кряжа показано на графиках (фиг. 76). Совершенно отчетливо проявляется уменьшение общей радиоактивности от древних разгнейсовых разностей к молодым. В древних разгнейсовых гранитах значения радиоактивности изменяются в широких пределах, гистограммы как бы размазаны, а в молодых – пики отчетливые. Если в Посольненской интрузии по 71 замеру трудно определить наиболее вероятное значение средней радиоактивности, то для Канскої интрузии по такому же количеству замеров четко проявляется максимум. Иными словами, для характеристики таракских, посольненских и других разгнейсовых гранитов для выяснения средних значений радиоактивности следует производить массовые измерения, необходимые для статистической обработки. Для молодых послетайских интрузий и единичные измерения являются достаточно представительными.

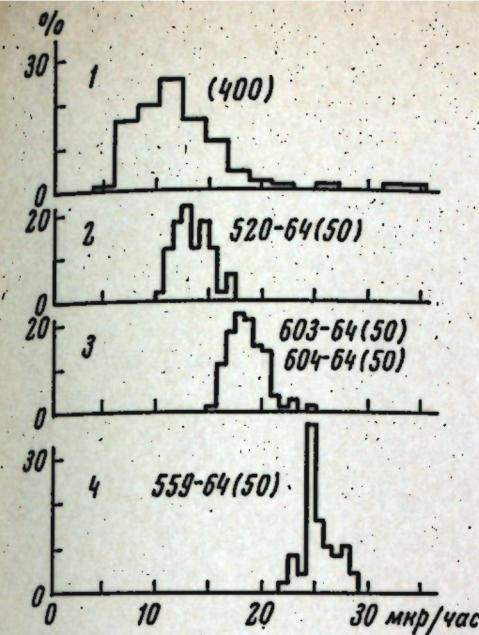
Проведя аналогию с гнейсами юга кряжа, можно утверждать, что все гранитоиды с возрастом древнее возраста Посольненского комплекса (т.е. Чистопольский, Таракский, Енисейский и Канский комплексы) претерпели интенсивный региональный метаморфизм.

Радиоактивность щелочных пород гранитного ряда минимальна для дивногорской интрузии (фиг. 77) и заметно выше в дайках спессартитов из района Шилки, а также в породах Белорусского массива и Ягодки. Если в щелочных породах гранитоидного ряда действуют те же закономерности, что и в гранитах, то логически следует вывод о том, что щелочные породы также не одновозрастны. Вероятно, они являются последними фазами каждого из гранитоидных магматических комплексов, поскольку их гистограммы обнаруживают максимальное сходство с гистограммами гранитоидов упомянутых вначале предложения. Измерений щелочных массивов ультрабазового ряда произвести не удалось, так как по ним нет коренных обнажений.



Фиг. 76. Общая радиоактивность главнейших интрузий гранитоидов Енисейского кряжа

1 - канские граниты; 2 - аплитовидные граниты канские; 3 - граниты верховьев Шилки; 4 - Стрелкинский массив (замеры на порогах); 5 - согринские граниты; 6 - Аяхтинский массив, приконтактовые разности; 7 - там же, центральная часть массива; 8 - граниты Татарского массива; 9 - абалаковские гнейсовидные граниты; 10 - Посольненская интрузия; 11 - чистопольский порфировидный гранит; 12 - Антошкин ключ; 13 - Таракский массив в районе Комаровских порогов.
Все пробы 1964 г.



Фиг. 77. Радиоактивность щелочных пород юга Енисейского кряжа

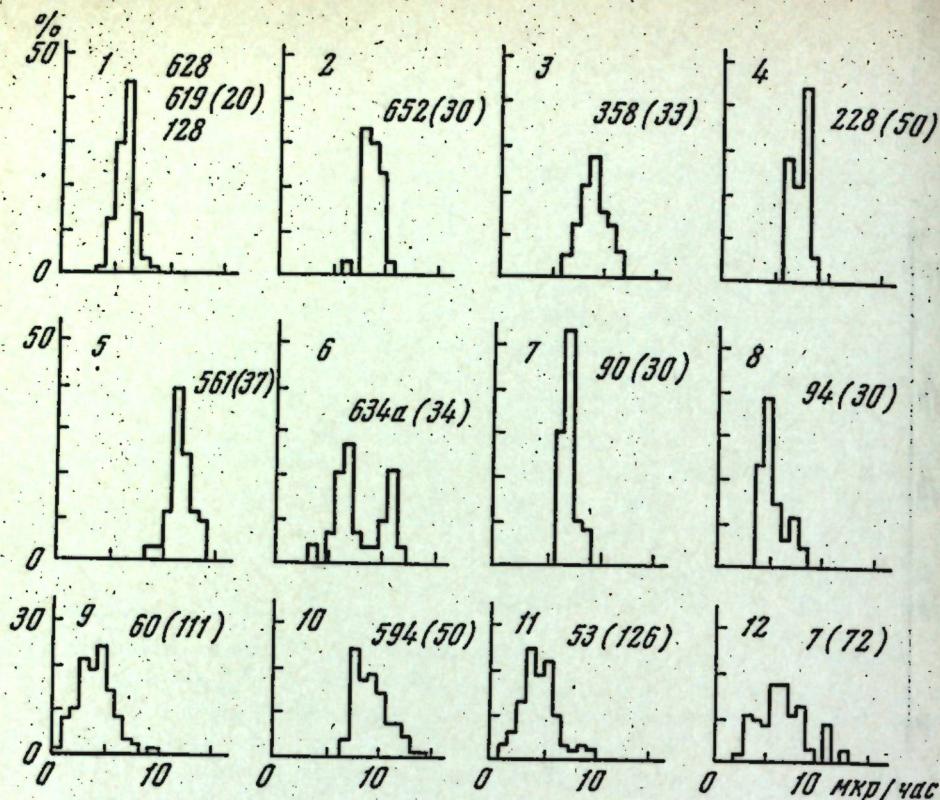
1 - Дивногорская интрузия; 2 - дайки спессартитов в верховьях Шилки; 3 - Белорусский массив; 4 - пуласкит массива Ягодка

Наиболее низкой общей радиоактивностью из всех интрузивных пород обладают дайки и пластообразные тела основного состава (фиг. 78), а их последних - ультрабазиты Кимбирского и Зимовейского комплексов. К сожалению, в нашем распоряжении не имеется измерений для траппов. В целом радиоактивность пластовых тел эфузивов низка и составляет в среднем около 5-10 мкр/час. Несколько выше радиоактивность у ортоамфиболов, представляющих собой гидротермально измененные основные эфузивы. Радиоактивность даек южной части кряжа не отличается от радиоактивности даек Заангарья. Радиоактивность всех основного состава даек не зависит, по-видимому, от состава вмещающих пород, поскольку она везде очень низкая и одинаковая.

Общие закономерности в изменении радиоактивности заключаются в уменьшении радиоактивности гранитоидов и щелочных пород параллельно с уменьшением возраста интрузивов от более ранних фаз к поздним, от свежих пород к измененным. В общем ряду интрузивных пород радиоактивность уменьшается от гранитоидов к щелочным породам, а затем к основным и ультраосновным. При гидротермальном метаморфизме основных пород их общая радиоактивность несколько возрастает, что по-видимому, связано с воздействием растворов, содержащих калий и уран, и адсорбией последних кислородными соединениями железа, образующимися при разложении железистых силикатов.

Кларковые содержания радиоактивных элементов в интрузивных породах

Многочисленные исследования кларковых содержаний РЭ, главным образом урана, проводились в Советском Союзе преимущественно сотрудниками Института геохимии имени В.И. Вернадского.



Фиг. 78. Общая радиоактивность основных пород кряжа
 1 - дайки габбро-диабаза, прорывающие киргитейскую, 2 - шунтарскую; 3 - потоскую свиты; 4 - Гремихинский массив; 5 - ортоамфиболиты в районе Татарского массива; 6 - дайки, пересекающие удерейские филлиты, частично рассланцованны; 7 - дайки, пересекающие кординскую свиту; 8 - дайки, секущие актинолитовые мраморы против устья Белокопытовки; 9 - дайки среди гранитовых гнейсов Казачинских порогов; 10 - то же, на р.Кан у дер.Усть-Казачья; 11 - Зимовейинский, 12 - Кимбирский массивы габбро. Все пробы 1964 г.

Этими исследованиями охватывались отдельные интрузивы, а сводные работы буквально единичны.

Сведения о содержаниях РЭ в интрузивах разных отдельных районов имеются в работах И.И.Абрамович (Тува); Г.Д.Афанасьева и С.Г.Цейтлина (Кавказ), Е.Б.Высокоостровской, Л.В.Таусона (горный Алтай), В.К.Львова, Е.М.Еськовой, Д.К.Минеева и др. (Урал); Р.С.Журавлева, Д.К.Осипова (Горная Шория); В.И.Коваленко и др. (Восточный Саян); Д.Н.Иванова, А.Я.Крылова, Л.Л.Леоновой, Л.В.Таусона, В.Н.Казмина, Л.В.Дмитриева, С.Д.Туровского, В.Н.Федорова, А.А.Лебедева-Зиновьева и др. (Тянь-Шань, Казахстан, Киргизия); Т.В.Сапрыкиной, А.И.Полякова, Г.А.Кота (Карелия); М.С.Филиппова, Л.В.Комлева (Приднепровье) и др. Из сводных работ можно упомянуть работу Л.В.Таусона (1961), И.Я.Некрасова (1966) по Верхояно-Чукотской складчатой области и недавнюю публикацию Р.М.Гаврилина с соавторами (1966) по Северному Тянь-Шаню. За

рубежом такие исследования выполнялись преимущественно в США и Франции. Из наиболее крупных работ упомянем только некоторые: Гриффид, Мур, Калмере, Нойберг, Ларсен, Фейр, Смит и др. - США; Каломбо, Гольдштейн, Ле Мерци, Рубо - Франция; Гамильтон - Дания; Уайтфильд - Австралия и др. Остальные приведены в списке литературы. Исследования показали, что в интрузивных породах РЭ содержится практически во всех минералах. Уран распределяется в межзерновых пространствах, порообразующих и акцессорных минералах, торий - преимущественно в акцессорных, а калий - в полевых шпатах и слюдах. Имеются попытки связать содержания РЭ в зависимости от содержания кремнезема, но такая корреляция не линейная. На примере вулканических пород Калифорнии (Adams, S. 1955; Adams a.o., 1959) установлено, что повышение содержаний идет параллельно с увеличением K_2O . Одними исследователями (Рехарский, Крутецкая, 1961; Филиппов, Комлев, 1959; Ларсен, Фейр, 1957; Patrick, Harley, 1950; Piller, Adams, 1962) это положение подтверждается, другими (Таусон, 1961; Witefield a.o., 1957, 1961) - отрицается. Прямое сравнение количеств самих РЭ в целом не столь показательно, как отношения между ними, поскольку эти отношения обнаруживают большую контрастность. В этом нетрудно убедиться, сравнив кларковые содержания и их отношения (табл. 28).

В данной работе анализируется содержание трех радиоактивных элементов по данным измерений 140 представительных проб по 40 интрузивам Енисейского кряжа (табл. 33).

Прежде всего следует отметить, что по содержанию калия интрузивные породы кряжа в целом не разбиваются на какие-либо дискретные группы (фиг. 79, врезка). Например вариационная кривая даже при столь малой выборке в грубых чертах соответствует нормальному распределению. При более дробном выделении интервалов содержаний можно выделить среди гранитоидов 8 пиков; но ни один из них не соответствует какому-то одному магматическому комплексу, а складывается из цифр по различным интрузивам.

Не обнаруживается зависимости содержания тория и урана в гранитоидах от содержания калия. Во всех классах содержание K разных значений Th и U примерно одинаков, а содержания Th во всех разновидностях пород примерно на порядок выше, чем U . Исключение составляют только щелочные породы, в которых количество Th лишь в 2-5 раз выше, чем урана.

Графики зависимости между содержаниями РЭ попарно один с другим также не обнаруживают закономерных связей (фиг. 80), а частоты встречаемости U , Th в породах не выявляют разбики по классам содержаний. Иными словами, в целом по кряжу распределение РЭ в интрузивных породах не укладывается в простые схемы и зависимости.

Абсолютные количества РЭ для разных типов пород (фиг. 81) существенно отличаются. По сравнению с гранитами в кварцевых порфирах заметно повышенное количество Th и турмалинизованные граниты, а в разногнейсовых разностях - такое же, как в гранитах. В аплитах повышенено содержание урана. В пегматитах U и Th содержатся в меньших количествах, кроме отдельных случаев, когда в них присутствуют ториевые минералы.

Таблица 33

Содержание радиоактивных элементов в интрузивных породах Енисейского кряжа (в %)

№ п/п	№ авторский	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	K	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$	$U/K \cdot 10^4$
Интрузивные массивы гранитоидного состава								
		Бороговский (4)						
1	3069	Розовый порфировидный гранит	1,5	60,0	1,7	40,0	35,2	0,9
2	3310в	Крупнозернистый гранит	7,6	53,0	4,9	7,0	10,8	1,6
3	3094	Биотитовый мяско-красный гранит	7,8	40,0	4,3	5,3	9,4	1,8
		Верхнейисаковский (4а)						
4	33339	Красный турмалинизованный гранит	3,8	45,0	5,0	11,8	9,0	0,8
		Тырдинский (7)						
5	477	Порфировидный крупнозернистый гранит с флюоритом	24,5	74,0	4,5	3,0	16,4	5,5
6	477в	То же, без флюорита	8,8	75,0	5,3	8,5	14,5	1,7
7	478-8в	Биотитовый крупнозернистый порфировидный гранит	7,0	63,0	5,4	9,0	15,7	1,3
8	478-86	Двуслюдянный серый гранит	9,0	62,0	4,0	6,9	15,2	2,3
9	5-1	Розово-серый порфировидный гранит	6,7	63,0	5,4	9,4	11,7	1,2

Таблица 33 (продолжение)

№ п/п	№ авторский	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	K	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$	$U/K \cdot 10^4$
Нойбинская группа (10)								
10	ОП-1*	Граносенит и сиенит-порфир	4,1	108,0	3,1	6,3	4,7	0,7
11	ОП-П	Биотитовый мелкозернистый гранит	2,0	12,5	2,7	10,9	5,3	0,5
		Верхнелевосурнишинский (13)						
12	035а	Сургучно-красный граносенит	10,4	49,0	4,3	4,7	11,4	2,4
13	075	Гнейсовидный розовый граносенинит	7,6	36,0	4,1	4,7	8,7	1,9
		Гаревский (14)						
14	3250	Розовый биотитовый гранит	7,9	38,0	4,75	4,8	8,0	1,7
15	5501	Розовый мелкозернистый порфировидный гранит	8,6	48,0	4,25	5,6	11,3	2,0
16	3249	Светло-розовый гранит	6,9	69,0	2,0	10,0	34,5	3,5
17	051а	Серый крупнозернистый биотитовый гранит	12,1	40,6	4,6	3,4	8,8	2,6
		Телеский (22)						
18	715-5	Роговообманковый гранит	8,3	22,9	0,2	2,8	92,0	33,0
19	798	Мусковитовый мелкозернистый гранит	1,5	11,8	2,9	7,5	4,0	0,5

Таблица 33 (продолжение)

$\#$	№ автор- п/п	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$
20	ОП-Ш	Красный гнейсовидный порфиро-видный гранит	0,9	50,2	4,6	53,0	11,0 0,2
21	ОП-1У	Аплитовидный двуслюдянный гра- нит	2,0	49,0	4,8	24,4	10,1 0,4
22	ОП-У	Жильный гранит	5,3	36,2	1,9	6,9	19,0 2,7
23	ОП-У1	Очковый гранито-гнейс	4,1	42,0	3,2	9,8	13,1 1,3
24	8432в	Микроклиновый с турмалином пегматит	4,3	4,4	1,4	1,0	3,1 3,0
25	15-22	Полевошпат-флогопиитовый лег- матит	2,5	1,0	1,7	0,4	0,6 1,5
26	M-14-1	Темнорозовый мелкозернистый гранит	1,1	3,8	2,0	3,5	1,9 0,6
27	M-14-2	Розовый порфировидный гнейсо- гранит	6,5	51,3	4,7	7,8	100 1,3
28	M-14-3	Светло-серый гнейсовидный гранит	6,4	29,5	0,04	4,6	736 160
29	1063м	Крупноочковый гнейсо-гранит	2,2	12,8	4,1	5,8	3,1 0,5
30	6241	Коричневатый катаклазирован- ный крупнозернистый гранит	5,0	38,2	4,4	7,6	7,8 1,0

Таблица 33 (продолжение)

$\#$	№ автор- п/п	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/K	$Th/K \cdot 10^4$
31	TH-424	Белый крупнозернистый с турма- лином гранит	2,3	0,7	0,7	0,3	1,0 3,4
32	6267	Мясо-красный среднезернистый гранит	4,6	24,3	6,8	5,3	3,6 0,7
33	6208	Мясо-красный крупнозернистый катаклазированный гранит	6,5	42,0	4,9	6,5	8,6 1,3
34	M-11-1	Розовый аплитовидный гранит	4,2	36,6	2,9	8,7	12,8 1,5
35	M-11-10	Розовый аплитовидный гранито- гнейс	6,1	40,5	3,8	6,6	10,5 1,6
36	129-63	(Слюдистый метаморфический сланец	3,3	21,5	2,5	6,5	8,4 1,3
37	130-63	Белый биотитовый крупнозернистый гранито-гнейс	4,6	13,0	3,7	2,8	3,5 1,2
38	55-63	Темно-розовый крупнозернистый гранит, эпидоконтакт	10,9	22,5	3,8	2,1	5,9 2,8
39	128-63	То же, светло-кирличный	12,4	29,0	5,0	2,3	5,8 2,5
40	1810	Грейзензованный гранит	3,2	12,6	4,2	3,9	3,0 0,8

Таблица 33(продолжение)

<u>№</u>	<u>№ автор- п/п</u>	<u>Порода</u>	<u>U·10⁻⁴</u>	<u>Th·10⁻⁴</u>	<u>K₄</u>	<u>Th/U</u>	<u>Th/K·10⁻⁴</u>	<u>U/K·10⁻⁴</u>
41	1903	Двуслюдяной крупнозернистый гранит	16,8	16,9	4,8	1,0	3,5	3,5
42	K-13-1	Белый биотитовый среднезернистый гранит	12,8	22,5	1,4	1,8	16,0	9,3
43	Ш-761	Порфировидный гранит из эндоконтакта	2,6	17,0	3,3	6,5	5,1	0,8
44	877/394	То же, с турмалином	2,0	27,2	3,2	8,5	5,1	0,6
45	867	Порфировидный крупнозернистый гранит	3,2	17,5	3,9	5,5	4,4	0,8
46	2010	Порфировидный темный гранит	4,7	18,0	3,2	3,8	5,6	1,5
47	117а	Гурахтинский (30)						
		Лейкократовый пегматоидный крупнозернистый гранит	5,6	18,4	4,9	3,3	3,7	1,1
		Межлужкийский (33)						
48	1279	Роговообманковый гранит	3,5	16,8	2,2	4,8	7,6	1,6
49	1269	Двуслюдяной разgneйсованный гранит	1,8	11,4	5,6	6,3	2,0	0,3
50	1053	Биотит-роговообманковый гранит	4,1	11,5	2,2	2,8	5,1	1,8
51	628	Мусковит-турмалиновый пегматит	2,1	3,9	2,88	1,8	1,4	0,8

Таблица 33(продолжение)

<u>№</u>	<u>№ автор- п/п</u>	<u>Порода</u>	<u>U·10⁻⁴</u>	<u>Th·10⁻⁴</u>	<u>K₄</u>	<u>Th/U</u>	<u>Th/K·10⁻⁴</u>	<u>U/K·10⁻⁴</u>
52	2016	Лейкократовый мелкозернистый гранит	7,5	14,9	4,6	2,0	3,2	1,6
53	2020-1	Роговообманковый среднезернистый гранит с турмалином	10,0	10,7	4,0	1,1	2,6	2,5
		Лендахский (35)						
54	1306-1	Крупнозернистый гранит	8,1	18,5	4,6	2,3	4,0	1,7
55	827-3	Гранодиорит	2,7	13,0	3,4	4,8	3,8	0,7
56	1275-1	Дайка микроклиновых гранитов	3,52	19,6	4,7	5,5	4,1	0,7
57	1275-5	Роговообманковый аделомелит	1,2	16,0	1,2	13,2	13,2	1,0
		Киликейский (38)						
58	1238-1	Крупнозернистый серый гранит	4,1	41,6	3,6	10,0	11,5	1,2
59	1383-1	Коричневатый микрографит	9,9	41,4	5,4	4,2	7,6	1,8
60	1446-1	Меланократовый адамелит, огне-сованный	7,8	33,0	4,1	4,2	8,1	1,9
61	1357-6	Лейкократовый пегматоидный гранит	3,65	8,8	0,6	4,8	13,8	5,7
62	1393-1	Порфировидный гранодиорит	1,8	48,3	3,7	26,2	13,0	0,5

Таблица 33 (продолжение)

$\#$	$\#$ автор- п/п	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/U	$Th/K \cdot 10^4$
63	3038-1-6	Кварцевый сиренево-серый порфир	7,0	42,2	4,1	6,0	10,2
64	249-63	Розовый крупноэзернистый гранит-порфир	8,0	28,2	4,7	3,5	4,7
65	265-63	Силеневый кварцевый порфир	-	-	(3,09)	-	-
65а	267-63	Зеленовато-желтый кварцевый порфир	6,2	11,2	2,2	1,8	5,1
66	1230-5	Крупнозернистый гранит	9,3	25,0	5,6	2,7	4,4
		Абалаковский (46)					
67	139-64	Гнейсовидный гранит	2,0	30,0	4,6	15,0	6,5
68	140-64	То же, выветрившийся	3,0	15,5	3,8	5,2	4,1
69	157-64	Лейкократовый мелкозернистый мусковитовый гнейс	4,2	13,0	4,0	3,1	3,2
70	158-64	Биотитовый гнейс, выветрившийся	4,0	16,0	3,6	4,6	4,4

Таблица 33 (продолжение)

$\#$	$\#$ автор- п/п	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	К	Th/K	$Th/K \cdot 10^4$
71	1294	Мусковитовый мелкозернистый гранит	16,4	12,7	3,2	0,8	3,9
72	2072	Двуслюдянный крупнозернистый гранит	7,2	18,0	4,6	2,5	3,9
		Верхнекаменский (46а)					
73	574-65	Порфировидный гранит из эндоконтакта	4,4	18,2	2,8	4,1	6,5
74	575-65	То же, в 1 км от контакта	4,1	24,0	2,7	5,8	9,0
75	576-65	Серый мелкозернистый диорит, возможно дайка	3,8	8,4	1,7	2,2	4,8
76	579-65	Аплитовидный светлый гранит из центра	6,0	16,2	3,3	2,8	4,9
77	580-65	Апофиза порфировидного гранита	4,3	55,0	6,3	12,6	8,7
78	582-65	Кварц-полевошпатовый крупноблочный пегматит	4,0	30,8	3,9	7,6	7,7
79	584-65	Аплит из жилы	1,9	4,0	1,68	2,1	2,4
80	585-65	Порфировидный гранит из западного эндоконтакта	5,0	26,6	3,8	5,3	6,9

Таблица 33(продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴				Th/U	Th/K10 ⁴	U/K10 ⁴
			Th · 10 ⁴	K	Th/U	Th/K10 ⁴			
81	504-65	Белоцно-порфировый гранит, жилтоватый	5,4	22,6	2,0	4,2	11,3	2,7	
82	507-66	То же, мясо-красный	3,2	18,9	3,1	6,1	6,3	1,1	
83	720-65	Розовый пегматит	10,5	1,9	2,4	0,2	0,8	4,4	
84	722-65	Полосатый очковый гнейс	4,3	59,0	4,0	13,7	14,7	1,1	
85	387-64	Биотитовый мелкозернистый гранит	1,8	11,3	3,6	6,2	3,2	0,5	
86	388-64	Биотитовый гранит	1,4	23,0	5,0	16,4	4,6	0,3	
87	402-64	Турмалинизованный биотито-вый гранит	1,7	7,2	3,6	4,2	2,0	0,5	
88	404-64	Аллит-мусковитовый гранит, апофиза	21,0	6,4	4,2	0,3	1,5	5,0	
89	405-64	Лейкократовый мелкозернистый гранит, апофиза	16,6	4,2	3,8	0,3	1,1	4,3	

Таблица 33 (продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U · 10 ⁻⁴				Th/U	Th/K10 ⁴	U/K10 ⁴
			Th · 10 ⁴	K	Th/U	Th/K10 ⁴			
90	406-64	Двуслюдяной среднезернистый гранит	1,7	26,0	4,6	15,3	5,7	0,4	
91	549-64	Биотитовый мелкозернистый гранит	4,5	37,0	4,2	8,2	8,8	1,1	
92	551-64	Щелочной гранит	4,0	—	3,6	—	—	1,1	
93	552-64	Биотитовый аплит, дайка	16,2	—	5,3	—	—	3,2	
94	501-64	Биотитовый гранит	2,6	33,0	9,5	12,6	3,5	0,3	
95	505-64	Гранит	5,5	45,0	6,0	8,2	5,6	0,7	
96	514-64	Гранито-гнейс	8,0	52,0	6,0	6,5	8,7	1,3	
97	518-64	Гранодиорит	5,5	16,0	3,2	2,9	5,0	1,7	
98	519-64	То же, гнейсвидный	1,6	14,5	2,3	9,1	8,3	0,7	
99	520-64	Спессарит, дайка (щелочная)	2,2	13,3	2,1	6,0	6,3	1,1	
100	522-64	Пегматит	0,5	—	9,5	—	—	0,1	

Таблица 33(продолжение)

<u>№</u> <u>п/п</u>	<u>№ автор- ский</u>	Порода	<u>U·10⁻⁴</u>	<u>Th·10⁻⁴</u>	K	<u>Th/U</u>	<u>Th/K·10⁻⁴</u>	<u>U/K·10⁻⁴</u>
101	523-64	Серцицитизированный гранит	3,5	10,8	6,6	3,1	1,6	0,5
102	521-64	Мясо-красный гранит	0,8	1,6	7,2	2,0	0,2	0,1
103	24-64	Лейкохратовый гранит	2,0	27,0	4,2	13,5	6,4	0,5
104	23-64	То же, выветрившийся со шлифом биотита	4,5	74,0	2,1	16,4	35,3	2,1
105	25-64	Пегматит с ортитом (?)	4,3	79,0	3,0	18,3	26,3	1,4
106	591-64	Биотитовый среднеэзернистый гранит	3,2	42,0	5,4	13,1	7,8	0,6
107	592-64	Пегматит	5,9	13,3	6,2	2,3	2,1	0,9
108	598-64	Биотитовый крупноэзернистый гранит	0,9	2,5	4,8	2,8	0,5	0,2
109	599-64	Миаролитовый гранит пегматитовой структуры	2,0	16,5	4,9	8,3	3,4	0,4
110	600-64	То же, малиновый	1,1	12,5	4,8	11,4	2,6	0,2
111	601-64	Гранит-аплит лейкократовый	2,0	15,0	3,7	7,5	4,1	0,5

Таблица 33(продолжение)

<u>№</u> <u>п/п</u>	<u>№ автор- ский</u>	Порода	<u>U·10⁻⁴</u>	<u>Th·10⁻⁴</u>	K	<u>Th/U</u>	<u>Th/K·10⁻⁴</u>	<u>U/K·10⁻⁴</u>
112	602-64	То же; с крупными миаролями	1,5	23,0	4,4	15,3	5,2	0,3
		Кислые эфузивы (р. Оленья)						
113	3047а	Осветленный кварцевый порфир	2,5	45,5	4,1	18,2	10,9	0,6
114	3309	Трахитовый порфир	13,7	54,0	4,7	3,9	11,5	2,9
115	81-61	Зеленовато-желтый кварцевый порфир	16,7	67,0	3,5	4,0	16,7	4,2
116	5-61 ***	Кварцевый порфир с вторичными урановыми сплюсками	562,0	116,0	5,2	0,2	21,0	102,0
		Щелочные породы						
		Ягодкинский (07)						
117	553-64	Роговообманково-биотитовый сиенит	8,4	43,0	4,6	5,5	5,2	0,9
118	554-64	Лапрофир сиенитовый	2,1	8,0	2,0	3,8	4,0	1,1
119	555-64	Сиенит-порфир	5,5	11,7	1,4	2,1	8,4	3,9
120	558-64	Сиенит-аплит	6,4	38,0	3,2	5,9	11,7	2,0
121	558-64	Крупноэзернистый сиенит	-	-	5,2	-	-	-
122	559-64	Биотитовый сиенит	2,6	22,0	4,9	8,5	4,5	0,5

Таблица 33 (продолжение)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U·10 ⁻⁴	Th·10 ⁻⁴	K	Th/U	Th/K·10 ⁻⁴	U/K·10 ⁻⁴
			Белорусский (08)					
123	603-64	Фельзитовидный сиенит-порфир	5,0	10,0	4,3	3,0	2,3	1,2
124	604-64	Коричневый крупнозернистый сиенит	0,3	11,2	4,7	37,4	2,4	0,1
125	605-64	Меланократовый сиенит	1,4	8,0	4,6	5,7	1,7	3,1
126	606-64	Гнейсовидный кварцевый сиенит	1,0	4,5	4,2	4,5	1,1	0,2
127	608-64	Роговообмакновый пуласкит	2,6	5,2	4,2	2,0	1,2	0,6
128	47-8-7	Сиенит	-	-	(0,90)	-	-	-
			Шилкинская группа (011)					
129	159-64	Кварцевый сиенит	10,0	6,0	4,9	0,6	1,2	2,0
130	184-84	Пуласкит	4,0	42,0	4,0	10,5	10,5	1,0
131	180-64	Нордмаркит	3,5	10,0	2,1	2,9	4,7	1,7
		Основные породы						
		Кимбирский (0023)						
132	2-64	Габбро-диорит	0,5	0,8	0,4	1,6	1,9	1,2
133	7-64	Пироксен-плагиоклазовое габбро	0,55	0,98	0,5	1,8	1,9	1,1

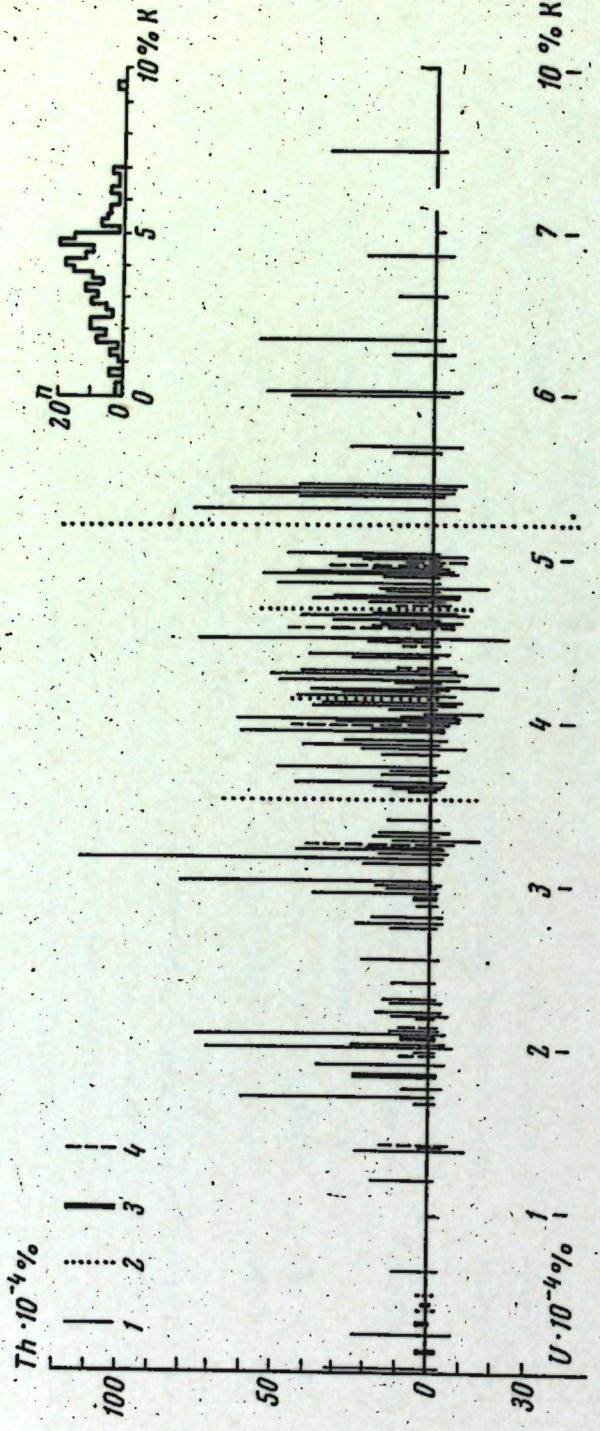
Таблица 33 (окончание)

№ п/п	№ автор- ский	Порода	U·10 ⁻⁴	Th·10 ⁻⁴	K	Th/U	Th/K·10 ⁻⁴	U/K·10 ⁻⁴
			Зимовейинский (0020)	Зимовейинский (0020)				
134	5-64	Аплитовидный мелкозернистый гранито-гнейс	0,1	8,1	2,1	81,0	3,8	0,05
135	53-64	Габбро-диорит	-	-	(4,2)	-	-	-
136	54-64	Аплитовидный гранодиорит	2,9	23,7	1,8	8,2	12,7	1,6
137	528-64	Амфиболитовый габбро-диорит	1,5	2,0	0,3	1,3	15,4	11,6
138	Ш-25-в	Габбро	0,2	1,0	0,4	4,1	2,5	0,6
139	Ш-26	То же	0,4	1,6	0,1	4,0	10,8	2,7
140	124-62	Плагиоклазовый порфирит	1,6	4,5	2,9	2,8	1,5	0,6

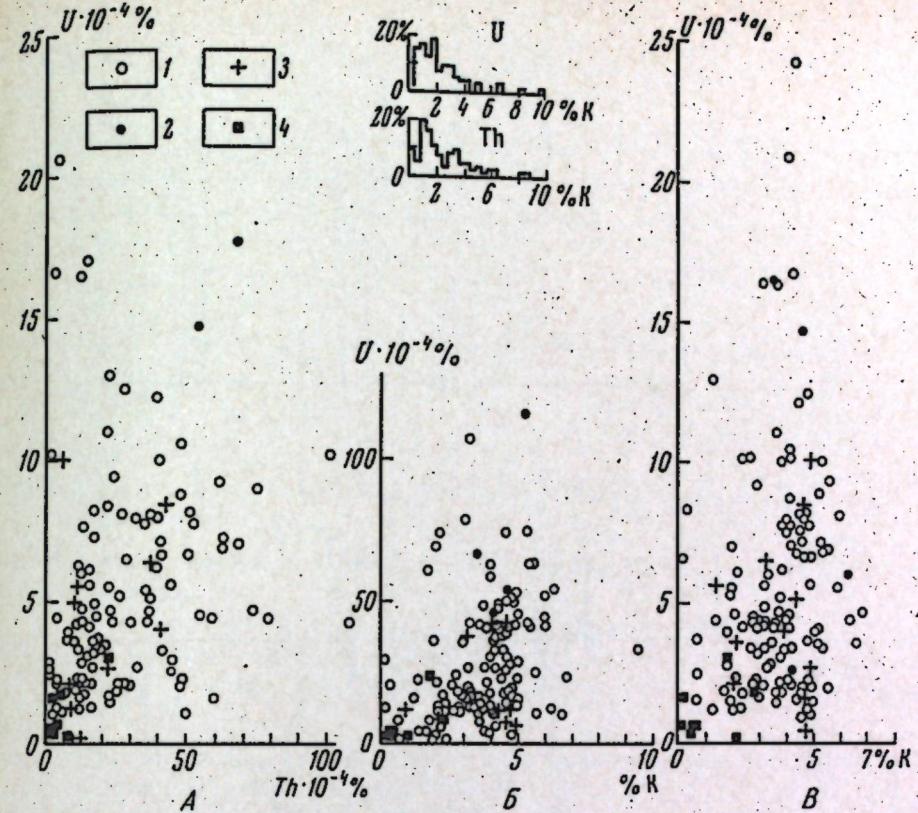
*ОП - объединенная проба.

** В этом массиве К-пламенная фотометрия,

*** Оруденелые.



Фиг. 79. Распределение содержания РЭ в интрузивных породах Енисейского кряжа
По абсциссе — содержание К; по ординате: вверх — Th, вниз — U: 1 — в гранитоидах, 2 — в кварцевых
порфирах, 3 — в щелочных породах, 4 — в основных породах. На врезке — частота встречаемости проб с раз-
личными содержаниями К. Интервалы содержаний — 0,2% К.



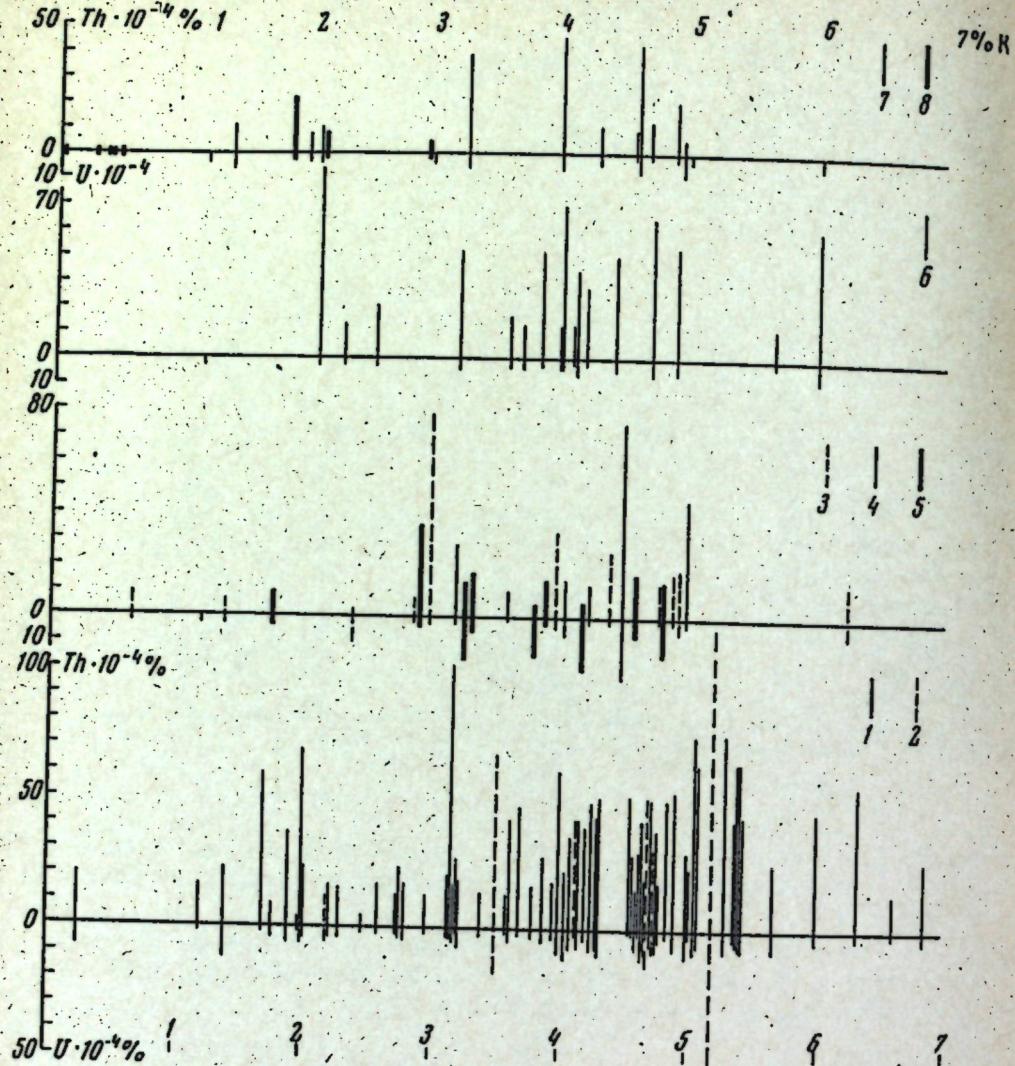
Фиг. 80. Зависимость между ураном и торием (A), торием и калием (B), ураном и калием (C) в изверженных породах Енисейского кряжа

1 - гранитоиды; 2 - кварцевые порфирь; 3 - щелочные породы;
4 - основные породы. На врезке - частота встречаемости проб с различными содержаниями урана и тория

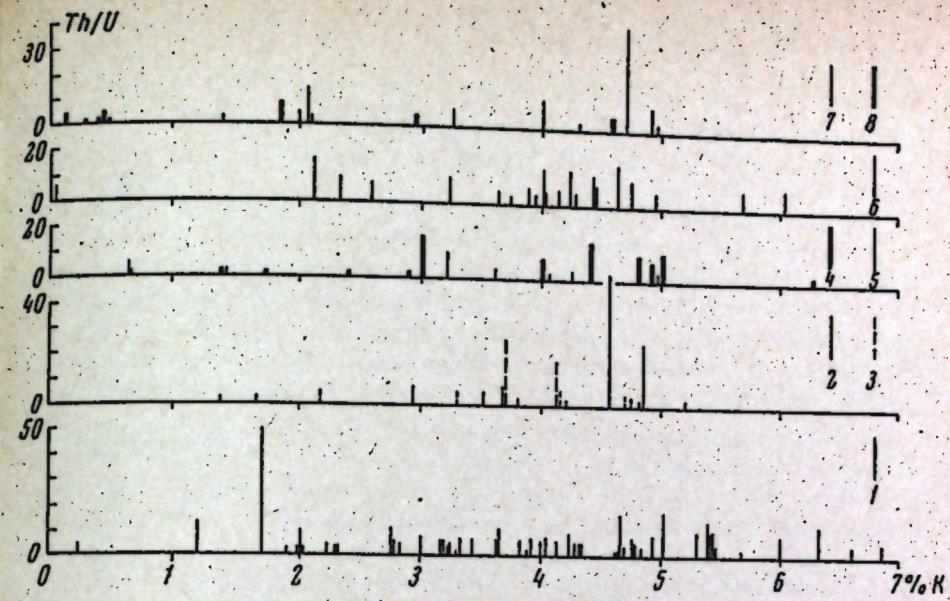
Отношения Th/U в гранитах и гнейсах примерно одинаковы и изменяются в пределах от 50 до 5 (фиг. 82), тогда как в аплитах и пегматитах обычно это отношение не поднимается выше 5, кроме случаев, когда в этих породах присутствуют ториевые минералы. В кварцевых порфирах это отношение такое же, как и в гранитах.

В щелочных породах содержание Th и U ниже, чем в гранитах, а отношение Th/U только в одной пробе меланократовых сиенитов составляет 37,4, в остальных не превышает 10 (табл.33, пробы 117-131).

В основных породах это отношение не превышает в среднем 4, если исключить пробу 134 (табл. 33), представленную гнейсовидной разностью, заключенной в виде полоски среди базитов Ким-бирского комплекса. Однако чувствительность определения тория



Фиг.81. Содержание РЭ в интрузивных породах Енисейского кряжа
1 - граниты; 2 - кварцевые порфиры; 3 - пегматиты; 4 - турмалинизованные граниты; 5 - аplitы; 6 - гнейсо-граниты; 7 - щелочные породы; 8 - основные породы. По ординате: вверх - содержание тория, вниз - содержание урана; по абсциссе - содержание К



Фиг.82. Отношение тория к урану в интрузивных породах Енисейского кряжа

1 - граниты; 2 - аplitы; 3 - кварцевые порфиры; 4 - пегматиты; 5 - турмалинизованные граниты; 6 - гнейсо-граниты; 7 - щелочные породы; 8 - основные породы

при таких низких содержаниях недостаточна, чтобы можно было уверенно отстаивать сказанное.

Таким образом, мы приходим к общему выводу о том, что распределение содержания РЭ не зависит от геологического возраста, от содержания K_2O , но отражает в какой-то мере вторичные изменения.

Повышенное содержание урана отмечается в аплитах и кварцевых порфирах. Процессы мусковитизации, турмалинизации пород и образование пегматитов приводят к изменению Th/U за счет выноса U и K и к разбросу значений содержаний каждого из РЭ. Наиболее высокие показатели упомянутого отношения характерны для пород, обогащенных темноцветными минералами, для которых отмечаются повышенные относительные содержания Th. В.И.Герасимовский (1963) отмечает, что в гранитоидах СССР Th/U колеблется в широких пределах: от 2,2 до 14,4; по средние значения отношений для отдельных регионов варьируют незначительно; от 4,9 до 7,8. В нашем районе размах колебаний этого отношения гораздо больше (от 0,3 до 53), что характеризует Енисейский кряж как район с неоднократными проявлениями регионального метаморфизма, напряженной и неоднократной гидротермальной деятельности, приводивших к изменению этого отношения. По существу в пределах кряжа трудно найти интрузивные тела, кроме самых молодых раннепалеозойских и позднедокембрийских, в которых бы сохранились неизмененные породы и не были бы проявлены про-

цессы их метаморфизма (турмалинизации, мусковитизация, серicitизация и т.п.).

Отметим, что крупные скопления аксессорных радиоактивных минералов, приуроченные к Татаро-Аяхтинскому комплексу, попадают на интрузивы с минимальными для всего региона отношениями Th/U (от 2,1 до 12,6).

Общая радиоактивность породы примерно отражает возрастмагматических комплексов и становление фаз в пределах одного интрузивного комплекса. Направленность процесса такова, что ранние комплексы и фазы обладают в целом более высокой общей радиоактивностью, чем более поздние. Вероятно, уменьшение количества К и U вызывается деятельностью постмагматических и других растворов, в то время как количество Th не меняется. Это приводит к большей дисперсии в распределении радиоактивных элементов в ранних фазах интрузии и компактному распределению в поздних фазах. Поскольку для эфузивных кварцевых порфиров наиболее типичны повышенные содержания элементов и высокие Th/U , можно сделать вывод о том, что их образование предшествует становлению интрузивных тел, а вязкость магмы уменьшается в процессе магмообразования за счет притока растворов, выносящих из нее U и только отчасти Th.

Средние содержания РЭ в интрузивных породах кряжа приведены в табл. 34. По сравнению с кларковыми (Виноградов, 1962) содержания Th и U здесь существенно выше, что характеризует Енисейский кряж как район с повышенной радиоактивностью интрузивных пород. Это же характерно для крупнейших ураноносных провинций мира — таких, как Южная Африка, обрамление Канадского щита, пегматитоносные районы Мадагаскара, Аладанский щит (Константинов, Куликова, 1980).

Изменение отношения Th/U отражает метаморфические преобразования интрузивных пород. В порядке убывания этого отношения намечается следующий ряд: кварцевые порфириты 10,8; гранито-гнейсы 8,6; граниты 8,2; аплиты 6,1; щелочные породы 5,1; турмалинизованные граниты 5,0; основные породы 4,8; пегматиты 4,8. Если помнить, что в группе основных пород анализировались неизмененные базиты главным образом Кимбернского комплекса, то все остальные породы укладываются в строго логическую схему, подтверждающуюся геологическими наблюдениями. Действительно, на кряже практически невозможно обнаружить неизмененные кварцевые порфириты, чем, по-видимому, и объясняются невероятные расхождения в определениях абсолютного возраста калий-argonовым методом по этим породам. Минимально изменены пегматиты, в которых метаморфизованные разности не встречаются. Этот ряд отражает количество урана, которое может быть вынесено из пород в процессе метаморфических, в том числе гидротермальных, изменений. Этим же, вероятно, объясняется приуроченность многих ураноносных провинций мира к регионам развития кислых эфузивов (Котляр, 1980).

Отношение Th/U характеризует относительную подвижность и по нему устанавливается примерно тот же ряд. Наибольшей под-

таблица 34

Средние содержания РЭ в интрузивных породах Енисейского кряжа (в %)

Порода	Число проб	$\text{U} \cdot 10^{-4}$	$\text{Th} \cdot 10^{-4}$	К
Граниты	55	5,54	32,33	3,92
Гранито-гнейсы . . .	19	4,48	32,67	3,79
Аплиты	11	9,13	22,10	3,69
Турмалинизованные граниты	6	3,92	17,24	3,47
Кварцевые порфиры . .	8*	8,00	42,35	3,88
Пегматиты	12	3,92	18,28	3,88
Щелочные породы . .	9	3,77	18,35	3,56
Основные	8	0,98	5,35	1,09

Порода	Число проб	$\text{Th}/\text{U} \cdot 10^{-4}$	$\text{Th}/\text{K} \cdot 10^{-4}$	$\text{U}/\text{K} \cdot 10^{-4}$
Граниты	55	5,8	8,2	1,4
Гранито-гнейсы . . .	19	7,3	8,6	1,2
Аплиты	11	2,4	6,1	2,5
Турмалинизованные граниты	6	4,4	5,0	1,1
Кварцевые порфиры . .	8*	5,3	10,8	2,1
Пегматиты	12	4,7	4,8	1,1
Щелочные породы . .	9	4,9	5,1	1,1
Основные	8	5,5	4,9	0,9

*Проба 118 в подсчеты не вводилась, так как в ней содержались вторичные урановые слюдки.

вижностью уран обладает в гранито-гнейсах и гранитах (соответственно отношения равны 7,3 и 5,8) в основных породах и кварцевых порфирах (5,5 и 5,3). Минимальная подвижность характерна для аплитов (2,4). И по этому отношению получается та же картина: уран может выноситься из пород гранитоидного ряда и в меньшей мере из щелочных пород, пегматитов и аплитов.

В разделе, посвященном кристаллическим сланцам и гнейсам, мы отмечали, что в чарнокитах вклад калия в общую радиоактивность незначителен, тогда как в полевошпатовых гнейсах веснинской толщи он гораздо существеннее. Заметим, что в гранитах Таракского и Посольненского комплексов абсолютное количество РЭ и их соотношение совпадают с таковыми для гнейсов веснинской толщи, располагающейся стратиграфически выше чарнокитов. Не оз-

начают ли такие сопоставления, что образование гранитоидных магм идет не на столь уже больших глубинах? Получается, что гранитные магмы должны возникать в условиях регионального метаморфизма, который стоит в ряду метаморфических фаций между гранулитовой и амфиболитовой фациями.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА

Сведения о содержаниях РЭ в корах выветривания в отечественной литературе малочисленны (Ковалев, 1962; Дроздовская, Мельник, 1963; Жильцова, Сапрыкина, Комарова, 1965). Поведение РЭ в зонах окисления изучено В.В.Щербиной (1963). В иностранной литературе сведения по этому вопросу отрывочные и незначительные по объему проанализированных проб. В качестве примера можно привести работу Плилера и Адамса (Plilier, Adams, 1962), базирующуюся на γ -спектрометрическом определении всего 18 проб, отобранных по корам выветривания гранитоидов массива Бouldер-Крик, перекрытых пенсильянскими осадочными формациями Фонтеин (штат Колорадо).

Распределение РЭ и изменение их отношений мы изучали в современных и древних корах выветривания, развитых на гранитоидах и гранито-гнейсах (фиг.54), обладающих сравнительно высокой общей радиоактивностью. На других породах изменения заметить труднее, поскольку в них содержания РЭ близки к порогу чувствительности применявшейся аппаратуры и методики.

Главнейшие особенности кор выветривания, их распространение (фиг.54), возраст и типы описаны нами ранее. Результаты измерений количества РЭ в свежих породах и продуктах их выветривания показаны в табл.35. Данные полукачественного спектрального анализа тех же проб, использованные при построении графиков (фиг.82-88), опубликованы в статье (Крендлев, Бобров, 1970) и здесь не повторяются. Такие элементы как Ag, Sb, Tl, Ge, In, Cd, Hf, Ta, ни в одной пробе не обнаружены.

Характер изменения содержаний трех РЭ, их отношений, общей радиоактивности и главнейших из малых элементов показаны графически. Номера перед назнанием участков соответствуют номерам точек на карте (фиг.54). По Кийскому щелочному массиву подобный график не приводится, так как мы не имеем кривых каротажа скважин, а полевых замеров радиоактивности по профилю коры выветривания произвести нельзя из-за отсутствия обнажений.

Изменение общей радиоактивности при выветривании пород в общем хорошо коррелируется с отношением Fe_2O_3/FeO ; но имеются и отклонения, поскольку общая радиоактивность отражает влияние трех РЭ. Это видно на графике (фиг.83), построенном на основании данных табл.23 и 25. На графике показаны величины коэффициентов A, F и K_i на фоне изменения общей радиоактивности. Кривая общей радиоактивности симметрична кривой F, т.е. пики и "впадины" у

Таблица 35

Кларковые содержания РЭ в свежих породах и продуктах их выветривания. (в %)

№ пробы	Общая радиоактивность, мкР/час	γ -спектрометрирование		Th/U	Th/K 10^{-4}	U/K 10^{-4}
		U $nRa \cdot 10^{-4}$	Th $nTh(C+Cl) \cdot 10^{-4}$			
1. Широкое						
584	10	3,0	5,0	1,3	1,6	3,85
583	10	2,2	6,1	1,4	2,8	4,35
582	8	1,0	4,0	1,6	4,0	2,5
581	8	1,8	5,7	0,7	3,2	8,1
580	15	5,0	11,0	1,9	2,2	5,6
585	8	1,1	2,6	1,6	2,4	1,6
586	12	2,2	12,5	0,8	5,7	1,5
2. Болотная Шилка						
529	20	4,0	23	2,6	5,8	8,8
530	20	2,5	20	4,1	8,0	4,9
531	25	3,5	34	5,8	9,8	5,9
532	27	5,0	30	5,0	6,0	6,0
533	28	6,0	33	6,4	5,5	5,2
534	30	6,0	38	6,2	6,4	6,1
3. Чистополье						
550	18	1,0	20	3,5	20	5,7
549	28	4,5	37	4,2	8,3	8,7
4. Посольная						
22	24	5,3	27	3,4	5,1	7,9
21	22	3,3	25	3,9	7,6	6,5
20	26	5,5	28	4,1	5,4	6,7
19	30	5,8	44	4,7	7,2	8,9
23	42	4,5	74	2,1	16,5	36
24	25	2,0	27	4,2	13,5	6,4
25	41	4,3	79	3,0	18,5	26
18	18	2,9	18	3,3	6,2	5,5
669	21					0,9

Таблица 35 (продолжение)

№ пробы	Общая радиоактивность мкР/час	γ-спектрометрирование			Th/U	Th/K $\cdot 10^{-4}$	U/K $\cdot 10^{-4}$
		U _{noRa} $\cdot 10^{-4}$	Th _{noTh(C+C11)} $\cdot 10^{-4}$	K			
5. Искра							
598	8	0,9	2,5	4,8	2,8	0,5	0,2
599	19	2,0	16,5	4,9	8,2	3,4	0,4
600	17	1,1	12,5	4,8	11,2	2,6	0,2
601	16	2,0	15	3,7	7,5	4,1	0,5
602	20	1,5	23	4,4	15,2	5,2	0,3
6. Бурмакинский карьер							
151	11	3,5	6,7	1,6	1,8	4,1	2,1
150	10	2,7	6,0	1,0	2,2	6,0	2,7
149	11	1,0	11,6	1,4	11,7	7,3	0,7
148	10	2,2	6,3	1,8	2,8	3,6	1,2
147	12	2,8	8,0	1,9	2,8	4,2	1,5
146	15	3,0	12,5	3,6	4,2	3,3	0,8
145	17	5,5	15,5	1,8	2,8	8,6	3,0
144	14	6,0	12,0	2,6	2,0	4,6	2,3
143	13	1,5	8,5	3,2	5,5	2,6	0,5
142	16	5,0	8,0	3,5	1,6	2,3	1,4
141	18	2,5	19,0	3,5	7,5	5,4	0,7
152	26	4,1	33,0	0,3	7,6	110	13,6
154	18	12,0	7,0	0,7	0,6	10	17
157	18	4,2	13,0	4,0	3,0	3,2	1,0
153	24	13,0	13,0	2,4	0,9	4,8	5,4
155	11	5,5	6,0	0,6	0,9	7,6	8,4
140	18	3,0	15,5	3,8	5,2	4,1	0,8
158	18	4,0	16	3,6	4,0	4,5	1,1
139	24	2,0	30	4,6	15,0	6,5	0,4
7. Антошкин ключ							
510	19	1,9	17	5,1	8,9	3,3	0,4

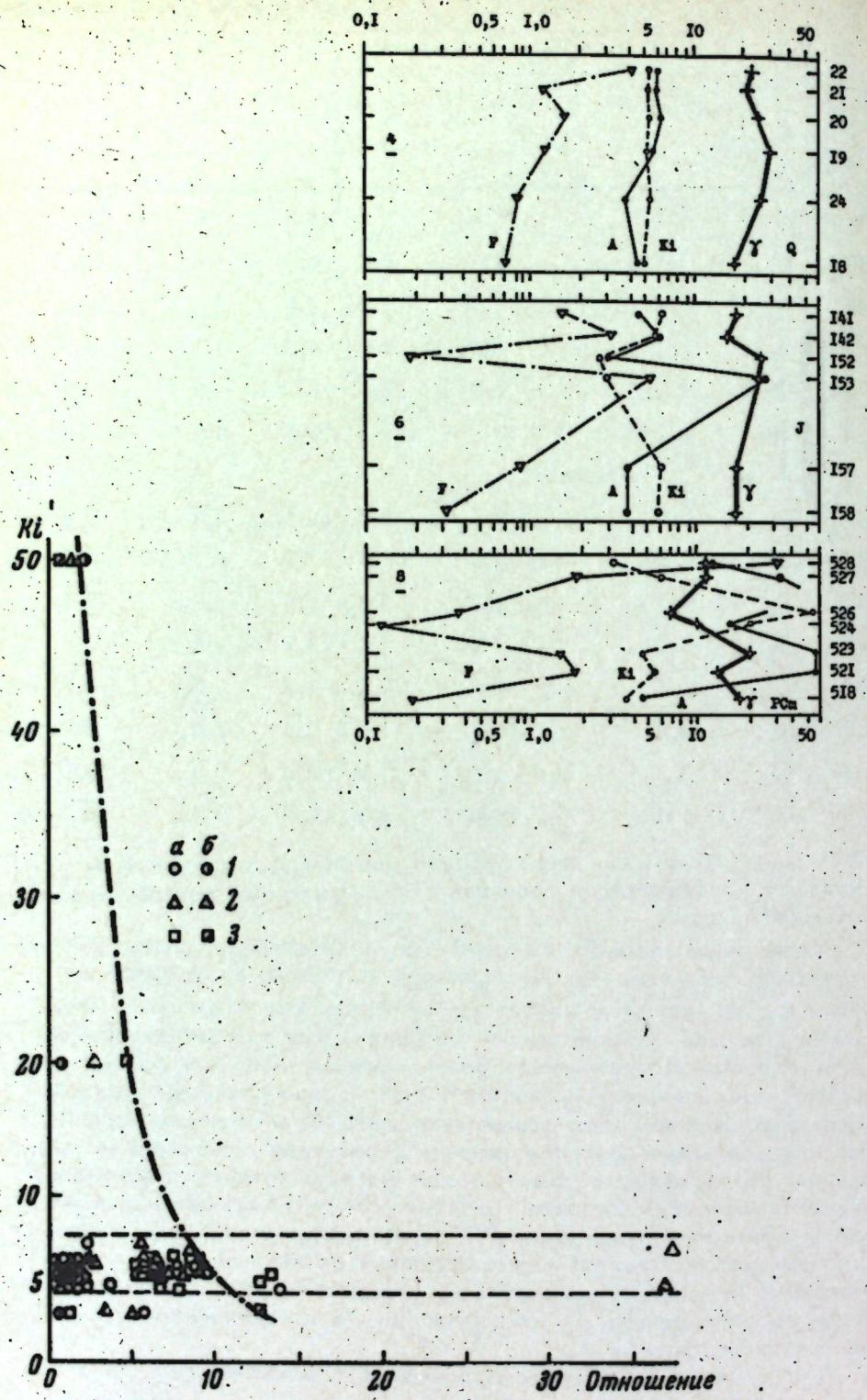
Таблица 35 (продолжение)

№ пробы	Общая радиоактивность мкР/час	γ-спектрометрирование			Th/U	Th/K $\cdot 10^{-4}$	U/K $\cdot 10^{-4}$
		U _{noRa} $\cdot 10^{-4}$	Th _{noTh(C+C11)} $\cdot 10^{-4}$	K			
509	20	3,0			18,5	4,8	5,8
508	6	0,6			2,4	0,3	4,0
507	7	0,9			4,5	0,5	5,0
506	9	1,3			5,4	1,4	4,0
505	38	5,6			4,5	8,0	8,2
501	33	2,6			33	9,5	12,6
8. Шилка							
528	12	0,8			9,2	2,8	12,5
527	12	0,8			7,0	3,2	9,5
526	7	1,8			1,4	0,9	0,8
525	8	1,1			3,6	1,8	3,3
524	10	1,2			5,6	2,2	4,6
523	20	3,5			10,8	6,8	2,8
521	14	0,8			1,6	7,2	2,0
519	14	1,6			14,5	2,3	8,0

них совпадают. Кроме того, резкие изменения значений всех упомянутых коэффициентов совпадают с "переломом" кривой общей радиоактивности.

Содержание каждого из трех РЭ в коренных породах и остаточных продуктах их выветривания в общем не зависит от величины K_i (фиг. 84), поскольку все точки группируются в виде полосы, идущей параллельно оси абсцисс. Для рыхлых перекрывающих отложений зависимость более сложная: все точки попадают в поле, ограниченное ординатой и кривой параболической кривой. Возможно, впрочем, что форма этой кривой при большем количестве анализов будет несколько круче. И все-таки, приведенный график свидетельствует о том, что при высокой степени дифференциации обломочного материала (величина K_i максимальная) в процессе отложения содержание РЭ резко падает, тогда как в начальных стадиях отложения в еще незрелом, по терминологии В.П.Казаринова, осадке РЭ сохраняются, отражая степень начального выветривания породы. В отношении других коэффициентов (A и F) зависимости сходные.

Детальное рассмотрение зависимости отношений трех РЭ и их



Фиг. 83. Изменение коэффициентов выветривания и общей радиоактивности (y) в профилях кор выветривания различного возраста
По горизонтали - двойной логарифмический масштаб, по вертикали - номера проб. 4 - Посольная; 6 - Бурмакинский карьер, 8 - Шилка

Фиг. 84. Зависимость содержания РЭ в корах выветривания от K_t .
По ординате - K_t ; по абсциссе - отношения: 1 - U/K , 2 - Th/K , 3 - Th/U ; а - в корах выветривания; б - в рыхлых перекрывающих отложениях

содержаний по конкретным разрезам показано на графиках (фиг. 85-88). Из-за большого размаха в содержаниях малых элементов для них по абсциссе выбран двойной логарифмический масштаб. Наиболее четко изменение содержаний РЭ и их отношений видно на примере коры выветривания гранитов Большой Шилки (фиг. 85, 2). Отчетливо видно, что кривые содержаний РЭ и их отношений несимметричны. Более всего сходятся кривые общей радиоактивности и содержания Th . Заметно общее понижение содержаний РЭ вверх по разрезу и четкое увеличение содержания всех элементов, кроме K , в почвах. Отношение U/K по существу остается постоянным и только в почвах заметно возрастает. Th/K резко возрастает только в почвах, а Th/U - на том горизонте, где гранит распадается на дресву и происходит разрушение неустойчивых минералов.

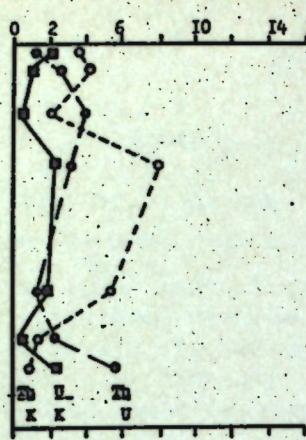
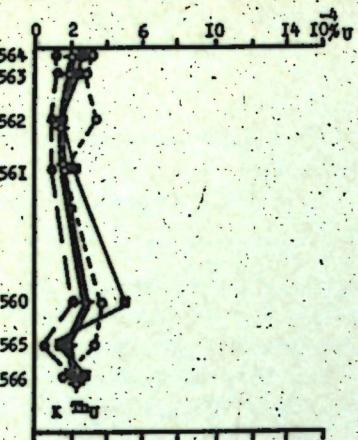
Кривые Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti симметричны и показывают общее увеличение содержаний этих элементов вверх по разрезу коры выветривания, достигающее максимумов в почвах. Содержания Pb и Ga остаются постоянными. Содержание Cu заметно увеличивается, а для Zn и Va наблюдается сильный разброс значений. Кривые содержаний Y, Yb и Sc также симметричны: повышенные содержания характерны для наиболее свежих пород и для почв, а в промежуточных зонах наиболее низки. Для Li и Sr направленности в изменении не устанавливается.

Та же картина наблюдается и на участке с. Широкого (фиг. 85), где разброс в нижних частях кривых отражает изменения в содержаниях РЭ в разных типах гнейсов. В этом разрезе отмечается присутствие La, Li и Sc только в продуктах выветривания при полном отсутствии их в коренных породах; Zn , напротив, отмечен только в коренных породах. Заметно увеличиваются содержания V и Sr вверх по разрезу коры выветривания.

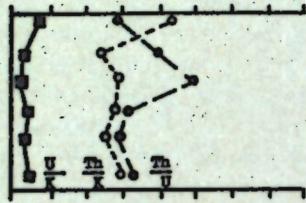
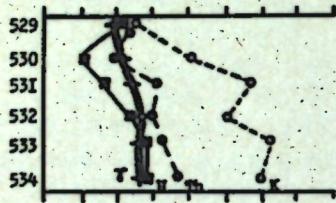
В разрезе коры выветривания на участке р. Посольной (фиг. 85) проявляются те же тенденции; но здесь особенно заметно резкое возрастание содержаний Th и Th/U и Th/K на участках выветривания шлиров, обогащенных темноцветными минералами (проба 23), и пегматитов (проба 25). В пробе 23 отчетливо проявляется уменьшение содержания V, Cr, Zr, Y, Sr, Nb, Zn . Такие закономерности выявляются и на остальных участках кайнозойских кор выветривания (фиг. 85).

В разрезе юрской коры выветривания и перекрывающих ее пород (фиг. 86) картина более сложная. Четвертичные галечники, лес-

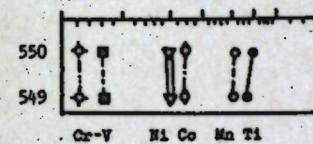
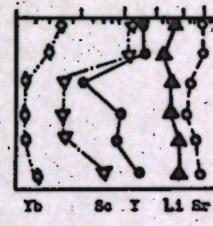
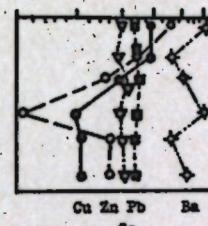
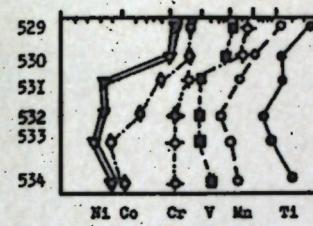
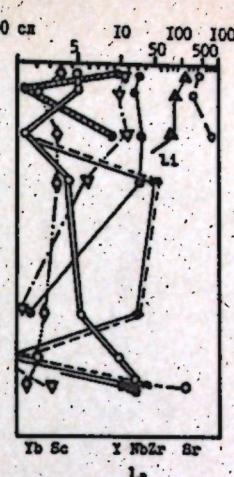
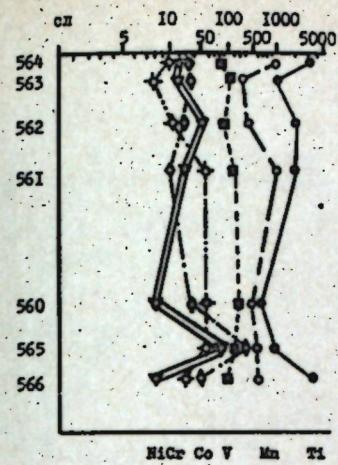
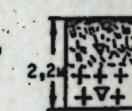
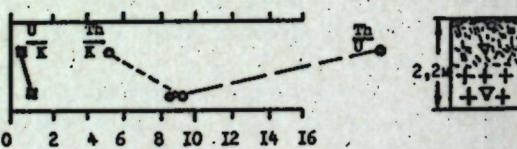
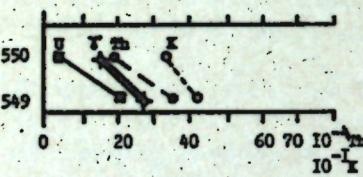
1. НИРОКОЕ



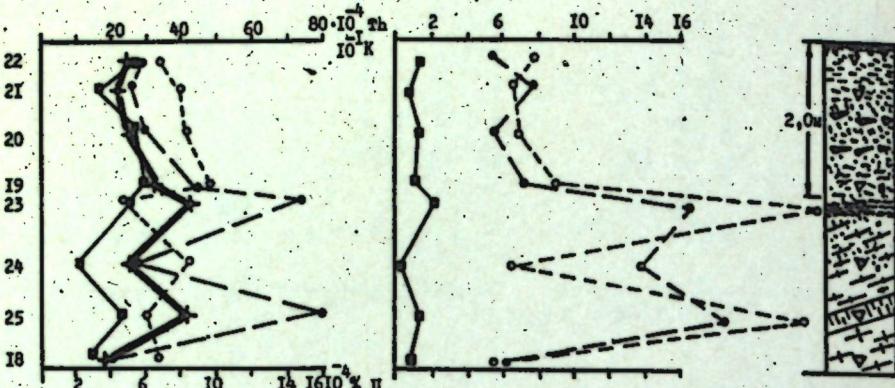
2. БОРОТАН БИКА



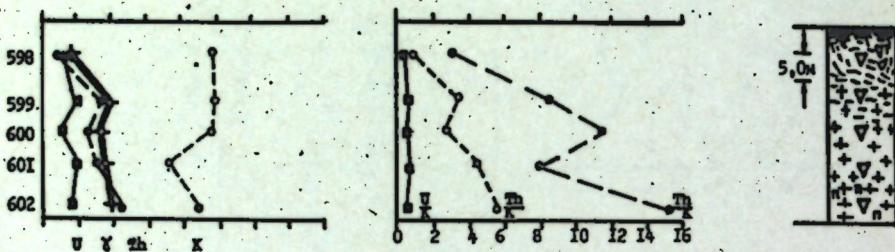
3. ЧИСТОПОЛЬЕ



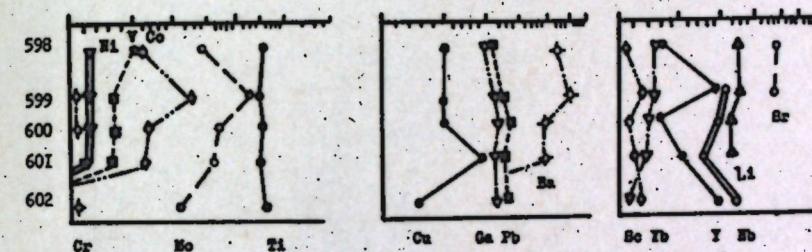
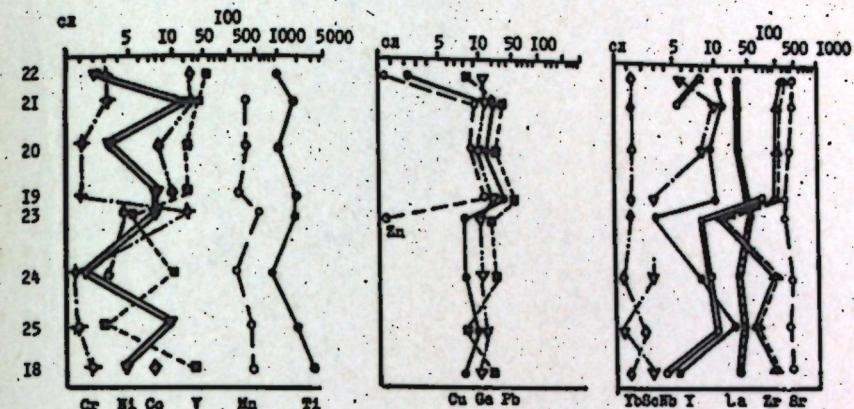
4. ПОСОЛЬСКАЯ



5. ИСКРА



1 2 3 4 5 6 7 8

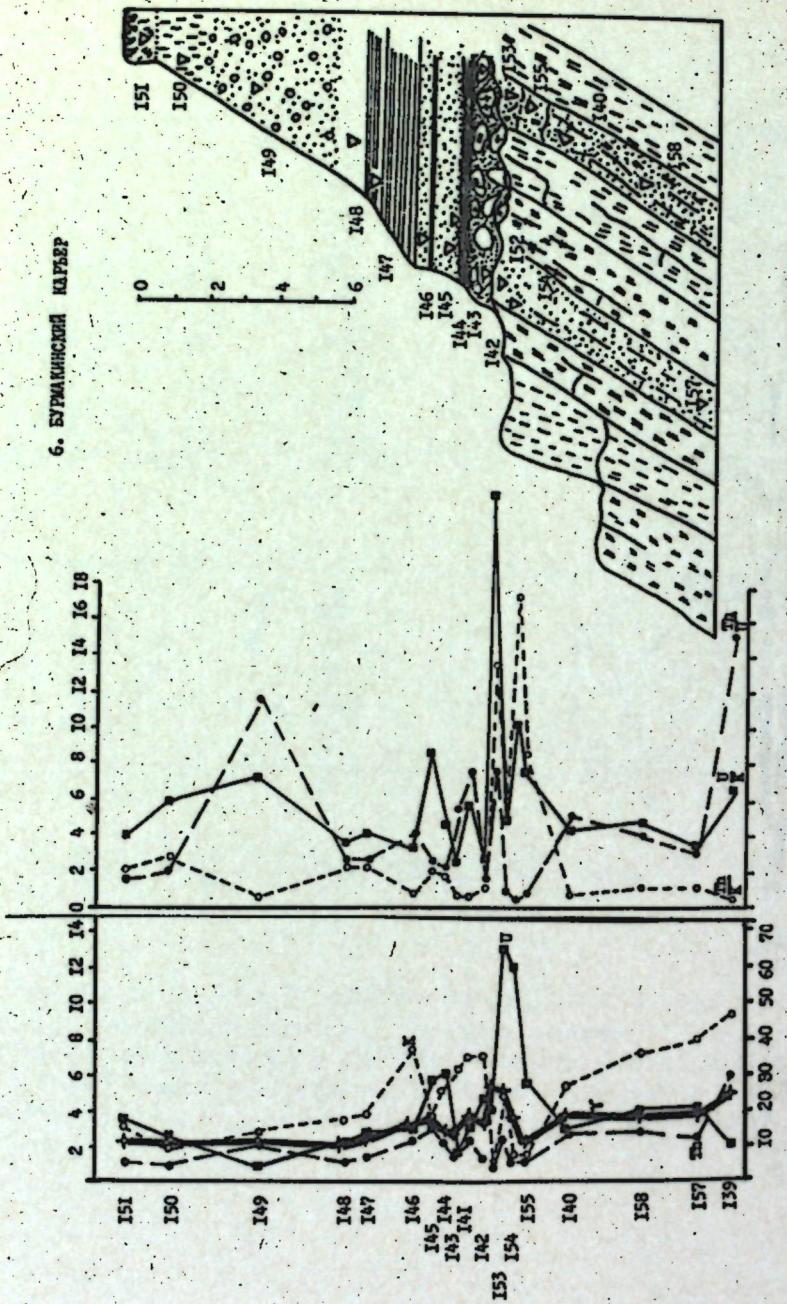


9 10 11 12 13 14 15

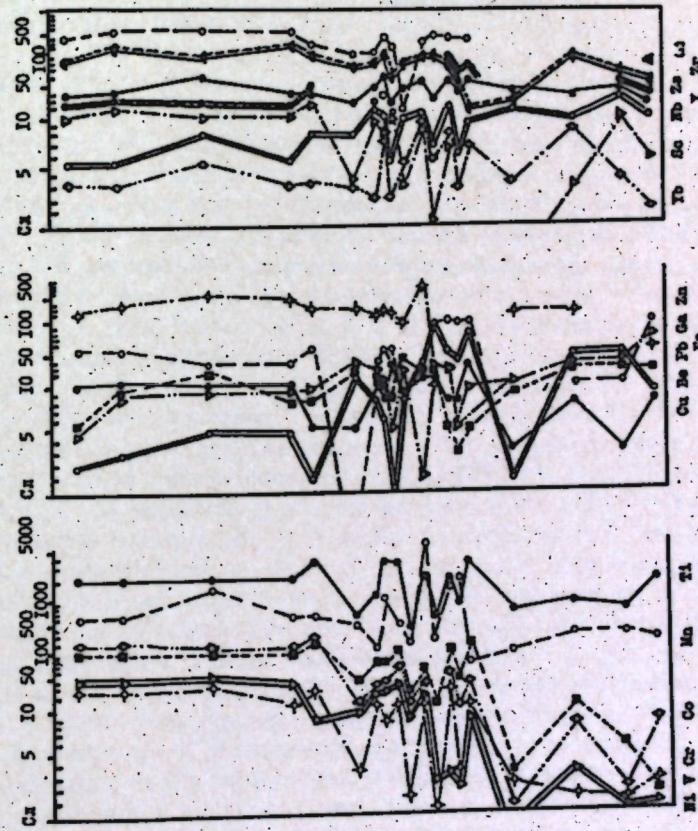
Фиг.85. Изменение содержания РЭ и малых количеств других элементов в кайнозойских корах выветривания

Здесь и далее: по абсциссе для графиков содержаний РЭ и их отношений (две левые колонки) – масштаб простой, для остальных – двойной логарифмический; по ординате – номера проб. Пояснения к литологическим колонкам см: Кренделев, Бобров, 1970

1 - места отбора проб; 2 - почва; 3 - лёссовидный суглинок; 4 - песок; 5 - дрёсва, щебенка; 6 - элювий гнейсов; 7 - двухслойный сланец; 8 - очковый гнейс; 9 - сухая дрёсва гранитов; 10 - влажная дрёсва гранитов; 11 - гранит; 12 - хлорит-каолиновые глины; 13 - гнейсо-граниты; 14 - пегматиты; 15 - миаролитовый гранит



6. БУРДАКИНСКАЯ КАРЬЕР



фиг. 86. Изменение содержания РЭ и малых количеств других элементов в долюрской коре выветривания и перекрывающих ее рыхлых отложениях
Обозначения с 1-15 см. на фиг. 85

16 - мелкогалечный песок;
17 - глины; 18 - глины с линзами угля; 19 - погребенный делювий; 20 - гнейс ожелезненный; 21 - слюдяной гнейс

Содержание РЭ в выветрившихся сланцах кординской свиты
(скв. 113 Николаевского месторождения, %)

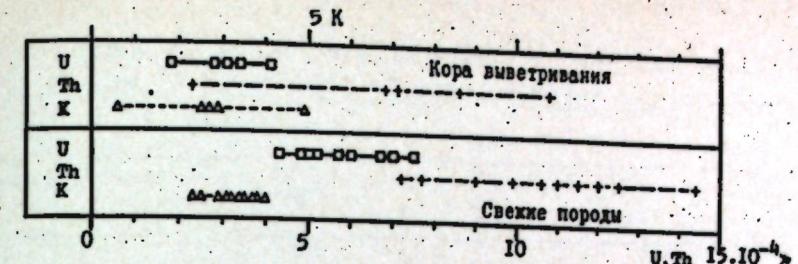
№ п/п	№ автор- ский	Порода	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	K	Th/U	$Th/K \cdot 10^{-4}$	$U/K \cdot 10^{-4}$
1	11-65	Суглинки рыже- вато-бурые мел- кощебеччатые	3,6	7,2	2,5	2,0	2,9	1,4
2	12-65	To же	3,1	6,8	2,7	2,2	2,5	1,1
3	13-65							
4	14-65	"	2,83	8,55	2,8	3,0	3,0	1,0
5	15-65	" с обломка- ми черных слан- цев	1,8	2,3	0,4	1,3	5,8	4,5
6	16-65	Филлиты, силь- но выветрившие- ся	4,2	10,7	4,8	2,6	2,2	0,9

сы и почвы обладают постоянными содержаниями всех редких и РЭ, и здесь графики для них почти параллельны оси ординат. Только Th/U возрастает в цементе галечников (проба 149). Это понятно, так как Th входит изоморфно в минералы тяжелого шлиха, гидравлическое сечение которых соответствует в общем частичам легких минералов значительно большего размера.

В коренных доюрских породах содержание тех же элементов и их отношения отражают изменения в составе гнейсов (пробы 153, 155, 140) и непостоянны.

В элювии, подстилающем юрские отложения, резко падает содержание K и U; зато возрастают Th и соответствующие отношения Th/U - Th/K. Исключение составляет только проба 153, в которой содержание U очень высокое, связанное, вероятно, с увеличением количества Fe_2O_3 (13,92%). Графики элементов группы железа (Ni, Cr, Co, V, Mn, Ti) вполне симбатны и показывают высокую концентрацию их в остаточных продуктах кор выветривания и низкую - в переотложенных. Отметим, что резко падает содержание Yb, Sr, Be, Nb, Ga в глинах и наблюдается некоторое их возрастание в песчанистых прослоях. Как видим, в юрских корах сохраняются те же тенденции, что и в современных элювиальных покровах.

Коры выветривания неизвестного возраста широко развиты в пределах Герфедстского рудного узла. Вероятнее всего, эти коры начали формироваться в предъюрское время и продолжают образовываться до сих пор. В пределах распространения сланцев и филлитов кординской свиты лимониты по трещинам и зонам рассланцевания проникают на глубины более 200 м. В связи с этим определение содержаний РЭ в самих сланцах затруднено (поскольку степень их выветрелости самая различная). В одних случаях в сланцах сохраняются пириты, в других - филлиты превращены в бурые, оранжевые, кирпично-красные глины, содержащие обломки первичных слан-



Фиг. 87. Радиоактивные элементы в свежих и выветрившихся сланцах кординской свиты

Образцы - из скв. 113 Николаевского месторождения. График построен по данным табл. 30 и 36

цев. Коры выветривания линейные и приурочены к зоне тектонического контакта пенченгинской и кординской свит. Известно, что рядом с выходами так называемой Магистральной жилы пробурена скважина, которая вскрыла бокситовую линзу в лежачем боку тела. Полоса распространения бокситов совпадает по простиранию с выходами сланцев пенченгинской свиты, вмещающей крупные тела выветрившихся с поверхности ортоамфиболитов Индыглинского комплекса. Нам с большим трудом удалось отобрать сравнительно свежие сланцы кординской свиты для определения содержания в них РЭ. Такие сланцы отбирались по скв. 113 (табл. 30, анализы 74-83). Выветрившиеся сланцы имеют в среднем более низкое содержание U (табл. 36), чем свежие. Характерно, что количество Th тоже уменьшается (фиг. 87); но это уменьшение идет медленнее, чем U и K. В скв. 35 (табл. 30, анализы 84-112) свежие сланцы часто сменяются выветрившимися, что обуславливает большой разброс в значениях содержаний РЭ. По-видимому, максимальные значения содержаний следует принимать за klarковые для данных пород; а низкие значения, вероятно, обусловлены процессами выщелачивания РЭ поверхностными водами, проникающими по трещинам на глубину. И на этом примере можно прийти к выводу о том, что в процессе корообразования в сланцах также идет вынос РЭ и особенно интенсивно K и U. В наибольших относительных количествах выносится K (отношение U/K падает с 2,0 в свежих породах до 1,1 в коре выветривания).

В докембрийских корах выветривания (фиг. 88) картина принципиально сходная. И здесь резко падает содержание U и Th. Главное отличие заключается в заметном повышении содержания K в метаморфизованных продуктах коры выветривания, которое мы объясняем наложением калиевого метасоматоза на зону контакта, и, следовательно, на древнюю кору выветривания. Вероятно, это связано с перемещением K, как наиболее подвижного элемента, из гранитоидов в более высокие горизонты земной коры и его отложением в пористых породах коры выветривания, являющихся первым барьером на пути движения горячих гидротермальных растворов. Это не частный случай. Такой же факт описан для юга Ени-

Таблица 37

Содержание урана в докембрийской коре выветривания кварцевых порфиров и в перекрывающих ее породах (р. Оленья, %)

№ п/п	№ пробы	Расстояние от контакта	Порода	$U \cdot 10^{-4}$
1	14-63	+150	Белый кварцит	10
2	12-63	+135	Черный сланец с пиритом	20
3	569-62	+60	Лиловый "гематитовый" сланец	31
4	570-62	+55	Зеленый филлит	35
5	25-63	+42	Лиловый "шамозитовый" сланец	60
6	15-63	+31	Розоватый кварцит мелкозернистый	130
7	38-63	+25	Мелкозернистый кварцевый алевролит	460
8	37-63	+23	Олигомиктовый песчаник со следами золота	3910
			Местное несогласие	
9	20-63	+18	Зеленовато-серый сланец с примесью туфового материала	70
10	27-63	+12	Серовато-зеленый конгломерат	90
11	22-63	+8	То же	40
12	32-63	+5	Гравелит	30
13	119-63	+3	Конгломерат магнетитовый с браннеритом	100
14	115-63	+2	Крупногалечный конгломерат	50
15	21-63	0	Кора выветривания кварцевых порфиров	80
16	52-61	-0,2	То же	33
17	54-61	-0,8	"	25
18	56-61	-1,6	"	Сл.
19	58-61	-2,2	"	0,01
20	61-61	-4	"	28

Таблица 37 (окончание)

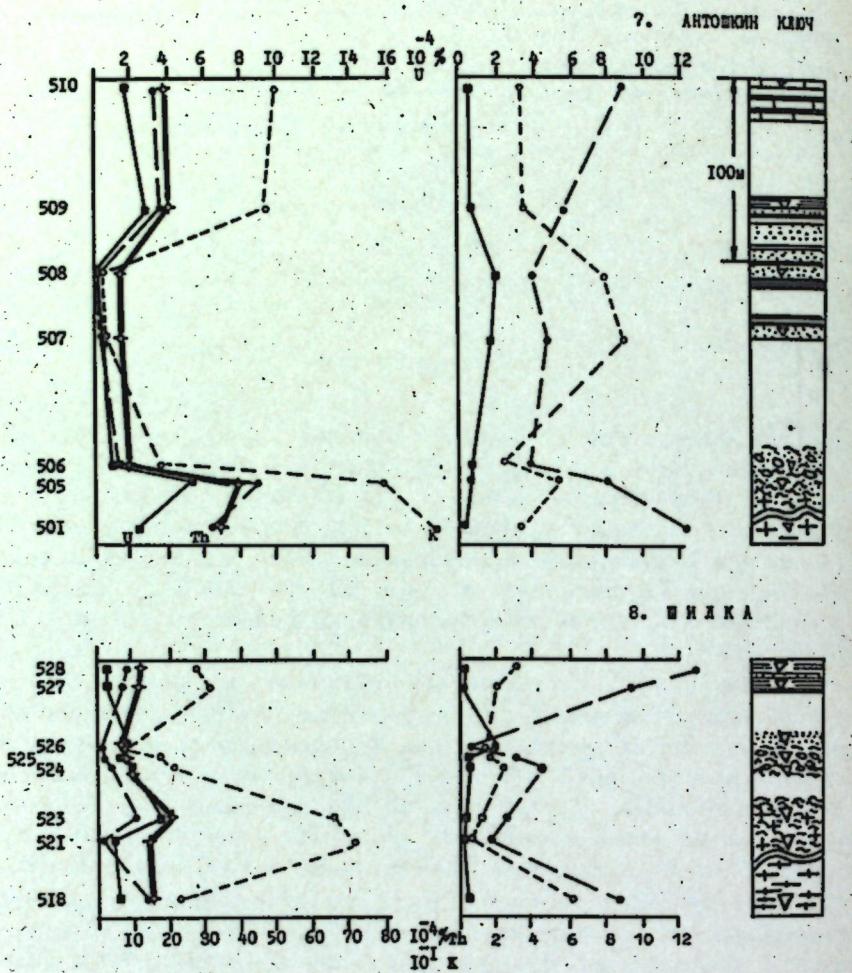
№ п/п	№ пробы	Расстояние от контакта	Порода	$U \cdot 10^{-4}$
21	42-61	-8	Осветленный кварцевый порфир	100*
22	41-61	-10	Зеленовато-серый	400
23	92-61	-50	Свежий	54
24	97-61	-75	То же	98
25	108-61	-85	"	65

сейского кряжа, где в местечке Галочки гривы базальные конгломераты налегают на гранитоиды таракской интрузии. Развитие вторичных микроклинов и альбитов в древней коре выветривания и серicitизация каолита в древних корах, залегающих на гранитах, отмечалось Седерхольмом (Sederholm, 1931) в докембрийской коре выветривания Скандинавии, Шарпом (Sharp, 1940) в эпиархейских и эпипальгонических корах выветривания юга Канадского щита (Кренделев, 1965).

В связи с этим несмотря на повышение содержания Th в древнем элювии отношение Th/K резко падает, а Th/U сохраняется высоким, иногда даже увеличивается. В перекрывающих песчанистых осадочных отложениях все три РЭ находятся в базальных горизонтах в пониженных количествах, но при высоком Th/K - а в более высоких горизонтах содержания становятся почти равными таковым в подстилающих породах - Th/K падает, а Th/U возрастает. Это позволяет прийти к выводу о том, что отложение U в древних олигомиктовых толщах весьма сомнительно, а Th/U и Th/K является важным показателем условий отложения осадочных толщ и их метаморфизм.

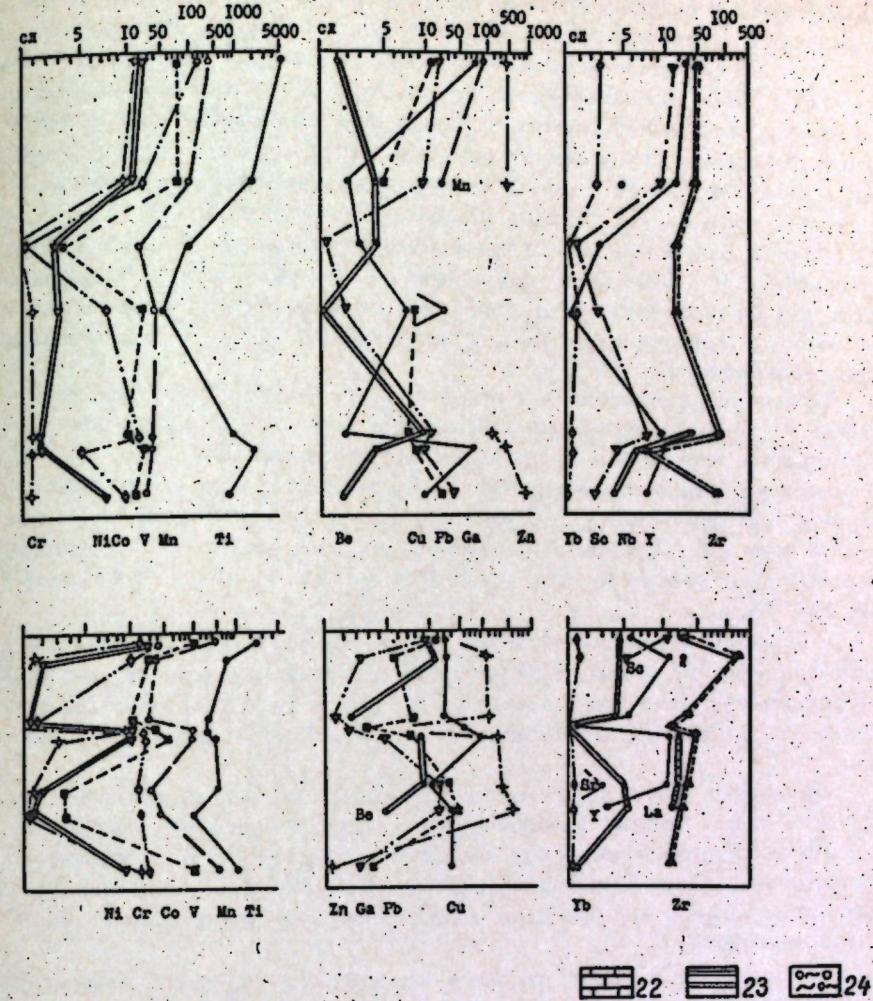
Малые элементы в докембрийских корах подчиняются той же закономерности, что и в мезозойских корах выветривания, для чего достаточно сравнить графики, полученные по Бурмакинскому карьеру, Антошкину ключу и Шилке (рис. 88, 88), где в зоне перехода от коренных пород к осадочным толщам можно заметить сходство характера кривых. Разница заключается только в том, что на участке Шилки в коренных гранитах отсутствуют Be и Sr, а в рыхлых отложениях они есть.

На участке р. Оленьей нам не удалось провести у-спектрометрического каротажа скважин и отобрать достаточные для лабораторных измерений пробы. Поэтому мы ограничиваемся обсуждением результатов определений содержания U, выполненных перлово-люминесцентным методом. Образцы для анализа отобраны по керну скважин, а частью прямо на обнажениях (пробы 12-14, табл. 37).



Фиг. 88. Изменение содержания РЭ и малых количеств других элементов в докембрийской коре выветривания и перекрывающих ее осадочных породах

Опробованы свежие кварцевые порфиры, их выветрившиеся разности, зона перехода от кор выветривания к осадочным породам, базальный (неполный) ритм нижней подсвиты р. Оленьей и второй ритм той же подсвиты. Как видно из схемы (фиг. 89), построенной по данным табл. 37, содержание U в породах обнаруживает четкую циклическую закономерность в осадочных породах. Максимальные содержания приурочены к базальным горизонтам ритмов, а минимальные – к обломочным породам верхних частей ритма. В кварцевых порфирах из



Обозначения с 1 по 21 см. на рис. 85, 86; 22 – известняк; 23 – алевролит; 24 – конгломерат

профиля коры выветривания содержание урана резко меняется. Прямо у контакта количество его примерно соответствует таковому в нижних частях перекрывающей толщи, но на глубине 1,0–2,5 м от контакта четко проявляется зона почти полного выщелачивания урана. Под ней располагается зона некоторого накопления (проба 21), которая сменяется свежими невыветрившимися породами.

Другими словами, и в данном случае картина распределения урана в профиле докембрийского выветривания принципиально не отличается от разобранных выше.

В целом можно констатировать, что РЭ входят в разные по степени устойчивости минералы; поэтому Th/U , Th/K и U/K существенно изменяются в зависимости от обстановки, в которой происходит разрушение коренных пород и образование осадков. Это хорошо видно на примере современных отложений, в которых резко изменяется Th/U и Th/K . Особенно резко возрастает Th/U в переотложенных продуктах кор выветривания — таких, как олигомиктовые песчаники и галечники. В последних содержание РЭ и их отношения практически не отражают состава галечного материала, но зависят главным образом от состава цемента (заполнения).

Уран и калий выносятся одинаково интенсивно и совместно переотлагаются. Некоторое накопление U по сравнению с K наблюдается только в почвах, что, вероятно, объясняется влиянием растворимости, потребляющей K и усваивающей U в относительно меньших количествах.

Общая радиоактивность продуктов кор выветривания коррелируется $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, иными словами, зависит от окислительно-восстановительного потенциала в процессе корообразования.

γ -спектрометрическое излучение кор выветривания позволяет получить дополнительную информацию, выявляющую поведение каждого из трех РЭ. Для каолинитового типа современных кор выветривания общие тенденции представляются такими, как это показано на фиг. 80.

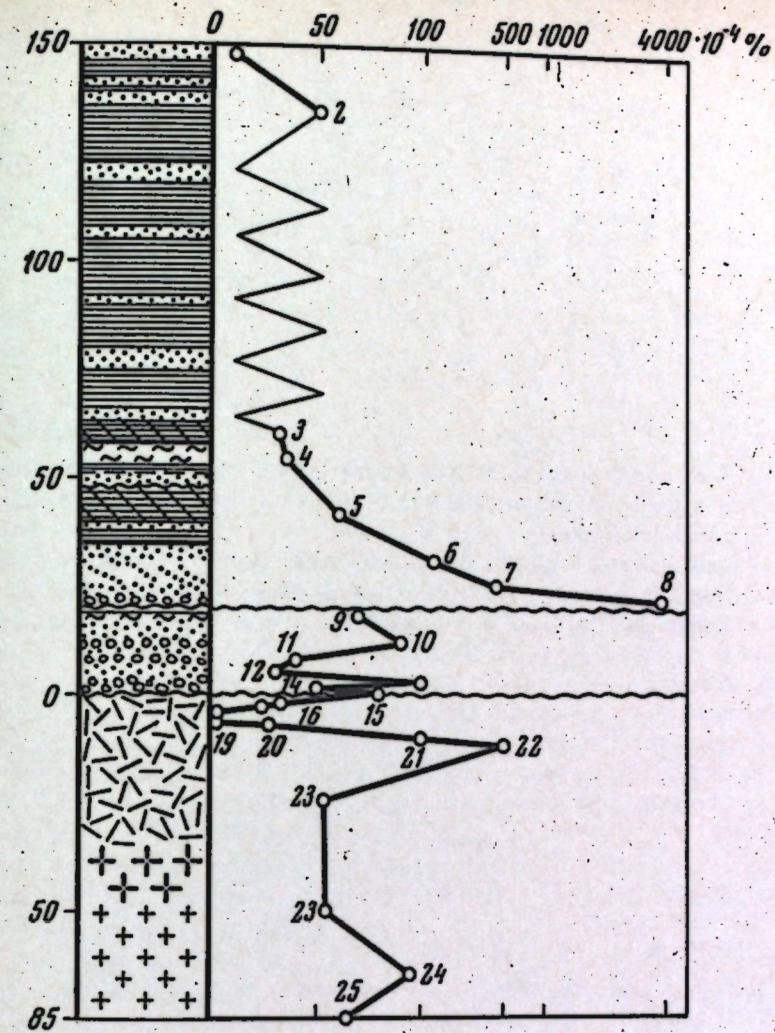
Величина отношений РЭ в корах выветривания на Енисейском крае (табл. 35) заметно отличается от среднекларковых (табл. 28). Исследование отношений поможет уточнить существующее представление о кларковых содержаниях РЭ и особенно в осадочных породах.

Отношения РЭ в корах выветривания различного возраста принципиально однотипны. Исключением являются метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания, где резко повышенено содержание калия. Этот факт мы склонны объянить эпигенетическими процессами калий-натрового метасоматоза, наложенного на кору выветривания.

Отношения РЭ могут служить показателем степени изменения первичных пород и условий отложения осадков (континентальные, морские, осадочные) и отчасти палеогеографической обстановки, способов мобилизации, их транспортировки и фиксации в осадках. Изучение отношений может дать материалы для суждения о характере источников сноса, расстояния до них, о положении береговой линии, скорости осадконакопления и т.п. Можно попытаться отличить чисто осадочные формации от туфогенных, вулканогенно-классических, а в случае интенсивного метаморфизма и интрузивных.

Исследование Th/U может помочь разобраться в вопросе о рассыпном или эпигенетическом генезисе оруденения в древних конгломератах (Дэвидсон, Фридман и др.).

Сказанное позволяет высказать желание вести разработку γ -спектрометрической аппаратуры для раздельного определения РЭ непосредственно в полевых условиях и для каротажа скважин, что



Фиг. 89. Изменение содержания U в зоне перехода от кварцевых порфиров Пенченгинской свиты к осадочным породам свиты р. Оленек.

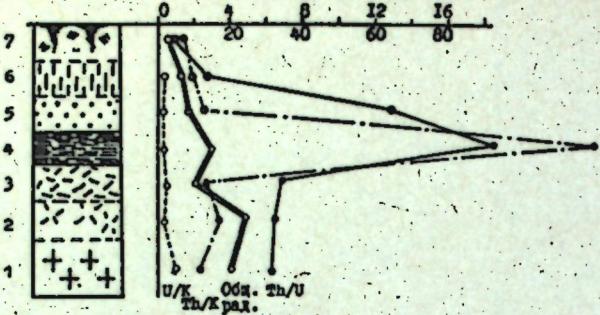
По абсциссе — двойной логарифмический масштаб.

поможет выделять в разрезах толщи горизонты, отложение которых связано с образованием кор выветривания или их перемывом. γ -спектрометрические съемки, особенно мелкомасштабные, помогут выявить площади с повышенными кларками каждого из РЭ, что даст возможность сузить районы поисков месторождений, связанных с корами выветривания (rossсыпи, бокситы, глины, строительные материалы и др.).

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЮГА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

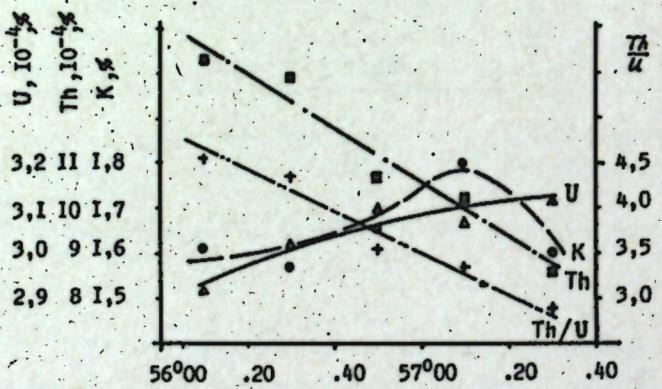
Особенностью геологического строения южной части кряжа является наличие весьма крупных зон милонитизации, имеющих на выходах ширину до нескольких километров и протягивающихся практически через все комплексы, включая интрузивные, от р. Кан до устья Ангары. Эти зоны милонитизации откартированы при проведении геологических съемок и показаны на всех схемах, использованных в первой части работы (см. фиг. 7, 20 и др.). В южной части кряжа зоны милонитизации насыщены дайками основного состава, а также многочисленными телами полевошпат-слюдянных пегматитов и кварц-полевошпатовых жил. Зоны трассируются телами щелочных пород. К северу от Ангары они перекрыты отложениями сухопитской и тунгусикской серий, но отчетливо фиксируются по ряду косвенных признаков. Прежде всего, это полоса повышенной трещиноватости пород в пределах пород удерейской свиты, которая располагается на северном продолжении зоны милонитизации. В пределах этой полосы также известно большое число разновозрастных даек основного состава, наиболее древние из которых существенно метаморфизованы. Полоса трещиноватых пород включает выходы интрузий щелочных пород кимберлитов и родственных им образований, а также обладающие повышенной щелочностью. Выходы полосы трещиноватых пород пространственно совпадают с контурами золотоносного района Северо-Енисейской тайги, что впервые отмечено Ф.Н.Шаховым (1938) и неоднократно подчеркивалось в работах Н.В.Петровской, П.С.Бернштейна, А.О.Глико и многих других. Отметим также, что контур россыпной золотоносности довольно хорошо совмещается с ореолом распространения коренных золотопроявлений различных морфологических типов (Бернштейн, 1951).

Для изучения изменения содержаний РЭ в зоне милонитизации и вмещающих эту зону породах южной части кряжа были использованы данные аэрогамма-спектрометрирования (табл. 38). Полевые измерения и лабораторные определения кларковых содержаний РЭ показали, что в зонах милонитизации заметно снижено содержание К и U а количество Th остается таким же, как в пересекаемых зоной породах. Величина Th/U и Th/K возрастает; U/K остается тем же. Это можно объяснить тем, что зоны милонитизации промывались какими-то водами, выносившими одновременно U и K, а Th, как наименее подвижный элемент, остался на месте. Эти воды были воздымющими, так как в зоне милонитизации из новообразованных минералов преобладает серицит, а не каолиниты, которые могли бы образоваться при поверхностном выветривании в процессе корообразования. Кроме того, пегматитовые жилы и тела щелочных даек пересекают уже серицитизированные породы, а сами не изменены. Следовательно, процесс выноса U и K шел до времени образования пегматитов и внедрения щелочных пород. Напомним, что в местах, где зоны милонитизации перекрыты отложениями тасеевской серии (верховья Шилки, Антошина ключа, Галочки гривы), в базальных



Фиг. 90. Идеализированная схема изменения отношений РЭ в современных корах выветривания каолинитового типа на кислых породах Енисейского кряжа

1 - зона свежих гранитов или гнейсов; 2 - структурный элювий; 3 - делювий; 4 - каолиновые или хлоритовые глины, бокситы; 5 - пески, галечники, супеси; 6 - лёсс или лёссовидные суглинки; 7 - почвы



Фиг. 91. Графики распределения средневзвешенных содержаний РЭ и отношений Th:U в пределах юга Енисейского кряжа по данным аэрогамmasпектрометрии

Таблица 38

Средние содержания РЭ в породах главных комплексов юга Енисейского кряжа (по данным АГСС, %)

Комплексы	Исследованная площадь, км^2	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$	K	Th/U	$K/Th \cdot 10^{-4}$
Щелочные эффузивы Немчинского комплекса . . .	28	4,50	19,70	2,13	4,30	0,11
Микроклиновые породы в зоне милонитизации . . .	40	4,40	13,0	2,57	3,00	0,21
Милонитизированные породы в зоне глубинных разломов	204	2,85	10,90	1,56	3,80	0,14
Веснинская толща	80	3,15	11,10	2,08	3,56	0,19
Кузеевская	60	3,00	11,50	1,47	3,83	0,13
Атамановская	60	3,00	11,90	1,57	3,92	0,13
Посольненские граниты .	30	4,25	17,15	2,72	4,00	0,16
Нижне-Канские	15	3,70	21,35	2,43	5,80	0,11
Таракские	71	4,30	26,70	2,08	6,20	0,08

горизонтах цемент конгломератов замещен новообразованными калиевыми полевыми шпатами. Сами эти отложения обладают несколько повышенной радиоактивностью урановой природы. Таким образом, увеличение Th/U и Th/K может служить своеобразным показателем степени гидротермального метаморфизма пород.

Если это так, то было бы интересно проследить, как изменяются эти отношения по площади и в зависимости от глубины эрозионного среза. Южная часть Енисейского кряжа представляет в этом отношении весьма удобный объект. Здесь с юга на север происходит постепенная смена наиболее древних и высокометаморфизованных пород молодыми, почти неизмененными породами. На юге обнаруживаются крупные батолиты глубокого эрозионного среза, а на широте Ангары выступают только апикальные части мелких интрузий.

В табл. 38 приводятся данные о средних содержаниях РЭ по данным аэро-у-спектрометрирования. Видно, что, чем выше степень регионального метаморфизма пород, тем сильнее возрастает Th/U . Иными словами, при прогрессивном региональном метаморфизме U выносится в верхние горизонты литосферы интенсивнее.

Интересно проследить распределение содержаний РЭ в зависимости от географической широты выходов пород, поскольку мета-

морфизм заметно уменьшается в направлении с юга от р.Кан на север (к Ангаре).

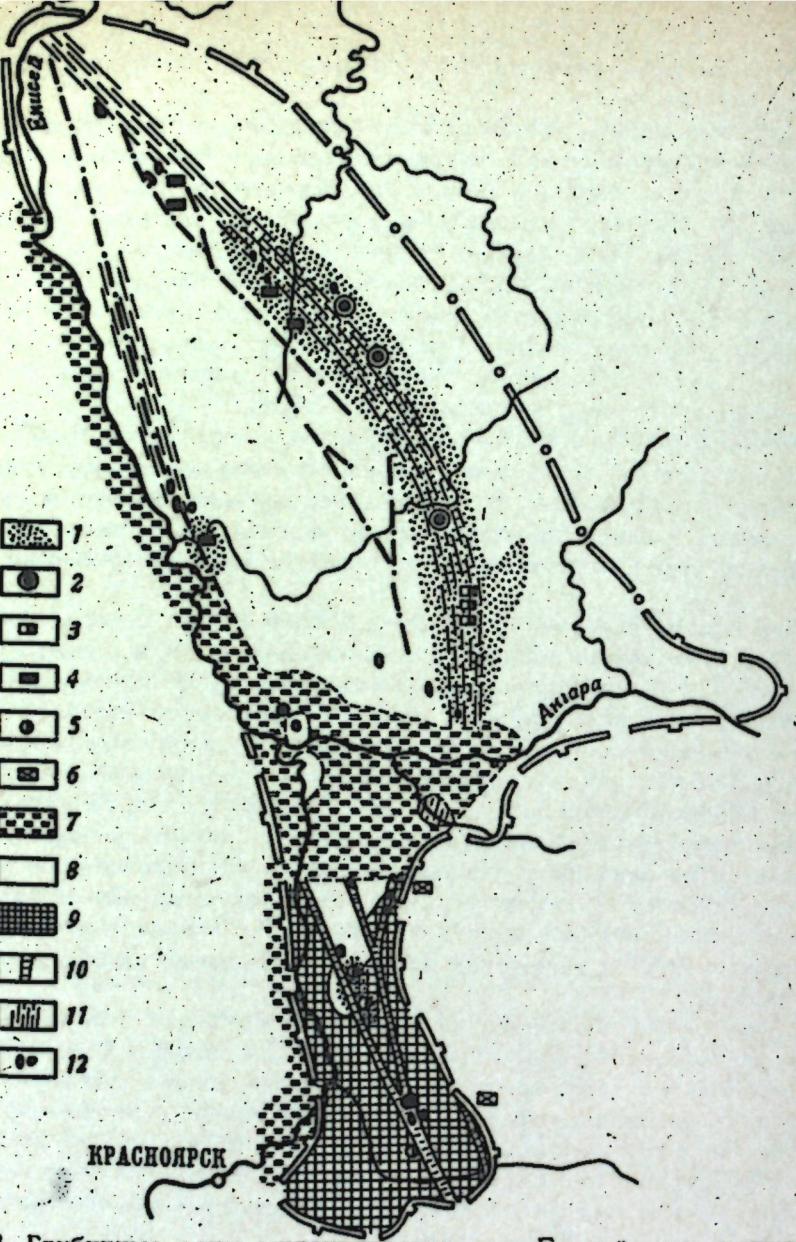
Для построения графика вся заснятая аэро-у-спектрометрическими съемками площадь южной части кряжа "разрезалась" по широте на полосы шириной 20 угл.мин. каждая. В этих полосах выделены графически и подсчитаны площади с различным содержанием РЭ. Усредненные данные подсчетов вынесены на график (фиг.91). Подсчеты выполнены О.В.Болдыревым, В.А.Бобровым, Е.И.Богдановичем, Е.Г.Марютичевым и автором. Исследование графика показывает, что содержание U и K медленно возрастает в направлении на север, а Th/U падает. Эта картина проявляется как в метаморфических породах, так и в интрузивных.

Размеры зон милонитизации огромны, объемы метаморфизованных пород колоссальны, и вполне естественно возникает вопрос: где переотложились U и K? Калий, как мы неоднократно отмечали, переотложился в виде вторичных полевых шпатов в базальных горизонтах осадочных пород, несогласно налагающих на метаморфизованные породы.

Посмотрим, как распределяются кларки РЭ на севере кряжа. При описании закономерностей распределения РЭ в сланцах мы отмечали, что наиболее высокие значения общей радиоактивности присущи удерейским сланцам, претерпевшим метаморфизм фации кварц - бледно-зеленый хлорит - серицит - пирит. Полоса пород этой фации как раз и соответствует зоне повышенной трещиноватости Северо-Енисейской тайги (фиг.92). Нетрудно увидеть, что золотоносный район и контур повышенных кларков урана совпадают. Наши исследованиями устанавливается, что золотоносны не все сланцы удерейской серии, а только те, в которых общая радиоактивность повышена за счет U и отчасти K. Исследованиями В.Г. Петрова (1969) и других установлены повышенные кларки Au в этих же породах.

Проведенные исследования неизбежно приводят к парадоксальному на первый взгляд выводу: повышенные кларки U в перекрывающих толщах связываются с глубинными зонами источника, характеризующимися пониженными, а не повышенными, как обычно считается, содержаниями этого элемента. Вынос РЭ из глубинных зон обусловливает повышение кларковых содержаний U в перекрывающих толщах при регressiveном метаморфизме перекрывающих толщ на пути остывающих растворов.

Для Енисейского кряжа источники РЭ как будто бы ясны. Это породы наиболее древних толщ, обладающие повышенными кларками РЭ. Вероятно, эти элементы выносились и на северном продолжении зоны милонитизации, где она перекрыта отложениями позднего докембрия. Процесс выноса происходил неоднократно, потому что рассланцовка пород сухопитской серии и проявление разновозрастных даек и интрузий указывают на периодическое подновление движений по зоне. Именно в этой зоне отмечаются интенсивная пиритизация пород, развитие хлорит-серицитовых сульфидов фаций метаморфизма.



Фиг. 92. Глубинные зоны мильтитизации юга Енисейского кряжа и зоны рассланцевания на севере

1 - районы развития золотоносных россыпей и сульфидной минерализации; 2 - гидротермальные проявления золота; 3 - то же в пластовых телах ("магистральная жила"); 4 - сульфиды в конгломератах разного возраста; 5 - жильные месторождения юга кряжа; 6 - калиевые полевые шпаты в цементе базальтовых конгломератов; 7 - мезо-кайнозойские отложения; 8 - докембрийские отложения; 9 - Канский метаморфический комплекс; 10 - зоны мильтитизации с пониженной радиоактивностью; 11 - зоны повышенной трещиноватости и рассланцовки пород; 12 - выходы щелочных пород

Где же искать источники золота? Работами Ю.Г.Щербакова и Н.Г.Пережогина (1963, 1964) доказано, что главными посителями Au являются базальтоиды и, следовательно, при изменении эфузивов основного состава горячие растворы могут вовлекать в миграцию и золото. В пределах центральной зоны кряжа в отложениях тайской серии повсеместно встречаются измененные эфузивы Индыглинского комплекса (см. фиг. 25, 34). Нетрудно убедиться в том, что по окраине золотоносного района кряжа измененные эфузивы прослеживаются почти непрерывной полосой от верховьев Удеря до р. Вороговки. Это пространственное совмещение натолкнуло нас на мысль изучить распределение золота в основных породах разной степени метаморфизма. Исследование содержаний золота сделано на примере свиты р. Оленьей, где (см. фиг. 11) диабазовые и плагиоклазовые порфиры занимают до 40% разреза. Ранее мы писали, что в нижних частях разреза эфузивы изменены почти нацело, а свежие, неизмененные эфузивы встречаются только в верхних частях разреза. Степень измененности пород возрастает от молодых к древним. Это проиллюстрировано зарисовками шлифов и керна (см. фиг. 30, 31).

Химический состав свежих и измененных эфузивов приводился в табл. 63 (Приложение 1). В табл. 39 приведены анализы наиболее типичных разновидностей основных пород в сравнении со сходными породами Южно-Африканской республики (анализы У1-УШ). Такое сравнение необходимо для того, чтобы показать различие изменений химического состава при воздействии метаморфизующих глубинных растворов и поверхностных вод. Диабазы и порфиры бассейна р. Оленьей имеют более основной состав, чем южно-африканские.

В нашем случае в измененных породах по сравнению со свежими заметно снижено содержание K_2O , Na_2O , SiO_2 и Al_2O_3 , зато существенно более высокое содержание CaO , FeO и SO_3 . Резко увеличены потери при прокаливании. Изменение порfirитов в нижних частях разреза нельзя связывать с влиянием атмосферных и грунтовых вод, поскольку образцы отбирались по керну скважины с глубины до 300 м, а нижние части разреза перекрыты покровами свежих, неизмененных основных пород. На примере Южной Африки (табл. 39, пробы УП и УШ) видно, что в условиях поверхностного выветривания резко уменьшается количество CaO , сумма щелочей, но увеличивается количество H_2O^+ . У нас картина иная: количество CaO возрастает, H_2O^+ остается неизменным, а потери при прокаливании резко увеличиваются. Характер изменения амഗалоидных диабазов нижних частей разреза серии Виватерсrand (табл. 39, анализ У1) сходен с наблюдаемыми в нашем районе.

Такое изменение основных пород следует, вероятно, связывать с деятельностью восходящих достаточно активных растворов, выщелачивающих SiO_2 и CaO из силикатов, поскольку пироксены превращены в хлорит-кальцитовую массу, которая вместе с водными окислами Fe и Al образует базальтовую вакку. Поскольку в измененных породах возрастает количество SO_3 , можно предполагать, что растворы содержали S и, вероятно, были кислыми. Они выносили из метаморфизующихся эфузивов Fe и кремнезем, отла-

Таблица 39

Химический состав порфиритов бассейна р. Оленьей (в вес.%)

Компоненты	1	П	Ш	1У
SiO ₂	44,49	46,05	25,18	43,24
TiO ₂	2,85	2,50	2,90	2,25
Al ₂ O ₃	15,32	17,64	8,29	14,16
Fe ₂ O ₃	3,55	3,29	16,30	2,29
FeO	9,36	8,62	10,06	10,95
MnO	0,15	0,10	0,19	0,15
MgO	6,04	4,22	4,28	3,95
CaO	7,28	7,25	8,31	8,85
Na ₂ O	3,37	3,77	Сл.	2,70
K ₂ O	0,42	1,33	0,72	0,54
P ₂ O ₅	-	0,88	0,65	0,69
SO ₃	-	0,15	3,02	0,28
BaO	-	0,0085	Сл.	0,0016
CoO	-	0,0025	0,022	0,0037
H ₂ O ⁺	0,22	0,28	0,15	0,23
П.п.п.	6,88	3,44	22,30	10,40
Ni	-	0,0002	0,00033	0,0001
Cu	-	0,008	0,008	0,006
Fe общ	-	-	-	-
Сумма . .	99,93	99,53	102,22	100,45

Компоненты	У	У1	УП	УШ
SiO ₂	44,50	51,20	50,53	52,54
TiO ₂	2,46	-	0,59	0,26
Al ₂ O ₃	13,07	16,75	14,06	16,15
Fe ₂ O ₃	1,38	16,87	13,98	12,70
FeO	10,86	2,88	-	-

Таблица 39(окончание)

Компоненты	У	У1	УП	УШ
MnO	0,17	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	3,17	2,60	6,21	2,67
CaO	7,65	8,74	9,69	1,24
Na ₂ O	0,67	0,50	2,36	0,74
K ₂ O	0,72	0,39	0,54	0,32
P ₂ O ₅	0,71	Сл.	0,13	0,06
SO ₃	0,41	-	-	-
BaO	0,005	-	-	-
CoO	0,0048	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,26	-	0,29	5,52
П.п.п.	13,07	-	1,47	5,27
Ni	0,00018	-	-	-
Cu	0,006	-	-	-
Fe общ	-	0,018	-	-
Сумма . .	99,27	99,948	-	-

Пробы 1-У1 проанализированы в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР.

1 (Ф-40-63) - диабаз свежий с хорошо сохранившимся авгитом; П (Ф-8-62) - плагиоклазовые диабазы осевой части синклинали р. Оленьей; Ш (Ф-275-62) - плагиоклазовый порфирит с небольшим количеством олигоклаз-андезина (основная масса насыщена рудной пылью, встречаются миндалины хлорит-карбонатного состава); 1У (Ф-293-62) - сильно измененный плагиоклазовый порфирит; У (Ф-271-62) - диабазовый сланец с реликтами кислого плагиоклаза; У1(207) - амигдалоидный диабаз нижневитватерсrandских слоев Дальнего Западного Райда (рудник Грутвлей, скв.2); УП(209) - свежий диабаз района Майнс Коп (Претория); УШ(210) - тот же диабаз, выветрившийся в приповерхностных условиях. Пробы У1-УШ - по сводке А.Л.Хелла.

гавшиеся в верхних горизонтах, о чём можно судить по обилию пирита и окремнению черных сланцев в средних частях разреза под покровами вышележащих неизмененных диабазовых порфиритов. Метаморфизм не был региональным, так как он не затрагивает верхних подсвит, контролируется положением тектонических зон и, следовательно, является локальным в этом смысле.

В районе р. Оленьей можно наблюдать закономерную смену вверх по разрезу состава прожилков и новообразованных минералов в цементе обломочных пород. В нижних частях свиты развита кварц-полевошпатовая ассоциация, которая выше сменяется кварц-карбонатной с хлоритом, затем кварц-хлорит-серicit-сульфидной и, наконец, кварц-сидеритовой. Такая смена указывает на постепенное уменьшение температуры растворов при продвижении вверх, т.е. доказывает, что метаморфизм был регрессивным.

Измерение содержаний золота в эфузивах и вмещающих породах (табл.40) показывает, что его содержание Au в метаморфизованных основных породах существенно меньше, чем в свежих. Черные сланцы над телами метаморфизованных порфиритов содержат Au на порядок выше, чем филлиты подстилающих толщ. Кварциты верхних свит, залегающих над телами неизмененных основных пород, содержат Au в 100-200 раз меньше, чем метаморфизованные кварциты нижних свит.

Таким образом, отчетливо проявляются перегруппировка Au в процессе метаморфизма осадочно-эфузивных толщ в бассейне р. Оленьей, вынос его из основных пород и переотложение в осадочных. Мы понимаем, что фактический материал еще недостаточен для общего вывода. Но, учитывая сходство поведения U и Au при метаморфизме фации хлорит - серicit - кварц - пирит, мы все-таки берем на себя смелость утверждать, что источниками упомянутых элементов в докембрийских конгломератах сульфидного типа (Крендлев, 1965) служат для U кислые породы подстилающих толщ а для Au метаморфизующие основные эфузивы. Повышенные кларки в перекрывающих толщах располагаются над зонами истощения в подстилающих.

Приведенный материал наилучшим образом подтверждает вывод Ф.Н.Шахова о том, что образование рудных концентраций в гидротермальных процессах можно связывать с изменением пород, а само рудоотложение отражает конечные этапы деятельности горячих растворов. Иначе говоря, "привнос какого-либо материала и отложение его в одном месте всегда означает усвоение его растворами в другом" (1964, стр.123).

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ФОРМАЦИЯХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Изложенный в предыдущих главах материал позволяет сделать некоторые общие выводы.

Таблица 40

Содержание золота в разрезе свиты р. Оленьей * (в г/т)

№ пробы	Порода	Au
Свежие основные породы		
Ф-33-62	Цемент туфов диабазовых порфиритов из самых верхних частей разреза	0,00110
Метаморфизованные эфузивы		
Ф-271-62	Рассланцованный плагиоклазовый порфирит	0,00085
Ф-125-62	Темно-серый плагиоклазовый порфирит	0,00080
Ф-126-62	Рассланцованный крупнозернистый порфирит	0,00060
Ф-170-62	Диабазовый сланец с реликтами первичной структуры	0,00058
Сланцы		
Ф-281-62	Черные сланцы, залегающие над телами метаморфизованных порфиритов, но ниже свежих	0,01360
Ф-248-61	Серicit-хлоритовые филлитовидные сланцы, залегающие под телами измененных порфиритов	0,00150
Песчаники и конгломераты		
Ф-58-62	Кварцевый песчаник верхних частей свиты, залегающий выше свежих диабазовых порфиритов	0,00090
Ф-37-63	Мелкозернистый кварцит, залегающий в нижних частях разреза	0,02000
Ф-118-63	Цемент конгломератов, залегающих в основании разреза свиты	0,01300

*Анализ золота производился радиоактивационным методом в лаборатории ГЕОХИ, аналитики - Г.Н. Аношин, Л.К. Павлова, Г.Н. Переображен.

Важнейший из них заключается в том, что в пределах кряжа общая радиоактивность осадочных и метаморфических пород так же, как и содержание каждого из трех РЭ, тем выше, чем древнее ее возраст. Изменение радиоактивности идет скачкообразно. Каждый период осадконакопления начинается с пород повышенной активности, которая с течением времени уменьшается. Такая тенденция намечается по всем генетическим группам осадочных пород: хемогенных, терригенных и эфузивных. Для каждой из этих пород характерны свои особенности в смысле распределения содержаний РЭ, но для всех присуща общая направленность в изменении этих содержаний.

В хомогенных породах – таких, как известняки, доломиты и другие карбонатные породы, удивительно постоянным оказывается содержание U, в то время как количество Th и K закономерно уменьшается вверх по разрезу трансгрессивной серии. В латеральном направлении это позволяет ожидать закономерного уменьшения в содержании Th и K от береговой линии в сторону открытого моря.

В сланцевых толщах постоянным оказывается содержание Th, а количества U и K закономерно взаимосвязаны. В сланцах базальных горизонтов содержание K и U выше, чем в верхних горизонтах формаций, особенно там, где в основании лежат олигомиктовые толщи. Это, вероятно, отражает степень выветривания пород на континенте или большую абсорбцию из морских вод этих элементов.

В грубообломочных породах – конгломератах, гравелитах и песчаниках – содержания РЭ зависят прежде всего от степени зрелости осадков. В олигомиктовых толщах U и K практически отсутствуют, а количество Th зависит от степени отсортированности обломочного материала. Вверх по разрезу обломочных пород количество U и K возрастает, а Th падает. В трансгрессивной серии осадков Th/U тем выше, чем ближе к основанию серии находится изучаемый слой. Минимальных значений этот показатель достигает в граувакковых толщах, несколько выше – в аркозовых. Отношение Th/U может использоваться при палеогеографических и стратиграфических построениях как индикатор степени зрелости породы и, следовательно, условий ее отложения. Содержание РЭ может рассматриваться как дополнительный признак геологического возраста, так как в целом можно утверждать, что чем выше их содержание, тем древнее порода сходного состава.

Количество карбонатной составляющей в обломочных породах отражается на содержаниях РЭ и их отношениях. Если доказано постоянство химического состава глин и обломочного материала в карбонатных породах, то содержание РЭ может быть использовано для определения степени карбонатности осадка или ее глинистости.

Максимальные изменения в содержаниях РЭ происходят в корах выветривания. Если в монотонных толщах содержание каждого из РЭ относительно постоянно, то в профилях выветривания их количества крайне изменчивы. В корах выветривания идет высвобождение огромных количеств U и K и некоторое накопление Th за счет более интенсивного, чем Th, выноса большинства составляющих породы. Профили кор выветривания характеризуются пилообразным ха-

рактером кривых распределения РЭ в разрезе, что позволяет надеяться на успешное применение – спектрометрического картажа для их распознавания при бескерновом бурении. Дифференция РЭ идет в корах выветривания, а их переотложение и накопление – в процессе осадконакопления.

Как правило, кривые содержаний РЭ и их отношений друг к другу в профилях выветривания и в базальных горизонтах осадочных серий являются как бы зеркально отраженными. Накопление U и K в глинистых продуктах выветривания, а Th – в обломочных фациях показывает, что первые не могут сохраняться в значительных количествах в олигомиктовых конгломератах и песчаниках. По-видимому, это служит серьезным аргументом в пользу тех, кто доказывает невозможность концентрации урана в докембрийских конгломератах в процессе осадконакопления.

Химическое выветривание в эпохи корообразования подготавливает почву для дифференциации и рассеивания элементов и соединений, аккумуляции механических взвесей и обломков в процессе осадконакопления. Разделение U, Th и K происходит в процессе их освобождения из первичных пород и на путях миграции.

Общая радиоактивность докембрийских гранитоидов также отражает относительный возраст интрузивных массивов и их фаз. В древних интрузивах содержание РЭ выше, чем в молодых. В ранних фазах интрузива обнаруживается больше U и Th, чем в более поздних. Совпадение общей направленности в изменении содержаний РЭ в осадочных комплексах и в гранитоидах отображает, вероятно, образование интрузивов за счет более древних и, следовательно, более высокорадиоактивных осадочных пород. Та же последовательность наблюдается и в щелочных породах гранитного ряда. В отношении основных пород материал еще не накоплен и выводы делать рано.

Проникающие в верхние горизонты земной коры интрузивные массы всегда более высокоактивны, чем вмещающие породы, поскольку магмы образованы за счет нижележащих более высокоактивных первичных пород. Исключения здесь редки. Постмагматические растворы, изменяющие и метаморфизующие сами интрузивные тела и вмещающие их породы, приводят к выщелачиванию U и K. Это отражается геохимически в заметном увеличении Th/U в метаморфизованных породах, которые являются своеобразным показателем степени регионального метаморфизма. Вынос U и K осуществляется мощными восходящими колоннами гидротерм, приуроченными или к мощным зонам повышенной проницаемости или к самим интрузивам. Оба эти элемента переотлагаются в верхних ярусах земной коры (калий высаживается несколько раньше урана), что и создает ореолы повышенных содержаний в вышележащих толщах. Важно отметить, что на кряже обогащение РЭ отмечается над архейским цоколем как в зонах рассланцовки, трещиноватости, так и в пластообразных залежах в зонах сопряжения стратиграфических несогласий с тектоническими нарушениями. Подчеркнем тот факт, что в верхних структурных этажах породы с повышенными кларками урана располагаются над (или близ) зонами с пониженными, а не повы-

шенными, как всегда считалось, содержаниями U и K в подстилающих толщах.

Процессы рудообразования следует связывать именно с растворами, циркулирующими в зонах тектонических напряжений и подвижек, которые причинно обусловливают возникновение магматизма.

Мы видим на примере Аяхтинской интрузии, что самые поздние фазы магматических комплексов наиболее гомогенизированы в отношении содержаний РЭ, Турмалинизация, окварцевание, серицитизация пород ведут к неравномерности в распределении РЭ в породе, к общему уменьшению содержаний U и K и к росту Ti/U, увеличивают дисперсию в их распределении. Следовательно, перераспределение РЭ осуществляется растворами, предшествовавшими и (или) завершившими магматический процесс.

Если в процессе осадконакопления идет упорядочение, гомогенизация пород по содержаниям РЭ, усреднение этих содержаний на большие объемы и площади, то в процессе регионального метаморфизма идет разупорядочение, приведение в неравновесное состояние. Для метаморфических пород гнейсовых и гранулитовых фаций характерно крайне неравномерное содержание трех элементов с максимальными отклонениями от средних. Дисперсия в распределении РЭ резко возрастает. Вероятно, только процессы гидротермального метаморфизма могут привести к образованию контрастных промышленных руд, тогда как в процессе осадконакопления идет формирование монотонных толщ с равномерными и сравнительно низкими концентрациями полезных компонентов, а при региональном метаморфизме физико-химические условия не позволяют урану выпасть из растворов.

В отношении генезиса уранового оруденения в докембрийских конгломератах исследование распределения РЭ дает дополнительные аргументы. Как было показано, в олигомиктовых толщах, образующихся после эпохи корообразования, практически не содержится U и K. В то же время, в минерализованных (сульфидизированных) горизонтах обломочных пород кларковое содержание U самое высокое. Нам представляется, что нельзя объяснить появление U в олигомиктовых толщах только процессами осадконакопления или регионального метаморфизма. Вероятно, что сульфидное оруденение в конгломератах Южной Африки, Блайд-Ривера и других районов является наложенным процессами регressiveного гидротермального метаморфизма.

Таким образом, выявленное распределение РЭ в докембрийских формациях и интрузивных комплексах – следствие отражение сложнейшей геологической истории Енисейского кряжа, когда периоды корообразования и осадконакопления сменялись в результате тектонических воздействий периодами метаморфических изменений пород и магматизма. Эндогенные и экзогенные процессы, закономерно воздействуя друг на друга и сменяя друг друга, постоянно влияя на распределение РЭ. Экзогенные процессы выравнивают содержания элементов и соединений, эндогенные – их диспергируют, перемешивают, дифференцируют. Отсюда логически вытека-

ет, что крупные отложения убогих руд могут быть следствием экзогенных процессов, а богатые контрастные руды обязаны своим происхождением эндогенным процессам. Форма обогащенных тел будет зависеть от того, в каких условиях начнется переотложение элементов в верхних частях коры. Если в разрезе толщи будут встречаться пористые олигомиктовые толщи, могут образоваться пластообразные тела типа древних конгломератов.

Важно, чтобы восходящие горячие растворы, содержащие РЭ, попали в такие физико-химические условия, при которых начнется отложение полезных компонентов. Все месторождения сульфидных металлоносных конгломератов располагаются в полях развития кварц-сирицит-сульфидной ассоциации (Крендлев, 1965), а это означает, что физико-химические условия начала отложения A и U – строго определенные по температуре и давлению. Такой механизм легко объясняет совпадение разнотипной по морфологии рудных тел минерализации в единых металлогенических провинциях. Поскольку магматические проявления контролируются долгоживущими глубинными разломами, сходная по генезису минерализация может оказаться разновозрастной, многоярусной.

Не исключена возможность того, что зоны трещиноватости или милонитизации являются теми каналами, по которым осуществляется разгрузка горячих вод, вызывавших прогрессивный региональный метаморфизм. В процессе разгрузки эти воды остыают и производят регressiveный гидротермальный метаморфизм. Возможно, что эти растворы, стягиваясь к глубинным зонам, концентрируют в себе РЭ на путях движения. Сосредотачиваясь на зонах разгрузки, такие растворы создают условия для появления линейных магматических очагов, поскольку в присутствии воды точки плавления пород поникаются. В таком случае в глубинных зонах литосфера растворы будут идти из регионально-метаморфизующихся пород в сторону возникающих магматических очагов, а в верхних горизонтах магма будет продуцировать эти растворы, "перекачивая" их из глубинных зон в верхние структурные этажи. Такая "перекачка" тем интенсивнее, чем сильнее разогрета магма, поскольку ее проницаемость растет вместе с повышением температуры.

Образно выражаясь, радиоактивные элементы представляют собой те "меченные атомы", которые позволяют проследить пути растворов, участвующих в магматических процессах, определить круговорот вещества в литосфере Земли. Само собой разумеется, что проведенные нами исследования представляют собой только первый робкий шаг на этом пути. Нужна серьезная петролого-радиоаметрическая работа, которая поможет проследить поведение РЭ и золота на всех стадиях метаморфических преобразований пород и минералов.

Читатель, хорошо знакомый с литературой по распределению РЭ в породах, особенно в интрузивных, вероятно заметил, что основные закономерности распределения этих элементов в пределах кряжа несколько отличаются от закономерностей, установленных для таких районов, как Средняя Азия, Казахстан, Киргизия, Ал-

дан, Калифорния. Например, в отношении РЭ в интрузиях наши выводы отратны тем, которые выведены для районов альпийской складчатости. Мы вовсе не склонны оспаривать наблюдения других авторов и распространять свои выводы на все районы мира. Напротив, мы полагаем, что наши выводы можно применять только к районам развития докембрийских пород со сходными фациями метаморфизма осадочно-вулканогенных формаций и сходной последовательностью магматических проявлений. Думается, что распределение и поведение РЭ в интрузиях разного возраста, располагающихся в различной геолого-структурной обстановке, будут существенно отличаться. Для обобщающих работ еще не накоплен фактический материал.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И.И. Уран и торий в интрузивных породах Центральной и Западной Тувы. – Геохимия, 1959, № 4.
- Артемов Ю.И. Абсолютный возраст некоторых пород южной части Тарского массива Енисейского кряжа. – Геохимия, 1963, № 2.
- Афанасьев А.А. Золотодобывающая промышленность капиталистических стран (экономич. обзор). Госфиниздат, 1963.
- Афанасьев Г.Д., Цейтлин С.Г. Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 3.
- Андранича К.И., Буллыникова А.А. О наличии главного приенисейского разлома. – Труды ВНИГРИ, геол. сб. 1958, вып. 126.
- Айнберг Л.Ф. К вопросу о генезисе чарнокитов и пород чарнокитовой серии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 4.
- Айнберг Л.Ф. К проблеме петрологии кристаллического докембра Южно-Енисейского кряжа. – Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геол., 1959, 34, вып. 5.
- Аладышкин А.С. Новые данные о полиметаллическом оруденении ЕК. – В кн.: Металлогенез докембрийских щитов и древних подвижн. зон. Киев, 1960.
- Альтгаузен М.Н. Канское месторождение слюды. – В кн.: Пегматиты СССР, т. 1. Изд-во АН СССР, 1938.
- Альтер С.П. Древние поверхности выравнивания и кора выветривания южной части Енисейского кряжа. – Докл. ин-та географ. Сибири и Дальнего Востока, 1964, № 7.
- Антоновская Л.И. Средне- и верхнепалеозойский магматизм. Мезозойский и кайнозойский магматизм (Енисейский кряж). – В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2, ВСЕГЕИ, 1958.
- Антоновская Л.И., Кириченко Г.И. Докембрийский магматизм (Енисейский кряж). – В сб.: Геологическое строение СССР, т. 2, ВСЕГЕИ, 1958.
- Бабинцев Н.И. Геологический разрез Центральной части Енисейского кряжа по р. Большой Пит. – Труды НИГРИзолово, 1947, вып. 10.
- Баклаков М.С. Перспективы выявления новых месторождений рудного золота Енисейского кряжа. – Изв. АН СССР, серия геол. 1946, 6.
- Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Крендлев Ф.П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки. – Изв. Выш. уч. заведений. Геология и разведка, 1958, № 5.
- Баранов В.И., Ронов А.Б., Кулашова К.Г., К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах Русской платформы. – Геохимия, 1958, № 3.
- Белов В.П. – Ультраосновные и основные породы северо-западной части ЕК. – Вестн. МГУ, 1964, № 1.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. К вопросу о генезисе и структурном положении гранитов северо-западной части Енисейского кряжа. – Вестн. МГУ, 1У, серия геол., № 6, 1963.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. К вопросу о структурно-фациальной зональности рифейских отложений в Заангарской части Енисейского кряжа. – В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. Изд-во МГУ, 1964.

- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. Структуры рифея и северо-западной части Енисейского кряжа. - Геотектоника, 1965, № 2.
- Бернштейн П.С. Многоярусное строение некоторых золотоносных месторождений и его изучение для поисков скрытых рудных тел. - В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. Госгеолтехиздат, 1963.
- Бернштейн П.С. Структурные факторы, определяющие закономерности размещения и характер золотого оруденения Енисейского кряжа. - Труды ин-та НИГРИзолото, 1951, вып. 18.
- Бернштейн П.П. Петровская Н.Е. Золоторудное месторождение Советское (Енисейский кряж). - В кн.: Геология главнейших золоторудных месторождений СССР (Труды НИГРИзолото, 1954, У1).
- Бетехтин А.Г. О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений. - Геол. рудн. местор., 1959, № 1.
- Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А., Красов Д.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Бобров В.А., Кренделев Ф.П. Общая радиоактивность гранитоидных массивов Енисейского кряжа и некоторые вопросы методики. - В сб.: Ядерно-геофизические методы". Изд-во "Наука", 1970.
- Бобров Е.Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1963.
- Богашкий В.В. Об особенностях размещения и металлогенеза щелочно-ультраосновных интрузий западной части Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1960, № 3.
- Богданович В.А. Щелочные сиенит-порфиры из района Советского месторождения Енисейского кряжа. - Геол. и геофиз., 1962, № 6.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Об абсолютном возрасте некоторых магматических пород Восточной Сибири. - Геол. и геофиз., 1965, № 4.
- Боголепов К.В. К вопросу об условиях образования и парагенезисах пород бокситоносных формаций Сибири. - Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Боголепов К.В. О формах структурной связи Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, 1963.
- Боголепов К.В., Пельтек Е.И. Месторождения бокситов Красноярского края и перспективы бокситоности. - Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 12.
- Бурачек А.В. О континентальных мезозойских и третичных отложениях Енисейского кряжа. - Сов. геол., 1948, № 52.
- Бутовский Извлечение из описания золотых промыслов южной части Енисейского округа. - Горный ж., 1853, № 10.
- Быховер Н.А. Минералогический облик докембра. - Разведка и охрана недр, 1963, № 4.
- Васильев В.Г., Ковалевский В.В., Черский Н.В. - Проблема происхождения алмазов. Якутск, 1961.
- Великовская Е.М. Юрские угленосные отложения Енисейского кряжа. - Труды ВИМС, Бокситы, 1936, вып. Ш, 1, 32.
- Вернадский В.И. О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи (записка). Изд., АН, 1910.
- Версилов Н. Список с рапорта Горному Ревизору частных золотых приисков Енисейского округа. - Горный ж., 1851, № 11.
- Версилов Н. Описание слияния рек Енисея и Ангары (с рисунками и картой). Вестн. Имп. Р.Г.Общ., 1858, ч. 23, № 8.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в земной коре. - Геохимия, 1962, № 7.
- Воларович Г.П., Жаднова Т.П. Материалы по изучению конгломератогалечниковых горизонтов различных свит в Прикрасноярском районе. Труды НИГРИзолото, вып. 1952.
- Волобуев М.И. К вопросу о геологическом строении юга Ангаро-Канско-Енисейского кряжа. - Материалы по геол. Красноярск, края. Изд-во МГУ, 1960.
- Волобуев М.И., Зацепина Е.Ф., Зыков С.И., Ступникова Н.И. - Магматические комплексы и формации Енисейского кряжа. - Вопр. геол. Красноярск, края. Изд-во МГУ, 1964.
- Волобуев М.И., Зыков С.И. К вопросу об абсолютном возрасте пород и минералов Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск, края, 1961, вып. 2.
- Волобуев М.И., Зыков С.И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопроявлений Енисейского кряжа. - Геол. и геофиз., 1963, № 12.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И. Магматические формации Енисейского кряжа. - Материалы по геол. Красноярск, края, 1962, вып. 3.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. - В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1964.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Мусатов Д.И., Гаврилов Е.Я. Абсолютный возраст гранитоидных комплексов Енисейского кряжа. - В кн.: Магматич. комплексы Алтая-Саянской области (Труды ИГиГ, вып. 33). Новосибирск, 1963.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Мусатов Д.И., Стрижов В.П. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской складчатой области Енисейского кряжа. Абсол. датировка тектономагматических циклов и этапов по данным 1964 г. - Труды XIX сессии Комисс. по абс. возр. геол. форм. Изд. АН СССР, 1966.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. и др. Интерпретация значений абсолютного возраста породообразующих и акцессорных минералов Енисейского кряжа и Восточного Саяна. - В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1963.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., и др. Геохронология Енисейского кряжа. - Докл. сов. геологов на XXII сессии Международн. геол. конгресса. Пробл. 3. Изд-во "Наука", 1964.
- Вологдин А.Г. К стратиграфии докембра и кембра восточной окраины Енисейского кряжа. - Изв. АН СССР, серия геол. 1944, № 3.
- Вологдин А.Г., Яэмри М.М. К открытию у археоцита кембра тройной осевой симметрии. - Докл. АН СССР, 1966, 166, № 4.
- Володин В.Ф. Докембрйские золотоносные конгломераты СССР. - Сов. геол., 1965, № 2.
- Вопросы геологии Енисейского кряжа. Изд-во Казанского ун-та, 1960.
- Воробьев И.В. К вопросу о вендско-рифейских осадочных формациях Енисейского кряжа. - В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. Изд-во МГУ, 1964.

- Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1968.
- Вотах О.А., Чайка В.И. О стратиграфии докембрия по строматолитам - Тезисы докладов Совещания по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962.
- Брублевич Е.И., Корнев Т.Я. Некоторые вопросы стратиграфии докембрия южной части Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, 1962, вып. 3.
- Выдрин В.П., Груздев В.С. Эндогенные ореолы рассеяния свинцово-цинкового месторождения в Енисейском крае. - Геол. рудн. месторожд. 1965, № 1.
- Выдрин В.И., Резникова А.П., Стеблева А.Т. Соотношение сфалерит-галенитовой минерализации и даек долеритов (Енисейский кряж). - Докл. АН СССР, 1964, 159.
- Высокоостровская Е.Б. Уран и торий в порфировидных биотитовых гранитах позднедевонского комплекса Горного Алтая. - Труды ВСЕГЕИ, 1963, вып. 95.
- Гаврилин В.Д., Злобин Б.И., Леонова Л.Л., Певцова Л.А., Агафонникова Л.С., Классова Н.С. Геохимия варисских комплексов Северного Тянь-Шаня. Изд-во "Наука", 1966.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Полевая М.И., Семихатов М.А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). Докл. советских геологов на ХХП сессии Международн. геол. конгресса. Пробл. 3. Изд-во "Наука", 1964.
- Герасимовский В.И. Геохимия урана в магматических процессах. - В сб.: Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, 1963.
- Герлинг Э.К., Артемов Ю.М. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа. - Геохимия, 1964, № 7.
- Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания СССР. - Материалы по геол. минералогии и использов. глин в СССР. Изд-во АН СССР, 1958.
- Гладковский А.К., Шарова А.К. Азиатская меловая бокситовая провинция. - Докл. АН СССР, 1953, 88, № 1.
- Глико О.А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа. - Сов. геол., 1957, сб. 62.
- Глико О.А. Структурно-металлогеническое районирование Енисейского кряжа. - Материал по геологии Красноярского края. Изд-во МГУ, 1960.
- Глинка С.Ф. Сообщение о находке алмаза в Енисейской тайге. - Записки Имп. минерал. об-ва, 1897, вып. 2.
- Гонышакова В.И., Цейтлин С.Г., Викторов В.В. Некоторые данные о распределении радиоактивных элементов в ультраосновных и основных породах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 1.
- Горностаев Н.Н. Тектоно-геохимическая диаграмма Советского рудника Северо-Енисейской тайги. - Докл. АН СССР, 1934, № 5.
- Горностаев Н.Н. Золоторудное месторождение Советского рудника в Северо-Енисейской тайге. - Труды НИГРИЗолото, 1936, вып. 2.
- Горностаев Н.Н. Докембрый Енисейского кряжа. - Межд. геол. конгресс. Тезисы докл., сессия ХУШ, 1937.
- Горяннова О.П., Лунгерсгаузен Г.Ф., Фалькова Э.А. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Лист Р-46 (Северо-Енисейская). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1954.
- Гофман Э. О золотых промыслах Восточной Сибири. - Горный ж. 1844, № 1У, кн. 12.
- Григорьев В.Н. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 4.
- Григорьев В.Н., Репина Л.Н. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых тиллитов северной части Енисейского кряжа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембра юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. - Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Григорьев В.Н. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. - Труды геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.
- Дашкевич Н.Н., Стародубцев Г.С., Германов Е.К. О кимберлитовых трубках и структуре Чадобецкого поднятия. - Материалы по геол. Красноярского края, 1962, вып. 3.
- Дашкевич Н.Н. Краткая характеристика магнитных свойств пород и магнитных полей Южно-Енисейского кряжа и прилегающих частей Сибирской платформы. - В кн.: Геология Юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изд-во "Недра", 1964.
- Дейхман О способах добычи и обработки золотоносных песков на частных промыслах, принадлежащих к системе вод Удерея. - Горный ж., 1846, ч. 2, № 6.
- Дембо Т.М. Петрология месторождений группы Эльдорадо и Северо-Енисейской тайги. - Труды НИГРИЗолото, 1941, вып. 14.
- Дембо Т.М. Метасоматические псевдопорфиры Енашиминского района Северной Енисейской тайги. - Записки Всеросс. мин. об-ва. П. серия, 1943, ч. 72, вып. 3-4.
- Дембо Т.М. 1. Внутренняя структура филлитов и ее влияние на форму кварцевых жил района Советского рудника Северной Енисейской тайги. - Труды НИГРИЗолото, 1947, вып. 16.
- Дембо Т.М. 2. Золотоносные граниты Северо-Енисейской тайги. - Сб. материалов по геологии золота и платины, ЦНИГРИЗолото, 1947, вып. 3.
- Дембо Т.М. Гурахтинские и каламинские граниты Северо-Енисейской тайги. - Сов. геол., 1948, сб. 32.
- Дерри Д.Р. О происхождении урановых руд месторождения Блейнд-Ривер. - Из зарубежных журналов. ОНТИ ВИМС, 1961, вып. 23.
- Дерри Д.Р. Экономическая оценка перспективности областей контактов архея и протерозоя. ОНТИ ВИМС, серия геол., 1962, вып. 14.
- Дмитриев Л.В., Леонова Л.Л. Уран и торий в гранитоидах Карабского массива (Центральный Казахстан). - Геохимия, 1962, № 8.
- Драверт П.Л. Определитель важнейших минералов Сибири с указанием их месторождений. - Труды Западно-Сибир. отд. Русск. географ. об-ва, 1922, вып. Ш.

- Долгинов Е.А. Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского кряжа. - В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. Изд-во МГУ, 1964.
- Долгинов Е.А., Поплавская И.А. К вопросу об объеме и геотектонических условиях формирования вендского комплекса на западном склоне Енисейского кряжа. - Там же.
- Домарев В.С., Кочкин Г.Б. Кварцевые порфиры верховьев реки Вороговки (Енисейский кряж). - Материалы ВСЕГЕИ, 1965, № 120.
- Дроздовська А.А., Мельник Ю.П. Новые данные про миграцию тория в гипергенных условиях. Питания геохимии, литологии и петрографии. Киев. Изд-во АН УССР, 1963.
- Дэвидсон Ж.Ф. Современное состояние дискуссии о Витватерсранде. - Из зарубежных журналов. ОНТИ ВИМС, 1961, вып. 26.
- Дю Тойт. Геология Южной Африки. ИЛ, 1957.
- Еремеев П.В. Кристаллы оловянного камня из некоторых золотоносных россыпей Енисейского округа. - Записки Пб. Мин. об-ва, серия 2, 1887, ч. 23.
- Еремеев П.В. О вторичной находке алмаза и самородных металлов в золотоносных приисках Енисейской губернии. - Изв. АН, 1898, IX, № 3.
- Еськова Е.М., Минеев Д.А., Минеева И.Г. Уран и торий в щелочных породах Урала. Геохимия, 1962, № 9.
- Жарков М.А. Стратиграфия нижнекембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1960, вып. 6(27).
- Жильцов Ю.К., Сапрыкин Ф.Я., Комарова Н.И. Формы нахождения урана в юрских песчаниках и подстилающей их коре выветривания архейских гранитоидов. - Сов. геол., 1965, № 11.
- Жиров К.К., Артемов Ю.М., Волобуев М.И. и др. 1. Об абсолютном возрасте некоторых образований юга Енисейского кряжа. - Материалы по геол. Красноярского края. Изд-во МГУ, 1960.
- Жиров К.К., Артемов Ю.М., Волобуев М.И. и др. 2. О возрасте Таракской интрузии Енисейского кряжа. - Труды УП сессии комиссии по опред. абр. возраста геол. формации. М., 1960.
- Жиров К.К., Артемов Ю.М., Тихонов В.Е. и др. О возрасте Таракского гранитного массива и др. образований Енисейского кряжа. - Анналы Нью-Йоркской Академии Наук, 91, № 2, 1961 (на англ. яз.).
- Жубен Ф.Р. Замечания об урановых рудах месторождения Блейнд-Ривер (Алгома); урановые руды и их происхождение. - В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. Изд-во "Мир", 1964.
- Журавлев Р.С., Осипов Д.К. Уран в основных породах Патына и Большой Куль-тайги в Горной Шории. - Геохимия, 1965, № 4.
- Заварзин Л.Г., Чернышева Н.Е. Новые данные о кембрии Енисейского кряжа. - Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Зайцева Л.Я., Фигуровский Н.А. Исследования явлений радиоактивности в дореволюционной России. Изд-во АН СССР, 1961.
- Зыков С.И., Ступникова Н.И. и др. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона Енисейского кряжа. - Геохимия, 1961, № 7.
- Ижицкий Н.Л. Краткий предварительный отчет за 1899 г. - Геологические исследования в золотоносных бассейнах Сибири (Енисейский район), 1901, вып. 2.
- Ижицкий Н.Л. Геологические исследования в 1900 г. (бассейн рек Б.Пита, Горбилка и Удерея). - Там же, 1902, вып. 3.
- Ижицкий Н.Л. Геологические исследования в 1901 г. (бассейны рек Чиримбы и Вангаша). - Там же, 1903, вып. 4.
- Ижицкий Н.Л. 1. Геологические исследования в 1902 г. (планшеты Ж-5 и Л-9, рр. Тис, Вятка). - Там же, 1904, вып. 5.
- Ижицкий Н.Л. 2. Геологические исследования в 1903 г. (бассейн р.Кин). - Там же, 1904, вып. 5.
- Казаков Г.А., Кноре К.Г., Стрижов В.П. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханско и Чадобецкое поднятие). - Труды XIII сессии Комиссии по абр. возр. геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1966.
- Казанский Ю.П. Состав и происхождение известняков дашкинской свиты (Енисейский кряж). - Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 3.
- Казаринов В.П. Геология таракской монашитоносной интрузии. - Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 12.
- Казмин В.Н. О распределении содержаний U и Th в эфузивных и интрузивных образованиях Северо-Восточного Прибалхашья. - Геохимия, 1966, № 3.
- Карпинский А.П. Эпидиорит с р. Рыбой. - Изв. геол. комитета, 1887, У1.
- Карпинский Р.Б. О находке жильных кимберлитов и Енисейском кряже. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, 1962, вып. 3.
- Каштанов М.С. Древняя кора выветривания на осадочных породах нижнего кембра в восточной части Енисейского кряжа. - Ученые записки Казанского ун-та, 1961, 121, № 9.
- Келлер Б.И., Казаков Г.А., Крылов И.Н., Нужнов С.В., Семихатов М.А. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
- Кириллов А.С. К вопросу о поисках алмазов в Красноярском крае. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск, края, 1962, вып. 3.
- Кириллов А.С. К вопросу о структуре приенисейской окраины Сибирской платформы. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 2, Новосибирск, 1963.
- Кириченко Г.И. К стратиграфии докембра Енисейского кряжа. - Информ. об. ВСЕГЕИ, 1956, № 6.
- Кириченко Г.И. К вопросу о водорослях *Sophiphyton Masl.* - Материалы по геол. Вост. Сибири, ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 66.
- Кириченко Г.И. Тектоника Енисейского кряжа. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, 1963.
- Кириченко Г.И., Алюшинский Ю.А. Споры синийских и кембрийских отложений. - Материалы по геол. Восточной Сибири, новая серия, т. 66, ВСЕГЕИ, 1961.
- Кириченко Г.И., Додин А.Л. Енисейско-Восточно-Саянская складчатая область. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.
- Кириченко Г.И., Лесгафт А.В. Геологическое строение и полезные ископаемые Енисейского кряжа. - Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы, вып. 4. Иркутск, 1960.
- Кленова М.В. Геология моря. Изд-во АН СССР, 1948.

- Клеппер М.Р., Уайент Д.С. Урановые провинции. Мирное использование атомной энергии. – Материалы Межд. Конф. в Женеве, т. 8, 1955, Госатомиздат, 1958.
- Ковалев В.А. К геохимии тория в зоне гипергенеза. – Докл. БАН ССР, 1962, 6, № 6.
- Ковалевский А.Я. О зависимости радиоактивности и содержания химических элементов от механического состава осадочных горных пород. – Геохимия, 1966, № 3.
- Коваленко В.И., Кринберг И.А., Мионов В.П., Селиванова В.Г. Поведение U, Th, Nb в процессе альбитизации гранитоидов Огнитского комплекса (Восточный Саян). – Геохимия, 1964, № 9.
- Ковригин Ф.П., Ковригина Е.К. Стратиграфия докембрая Западного склона Енисейского кряжа в бассейне рек Верхней и Нижней Сурских, Столбовой и Исаковки. – Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 40.
- Колон И.Н. О древней коре выветривания в кембрии южной части Сибирской платформы: материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы, 1960, вып. 44.
- Комов И.Л. 1. Новые данные о магнетитовом оруднении в центральной части Енисейского кряжа. – Материалы по геологии и полезн. ископ. Красноярск. края, 1965, вып. 5.
- Комов И.Л. 2. Новые данные о рудоносности скарнов центральной части Енисейского кряжа. – Вып. науч.-тех. инф. гос. геол. ком-та СССР, отд. науч.-тех. инф. ВИЭМС, 1965, № 2(55).
- Комов И.Л. О выделении кординской и горбилокской свит в центральной части Енисейского кряжа. – Изв. Высш. уч. зав. Геология и разведка, 1968, № 5.
- Комов И.Л. К методике поисков золотоносных конгломератов (на примере Енисейского кряжа). – Колыма, 1966, № 5.
- Кононова В.А., Свешникова Е.В., Борисевич И.В. О возможности применения нефелина для установления возрастных соотношений магматических и метасоматических процессов при формировании некоторых щелочных интрузивов. Абс. датировка тектоно-магм. циклов и этапов по данным 1964 г. – Труды XIX сессии Комисс. по абс. возр. геол. форм. Изд-во АН СССР, 1966.
- Константинов М.М., Куликова В.Я. Урановые месторождения стран Западной Европы. – ОТИ, 1956, вып. 31.
- Корнев Т.Я. 1. К генезису чарнокитов южной части Енисейского кряжа. – Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 7.
- Корнев Т.Я. 2. Титаноносность основных пород Кимбирского комплекса южной части Енисейского кряжа. – Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. I. Красноярск, кн. изд-во, 1961.
- Корнев Т.Я. 1. Габбро-норитовая интрузия южной части Енисейского кряжа. – Геол. и геофиз., 1962, № 5.
- Корнев Т.Я. 2. Магматические формации южной части Енисейского кряжа. – Докл. АН СССР, 1962, 144, № 1.
- Королев Д.Ф., Мигута А.К. О распределении урана в песчаниках. – Геол. руд. месторожд., 1961, № 6.
- Королев Д.Ф., Погоренова М.Т. О механизме накопления урана в песчаниках на примере одного из осадочных месторождений. – Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Косыгин Ю.А. Развитие Сибирской платформы в докембреи. – Геол. и геоф., 1962, № 7.
- Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Структуры ограничения Сибирской платформы. – В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, 1963.
- Котляр В.Н. 1. Древние металлоносные конгломераты. – Сов. геол., 1960, № 11.
- Котляр В.Н. 2. Экструзивы, эфузивы и оруденение. – Изв. Высш. уч. зав. Геология и разведка, 1960, № 9.
- Кочкин Г.В. К стратиграфии докембрейских осадочно-вулканогенных отложений севера Енисейского кряжа. – Сов. геол., 1966, № 3.
- Красильников Б.Н. О докембрейских краевых прогибах Сибири. – Геол. и геоф., 1963, № 5.
- Краснопеева П.С. Древнейшие водоросли Большепитского района Енисейской тайги. – Материалы по геол. Зап.-Сибирского края, 1936, вып. 35.
- Кренделев Ф.П. 1. Жильные фаши брекчий диабазовых порфиритов на севере Енисейского кряжа. – Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Кренделев Ф.П. 2. Редкий случай пересечения стилолитовых швов. – Докл. АН СССР, 1964, 154, № 3.
- Кренделев Ф.П. 1. Перспективы поисков древних конгломератов в Сибири. – Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Кренделев Ф.П. 2. Древние металлоносные конгломераты и коры выветривания. – Геол. и геофиз., 1965, № 11.
- Кренделев Ф.П. О поисках бокситов в докембреи. – Труды СНИИГИМС, 1967, вып. 66.
- Кренделев Ф.П. 1. Стилолиты в породах Енисейского кряжа, их типы и генезис. – Геол. и геофиз., 1968, № 10.
- Кренделев Ф.П. 2. Классификация древних металлоносных конгломератов. – Труды ТПИ, вып. 1968.
- Кренделев Ф.П., Бобров В.А. Кларковые содержания радиоактивных элементов – урана, тория и калия, – в кислых изверженных и метаморфических породах Енисейского кряжа. – В сб.: Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири, изд-во "Наука", 1970.
- Кренделев Ф.П., Дмитриев А.Н. Применение дискретной математики для выбора района и направления поисково-разведочных работ с целью выявления крупных месторождений типа Витватерсранд. – В сб.: Проблема металлоносности конгломератов на территории СССР, изд-во "Наука", 1968.
- Кренделев Ф.П., Дмитриев А.Н., Журавлев Ю.И. Сравнение геологического строения зарубежных месторождений докембрейских конгломератов с помощью дискретной математики. – Докл. АН СССР, 1967, 173, № 5.
- Кренделев Ф.П., Журавлев Р.С. Некоторые новые данные по вопросу о генезисе тиллитов на севере Енисейского кряжа. – Геол. и геофиз., 1964, № 4.
- Кренделев Ф.П., Клечковский Д.В. О возможном мезозойском магматизме в Енисейском кряже. – Докл. АН СССР, 1962, 142, № 5.
- Кренделев Ф.П., Лучко А.Г., Понетаев П.А., Петров Б.М. Кварцевые сиениты на севере Енисейского кряжа. – Сов. геол. 1965, № 4.
- Кренделев Ф.П., Ножкин А.Д. О послекембрейском магматизме в Енисейском кряже. – Геол. и геофиз., 1961, № 9.

- Криштофович А.Н. Ангарская свита, Байкальский отдел. - Труды ВГРО ПТП СССР, 1933, вып. 326.
- Крутоярский М.А. О некоторых кимберлитовых телах бассейна р. Омонас Оленекского района. - Записки Всес. мин. об-ва, 1955, № 57, вып. 2.
- Крутоярский М.А., Лопатин Б.Г., Быстрова Г.А. и др. Кимберлиты бассейнов рек Омонос и Укукит. - Труды НИИГА, 1959, 65, вып. 13.
- Крылов А.Я. Распределение урана и тория в гранитном массиве Джеты Огуз. - Труды Радиевого ин-та им. Хлопина, 1956, УП.
- Крылов А.Я. Распределение урана и тория в некоторых однофазных интрузиях Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 11.
- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П. и др. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1967, № 2.
- Крюков А.В. 1. Дайковый комплекс трappов в бассейне р. Тычаны. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края, 1961, вып. 2.
- Крюков А.В. 2. Находки пиропов в отложениях реки Тычаны. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края, 1961, вып. 2.
- Крюков А.В. О новом типе трубок взрыва в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. - В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изд-во "Недра", 1964.
- Крюков А.В., Шелковников А.Д., Волобуев М.И. Новые определения абсолютного возраста пород из отдельных районов Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края. 1962, вып. 3.
- Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. - Материалы по геологии Западной Сибири, 1941, № 15(57).
- Кузнецов Ю.А. Докембрий Енисейского кряжа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Кузнецов Ю.А. Енисейский кряж. - Труды лаборатории геологии докембра, 1952, вып. 1.
- Кузнецов Ю.А. Енисейский кряж. - В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембр, полутора: Азиатская часть СССР. М., 1963.
- Кулибин Н.В. Рудное золото в Енисейском округе. - Горный ж., 1890, 1, № 1.
- Ларевский А. Опыт добычи и обработки жильного золота в Енисейском кряже. - Горный ж., 1889, 1.
- Лазаренко Е.К. Глауконитовые породы. - В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Ламакин В.В. Первая геологическая съемка р. Ангари. - Очерки по истории геол. знаний. Изд-во АН СССР, 1953, вып. 2.
- Ларсен Е.С., Фейр Ж. Распределение урана и тория в интрузивных породах. - В кн.: Ядерная геология. Ил., 1957.
- Латкин Н.В. Енисейская губерния, ее прошлое и настоящее. СПб, 1892.
- Лебедев В.Г., Бардин И.П., Белоус Н.Х. и др. Железорудные месторождения Ангаро-Питского бассейна. Изд-во АН СССР, 1953.
- Лебедев-Зиновьев А.А. Поведение урана и тория в магматическом процессе формирования калиевого щелочного комплекса в Северном Казахстане. - Геохимия, 1965, № 1.
- Лебедев А.М., Троицкий С.Г., Шашкин В.Л. Определение пересчетных коэффициентов для количественной интерпретации результатов гамма-измерений. - В сб.: Вопросы рудной радиометрии. Госатомиздат, 1962.
- Леонова Л.Л. Распределение тория в минералах гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). - Геохимия, 1962, № 6.
- Леонова Л.Л. Уран и торий в варисских щелочных интрузиях Матча и Турпи (Южный Тянь-Шань). - Геохимия, 1964, № 9.
- Леонова Л.Л., Балашов Ю.А. Распределение урана, тория и редкоземельных элементов в гранитоидах Сусамырского батолита. - Геохимия, 1963, № 11.
- Леонова Л.Л., Гаврилин Р.Д., Багреев В.В. Поведение урана и тория в интрузивном комплексе повышенной щелочности (на примере массива Кзыл-Омпул, Северный Тянь-Шань). - Геохимия, 1961, № 12.
- Леонов Л.Л., Погибалова Л.С. Уран в минералах пород интрузии горы Кзыл-Омпул (Северная Киргизия). - Геохимия, 1961, № 10.
- Леонова Л.Л., Таусон Л.В. Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). - Геохимия, 1958, № 7.
- Лесгафт А.В. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского кряжа. - Труды Межведомств. сов. по разраб. унифиц. стратиграф. схем Сибири. Докл. по стратиграф. докембrij. отлож. Изд-во АН СССР, 1958.
- Лисицын А.П. Донные отложения Антарктиды. - В кн.: Морская геология и динамика берегов. - Труды океанографич. комиссии АН СССР, 1962, 10, вып. 3.
- Лопатин А.А. Дневник Туруханской экспедиции 1866 г. (с картой, рисунками, чертежами) (обработал М.Н. Миклухо-Маклай). - Записки имп. русского геогр. об-ва, 1867, 28, № 2.
- Луничкин И.В. Нефелиновые руды и щелочные нефелинсодержащие породы юга Красноярского края. - Труды Красноярск. комплексной эксп. СОПС АН СССР, 1959, вып. 2.
- Львов В.К. Уран и торий в гранитоидах Кочкинского района (Южный Урал). - Труды ВСЕГЕИ, вып. 1963.
- Марков Е.П. К стратиграфии нижнего ордовика в бассейне р. Подкаменой Тунгуски. - Геол. и геоф., 1966, № 1.
- Медведков В.И. Новое месторождение гематитовых осадочных руд в Сибири. - Вестн. Зап.-Сиб. геол. управ., 1947, № 3.
- Мейстер А.К. Пикриты Южно-Енисейского горного округа. - Записки Имп. мин. об-ва, 1905, ч. 42, вып. 2.
- Мейстер А.К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. - Геологические исследования в золотоносных областях Сибири (Енисейский район), 1910, вып. 2.
- Минеева И.Г. О "подвижной" форме урана и тория в щелочных породах и связанных с ними постмагматических образований. - Геохимия, 1965, № 4.
- Молчанова Т.В. Выходы нижнего протерозоя к востоку от Енисейского кряжа. - Сов. геол., 1948, сб. 32.
- Мусатов Д.И., Волобуев М.И. Сопоставление стратиграфических схем докембрия и кембрия Енисейского кряжа и некоторых других районов обрамления Сибирской платформы. - В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы, изд-во "Недра", 1964.
- Мусатов Д.И., Савельев А.А. Тектоно-стратиграфическое расчленение докембрийских отложений Восточного Саяна и Енисейского кряжа и проблема байкалид. - Труды Сов. по стратиграфии отложений позд-

нега докембия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск. Изд-во АН СССР, 1963.

Нагорский М.П. Материалы по геологии восточной окраины Чульмо-Енисейского бороугольного бассейна. - Материалы по геол. Красноярского края, 1938, № 4.

Наливкина Э.Б. 1. О кератофиро-спилитовой формации Южно-Енисейского кряжа и возможной природе Касской магнитной аномалии. - Геол. и геофиз., 1965, № 1.

Наливкина Э.Б. 2. Стратиграфия метаморфических толщ Кансской глыбы Енисейского кряжа. - Докл. АН СССР, 1965, 161, № 4.

Наумов Г.Б., Коченов А.В., Герасимовский В.И., Германов А.И. Уран в осадочных породах. - В сб.: Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, 1963.

Нестеренко Г.В., Криворотенко А.И., Цибульчик В.М. Генезис и источники питания тяжелыми минералами песчано-галечных отложений кийской свиты (нижний мел). - Геол. и геофиз., 1963, № 5.

Нижний И.В. О двух эпохах выветривания позднего докембия Восточной Сибири и о возможностях бокситообразования. - Сов. геол., 1965, № 6.

Николаев И.Г. Опробование двух коренных месторождений золота, расположенных по правым притокам Енисея - речкам Вороговке и Порожихе. - Изв. Геолкома, 1927, 44, № 2.

Николаев И.Г. 1. Поиски и опробование коренных месторождений золота Северо-Енисейской тайги. - Изв. Зап-Сиб. отд. Геолкомитета, 1929, 8, вып. 6.

Николаев И.Г. 2. Геологическая съемка в Северо-Енисейской тайге. - Там же.

Николаев И.Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже. - Изв. ГГРУ, 1930, 49, № 7.

Ножкин А.Д. Явления контактового метаморфизма базальной красноцветной формации в северной части Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Зап. Сибири. Изд-во Томск. Гос. ун-та, 1964.

Ножкин А.Д., Гольд Р.М., Мельникова Р.Д., Григорьев Н.Г. Об абсолютном возрасте сиенитов и полевошпатовых жил северной части Енисейского кряжа. - В кн.: Сборник трудов аспирантов ТПИ. Томск, 1965.

Ножкин А.Д., Черепин В.К. Первая находка нефелиновых пород на севере Енисейского кряжа. - Геол. и геофиз., 1966, № 11.

Нэл Л.Т. Проблема генезиса уранинита в золотоносных конгломератах Южной Африки. - Из зарубежн. журналов, 1961, вып. 26.

Обручев В.А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири, вып. 2, Енисейская область. - Золото и платина, 1915, № 1-2, 5-10.

Обручев В.А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801-1850). Л., Изд-во АН СССР, 1933.

Обручев В.А. История геологического исследования Сибири. Период третьей (1851-1888). Л., Изд-во АН СССР, 1934.

Обручев В.А. Докембрый Енисейского кряжа. - В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрый СССР, Изд-во АН СССР, 1939.

Обручев С.В. Тектоника и стратиграфия восточной окраины Енисейского горста. - Изв. АН СССР, отд. физ.-мат. наук, 1929, № 4, (7 сер.).

Одинцов М.М., Владимиров Б.М. Некоторые общие закономерности пространственного размещения кимберлитов и алмазных месторождений в земной коре. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений, изд-во "Наука", 1966.

Одинцов М.М., Скабичевский П.П. Структура юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа. - Пробл. сов. геол. 1937, № 7.

Орлов П.П. Протоколы заседаний общества естествоиспытателей и врачей при Томском университете за 1908-1910 гг. Томск, 1912.

Орлов П.П. К вопросу о нахождении радиоактивных веществ в шлихах золотоносных областей Сибири. - Труды Радиевой экспедиции императорской Академии наук. Петроград, 1915. № 6.

Орлов П.П. К вопросу о радиоактивности Сибирских минеральных вод. - Изв. ин-та исслед. Сибири, № 3. Труды Бальнеолог. отд. № 1, Томск, 1921.

Орлова М.И. Нахождение радиоактивных элементов в минеральных грязях и радиоактивность некоторых сибирских грязей. - Курортное дело, 1926, № 8.

Орлова М.И. Нахождение радиоактивных элементов и редких газов в Сибири и возможность их использования. - Первый Сиб. краевой научно-исслед. съезд. Материалы по докл. секций. Новосибирск, 1928.

Оффман П.Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. - В кн.: Тектоника СССР, т. 1У. Изд-во АН СССР, 1959.

Парфенов Ю.А. К вопросу о щелочных породах южной части Южно-Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края. Сб. КГУ, 1961, вып. 2.

Парфенов Ю.А. К вопросу о самостоятельности Нимкенского интрузивного комплекса. - В кн.: Материалы по геологии Красноярского края, вып. 3, 1962.

Парфенов Ю.А. О тектонике южной части Енисейского кряжа. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, 1963.

Парфенов Ю.И. Интрузивные магматические комплексы Южно-Енисейского кряжа. - В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изд-во "Недра", 1964.

Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главные типы глубинных разломов. Ст. 1. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.

Петров В.Г. О времени проявления складчатости в кембрийских отложениях северной части Енисейского кряжа. - Геол. и геофиз., 1965, № 8.

Петров В.П. Древние "коры выветривания" и их геологическое значение. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.

Петров С.Г. Горбилокская свита Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1960, вып. 32.

Петровская Н.В. Минералогические поисковые критерии в условиях ЕК. Труды НИГРИзолото, 1951, вып. 18.

Петровская Н.В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского кряжа. - Труды НИГРИзолото, 1956, вып. 21.

Петровская Н.В., Берштейн П.С. Структура и минералогия золоторудных месторождений Енисейского кряжа. - Сб. аннотаций научно-исслед. работ Центр. ин-та инфор. МЦМ СССР, ч 1, 1950-55. М., 1957.

Петровская Н.В., Борицанская С.С. Никельсодержащие минералы в золоторудных месторождениях Енисейского кряжа. - Труды НИГРИзолото, 1952, вып. 19.

- Петровская Н.В., Тимофеевский Д.А., Дембо Т.М. и др. К вопросу о времени выделения золота в рудных месторождениях. — Труды НИГРИ золото, 1947, вып. 16.
- Писемский Г.В., Зверева Е.А. Изменения распределения редких элементов в рудах коры выветривания Кийского месторождения. — Труды НИГРИ золото, 1961, № 44, 16–19.
- Писемский Г.В., Зверева Е.А. Характер и строение коры выветривания на породах одного щелочного массива в Восточной Сибири. — Труды ЦНИГРИ, 1962, № 48.
- Подгорная Н.С., Гурьев А.Г. О некоторых особенностях толщи конгломерато-брекчий, развитых по р. Вороговке на севере Енисейского кряжа. — Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 40.
- Подгорная Н.С., Семенов Ю.Г., Гурьев А.Г. К стратиграфии палеозойских отложений северной части Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1965, № 9.
- Покровская Н.В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. — Вопросы геол. Азии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Полевая Н.И., Казаков Г.И. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению аргона и калия в глауконитах. — Труды ЛАГЕД, 1961, вып. 12.
- Поляков А.И., Кот Г.А. Распределения тория по минералам в нефелиновых сиенитах Лавозерского массива. — Геохимия, 1965, № 1.
- Предтеченский А.А. Верхнепротерозойские и предкембрийские образования Восточного Саяна Енисейского кряжа. — Тезисы докл. Сов. по стратиграфии отложений позднего докембира Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Прогожин Л.Г. К вопросу о положении границы архей–протерозой в Енисейском кряже. — В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изд-во МГУ, 1964.
- Просняков М.П., Володин Р.П. Некоторые особенности геологического строения Горевского свинцово-цинкового месторождения. — Труды ин-та ЦНИГРИ, вып. 1961.
- Пузанов Л.С. О характере сочленения Енисейского кряжа с прилежащими структурами Сибирской платформы. — Сов. геол., 1962, № 5.
- Пучкова Б.В., Подгорная Н.С. К характеристике минералогического состава верхнедокембрийских и нижнекембрийских отложений северо-восточной части Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1966, № 11.
- Рабкин М.И. Кимберлиты северной части Сибирской платформы (бассейн р. Оленек) и вопросы их генезиса. Вопросы магматизма и металлогенеза СССР. — Материалы к П Всес. петрограф. сов. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Радугин К.В. Геология юго-западной окраины Енисейского кряжа. Материалы по геол. Красноярск. края, 1937, вып. 2.
- Разумова В.Н., Херасков Н.Н. Геологические типы кор выветривания. — Докл. АН СССР, 1963, 148, № 6.
- Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, 1957.
- Репина Л.Н. Комплексы трилобитов нижнего и среднего кембира западной части Восточного Саяна. — В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. 4. Изд-во АН СССР, 1960.
- Репина Л.Н. Род *Bulaiaspis* Lem. — Материалы по палеонтологии, ВСЕГЕИ, новая серия, 1965, вып. 12.
- Репина Л.Н., Хоментовский В.А., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю. Биостратиграфия нижнего кембира Саяно-алтайской складчатой области. Изд-во "Наука", 1964.
- Решение межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Госгеолтехиздат, 1959.
- Решение совещания по стратиграфии отложений верхнего докембира Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Рехарский В.И., Крутешкая О.В. Уран в породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 7.
- Рожков И.С. О мезозойских россыпях Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Рожков И.С. К изучению террасовых россыпей Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Рублев А.К. К стратиграфии докембрийских отложений Заангарской части Енисейского кряжа. — Тезисы докладов Сов. по стратиграфии отложений позднего докембира Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Сагитов Н.А. Докембрий Заангарской части Енисейского кряжа. Казань, 1962.
- Самойлова Н.В. Петрохимические особенности ассоциации ийолито-мельтейгитовых пород и нефелиновых сиенитов (на примере щелочной интрузии Енисейского кряжа). — Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петр., минерал. и геохимии, 1962, вып. 76.
- Сапронкина Т.В. О распределении урана в породах Лавозерского щелочного массива. — Геохимия, 1959, № 5.
- Свешникова Е.В. Закономерности поведения некоторых групп химических элементов при формировании нефелиновых сиенитов Енисейского кряжа. — Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петр., минерал. и геохимии, 1962, вып. 76.
- Свешникова Е.В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья. — В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1965.
- Селезнев Е.Д., Качевская Г.И. Трубки взрыва и дайки щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтoidных пород бассейна р. Чингасан и перспективы их алмазоносности. Красноярск, 1964.
- Семихатов М.А. К стратиграфии алданского яруса Канско-Ангарской впадины. — Докл. АН СССР, 1957, 115, № 6.
- Семихатов М.А. 1. Нижний кембр Канско-Ангарской впадины. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 2.
- Семихатов М.А. 2. Стратиграфия и палеонтологическая история нижнего кембира северной части Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
- Семихатов М.А. 1. К стратиграфии верхнего протерозоя северо-восточной части Енисейского кряжа. — Докл. АН СССР, 1960, 131, № 1.
- Семихатов М.А. 2. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений верхнего протерозоя Енисейского кряжа. — Докл. АН СССР, 1960, 131, № 4.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембр Енисейского кряжа. — Труды геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 68.

- Семихатов М.А. Структурно-фациональные зоны рифей и нижнего кембрия Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, 1963.
- Семихатов М.А., Трапезников Ю.А. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембии. - Геотектоника, 1965, № 4.
- Семихатов М.А., Хоментовский В.В. Геологические предпосылки бокситоносности отложений вендского комплекса Манского синклиниория (Восточный Саян). - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, геол., 1964, 39, № 3.
- Синюгина Е.Я. К вопросу о связи аллювиальных россыпей с коренными источниками (на примере Южно-Енисейского золотоносного района). - В кн.: "Геология россыпей". Изд-во "Наука", 1965.
- Синюгина Е.Я., Будилин Ю.С. Основные черты строения отложений склонов Енисейского низкогорья (Южно-Енисейский золотоносный район). - Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 56.
- Смирнов А.И. Докембрийские фосфориты Енисейского кряжа. - В сб.: Геология и горнохимического сырья. - Труды Гос. н.-исслед. ин-та горнохим. сырья, 1955, вып. 2.
- Соболев В.С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, о-ва Борнео и Северной Америки. Изд-во АН СССР, 1951.
- Советов Ю.К. Нижний кембрый центральных районов Енисейского кряжа. - Геол. геофиз., 1968, № 8.
- Спижарский Т.П. 1. Сибирская платформа. - В кн.: Геол. строение СССР, т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.
- Спижарский Т.Н. 2. Тектоническая карта Сибирской платформы и прилегающих частей складчатых систем. Госгеолтехиздат, 1958.
- Стабилин А. Судьбы сибирского города. - В кн.: На суше и на море. Изд-во "Мысль", 1964.
- Стальнов Г.А. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листов 3-7 и Ж-7 и И-8. "ГИЗОС" (Ер.). СПб., 1910-1912.
- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., 1961.
- Таусон Л.В. К геохимии в гранитоидах Черновинского массива (Горный Алтай). - Геохимия, 1956, № 3.
- Таусон Л.В., Злобин Б.И., Леонова Л.Л. Распределение урана в гранитоидном комплексе Сусамырского батолита. - Геохимия, 1956, № 7.
- Троицкий С.Г. Экспериментальные исследования спектров У-излучения радиоактивных руд в больших массах. - В сб.: Вопросы рудной радиометрии. Госатомиздат, 1962.
- Тугаринов А.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. К геохронологии юга Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 1.
- Туровская С.Д. К геохимии урана и тория. Распределение радиоактивных элементов в изверженных породах Северной Киргизии. - Геохимия, 1959, № 2.
- Уран в древних конгломератах. Госгеолтехиздат, 1963.
- Ушакова Е.И. О генетических взаимоотношениях силиманита, андалузита, дистена в кристаллических сланцах верховьев р. Чапы. - Геол. и геофиз., 1966, № 3.
- Федоров В.Н. Уран в магматических породах некоторых районов Чингизана и Калбы (Восточный Казахстан). - Труды ВСЕГЕИ, 1963, вып. 95.
- Федоровский Н.М. Минеральные богатства Южной Африки. - Минеральное сырье и цветные металлы, 1929, № 11-12.
- Филиппов М.С., Комлев Л.В. Уран и торий в гранитоидах Среднего Приднепровья. - Геохимия, 1959, № 5.
- Филатов К.С. Редкие металлы. - В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края, 1938.
- Фирсов Л.В. Предложения о стандартизации системы публикации материалов по абсолютному возрасту. - Бюлл. комиссии по опред. абсолютного возраста геол. формаций, 1961, вып. 1У.
- Фотиади Э.Э. Схематическая тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1981.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Изд-во "Наука", 1968.
- Холмс С. Месторождение Пронто. - В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. Изд-во "Мир", 1964.
- Хоментовский А.С. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной окраины Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и пол. ис-коп. Вост. Сибири, 1933, вып. 17.
- Хоментовский А.С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, 20(5-6).
- Хоментовский В.В. Формация структурно-фациональных зон Юго-Западной Сибири. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. Изд-во АН СССР, 1980.
- Цехомский А.М., Карстенс Д.И., Хабибулина Ф.Д. Маршаллит в коре выветривания синийских толщ Енисейского кряжа. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, № 118.
- Чуйко Д.Г., Ломаев В.Г. Некоторые вопросы геологии и генезиса Горевского месторождения. - Материалы по геол. и полезн. ис-коп. Красноярск. края, вып. 1964.
- Чураков А.Н. Первые признаки протерозойского железного оруденения в Енисейском кряже. - Вестн. ВГРО, 1981, 31, № 9-10.
- Чураков А.Н. Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского кряжа. - Труды ВГРО, 1933, вып. 292.
- Чураков А.Н. Протерозойское оледенение Сибири. - В кн.: Труды ХУП сессии Международного геологического конгресса, т. 6. Госгеолтехиздат, 1940.
- Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3-4.
- Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шахов Ф.Н. Руды цветных и редких металлов, их свойства, условия нахождения и главнейшие месторождения в Западно-Сибирском крае. Популярная серия. Новосибирск, изд-во Зап.-Сиб. геол. треста, 1933.
- Шахов Ф.Н. Уран, радий, торий. - В сб.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Красноярск, 1934.
- Шахов Ф.Н. Поиски месторождений редких элементов в Сибири. Новосибирск, изд-во геол. треста, 1937.
- Шахов Ф.Н. Вулканализм и металлогения Енисейского кряжа. - Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, вып. 5.

- Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. Изд-во "Наука", 1964.
- Шейнман Ю.М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультрашелочных магматических образований на платформах. - Записки Всес. мин. об-ва, 1955, № 2.
- Шабистров Б.К. К вопросу о выделении свит Серого ключа и дадыктиńskiej в докембрии Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края, 1961, вып. 2.
- Шербаков Ю.Г., Пережогин Н.Г. О геохимической связи золотого оруднения с интрузиями и вмещающими их породами в Западной Сибири. - Геохимия, 1963, № 9.
- Шербаков Ю.Г., Пережогин Н.Г. К геохимии золота. - Геохимия, 1964, № 6.
- Шербина В.В. Геохимия урана в зоне окисления. - В кн.: Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, 1963.
- Шуккина Е.Н. К геологии южной золотоносной системы Енисейского округа. - В кн.: Бокситы, т. 1. Изд. ВИМС, 1936.
- Шуккина Е.Н., Петров Г.Н. К вопросу о стратиграфии метаморфических толщ центральной части Енисейского кряжа. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, новая серия, отд. геол., 1936, 14(5).
- Юдин Н.И. Железные руды Ангаро-Питского бассейна. - В кн.: Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Юдин Н.И. Минералого-петрографическая и химическая характеристика промышленных железных руд Ангаро-Питского бассейна. - В кн.: Перспективы промышленного освоения Ангаро-Питского железорудного бассейна. Изд-во АН СССР, 1930.
- Юдин Н.И. Ангаро-Питский железорудный бассейн. - В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края, Изд-во АН СССР, 1962.
- Яккин А.А. Обзор пегматитов Кондаковского месторождения Восточной Сибири. - В кн.: Слюдя СССР, Изд-во АН СССР, 1937.
- Ячевский Л.А. Очерк современного состояния, причин упадка и условия для возрождения золотопромышленности. - Горный ж.. СПб, 1892.
- Ячевский Л.А. Северный Енисейский горный округ. - Горный ж., 1894, 1.
- Ячевский Л.А. Бассейн Тени и Енашимо. - Геологические исследования в золотоносных областях Сибири (Енисейский район), 1900, вып. 1.
- Ячевский Л.А. Условия золотоносности Северо-Енисейского горного округа. - Там же, 1903, вып. 1У.
- Ячевский Л.А. Геологические исследования в северной окраине Северо-Енисейского округа, проведенные в 1902 г. - Там же, 1904, вып. У.
- Adams I.A.S. The uranium geochemistry of Lassen volcanic national park, California. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1955, 8, N 1/2.
- Adams I.A.S.; Osmond I.K.; Rogers I.I.W. The geochemistry of thorium and uranium. - Phys. and Chem. of the Earth, 1959, v. 3.
- Adams I.A.S.; Richardson K. Thorium, uranium and zirconium concentrations in bauxite. - Econ. geol., 1960, 55, N 8.
- Adams I.A.S.; Weaver C.E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. - Amer. assoc. of petrol. geol. Bull., 1958, 42, N 2.
- Bateman J.D. Uranium bearing auriferous reefs at Jacobina. - Brasil. Econ. Geol., 1958, 53, N 4.
- Beers R.F.; Goodman C. Distribution of radioactivity in Ancient Sediments. - Bull. Geol. Amer., 1944, 55.

- Calomb R.; Goldstein M.; M. Le Mercier. Uranium in some French granites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1958, N 15.
- Collins W.H. North Shore of Lake Huron. - Geol. Surv of Canada. 1960, mem. 49.
- Davidson C.F. The gold-uranium ores of the Witwatersrand. - Min. Mag., 1953, 88, N 2.
- Friedman G.M. On the uranium-thorium ratio in the Blind-River, Ontario, uranium bearing conglomerates. - Econ. geol., 1958, 53, N 7.
- Fuller A.O. A contribution to the petrology of the Witwatersrand system. - Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1959, 61.
- Gottfried D.; Moore R.; Calmerer A. Thorium and uranium in some alcalic igneous rocks from Virginia. - Geol. Surv. Profess. Paper, 1962, N 450-b.
- Hall A.Z. Analyses of rocks, ores, coal, gases, minerals and waters from Southern Africa, N 32. Pretoria, 1938.
- Hamilton E. Distribution of Radioactivity in rocks and Minerals and the Effect of Weathering in determination of uranium. - Nature, 1958, 181.
- Kervella F. Les gisements uranifères dans les garmactiens sedimentaires en France et dans l'Union Française. - Bull. d'informations scientifiques et techniques du C.E.A., 1958.
- Kochy F.F. Geochemistry of the radioactive Elements in the Ocean deep Sea Research, 1956, 3.
- Kuenen Ph.H. Marine geology. N.Y., 1950.
- Kuenen Ph.H. Experimental abrasion fluviatile action on sand. - Amer. J. Sci., 1959, 257.
- Libenberg W.R. The occurrence and origin of Gold and Radioactive minerals in the Witwatersrand System, the Dominion Reef, the Ventersdorp Contact Reef and the Black Reef. - Trans. and Proc. of Geol. Soc. of S.Africa, 1959, mem. LVIII.
- Mellor E.T. The conglomerates of the Witwatersrand. - Trans. Inst. Minind Metall., 1916, 25.
- Patrick M.; Hurley R.M. Distribution of radioactivity in granites and possible relation to Helium age measurements. - Bull. Geol. Soc. America, v.1, N 1 1950.
- Pliler R.; Adams I.A.S. 1. The distribution of thorium and uranium in a Pennsylvanian weathering profile. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1962, 26, N 11.
- Pliler R.; Adams I.A.S. 2. The distribution of thorium, uranium and potassium in the Mancos shale. - Geochim., Cosmochim. Acta, 1962, 26, N 11.
- Ramdohr P. Die Uran und Goldlager stätten Witwatersrand - Blind River District - Dominion Reef - Serra de Jacobina. - Erzmicroskopische Untersuchungen und ein Geologische Vergleich zu Berlin, 1958, N 3.
- Sederholm I.I. On the Sub-Bothnian unconformity and on Archaean rocks formed by secular weathering. - Comm. Geol. Finlante, Bull., 1931, 95, N 85.
- Sharp R.P. Epi-Archean and Epi-Algonkian erosion surfaces Grand Canyon, Arizona. - Geol. Soc. of Amer., Bull., 1940, 51.
- Simpson D.I. Some results of radiometric Logging in the boreholes of the Orange Free State goldfields and neighbouring areas. - Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1951, 44.
- Turecian K.K.; Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, 72, N 2.
- Whitefield J.M.; Rogers J.J.; Adam I.A.S. The relationship between the petrology and thorium and uranium contents some granitic rocks. - Geochim., Cosmochim. Acta, 1957, 11, N 3.
- Whitefield I.M.; Rogers I.I.; Adams I.A.S. The relationship between the petrology and thorium and uranium. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1961, 17.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Часть первая	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И МАГМАТИЗМ	8
Состояние геологической изученности докембрия Енисейского кряжа	9
Стратиграфия докембрейских отложений	31
Канская серия архея	32
Протерозой	35
Тайская серия	35
Сухопитская серия	39
Тунгусикская серия	46
Ослинская серия	44
Вендский комплекс	51
Опыт выделения докембрейских осадочных формаций	56
Палеозой	59
Конгломераты Енисейского кряжа	62
История поисков месторождений типа древних конгломератов на территории кряжа	62
Типы конгломератов и их размещение в стратиграфическом разрезе и на плошади кряжа	66
Олигомиктовые конгломераты	66
Полимиктовые конгломераты	73
Магматические комплексы Енисейского кряжа в их возрастном расчленении	76
Гранитоидные интрузии	80
Текстуры пород	80
Вещественный состав гранитов	81
Форма тел	84
Метаморфические изменения близ гранитоидных интрузий	85
Химический состав гранитоидов	87
Щелочные породы	98
Кимберлиты и родственные им породы	112
Основные породы и их дайковые комплексы	119
Эффузивы в разрезе докембрия	126

Эффузивы основного состава	127
Кислые эффузивы	143
О магматических формациях Енисейского кряжа	151
Проблема тиллитов	155
Геохронология докембрия и магматических комплексов	160
Свинцово-изотопный метод	160
Рубидий-стронциевый метод	172
Калий-аргоновый метод	173
Общая обработка данных определения абсолютного возраста	181
Возраст осадочных пород	186
Опыт сопоставления стратиграфической схемы докембрия и магматических комплексов Енисейского кряжа	196
Общие выводы по геохронологии кряжа	200
Тектоническая схема Енисейского кряжа	201
Коры выветривания на Енисейском кряже, их возраст и типы	211
Современные коры выветривания	211
Мезо-кайнозойские коры выветривания	213
Докембрейские коры выветривания	220
Переотложенные продукты кор выветривания в докембрейских образованиях кряжа	227
Месторождения железа и меди в осадочных породах Енисейского кряжа	228
Железо	228
Медь	230
Основные этапы геологического развития территории Енисейского кряжа в докембрии	233
Часть вторая.	
КЛАРКИ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА	239
Краткий очерк радиометрической изученности кряжа	240
Методика полевых измерений общей радиоактивности пород и отбора проб для лабораторных исследований	241
Радиоактивность главнейших стратиграфических комплексов кряжа	248
Общая радиоактивность пород	249
Кларковые содержания радиоактивных элементов в осадочных породах	264
Карбонатные породы	264
Сланцы и филлиты	271
Грубообломочные породы	281
Породы Канского метаморфического комплекса	290
Общие закономерности	291

Радиоактивные элементы главнейших комплексов интрузивных по- род	293
Общая радиоактивность пород	293
Кларковые содержания радиоактивных элементов в интрузивных породах	297
Радиоактивные элементы в корах выветривания различного возраста	320
Радиоактивные элементы в зонах глубинных разломов юга Ени- сейского кряжа	341
Основные закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских формациях Енисейского кряжа и магматических комплексах	348
Литература	355

КРЕНДЕЛЕВ Федор Петрович

Кларки радиоактивных элементов в породах
докембия Енисейского кряжа

Утверждено в печать Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редактор Давтян С.Ю.

Технический редактор Дьяконова В.И.

Подписано в печать 16/XI-71 г. Формат 60x90 1/16

Объем 23,5 п.л. + 2 вкл. Уч.-изд.л. 25,1 Бумага № 1

Тираж 850 Цена 2р. 64к. Тип.зак. 389

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука" Москва, К-62, Подсосенский пер., 12
1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12