

Т. Я. Корнев, В. М. Даценко, А. В. Бозин

*

РИФЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ
И КОЛЧЕДАННО-
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ ЕНИСЕЙСКОГО
КРЯЖА

98/100

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (СНИИГТИМС)
КРАСНОЯРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Т. Я. КОРНЕВ, В. М. ДАЦЕНКО, А. В. БОЗИН

РИФЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И КОЛЧЕДАННО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

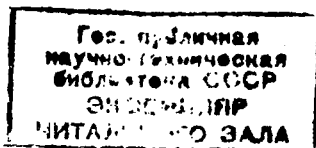
Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Г. Н. Бровков



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1974

Д4
34009

74-28103



Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского края. М., «Недра», 1974, 132 с. (М-во геологии СССР. Сиб. научн.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. Красноярское отделение).

Енисейский край — регион с почти полным геологическим разрезом от архея до мезозоя с многократным проявлением интенсивного и разнообразного магматизма. Формационный анализ магматических и рудных образований позволил выделить в западной части края новый колчеданно-полиметаллический пояс. Образование колчеданно-полиметаллических существенно стратиформных месторождений и рудопроявлений связывается с позднерифейским геосинклинальным вулканизмом и наложенными процессами метаморфизма и гранитообразования.

В работе рассматриваются геология, петрография и петрохимия выделенных магматических формаций, связанных с байкальским тектоно-магматическим циклом. Показывается взаимосвязь тектонических и магматических процессов, анализируются общие закономерности развития магматизма. Описываются широко развитые вулканогенные образования, играющие большую роль в металлогении региона. Анализируются геологические факторы, контролирующие локализацию колчеданно-полиметаллического оруденения, обсуждаются вопросы его генезиса и перспективы поисков руд свинца, цинка, меди и других металлов.

Таблиц 23, иллюстраций 34, список литературы — 86 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Магматический и рудный процессы тесно связаны между собой, поэтому изучение магматических образований является необходимым звеном при прогнозно-металлогенических исследованиях. Имеющийся опыт подтверждает плодотворность анализа магматизма для перспективной оценки регионов в отношении многих типов месторождений полезных ископаемых. Он помогает глубже понять генезис месторождений, увереннее выявлять участки скрытого оруденения.

В последнее время в магматической геологии все большее значение приобретает формационное направление, позволяющее устанавливать генетические связи между ассоциациями магматических пород и решать многие вопросы металлогенической специализации магматических образований. Учение о магматических формациях — новое направление в магматической геологии, созданное трудами Ю. Ф. Левинсон-Лессинга, Ю. А. Билибина (1955), Ю. А. Кузнецова (Кузнецов, 1964, 1970; Кузнецов, Яншин, 1967), Е. К. Устиева (1970), В. Н. Харкевича и В. Н. Москалевой («Карта магматических формаций...», 1971) и других исследователей. Наибольший вклад в развитие формационного метода был сделан Ю. А. Кузнецовым (1964), который впервые разработал классификацию главных типов магматических формаций для различных структурно-формационных зон.

Енисейский кряж является одним из немногих регионов Сибири, где на сравнительно небольшой площади устанавливается уникальный, почти полный геологический разрез от архея до мезозоя с многократным проявлением интенсивного и разнообразного магматизма. Это создает благоприятные предпосылки для выявления и изучения закономерностей развития магматизма и связанной с ним металлогении. Несмотря на все еще недостаточную геологическую изученность, Енисейский кряж по количеству и разнообразию выявленных полезных ископаемых уже сейчас занимает одно из ведущих мест в Красноярском крае и является перспективным горнорудным районом.

Изучение магматических пород Енисейского кряжа имеет многолетнюю историю. К наиболее ранним работам, содержащим их описание, относятся труды А. К. Мейстера (1905, 1910), И. Г. Николаева, Ф. Г. Головачева, В. Н. Высоцкого. Этими исследователями выделялись граниты, диабазы, габбро, пикриты и серпенти-

ниты, которые относились, как и вмещающие их сланцы и гнейсы, к докембрийским образованиям. В 1932—1939 гг. аналогичные породы были описаны Н. И. Бабинцевым, А. А. Якжиным и А. С. Хоментовским. В 1937—1941 гг. Ю. А. Кузнецовым (1941) была разработана единая схема тектоники и магматизма Енисейского края. Его взгляды на магматизм легли в основу геологических представлений многих последующих работ.

Начиная с 1945 г. в Енисейском крае геологические исследования велись сотрудниками Красноярского геологического управления (КГУ), ВСЕГЕИ и ВАГТ. С 1956 по 1970 г. территория покрывается среднemasштабной геологической съемкой, с 1961 г. и по настоящее время — детальной; в отдельных районах проводятся поисковые и поисково-разведочные работы. В результате всех этих исследований отложения докембрия расчленены на серии и свиты, выделены магматические комплексы и открыт ряд новых месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Большая часть работ произведена геологами Ангарской и Геологосъемочной экспедиций КГУ. Значительный вклад внесен геологами экспедиций Министерства геологии СССР, Сибирского отделения АН СССР, МГУ; с 1963 г. в этом регионе проводятся исследования геологами СНИИГГИМС.

Изучением магматических пород края занимались многие геологи, но особенно ценные сведения по ним получены такими исследователями, как А. К. Мейстер, Ю. А. Кузнецов, Г. И. Кириченко, Е. К. Ковригина, Е. А. Долгинов, М. Н. Белянкина, М. И. Волобуев, В. П. Белов, А. Е. Березий, Г. Г. Кочкин, Ю. А. Озерский, Е. В. Покровский, Ю. А. Чернов, Г. Г. Тузлуков, В. В. Терещенко, Ю. И. Парфенов, Р. Б. Карпинский, Е. И. Врублевич, Л. К. Качевский, В. М. Даценко, Э. Б. Наливкина, Ф. П. Кренделев, А. Д. Ножкин, Т. Я. Корнев, В. А. и Н. И. Лисины, Л. Г. Саванович, Б. А. Скорodelов, И. Г. Комов, С. Г. Петров, В. Г. Петров, А. В. Бозин, Л. В. Махлаев, А. И. Вызу, В. Ю. Забродин. О наиболее важных результатах работ этих исследователей будет сказано в соответствующих разделах книги.

Магматические породы характеризуются различной степенью изученности. Сравнительно лучше исследованы гранитоидные формации («Магматические комплексы...», 1964; «Геохронология докембрия...», 1968). Слабее изучены базальтоидные, габброидные и гипербазитовые формации, что объясняется сильным метаморфизмом пород. Сведения о вулканогенных формациях были весьма ограниченными из-за слабой разработанности стратиграфии региона, а также метаморфизованности пород. В последние годы получено много новых данных как по вулканогенным породам (Белянкина, Долгинов, 1964; Кочкин, 1966; Кренделев, 1971; Корнев, 1968₁, 1969₃; 1973; Петров, 1970 и др.), так и щелочным (Свешникова, 1965; Ножкин, 1968; Белов, 1970), щелочно-базальтоидным и ультрабазитовым (Белов, 1964; Наливкина, 1965; Корнев, 1963₃, 1971₂, 1973).

Проведенные авторами в 1965—1973 гг. тематические исследования по магматизму и связанной с ним рудоносности на всей территории кряжа и обобщение имеющегося материала позволили пересмотреть существующие представления, уточнить возраст, объем, состав и металлогеническую специализацию многих магматических образований, провести их формационный анализ и разработать общую схему магматизма. Впервые была составлена среднемасштабная карта магматических формаций Енисейского кряжа, предпринята попытка прогнозной оценки на ряд полезных ископаемых, связанных с магматизмом, установлена большая роль вулканизма в рудообразовании. Формационный анализ магматических и рудных образований позволил выделить в пределах западной части Енисейского кряжа новый колчеданно-полиметаллический пояс, что подтверждается открытиями перспективных рудопроявлений и месторождений свинца, цинка, меди и других металлов.

В работе использованы все имеющиеся химические (силикатные) анализы магматических пород описываемых формаций Енисейского кряжа (1776 анализов, в том числе 294 по материалам авторов). Большая часть их выполнена в лаборатории КГУ. Значительная часть анализов разными исследователями, в том числе авторами, опубликована. Полная сводка химических анализов магматических пород кряжа сделана нами по состоянию на конец 1971 г.; она хранится в фондах ГУ, ВГФ и СНИИГГИМС. В связи с этим и ввиду небольшого объема книги конкретные химические анализы магматических пород в работе не приводятся. При описании даются только таблицы химических анализов «средних типов» пород по каждой магматической формации и приводятся результаты статистической обработки и расчета их средневзвешенного состава.

В предлагаемой работе раздел «Верхнерифейские орогенные формации» написан В. М. Даченко, раздел «Вендские и венд-нижекембрийские посторогенные магматические формации» — А. В. Бозиным и Т. Я. Корневым, остальные разделы — Т. Я. Корневым. Существенную помощь советами и обсуждением некоторых разделов авторам оказали исследователи Енисейского кряжа В. П. Белов, В. П. Богадица, М. И. Волобуев, Е. И. Врублевич, А. И. Вызу, И. К. Кокодзеев, Л. К. Качевский, Р. Б. Карпинский, Е. К. Ковригина, Л. В. Ли, В. А. Лисин, Г. Г. Тузлуков, Ю. А. Озерский, М. Л. Шерман, которым мы выражаем искреннюю признательность. С благодарностью приняты в работе и учтены ценные критические замечания, сделанные П. Ф. Иванкиным, В. В. Богацким, Г. Н. Бровковым и А. С. Аладышкиным, ознакомившимися с работой в рукописи.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ, ТЕКТониКИ И МАГМАТИЗМА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Енисейского кряжа участвуют разнообразные осадочные, вулканогенные и метаморфические образования архея, среднего протерозоя, рифея, венда и палеозоя, а также разновозрастные глубинные магматические породы. В работе принята схема стратиграфии, разработанная геологами КГУ, с некоторыми нашими дополнениями и изменениями (см. рис. 1—4).

Архей

Образования архейского возраста развиты только в южной части кряжа и представлены **канской серией**, сложенной кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой фации метаморфизма. Она расчленяется на три толщи (снизу вверх): кузеевскую, атамановскую и калантатскую. Кузеевская толща (*Akz*) представлена гранат-полевошпатовыми, гранат-пироксеновыми и гранат-биотитовыми гнейсами, гранулитами и чарнокитами, атамановская толща (*Aat*) — биотит-гранатовыми, кордиеритовыми, силлиманитовыми и пироксеновыми гнейсами и сланцами, калантатская толща (*Akt*) — биотитовыми, пироксеновыми и гранат-биотитовыми гнейсами. Мощность канской серии до 6—7 км.

Средний протерозой

К среднему протерозою относятся метаморфизованные терригенно-карбонатные отложения **тейской серии** (*Pt₂ts*), подразделяемые на веснинскую и пенченгинскую свиты. Веснинская свита (*Pt₂vs*) — это биотит-плагиоклазовые, гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы, кварциты, слюдяные сланцы, мраморы и амфиболиты, пенченгинская свита (*Pt₂pn*) — мраморы, амфиболиты, кварц-слюдяные и хлорит-серицитовые сланцы. Мощность тейской серии 2—3 км.

Средний и верхний рифей

Породы среднего и верхнего рифея наиболее широко распространены и расчленяются на сухопитскую (средний рифей), тун-

гусикскую и киргитейскую (верхний рифей) серии, разделенные стратиграфическими перерывами.

Сухопитская серия (Rf_{2sp}) сложена хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, алевроито-глинистыми и глинистыми сланцами, филлитами с прослоями песчаников, кварцитов, гравелитов, конгломератов и известняков. В западной части кряжа в ее составе широко развиты вулканиты основного состава метабазальтовой формации; на контактах с гранитными массивами и в зонах мигматизации появляются слюдяные сланцы, гнейсы, амфиболиты и мигматиты. На подстилающих отложениях среднего протерозоя породы серии залегают несогласно, местами с конгломератами в основании. Сухопитская серия имеет мощность до 4—5 км и расчленяется на кординскую (Rf_{2kd}), горбилокскую (Rf_{2gb}), удерейскую (Rf_{2ud}) и погорюйскую (Rf_{2pg}) свиты, нередко слабо различающиеся между собой.

Тунгусикская серия (Rf_{3tn}) представляет собой единый ритмоцикл с более терригенными и грубообломочными отложениями внизу (верхи погорюйской свиты), карбонатными и терригенными — вверху. В ее составе выделяются сосновская (Rf_{3ss}), потоскуйская (Rf_{3pt}), шунтарская ($Rf_{3šn}$) и токминская (Rf_{3tk}) свиты. Некоторые исследователи (Г. И. Кириченко, 1960 г.) нижнюю часть потоскуйской свиты выделяют в составе красногорской (Rf_{3ks}) свиты, а верхнюю — в составе джурской (Rf_{3dj}).

Характерными особенностями отложений тунгусикской серии являются резко изменчивый состав осадков (алеврито-глинистые сланцы, филлиты, песчаники, кварциты, гравелиты) и флишоидный их характер, пестроцветность, частое присутствие пластов и линз известняков и доломитов, а также вулканитов основного и кислого состава. Мощность серии до 3—4 км.

Киргитейская серия (Rf_{3kg}) развита в южной и восточной частях кряжа. В ее составе распространены однообразные графитистые, глинистые сланцы, филлиты, песчаники, кварциты; известняки редки. Залегают они на нижележащих отложениях местами несогласно. В серии выделяются удоронгская, боремская, рыбинская и мокринская свиты, общая мощность которых 2—3 км.

Верхний рифей — венд

К верхнему рифею — венду относятся отложения осланской, чингасанской, вороговской и тасеевской серий, имеющие возраст 810—670 млн. лет. Они встречаются преимущественно на окраинах Енисейского кряжа и имеют существенно красноцветный грубообломочный состав. Собственно вендскими являются чивидинская, суктальминская и немчанская свиты; возраст их 700—600 млн. лет.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ

Енисейский кряж является сложно построенным мегантиклинорием северо-западного простирания. Это гетерогенное складчато-глыбовое сооружение, в котором сочетаются разнородные по времени консолидации складчатые образования археид, карелид, байкалид и более молодые платформенные тектонические структуры, выступающие как резко обособленные структурные ярусы. Наиболее полно выражены структуры байкальской геосинклинальной системы (см. рис. 1).

Докембрийские отложения смяты в складки и нарушены протяженными зонами разломов, с которыми связаны вытянутые на сотни километров антиклинории и синклинории. Антиклинории обычно сложены наиболее древними толщами канской и тейской серий, синклинории — сухопитской, тунгусикской и киргитейской сериями. В центральных частях синклинориев иногда сохраняются позднерифейские и вендские отложения. Преобладающая часть разрывных нарушений кряжа имеет северо-западное и северо-восточное направления. Первые согласны с ориентировкой складчатых структур региона, обычно ограничивают структурно-фациальные зоны и часто контролируют распределение магматических образований; большинство их является сбросами.

Выделяются две наиболее протяженные зоны разломов — Приенисейская и Центральная, прослеживающиеся почти параллельно через весь кряж и относящиеся большинством исследователей к разряду глубинных (см. рис. 1). К ним приурочены тела и массивы основных и ультраосновных пород. В юго-восточном и северо-западном направлениях наблюдается сближение этих разломов и переход их в единую протяженную зону, что является характерным для окончаний геосинклинальных систем, обрамляющихся эвгеосинклинальными глубинными разломами. У этих сужений, по-видимому, имеет место выклинивание прогиба байкалид Енисейского кряжа. Разломы ограничивают эвгеосинклинальные образования байкальского прогиба, который в плане, как и в других складчатых областях, представляет собой удлинненную линзу с острыми окончаниями.

Важной магмоконтролирующей структурой является Приенисейская зона глубинных разломов. Вдоль нее развито большое количество магматических тел различных формационных типов — от гипербазитов и базитов до гранитов и щелочных пород, широко проявились мощные зоны рассланцевания. Более древние интрузивные тела в этой зоне расплющены и породы приобрели катакlastические и бластические структуры.

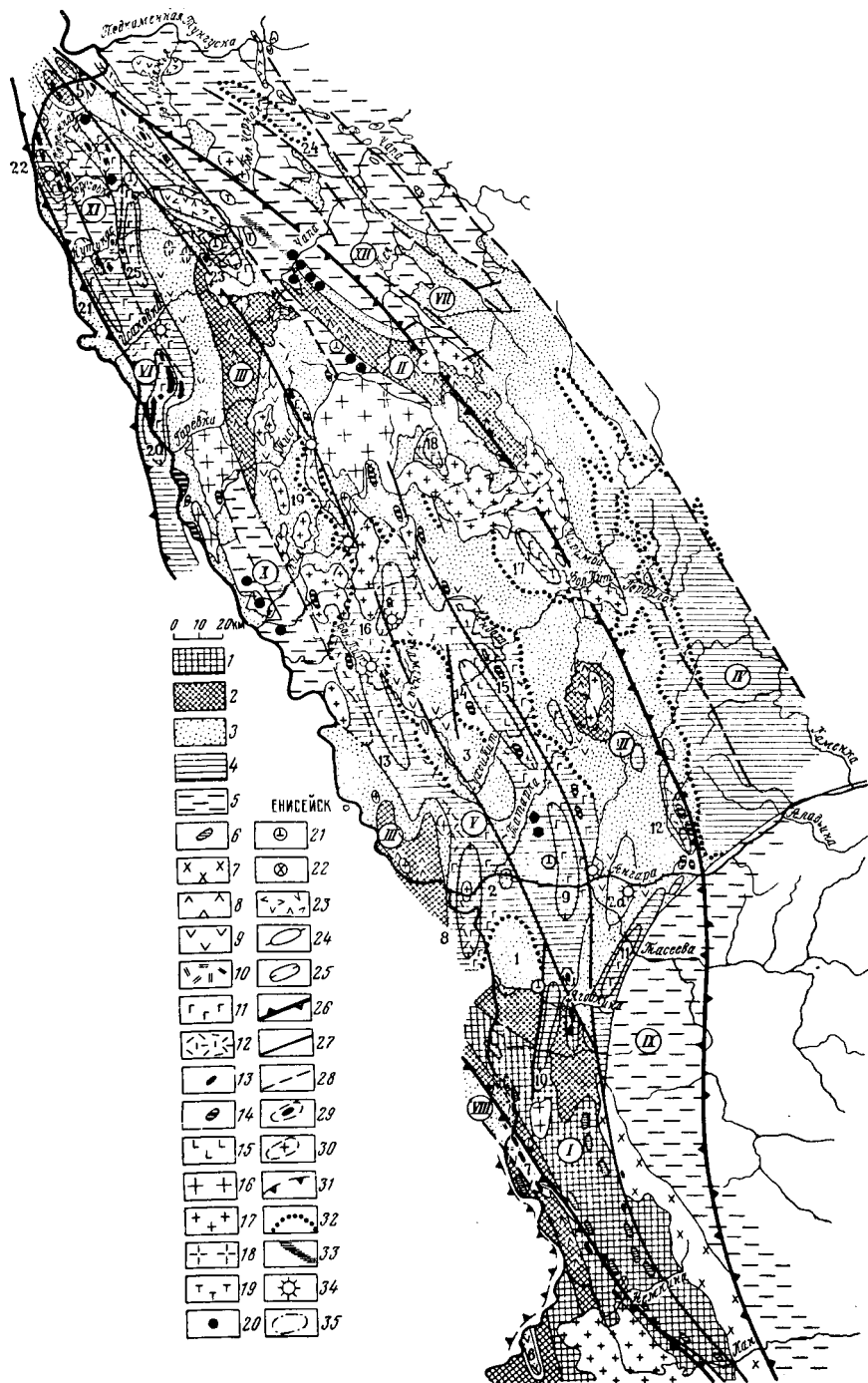
МАГМАТИЗМ

Магматические породы в пределах Енисейского кряжа занимают около 25% площади территории и представлены ультраосновными, основными, кислыми и щелочными разностями. Их фор-

Магматические формации Енисейского края

Тектоно-магматический цикл	Тектоно-магматический этап	Стадия развития цикла	Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Формация, субформация	Комплекс (серии и свиты)
Герцинский	Платформенный		Триас	220—286	Трапповая	Вороговский
Каледонский	Заложение межгорных впадин		Ранний девон	268—292	Гранит-граносиенитовая	Порожининский
					Трахитандезит-липаритовая	Вулканы быскарской серии
	Платформенный		Венд — ранний кембрий	523—616	Щелочно-сиенитовая	Уволжский
			Венд — ранний кембрий	550—660	Щелочно-базальтоидная	Чапинский, кийский, среднетатарский
	Субплатформенный		Венд	688—700	Трахитбазальтовая	Вулканы нижнего кембрия
			Венд	670—620	Гранит-граносиенитовая	Листвяжинский Вулканы чивдинской свиты Нойбинский

Тектоно-магматический цикл	Тектоно-магматический этап	Стадия развития цикла	Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Формация, субформация		Комплексы (серии и свиты)
Байкаль-ский	Инверсионный	Поздне-складчатая	Поздний рифей	850—930	Гранитоидная, подразделяемая на субформации	Аллохтонных аляскитовых гранитов	Глушихинский
						Параавтохтонных микроклиновых гранитов	Татарский
						Автохтонных мигматитов и гнейсо-гранитов	Посольненский, тейский
	Геосинклинальный	Доскладчатая	Поздний рифей	850—900	Метаандезит-базальтовая	Джэндуглинский	
					Вулканиды киргитейской серии		
					Дунит-пироксенит-габбровая	Лендахский	
					Гипербазитовая	Сурнихинский	
				915—1060	Метадацит-липаритовая	Тенегинский	
					Вулканиды тунгусикской серии		
		Металипарит-андезит-базальтовая	Токминский, каменский				
		Вулканиды тунгусикской серии					
			Средний рифей	1140—1350	Метабазальт-липаритовая	Вулканиды сухопитской серии	
					Метабазальтовая	Исаковский	
						Вулканиды сухопитской серии	
Карель-ский	Протоплатформенный		Средний протерозой	1600—1650	Габбро-диорит-диабазовая	Индыглинский	
	Вулканиды тейской серии						
	Инверсионный	Постскладчатая	Ранний протерозой	1850—1950	Гранитоидная (батолитовая)	Таракский	
	Архей-ский	Протогеосин-клинальный	Соскладчатая	Архей	2500 ± 200	Мигматит-гнейсо-гранитовая	Богунаевский
Доскладчатая			Архей	> 2500	Дунит-пироксенит-габбровая	Кимбирский	



мирование происходило многократно в течение архейского, карельского, байкальского, каледонского и герцинского тектономагматических циклов. Преобладающая их часть образовалась в докембрии и связана с байкальским тектономагматическим циклом. Они объединяются нами в магматические формации (табл. 1, рис. 1).

Под магматической формацией подразумеваются закономерно повторяющиеся сообщества магматических пород и связанных с ними метаморфических и гидротермальных образований, возникшие в общих структурно-геологических условиях, при одинаковом тектоническом режиме, в связи с единым этапом тектономагматической эволюции. За основу принята классификация магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964, 1970).

Номенклатура выделенных формаций отражает главные особенности их петрографического состава. В сложных названиях формаций в начале стоят породы, имеющие минимальное распространение, в конце — преобладающее; к названию существенно метаморфизованных формаций прибавляется приставка «мета», относящаяся ко всем перечисленным породам.

Для архейского тектономагматического цикла характерен довольно простой набор магматических формаций (дунит-пироксенит-габбровая и мигматит-гнейсо-гранитовая), характеризующихся сравнительно монотонным составом, что подтверждает известные представления о слабой дифференциации вещества

Рис. 1. Схема тектоники и размещения магматических формаций Енисейского кряжа. Составил Т. Я. Корнев.

Складчатые комплексы: 1 — архейский; 2 — среднепротерозойский (протоплатформенный); 3—4 — средне-верхнерифейский (3 — среднерифейский подкомплекс, 4 — верхнерифейский подкомплекс); 5 — верхнерифейско-нижнекембрийский. Магматические формации: 6 — архейская дунит-пироксенит-габбровая; 7 — нижнепротерозойская гранитоидная; 8 — среднепротерозойская габбро-диорит-диабазовая; 9 — среднерифейская metabазальтовая; 10 — среднерифейская metabазальт-липаритовая; 11 — верхнерифейская металипарит-андезит-базальтовая; 12 — верхнерифейская метадцит-липаритовая; 13 — верхнерифейская гипербазитовая; 14 — верхнерифейская дунит-пироксенит-габбровая; 15 — верхнерифейская метаандезит-базальтовая; 16—17 — верхнерифейская гранитоидная (16 — субформация автохтонных гнейсо-гранитов и мигматитов, 17 — субформация параавтохтонных микроклиновых гранитов и аллохтонных алякитовых гранитов); 18 — вендская гранит-граносиенитовая; 19 — вендская трахбазальтовая; 20 — венд-нижнекембрийская щелочно-базальтоидная; 21 — венд-нижнекембрийская щелочно-сиенитовая; 22 — нижнедевонская трахандезит-липаритовая; 23 — триасовая трапповая. Пикативные структуры: 24 — антиклинали; 25 — синклинали. Разломы: 26 — краевые глубинные эвгеосинклинальные; 27 — внутритроговые глубинные; 28 — прочие региональные. 29 — предполагаемые участки развития гипербазитов (по магнитометрическим и гравиметрическим данным); 30 — предполагаемые участки развития гранитоидов по гравиметрическим данным; 31 — граница Западно-Сибирской плиты; 32 — маркирующий горизонт (сосновская свита); 33 — грубообломочные фации эвенкийской свиты; 34 — предполагаемые очаги вулканизма; 35 — контуры гранитных массивов на глубине более 3 км (по гравиметрическим данным).

Региональные структуры. Антиклинории: I — Ангаро-Канский, II — Центральный, III — Приенисейский; синклинии: IV — Ангаро-Питский, V — Орловско-Каитыбинский, VI — Вороговский, VII — Кордо-Лебяжинский, VIII — Предивинский; прогибы: IX — Тасеевский, X — Кийский, XI — Вороговский, XII — Тейский. Антиклинали: 1 — Белокопытская, 2 — Усть-Татарская, 2а — Тасеевская, 3 — Сухопитская, 4 — Татарская, 5 — Осинская. Синклинали: 6 — Есауловская, 7 — Юдинская, 8 — Устьянская, 9 — Петрищевская, 10 — Ледяная, 11 — Шиншинская, 12 — Рыбинская, 13 — Орловская, 14 — Каитыбинская, 15 — Токминская, 16 — Каменская, 17 — Панибинская, 18 — Верхнеанашиминская, 19 — Тисская, 20 — Фомкинская, 21 — Солохинская, 22 — Порожнинская, 23 — Верхневороговская, 24 — Большечернореченская, 25 — Кутукаская.

земной коры и мантии в архейское время (Корнев, 1962₂). В раннепротерозойское время произошло становление гранитоидной (батолитовой) формации. В условиях, приближающихся к платформенным, в среднем протерозое образовалась габбро-диорит-диабазовая формация, являющаяся аналогом трапповой.

В байкальском цикле, характеризующемся большой сложностью и разнообразием магматизма, проявились почти все типы формаций, свойственные фанерозойским геосинклинально-складчатым системам. Формации этого цикла широко распространены в Енисейском кряже, с ними связано большинство наиболее важных в промышленном отношении месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых, в том числе колчеданно-полиметаллические. Их характеристике посвящена значительная часть этой работы.

Магматизм каледонского цикла проявился в южной части Енисейского кряжа, где в условиях постконсолидационной активизации в раннем девоне произошло формирование вулканогенной трахиандезит-липаритовой формации и комагматичной с ней гранит-граносиенитовой. Заканчивается магматизм региона образованием триасовой трапповой формации, по составу ничем не отличающейся от триасовой трапповой формации Сибирской платформы (Корнев, 1969₂).

СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ МЕТАБАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Общие сведения. В составе формации выделяются диабазы, диабазовые порфириды, спилиты, габбро-диабазы и туфы основного состава, развитые среди осадочно-метаморфических толщ сухопитской серии среднего рифея и принадлежащие преимущественно к вулканической и субвулканической фациям. Они тяготеют к Вороговскому и Орловско-Каитыбинскому синклинориям и Центральному антиклинорию, слагая здесь линзообразные тела, силлы, штоки, дайки и небольшие пластовые интрузии и покровы (рис. 2, 3, 4; см. также рис. 1). В виде даек и мелких интрузивов эти породы устанавливаются также среди нижележащих кристаллических сланцев и гнейсов среднего протерозоя и архея.

В стратиграфическом разрезе породы формации образуют два горизонта. Нижний горизонт приурочен к кординской свите, верхний — к удерейской. Мощность их по простиранию изменяется и часто они представляют собой не сплошную толщу, а серию пластов и горизонтов вулканитов и силлообразных залежей, разделенных парасланцами. В кординском горизонте породы сильнее метаморфизованы и превращены обычно в ортоамфиболиты (Корнев, 1968₁).

Вулканогенные породы вместе с вмещающими отложениями залегают часто несогласно на подстилающих породах пенченгинской свиты (р. Глотиха). В самом низу наблюдаются метаморфизованные туфы и туфобрекчии, карбонатизированные основные эффузивы, переслаивающиеся с хлорит-карбонатными сланцами (15 м). Выше залегает толща амфиболитизированных основных эффузивов и туфов мощностью до 100 м, вскрывающаяся на правом берегу Енисея ниже устья р. Осиновой.

В аналогичной обстановке залегают ортоамфиболиты и амфиболовые сланцы, развитые по р. Ангаре выше д. Рыбной и располагающиеся в осевой части Тасеевской брахиантиклинали. Здесь они образуют толщу мощностью до нескольких десятков метров, залегающую среди филлитов кординской свиты.

Метаморфизованные диабазы и туфы широко развиты в пределах Сухопитской антиклинали в составе горбилокской и удерейской свит, в которых они образуют горизонты различной мощности. Таковы метаэффузивы по рекам Сухой Пит и Большой Пит, а также тела основных метаэффузивов мощностью до 30—50 м,

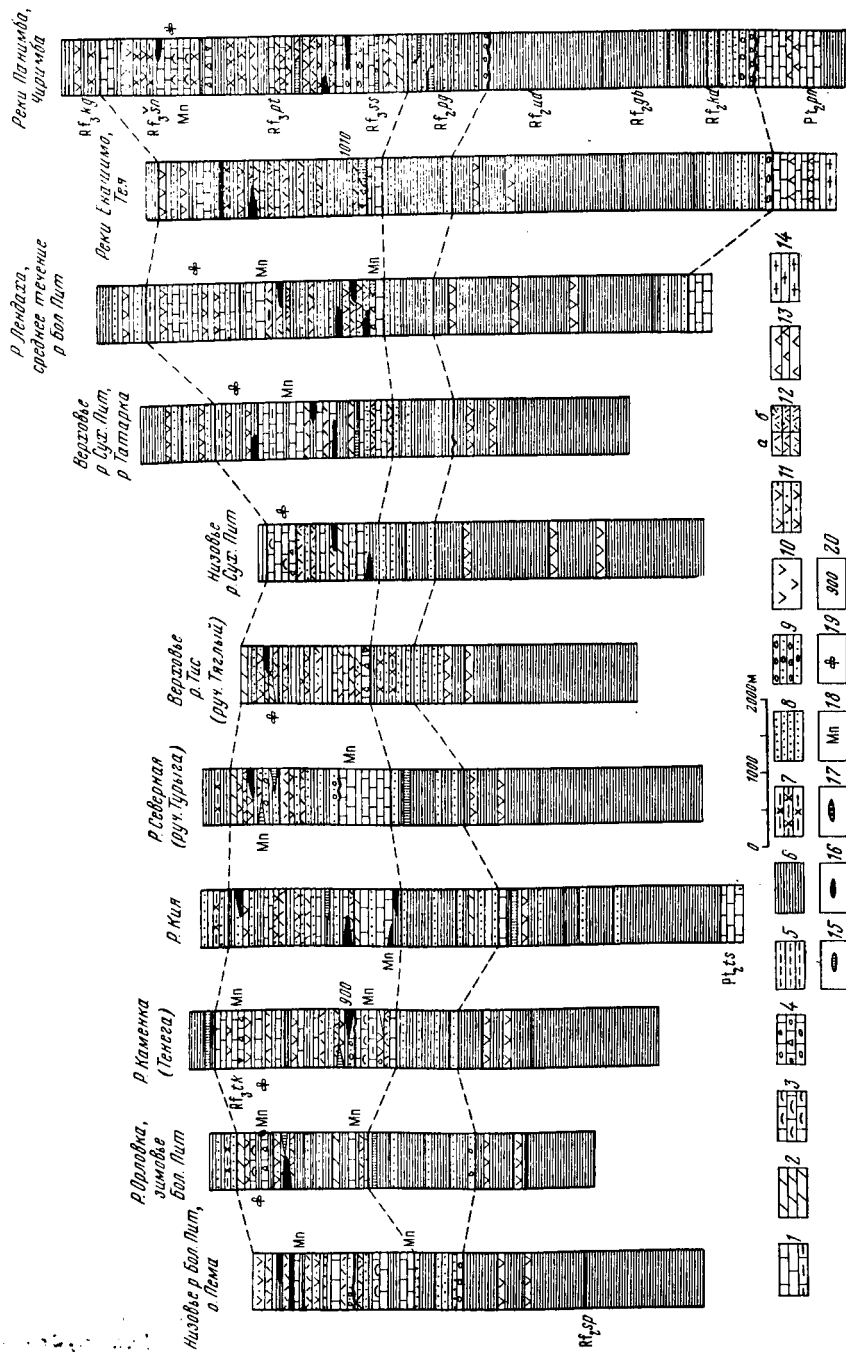


Рис. 2. Стратиграфическое положение верхнепротерозойских вулканитов в центральной части Енисейского кряжа.

1 — известняки, мраморы, мергели; 2 — доломиты; 3 — водорослевые известняки; 4 — конгломеративные и брекчиевидные известняки; 5 — хлоритовые, хлорит-серпичитовые и амфиболовые сланцы; 6 — глинистые, глинисто-кремнистые и углистые сланцы, алевросланцы, хлорит-серпичитовые сланцы и филлиты; 7 — хлоритовые сланцы; 8 — песчаники, кварциты, алевролиты; 9 — конгломераты, гравелиты; 10 — эффузивы основного состава; 11 — туфы основного состава; 12 — эффузивы (а) и туфы (б) кислого состава; 13 — ортоамфиболиты, амфиболовые сланцы; 14 — гнейсы и кристаллические сланцы; 15 — ашмоиды; 16 — колчеданно-полиметаллические руды; 17 — гематитовые руды; 18 — марганцеводержащие породы и марганцевые руды; 19 — водоросли; 20 — цифры абсолютного возраста, млн. лет

прослеживающиеся ниже р. Каменки. В ассоциации с ними отмечаются дайки диабазов и диабазовых порфиров.

Субинтрузивные тела диабазов и габбро-диабазов широко развиты в пределах Центрального, Приенисейского и Ангара-Канского антиклинориев, часто образуют протяженные пояса. Эта группа пород составляет пластовые тела, дайки и небольшие массивы. В Заангарье они тесно связаны с вулканитами и прорывают их.

Возраст пород сухопитской серии, вмещающих вулканиты метабазальтовой формации, и самих вулканитов разными методами определен в пределах 1140—1300 млн. лет (Мусатов, 1964; «Стратиграфия и магматические комплексы...», 1964; «Геохронология докембрия...», 1968), что не противоречит геологическим данным и позволяет относить рассматриваемую формацию к среднему рифею.

Петрографическая характеристика. Породы диабазовой группы лав, силлов, даек и субвулканических тел часто очень сходны и связаны постепенными переходами. Обычно это зеленокаменные измененные темно-серые и темно-зеленые массивные и рассланцованные мелко- и среднезернистые породы с офитовой, интерсерпальной и спилитовой структурами. Более свежие диабазы состоят из лабрадора, пироксенов (диопсид, авгит), небольшого количества оливина и вторичных минералов, представленных хлоритом, эпидотом, актинолитом. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит, пирит. В диабазовых порфиритах вкрапленники представлены лабрадором и авгитом.

Спилитам свойственна широкая и подушечная отдельность. Они часто рассланцованы; изредка отмечаются реликтовые бластоофитовая и порфировидная структуры. Характерна постоянная альбитизация плагиоклазов.

При региональном метаморфизме в условиях зеленосланцевой и частично амфиболовой фаций и наложенного контактового метаморфизма под действием гранитных интрузий породы часто преобразованы в серицит-хлоритовые, амфиболовые и эпидот-амфиболовые сланцы.

Пирокластические породы (туфы, брекчии) основного состава развиты широко, нередко слагают пачки мощностью до нескольких десятков метров. Наблюдается переслаивание их с лавами. Они обычно слоистые и сланцеватые, плохо отсортированные, кристалло- и витро-литокластические. Пирокластический материал

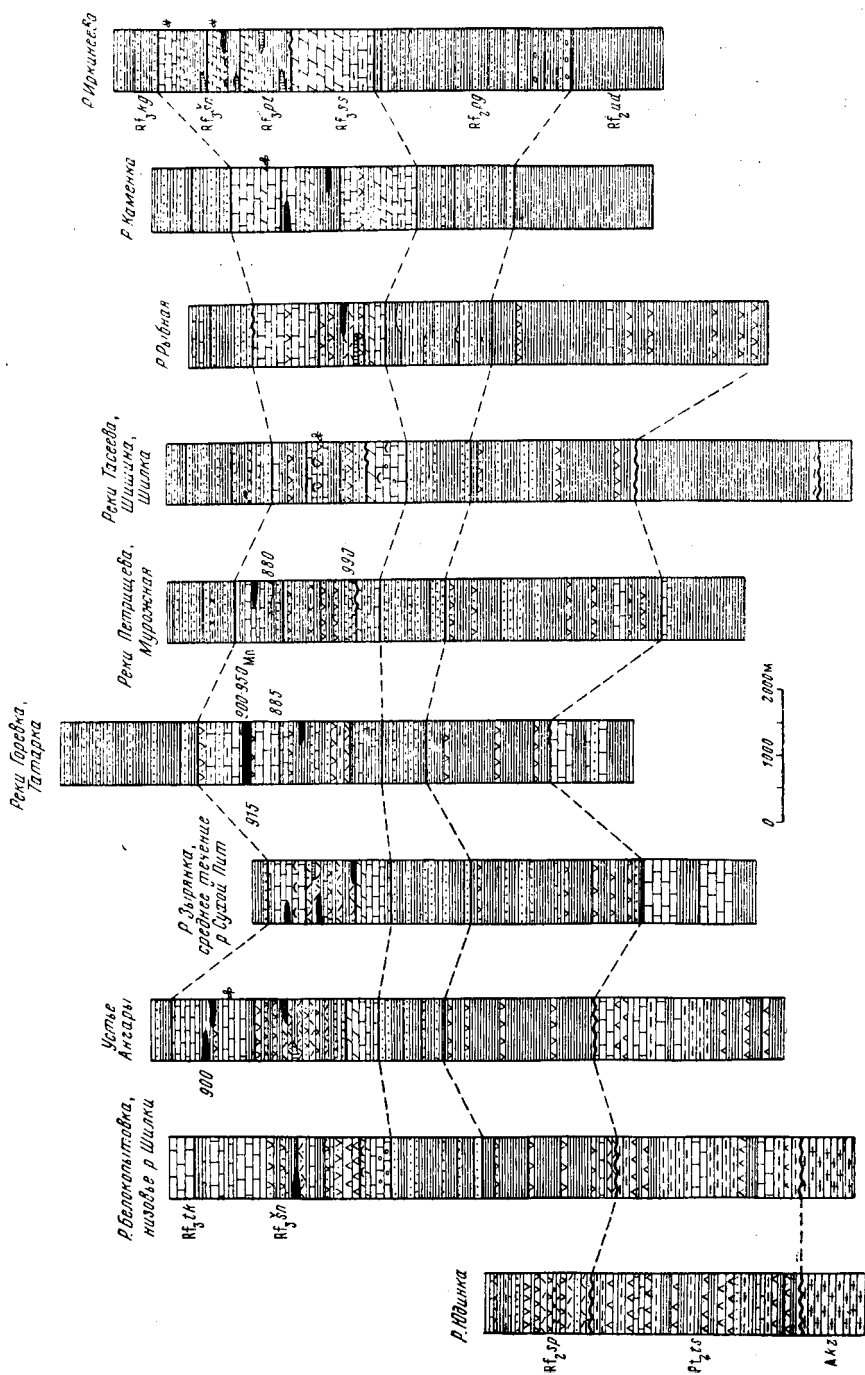


Рис. 3. Стратиграфическое положение верхнепротерозойских вулканитов в южной части Енисейского кряжа. Условные обозначения см. на рис. 2

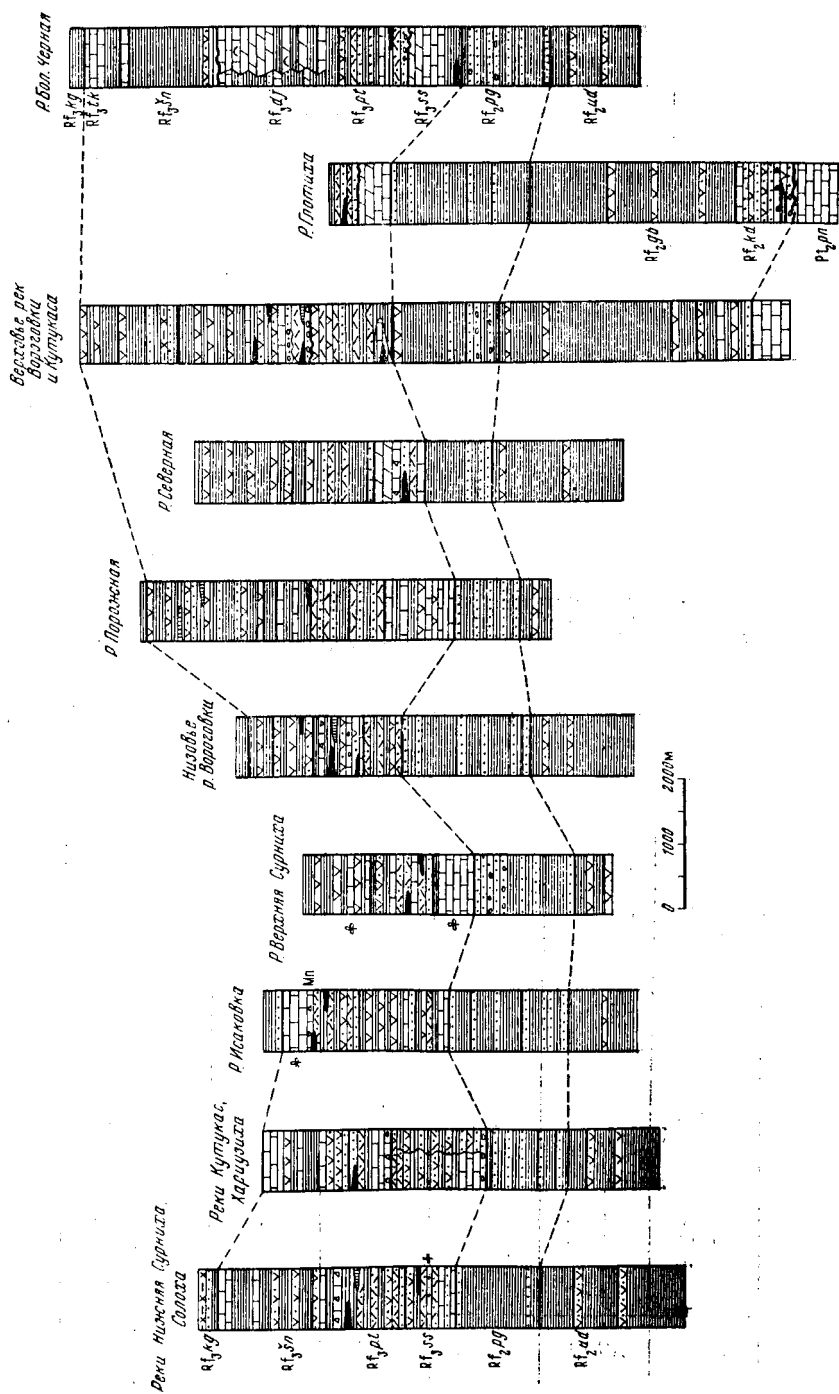


Рис. 4. Стратиграфическое положение верхнепротерозойских вулканитов в северной части Енисейского края, условные обозначения см. на рис. 2

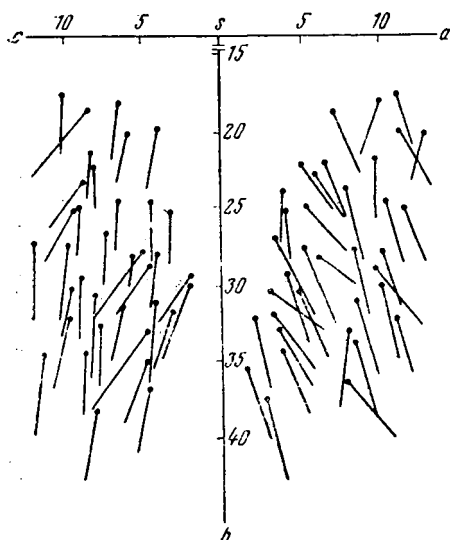


Рис. 5. Диаграмма химических составов пород среднерифейской метабазальтовой формации. Здесь и далее диаграммы составлены по методу А. Н. Заварницкого

интенсивно хлоритизирован, альбитизирован и карбонатизирован.

Петрохимическая и геохимическая характеристика. По имеющимся 127 силикатным анализам породы метабазальтовой формации подразделяются на следующие основные типовые разновидности: оливниковые диабазы и габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты, спилиты и лейкократовые диабазы (табл. 2). Все разновидности пород имеют между собой постепенные переходы (рис. 5) и принадлежат к изверженным породам с нормальным содержанием всех компонентов (Дэли, 1936; Беус, 1972). Важной особенностью химизма пород явля-

Таблица 2

Средний химический состав пород среднерифейской метабазальтовой и метабазальт-липаритовой формаций, вес. %

Компоненты	Метабазальтовая формация					Метабазальт-липаритовая формация		
	Оливниковые диабазы (20)*	Диабазы и диабазовые порфириты (73)	Спилиты (15)	Лейкократовые диабазы (19)	Средний состав (127)	Диабазы, спилиты (10)	Кварцевые альбитопорфириты (9)	Липаритовые порфириты (1)
SiO ₂	44,48	47,91	49,31	52,04	48,01	48,00	71,44	73,15
TiO ₂	1,24	1,51	1,53	1,58	1,45	1,88	0,46	0,32
Al ₂ O ₃	13,98	15,22	15,08	16,21	15,10	15,40	13,62	14,24
Fe ₂ O ₃	2,47	3,18	3,13	3,34	3,06	3,29	1,70	0,92
FeO	9,01	8,54	7,89	7,04	8,35	9,92	2,06	0,73
MnO	0,26	0,18	0,17	0,14	0,17	0,19	0,65	0,02
MgO	9,41	6,87	6,68	4,58	6,98	6,51	0,79	0,40
CaO	10,04	8,98	8,02	7,29	8,80	10,83	1,93	0,84
Na ₂ O	1,30	2,23	3,61	2,53	2,31	2,09	4,64	2,86
K ₂ O	0,76	0,86	0,33	1,30	0,79	0,69	2,69	6,52
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,16	0,42	0,21	0,33	0,08	—
П.п.п.	7,10	4,19	2,79	3,45	4,12	1,73	0,62	0,65
H ₂ O	—	1,51	—	0,80	0,98	0,37	0,12	—
Сумма	100,19	101,41	98,70	100,72	100,33	101,23	100,80	100,65

* Здесь и далее в скобках указывается количество анализов.

ется их существенно натровый состав. Отклонение от средних типов пород, вероятно, связано с наложенным метаморфизмом. Содержание элементов-примесей в породах (табл. 3) очень близко к кларковому содержанию в базитах (Виноградов, 1962).

Таблица 3

Среднее содержание элементов-примесей в породах базальтоидных и ультрабазитовых формаций Енисейского края по данным полуколичественных спектральных анализов, $n \cdot 10^{-3}\%$

Элемент	Формация										
	Метабазальтовая (213)	Метабазальт-липаритовая		Металипарит-андезит-базальтовая		Метаданцит-липаритовая (41)	Гипербазитовая (129)	Дунит-пироксенит-габбровая			Метандезит-базальтовая (21)
		Базиты (14)	Кислые вулканиды (13)	Базиты (374)	Кислые вулканиды (107)			Перидотиты (56)	Пироксениты (15)	Базиты (42)	
Медь	2,7	8,0	5,5	6,3	4,4	2,0	3,5	5,4	4,8	8,8	6,3
Хром	16,4	11,0	11,3	20,7	8,9	—	280,6	216,8	50,0	38,8	32,3
Никель	11,9	18,0	4,5	13,9	5,8	1,0	76,8	160,4	43,0	29,4	95,4
Титан	443	270,0	137,0	427,0	280,3	110,0	41,6	88,5	420,0	306,0	381,5
Марганец	98,0	104,0	30,0	103,0	53,5	7,0	114,7	87,4	149,3	139	125,5
Ванадий	17,6	24,0	8,0	15,1	9,8	3,2	4,1	11,0	19,4	21,9	7,2
Галлий	1,5	1,8	2,0	1,3	1,4	1,7	9,0	9,0	6,0	1,0	1,3
Цинк	8,3	9,0	6,0	10,3	8,8	6,0	5,8	6,0	6,6	6,1	7,6
Кобальт	3,7	4,0	1,0	3,3	1,6	1,0	2,0	9,3	5,9	4,5	2,2
Барий	25,9	30,0	25,0	37,3	27,0	25,0	24,0	25,3	3,0	25,6	38,1
Рубидий	6,8	—	2,0	6,2	10,3	—	3,0	2,1	—	—	6,5
Литий	4,4	—	—	4,4	4,8	—	2,8	4,2	2,0	2,2	1,6
Цирконий	7,1	7,0	7,0	7,7	7,5	—	5,9	4,5	5,8	5,7	6,8
Бор	34,9	—	—	7,1	9,3	2,0	3,6	—	2,0	9,8	22,7

Анализы выполнены в центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

СРЕДНЕЕРИФЕЙСКАЯ МЕТАБАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Общие сведения. Породы формации развиты в южной части Енисейского края по р. Енисею выше и ниже р. Юдинки, около пос. Предивинск, в низовьях рек Юдинки и Кимбирки. Приурочены они к Предивинскому синклинию, где образуют вытянутую полосу северо-западного простирания, согласную с ориентировкой основных структур региона (см. рис. 1). В составе формации выделяются кварцевые альбитофиры, липаритовые порфиры, диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, а также сланцы кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и хлоритовые, включаемые большинством исследователей в состав сухопитской серии. В разрезах наблюдается чередование метаморфизованных основных и

кислых вулканитов, мощность которых изменяется от десятков сантиметров до 15—20 м.

Формация располагается вблизи выступа кристаллических пород среднего протерозоя и архея и представляет собой эффузивно-осадочную толщу мощностью до 1—1,5 км, приуроченную к ядру узкой синклинали, ориентированной в северо-западном направлении. Нижние горизонты формации вскрываются по р. Юдинке в 10 км от устья, где на архейских габброидах кимбирского комплекса снизу вверх залегают рассланцованные розовато-серые кварцевые альбитофиры с прослоями углисто-глинистых сланцев и кварцитов (50 м), рассланцованные серые кварцевые альбитофиры с реликтами липаритовых порфиров (30 м), серые кварцевые альбитофиры, местами инъецированные кварцевыми прожилками (30 м), переслаивание кварцевых альбитофиров с зеленовато-серыми хлорит-актинолитовыми ортосланцами по основному эффузивам (40 м).

Эта же метаморфизованная эффузивно-осадочная толща наблюдается вдоль западного крыла Шиверской антиклинали и вскрывается в разрезах по Енисею выше и ниже р. Юдинки. Разрезы хорошо сопоставляются как по составу пород, так и по мощности. Выше залегает близкая по составу эффузивно-осадочная толща мощностью более 500 м, в которой также широко развиты кварцевые альбитофиры, основные эффузивы и их туфы. В ней выделяются четыре ритма по 100—140 м, каждый из которых начинается вулканитами преимущественно кислого состава и заканчивается вулканитами основного состава. В верхних частях ритмов развиты амфиболизированные рассланцованные и массивные диабазовые порфириты и их туфы, слагающие пласты до 10—15 м, содержащие тонкие прослои и небольшие линзы кварцевых альбитофиров. Контакты между ними резкие.

Следует отметить, что имеются данные, свидетельствующие о позднерифейском времени становления рассматриваемых вулканитов. За это говорят тесная связь их с верхнерифейской гипербазитовой формацией и расположение на простирации вулканотенных толщ верхнерифейской металипарит-андезит-базальтовой формации.

Петрографическая характеристика. Среди пород формации преобладают кварцевые альбитофиры, липаритовые порфиры и их туфы; меньше распространены метаморфизованные вулканиты основного состава и их туфы. Так как основные вулканиты ничем существенно не отличаются от одновозрастных им аналогичных пород среднерифейской metabазальтовой формации, здесь они не рассматриваются.

Кварцевые альбитофиры представлены лавами и реже мелкими субвулканическими телами, имеющими между собой постепенные переходы. Для лав типичны пластовые тела мощностью около 5—8 м. Это зеленовато-серые и светло-серые мелкозернистые рассланцованные породы, состоящие из альбита, оли-

гоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и серицита. В виде небольшой примеси в них отмечаются хлорит, карбонаты, эпидот, апатит, сфен, магнетит и пирит. Структура основной массы гранобластовая и лепидогранобластовая. Порфиновые выделения сложены альбитом и кварцем. Основная масса часто перекристаллизована с обособлением кварцевых и альбитовых полос и линз. Участками среди кварцевых альбитофиров выделяются реликты яшмовидных фельзит-порфиров.

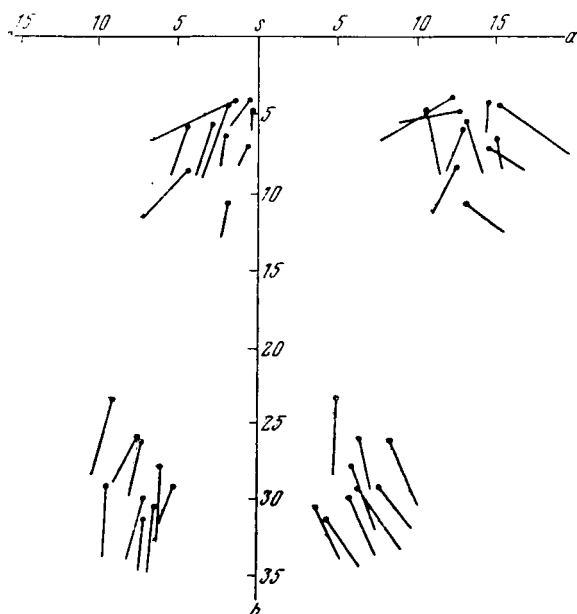


Рис. 6. Диаграмма химических составов пород среднерифтовой метабазальт-липаритовой формации

Липаритовые порфиры — это мелкозернистые светло-бурые породы с порфировой структурой. Порфиновые выделения представлены кварцем, реже калиевым полевым шпатом. Основная масса имеет фельзитовую, микропиклитовую и микролепидогранобластовую структуру и состоит из кварца, серицита, зеленого биотита, ортоклаза, олигоклаза и микроклиноперита. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, гематит, ильменит, рутил, пирит, турмалин, циркон. Липаритовые порфиры часто рассланцованы и серицитизированы. Часто за счет них образованы серицит-кварцевые сланцы.

Пирокластические породы изучены пока слабо. Выделение их из состава толщ, превращенных метаморфизмом в кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, слюдяные кварциты и порфиroidы, часто вызывает затруднение. В менее

измененных участках разрезов устанавливаются туфы и туфобрекчии — буровато-серые породы, сложенные фрагментами порфириковых выделений кварца и колевых шпатов основной массы лав; цемент представляет собой агрегат мелких зерен кварца, хлорита, серицита, эпидота и кальцита. С туфами нередко ассоциируют пепельно-серые туфопесчаники и туфосланцы, в свою очередь связанные постепенными переходами с туфогенными песчаниками, алевролитами и гравелитами.

Петрохимическая и геохимическая характеристика. На диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 6), породы формации образуют четко разобщенные базитовую и альбитофировую (липаритовую) группы. Подобная дифференциация без промежуточных членов, по Ю. А. Кузнецову (1964), является характерной для начальной стадии развития геосинклинали. Породы принадлежат к щелочноземельному ряду (см. табл. 2). Наблюдается однообразие химического состава однотипных пород: они близки к средним типам по Дэли. Некоторые отклонения от средних составов обусловлены наложенным метаморфизмом. Содержания в породах элементов-примесей близки к кларковым (см. табл. 3).

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ МЕТАЛИПАРИТ-АНДЕЗИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Общие сведения. Формация очень широко распространена в Енисейском крыже и представлена потоками, покровами, силлами, дайками и штоками метаморфизованных диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, андезитовых порфиритов, сплитов, кварцевых альбитофиров, дацитовых и липаритовых порфиритов, туфами разного состава. Кислые вулканиты составляют около 15% объема формации. Большая часть пород ассоциирует с осадочно-метаморфическими толщами сосновской, потоскуйской, шунтарской и токминской свит верхнего рифея и представлена главным образом вулканическими и субвулканическими фациями (см. рис. 2, 3, 4); в нижележащих гнейсо-сланцевых толщах протерозоя и архея это гипабиссальные крутопадающие штоки, дайки, пластовые тела диабазов и реже кварцевых порфиритов.

Породы формации прослеживаются широкой полосой от р. Шилки на юге до р. Глотихи на севере, причем наблюдается значительная латеральная изменчивость строения и состава. Основная часть формации развита в Орловско-Каитъбинском и Вороговском синклинориях (см. рис. 1). По многим признакам основные породы формации близки к породам среднерифейской метабазальтовой формации, что объясняется близким составом исходной магмы, небольшими возрастными различиями, почти одинаковой степенью вторичных изменений.

В Орловско-Каитъбинском синклинории породы формации слагают мощные толщи в составе тунгусикской серии. В прибортовых частях синклинория широко развиты кислые разности по-

род, мощность вулканитов пониженная, они ассоциируют главным образом с терригенными отложениями; во внутренних частях роль лав и туфов возрастает, преобладают основные разности пород, с которыми нередко ассоциируют рифогенные известняки. В низовье р. Большой Пит, в западном крыле Орловской синклинали, вулканиты господствуют в составе осадочно-эффузивных толщ сосновской и потоскуйской свит; для них характерны пестрый состав, значительные фациальные изменения и колебания мощностей, локально внутрiformационные размывы и несогласия. Отмечаются спилиты с подушечной отдельностью. Дацитовые порфиры, диабазы и авгитовые порфириты переслаиваются с карбонатно-терригенными отложениями, содержащими прослойки яшмовидных и обогащенных гематитом пород, марганцовистых известняков. В самом верху толщи преобладают диабазовые порфириты. Между кислыми и основными вулканитами существуют постепенные и резкие переходы.

В бассейне р. Каменки метадиабазы, диабазовые порфириты, спилиты, альбитофиры, липаритовые порфиры и их туфы распространены среди отложений потоскуйской и шунтарской свит, местами слагая большую часть разреза. Нижние и приповерхностные части потоков нередко имеют миндалекаменное сложение. На этом же стратиграфическом уровне в бассейнах рек Кии и Лесной велика роль туфов кислого состава, которые слагают прослойки и пластовые тела мощностью до 20—30 м среди терригенных и карбонатных пород. Здесь же присутствуют субвулканические пластовые тела и дайки кварцевых порфиров, альбитофиров и диабазов мощностью до 20—30 м.

Кислые и основные лавы распространены в междуречье Кии и Лендахи, где залегают среди пестроцветных терригенно-карбонатных отложений потоскуйской свиты. Отчетливо преобладают липаритовые порфиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. Здесь же встречаются андезитовые и дацитовые порфиры, слагающие обычно пластовые тела.

Породы формации развиты в западном крыле Сухопитской брахиантисинклинали и прослеживаются далеко на запад в сторону Орловской синклинали. В верховьях Рудиковки и Зырянки в составе потоскуйской свиты вскрываются многочисленные пластовые тела дацитовых и липаритовых порфиров и их туфов. Вулканиты сверху перекрываются толщей строматолитовых известняков шунтарской свиты, вмещающих рудопроявления свинца и цинка.

В западной части Устьангарской синклинали, по Енисею выше устья р. Ангары, наблюдается следующий разрез (снизу вверх): кварц-серицитовые сланцы по кислым эффузивам (10 м), переслаивание основных и кислых эффузивов (12 м), рассланцованные липаритовые порфиры и их туфы (6 м), туфогравелиты с линзами колчеданных руд (8 м), рассланцованные липаритовые порфиры (7 м). Выше следуют диабазы и рассланцованные липа-

ритовые порфиры, затем чередующиеся диабазы и филлитизированные глинистые сланцы потоскуйской и шунтарской свит, а в самом верху — монотонная толща графитистых известняков токминской свиты.

На восточном крыле Устьянгарской синклинали (реки Нижняя, Белокопытовка) вскрываются вулканы основного состава, слагающие толщу мощностью до 300 м, залегающую на мраморизованных известняках потоскуйской свиты. Разрез начинается зеленосланцево измененными туфами основного состава (10 м), выше залегают спилиты с четкой шаровой отдельностью (10 м) и миндалекаменные основные эффузивы с прослоями туфов (60 м). Верхи этой толщи слагают переслаивающиеся рассланцованные эффузивы и туфы основного состава, спилиты (до 5—6 м), редкие линзы мраморизованных известняков; у кровли — пористые основные рассланцованные туфы (40 м) и эффузивы (30 м). Они перекрываются черными графитистыми сланцами шунтарской свиты и известняками — токминской. Основные эффузивы метаморфизованы в условиях актинолит-эпидотовой фации.

Породы формации широко развиты в верховье Тиса, где они приурочены к ядру Верхнететисской синклинали, входят в состав пестроцветных отложений потоскуйской и шунтарской свит. В верхней части толщи развиты основные эффузивы, карбонатизированные диабазы, диабазовые и андезитовые порфириты и туфы, слагающие согласные пластовые тела мощностью 1—10 м. В нижней половине толщи появляется значительное количество кислых эффузивов и туфов: кварцевые альбитофиры, липаритовые порфиры и их туфы, туфобрекчии; обычные туфосланцы, туфопесчаники и туфогравелиты.

В Вороговском синклинории вулканы протягиваются широкой полосой от р. Проклятой до р. Порожной и представлены пластовыми телами и линзами диабазов, диабазовых и пироксеновых порфиритов, спилитов, альбитофиров, дацитовых и липаритовых порфиритов и их туфов. Они переслаиваются с песчаниками, кварцитами, филлитами, известняками и доломитами потоскуйской и шунтарской свит; особенно широко развиты основные вулканы. Большая часть основных вулканитов занимает более высокое стратиграфическое положение. Присутствуют субвулканические и гипабиссальные тела диабазов и кварцевых порфиритов.

Мощная толща вулканитов развита в низовьях Кутукаса, Нижней Сурнихи и Столбовой. Нижняя ее часть вскрывается в обнажениях по первому левому притоку Кутукаса и залегает на известняках сосновской свиты. Разрез формации начинается с туфогравелитов и туфопесчаников (20 м), залегающих на известняках без видимого несогласия. Выше следует пачка туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов (60 м), зеленосланцевые туфы основного состава с редкими прослоями туфопесчаников (100 м), переслаивающиеся зеленосланцевые туфы основного состава и

хлорит-серицитовые сланцы (200 м), зеленосланцевые туфы основного состава и миндалекаменные диабазовые порфиры (100 м). Вся эта толща без видимого несогласия перекрывается липаритовыми порфирами, кварцевыми альбитофирами и их туфами (100 м), выше следует переслаивание туфопесчаников, туфогравелитов, туфосланцев, яшмовидных гематитизированных пород и известняков, после которых по отдельным выходам устанавливается переслаивание алеврито-глинистых сланцев, песчаников, кварцитов, яшм и темно-серых пиритизированных известняков.

Несколько отличное строение формации наблюдается в соседней Кутукаской синклинали, где в нижней части разреза преобладают кислые эффузивы и туфы, а в верхней — основные. Мощность формации достигает 300—500 м. В составе формации большое количество песчаников, яшм, сланцев и маломощных прослоев известняков. В верхнем течении Нижней Сурнихи формация залегает на филлитовой толще погоройской свиты и в основании представлена пластами кислых туфов (200 м), выше следует переслаивание туфов с кварц-серицитовыми сланцами, кварцитами и филлитами (300 м), затем залегают туфы основного состава, среди которых выделяются порфироиды (250 м).

Протяженная полоса распространения основных и кислых вулканитов прослеживается вдоль восточной части Центрального антиклинория, от р. Ягодкиной на юге до р. Енашино на севере. В южной части полосы вулканиты широко развиты в Шишинской синклинали. Среди них выделяются диабазы, диабазовые порфиры, спилиты, андезиты и их туфы. Они залегают среди углесто-глинистых сланцев и известняков потоскуйской и шунтарской свит. С ними ассоциируют туфолесчаники и кремнистые сланцы, дайки диабазов и диабазовых порфиритов. К северу, в бассейне р. Рыбной, помимо основных вулканитов на потоскуйско-шунтарском уровне развиты рассланцованные кварцевые альбитофиры, липаритовые порфиры и их туфы и туфопесчаники, слагающие вместе с осадочными породами толщу мощностью до нескольких сот метров.

В нижнем течении Панимбы лавобрекчий, туфолавы и туфы основного, среднего и кислого состава залегают среди известково-глинистых сланцев и известняков шунтарской свиты. Вместе с вмещающими отложениями они слагают толщу мощностью до 600 м. В нижней части эффузивно-осадочной толщи, залегающей выше толщи известняков, развиты спилиты, агломератовые и псефитовые туфы порфиритов, дацитовых и липаритовых порфиров. В верхней половине распространены графитисто-кремнистые сланцы и мраморизованные известняки, содержащие прослои туфов, туфопесчаников и известковых конгломератов.

Субвулканические тела формации устанавливаются чаще в ассоциации с наземными фациями. Обычно они представлены небольшими штоками диабазов, габбро-диабазов и габбро, реже кварцевых порфиров. Площадь каждого из них не более 1—3 км².

По р. Столбовой, в 16 км от устья, кварцевые порфиры слагают небольшой шток среди филлитизированных сланцев пого-
ройской свиты. В плане он имеет изометричную форму; диаметр
до 1,5 км. Текстура пород массивная, структура порфировидная
с микрофельзитовой основной массой. Отмечается четкая трахи-
тоидность, обусловленная ориентировкой полевых шпатов:

Штокообразное тело кварцевых альбитофиров площадью
0,8 км² вскрывается в приустьевской части р. Тенег, правого при-
тока р. Каменки, где оно залегает среди осадочно-вулканогенных
толщ потоскуйской свиты. В плане тело удлиненное линзообраз-
ное, с крутыми контактами субширотного простираения. Контак-
ты с вмещающими породами резкие. Совместно с альбитофирами
встречаются сильно измененные основные эффузивы, отличаю-
щиеся реликтовой диабазовой структурой. Здесь же имеются
дайки кварцевых порфиров.

Одним из наиболее типичных районов развития даек диаба-
зов является низовье Сухого Пята, где они приурочены к зоне
разлома северо-западного простираения и залегают среди толщ
сухопитской и тунгусикской серий. Падение даек крутое, вытяну-
ты они согласно с зоной разлома, мощность их до нескольких
метров, протяженность — до нескольких сотен метров.

Большая концентрация даек диабазов наблюдается по Ангаре
в пределах Горевского полиметаллического месторождения.
Здесь они образуют межпластовые и кососекающие тела мощно-
стью от долей метра до 20 м, длиной до первых сотен метров.
Дайки прослеживаются в виде поясов северо-западного направ-
ления согласно с простираением основных разрывных структур.

Нижняя возрастная граница металипарит-андезит-базальтовой
формации определяется присутствием ее лав и туфов в отложе-
ниях нижней части сосновской свиты (абсолютный возраст, по
данным Р. Б. Склярова, 1040 млн. лет), верхняя — по вулканитам
в отложениях токминской свиты, имеющей возраст 930—900 млн.
лет («Геохронология докембрия...», 1968). Возраст самих вул-
канитов формации, определенный калий-аргоновым методом, в
пределах 1060—915 млн. лет («Геохронология докембрия...»,
1968; Шерман, 1971₂). Связанное с вулканитами этой формации
колчеданно-полиметаллическое оруденение накладывается на них
и имеет возраст по свинцу 870—900±50 млн. лет. («Материалы по
абсолютному возрасту...», 1966; «Геохронология докембрия...»,
1968; Шерман, 1971₂). Породы формации прорываются гранитами
верхнерифейской гранитоидной формации, возраст которых
850 млн. лет («Геохронология докембрия...», 1968). Все это не
противоречит геологическим данным и указывает на то, что ста-
новление пород формации произошло в позднеерифейское время,
в период около 1060—915 млн. лет.

Петрографическая характеристика. В составе формации наи-
более распространена диабазовая группа пород (70—80%), за-

тем дацит-липаритовая (20—25%) и андезит-дацитовая (не более 5%) группы.

Диабазы — наиболее распространенный представитель пород диабазовой группы. Сложены они плагиоклазом (№ 58—40) и моноклинным пироксеном (диопсид, авгит), в виде примеси в них фиксируются бронзит, оливин и роговая обманка. В меланократовых диабазах содержание темноцветных иногда возрастает до 70—80% и породы приближаются к оливиновым диабазам и пикритовым порфирирам. В лейкократовых диабазах плагиоклаз присутствует в количестве 60—70%, появляется такситовая текстура. Кварцевые диабазы содержат кварца до 10—15%, отмечаются сростки микропегматита и биотит до 10%. Часто устанавливаются миндалекаменные разности. Структура диабазов преимущественно офитовая.

Процессы наложенного регионального и контактового метаморфизма приводят к сильному изменению первичных минералов и появлению метадиабазов с редко сохранившимися бластоофитовой и пойкилоофитовой структурами. Они состоят из реликтов основного и среднего плагиоклаза, актинолита, альбита, хлорита, эпидота, цоизита, кварца и кальцита, иногда авгита. Процесс изменения приводит в конечном счете к образованию ортоамфиболитов, амфиболовых и карбонат-альбит-хлоритовых сланцев.

Габбро-диабазы обычно имеют среднезернистую габбро-офитовую структуру. По составу аналогичны диабазам. Наблюдаются уралитизированные габбро-диабазы, связанные постепенными переходами с габбро. Последние сложены основным плагиоклазом, обыкновенной роговой обманкой и реликтами авгита; имеют гипидиоморфнозернистую структуру.

Диабазовые порфириды состоят из лейст и неправильных зерен плагиоклаза, авгита, роговой обманки, актинолита, хлорита и карбоната; отмечается бурое хлоритизированное вещество. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 62—46, реже отмечаются авгит и оливин. Структура интерсертальная и офитовая, в измененных разностях — бластоофитовая и спилитовая (рис. 7).

В авгитовых порфиридах в основной плагиоклаз-авгитовой массе обособлены порфировые выделения авгита, замещающиеся агрегатом хлорита и роговой обманки; в небольшом количестве присутствуют карбонаты и эпидот. Структура основной массы гиалопелитовая.

Спилиты обычно обладают шаровой отдельностью и спилитовой структурой, характеризующейся беспорядочным расположением лейст альбитизированного плагиоклаза (альбита), интерстиции между которыми заполнены вторичными хлоритом, эпидотом, актинолитом и карбонатами. Местами в них сохраняются реликтовая интерсертальная и офитовая структуры.

Андезитовые порфириды — это темно-серые и зеленовато-серые массивные и сланцевые породы, схожие по внешнему

виду с диабазовыми порфиритами. Состоят из среднего плагиоклаза (андезин), авгита, роговой обманки, вторичных хлорита, уралита, карбонатов. Отмечены лавовые брекчии, представленные обломками андезитовых лав, спаянных лавой того же андезитового состава. Структура пород бластоинтерсертальная.

Дацитовые порфиры распространены ограниченно и распознаются с большим трудом из-за частого преобразования

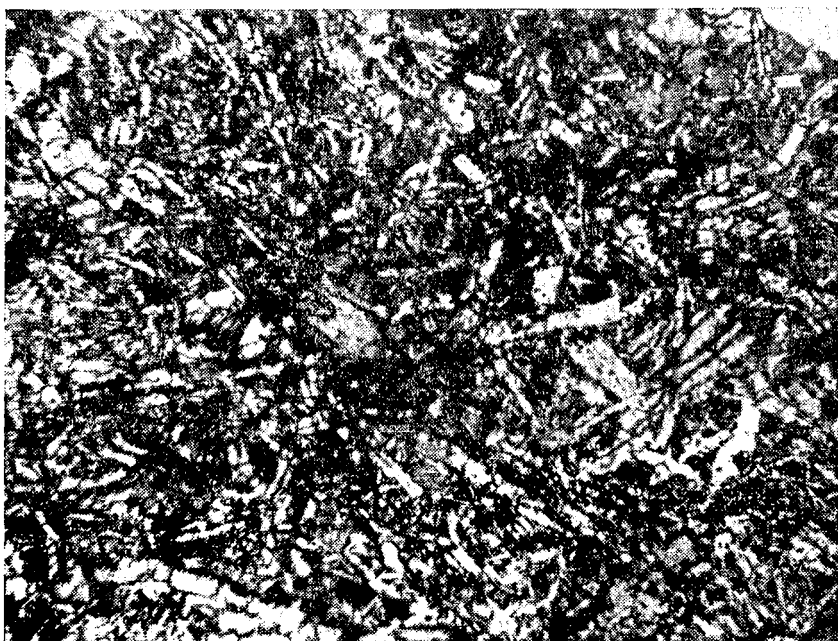


Рис. 7. Диабазовый порфирит. Металипарит-андезит-базальтовая формация. Среднее течение р. Исаковки. Ув. 38, без анализатора

в кварцевые альбитофиры и кварц-серицитовые сланцы. Менее измененные разности пород состоят из андезита, роговой обманки, биотита или моноклинного пироксена (авгита) с тем или иным количеством кварца. Структура обычно измененная бластопорфировая.

Липаритовые порфиры — рассланцованные, реже плотные породы. Цвет их меняется от желтовато-серого до темно-серого. Основная масса состоит из кварца (30—40%), калиевого полевого шпата (10—30%), кислого плагиоклаза (10—25%), серицита (до 5—8%), небольших количеств биотита, хлорита и карбонатов, имеет порфировую, микрофельзитовую и псевдосферолитовую структуры. Порфировые выделения — кварц, реже полевые шпаты, нередко с хорошо выраженными кристаллографи-

ческими формами. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом, гематитом и пиритом. Породы характеризуются непостоянным обликом; наблюдаются флюидальная агломератовая текстура, трахитоидность (рис. 8).

Кварцевые альбитофиты — это кислые повышенной щелочности породы натриевого ряда, обычно ассоциируют с дацитовыми и липаритовыми порфирами и образуются по ним в

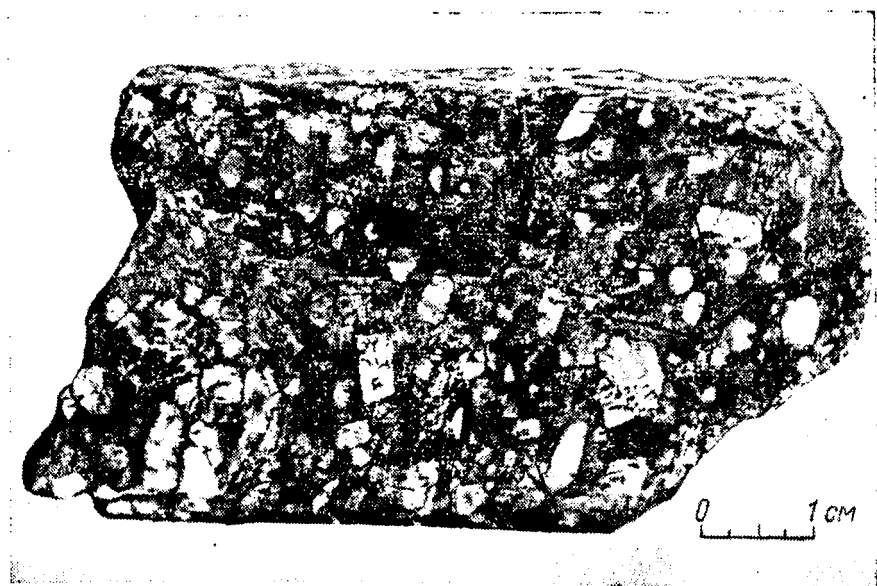


Рис. 8. Липаритовый порфир. Металлипарит-андезит-базальтовая формация. Неск, р. Столбовая в 16 км от устья

результате процессов зеленокаменного перерождения и альбитизации. Обычно они мелкозернистые, рассланцованные, с порфировыми выделениями кварца и альбита. Состоят из альбита (до 50—70%), кварца (10—15%), калиевого полевого шпата (5—10%), хлорита (1—5%), серицита, карбоната (рис. 9). Структура основной массы сферолито-фельзитовая и бластопорфировая. Часто видны реликты олигоклаза и даже андезина с участками замещения их альбитом. Среди них можно выделять аподацитовые и аполипаритовые разности. При более интенсивном метаморфизме пород они превращаются в кварц-серицитовые сланцы и слюдяные кварциты.

Пирокластические породы изучены слабо. Установлены туфы и туфобрекчии основного и кислого состава, ассоциирующие с туфопесчаниками и туфосланцами. Туфы основного состава интенсивно перекристаллизованы, имеют мелкую лепидо-

бластовую и лепидогранобластовую структуры, участками сохраняются реликты первичной обломочной структуры псаммитовой размерности. Слагаются кварцем, хлоритом, актинолитом, серицитом, альбитом. Крупнообломочные разности туфов состоят из фрагментов основных лав размером 5—6 см, заключенных в рас-

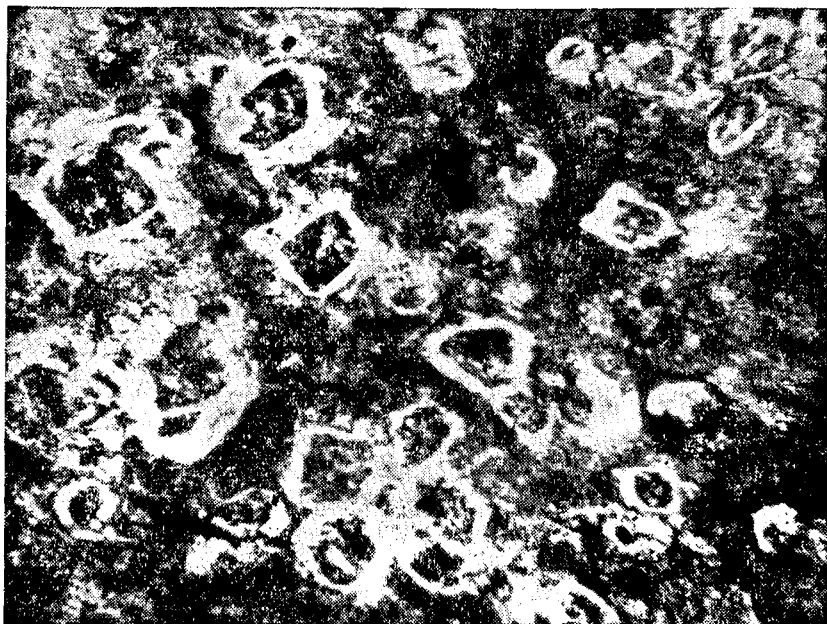


Рис. 9. Кварцевый альбитофир. Металипарит-андезит-базальтовая формация. Видны вкрапленники калиевого полевого шпата, окруженные каймой альбита. Река Глотиха. Ув. 38, без аналлизатора

сланцовой основной массе (альбит, уралит, эпидот, хлорит, актинолит, карбонат) (рис. 10 и 11).

Туфы среднего и кислого состава представляют собой сланце-подобные породы зеленовато-серой окраски, состоящие из остроугольных обломков полевых шпатов, кварца разной величины и гидрослюдисто-хлорит-карбонатной основной массы, образовавшейся за счет перекристаллизации мелкого пирокластического материала. В кислых разностях базисная масса нередко микрофельзитовая. В туфах кислого состава наблюдаются остроугольные обломки кварца и полевого шпата. Цемент — тонкий туфовый материал микрофельзитовой структуры. Широко развиты туфопесчаники и туфоалевролиты.

Петрохимическая и геохимическая характеристика. Данные 295 силикатных анализов показывают, что большинство пород

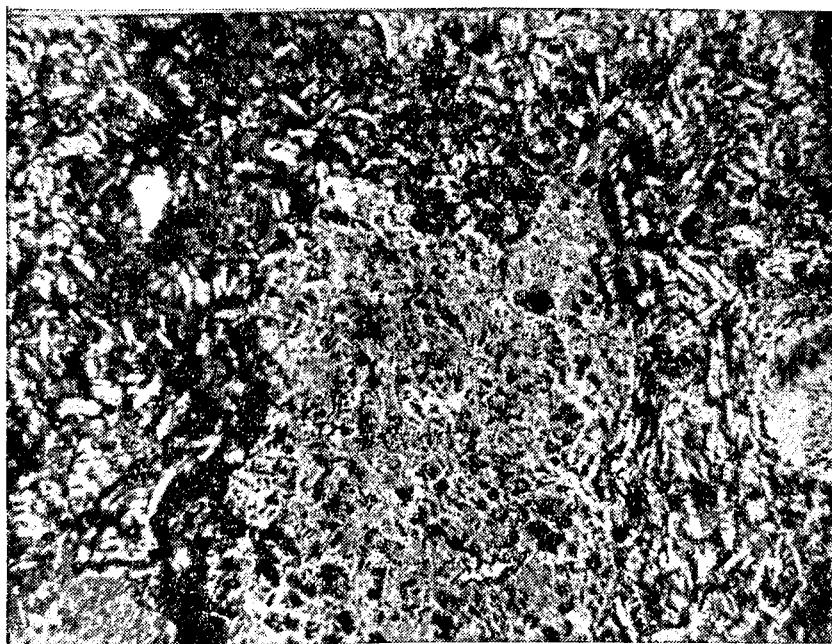


Рис. 10. Туфолава основного состава. Металипарит-андезит-базальтовая формация. Низовье Кутукаса. Ув. 38, без анализатора

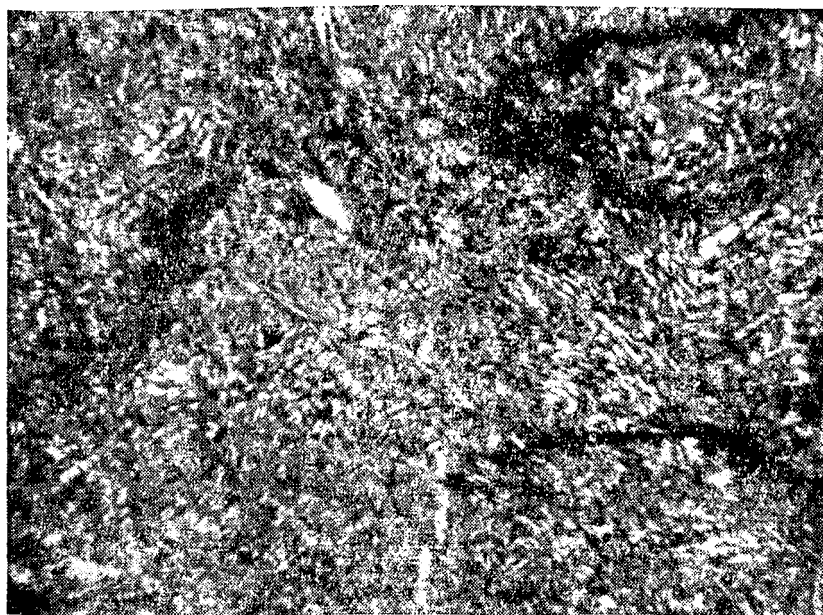


Рис. 11. Туф основного состава. Металипарит-андезит-базальтовая формация. Нижнее течение Верхней Сурнихи. Ув. 38, без анализатора

формации близко к средним типам по Дэли и относится к нормальному щелочноземельному ряду: оливиновый диабаз, диабаз, лейкодиабаз, андезит-базальт, андезит, дацит (кварцевый альбитофир) и липарит (кварцевый порфир) (табл. 4). Отклонения от

Таблица 4

Средний химический состав пород верхнерифейской металипарит-андезит-базальтовой формации, вес. %

Компоненты	Оливиновые диабазы (34)	Диабазы и диаба- зовые порфириты (113)	Габбро-диабазы, габбро (21)	Лавы диабазового состава (19)	Спгниты (9)	Лейкокраповые диабазы (18)	Андезит-базаль- товые порфириты (15)	Андезитовые порфириты (17)	Лавитовые порфи- ры и кварцевые альбитофиты (16)	Липаритовые порфиры (33)
SiO ₂	44,21	46,53	47,42	47,19	46,70	54,40	56,04	59,57	68,67	76,68
TiO ₂	1,68	1,72	1,71	1,60	2,21	1,42	1,16	1,08	0,59	0,22
Al ₂ O ₃	13,81	14,97	15,53	15,28	15,98	17,42	18,16	17,50	13,30	11,75
Fe ₂ O ₃	3,46	3,59	4,28	3,20	4,15	3,22	1,79	3,12	1,47	1,13
FeO	8,73	7,99	7,25	8,82	6,60	5,88	4,92	4,28	2,66	1,12
MnO	0,22	0,22	0,18	0,23	0,17	0,17	0,31	0,16	0,10	0,04
MgO	9,84	6,35	6,80	5,93	6,58	3,17	3,50	1,91	2,01	0,63
CaO	7,29	8,22	9,29	7,65	6,87	4,52	5,69	2,93	2,47	0,78
Na ₂ O	1,30	2,01	2,18	2,30	4,55	2,37	2,27	2,36	4,25	0,98
K ₂ O	0,70	0,77	1,07	0,81	0,59	1,76	1,95	3,41	1,54	5,11
P ₂ O ₅	0,41	0,37	0,24	0,31	0,32	0,28	0,24	0,22	0,24	0,06
П.п.п	8,41	6,67	2,25	7,00	6,20	4,09	3,53	3,49	3,15	1,96
H ₂ O	—	—	1,85	—	—	0,20	—	—	—	—
С у м м а	100,06	99,41	100,05	100,32	100,92	98,90	99,56	100,03	100,45	100,46

средних типов обусловлены наложенным метаморфизмом. Сдвиг точек влево на диаграмме (рис. 12) говорит о выносе щелочей при метаморфизме, причем крутой наклон векторов указывает на более интенсивное удаление калия. Сравнительно большой разброс виден в породах альбитофирового и липаритового рядов, что подчеркивает их частичную гетерогенность. В них часто отмечается пересыщенность глиноземом. Содержание элементов-примесей в породах (см. табл. 3) обычное для данного типа формаций и закономерно изменяется в соответствии с изменением их состава.

По составу, характеру проявления и металлогенической специализации рассматриваемая ассоциация пород близка к последовательно дифференцированной металипарит-андезит-базальтовой формации многих геосинклинальных складчатых систем («Некоторые вопросы...», 1970; Фролова, 1970). Она характерна для колчеданно-полиметаллических провинций, ее породы часто развиты в районах месторождений.

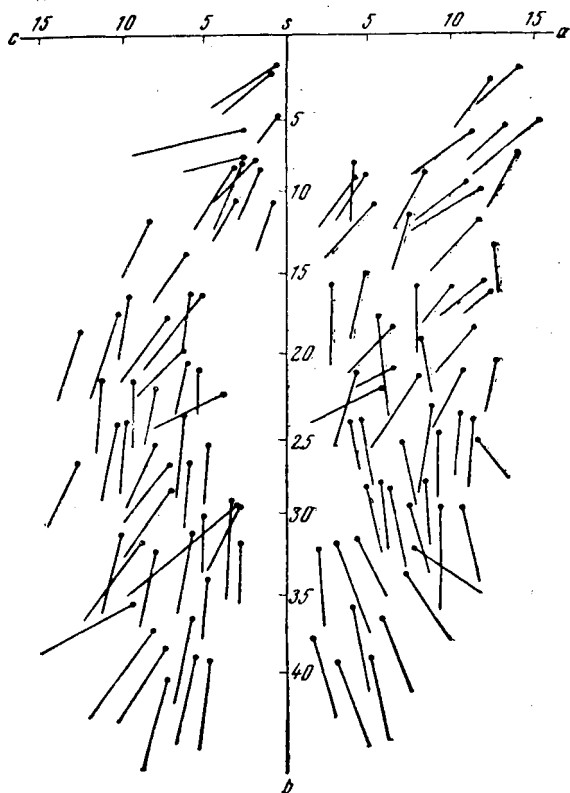


Рис. 12. Диаграмма химических составов пород верхнерифейской металипарит-андезит-базальтовой формации

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ МЕТАДАЦИТ-ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Общие сведения. Формация представлена метаморфизованными липаритовыми, липарит-дацитовыми и дацитовыми порфирами и туфами, которые слагают толщу мощностью до 200—600 м при незначительном (не более 5—10%) участии андезитовых порфиритов и туфов. Она развита на том же стратиграфическом уровне (сосновская, потоскуйская и шунтарская свиты), что и металипарит-андезит-базальтовая формация, и связана с последней постепенными переходами по латерали, но в отличие от нее

приурочена к геоантиклинальным поднятиям (реки Вороговка, Кутукас, Тис, Большой Пит).

Менее измененные породы формации широко развиты в северо-западной части Енисейского кряжа, в верховье Вороговки, где они слагают сложную по составу толщу мощностью 50—600 м, вскрытую в ядре Верхневороговской синклинали. Здесь распространены пластовые тела лав и туфов кислых и средних эффузивов (липаритовых и дацитовых порфиров, игнимбритов, реже андезитовых порфиритов), переслаивающихся с горизонтами филлитов, известняков, туфопесчаников, сланцев и кварцитов. Эти породы прорываются дайками и некками липаритовых порфиров, относящихся также к этой формации. Кислые вулканиты, как и вмещающие песчаники и кварциты, часто гематитизированы. Мощность пластов пород изменяется от долей метра до 45 м (обычно 2—8 м). Среди туфов выделяются лито-, витро- и кристаллокластические разности. В них встречаются вулканические бомбы и лапиллы, что указывает на извержения центрального типа. Туфы среднего состава наблюдаются очень редко и обычно ассоциируют с телами дацитовых порфиров, развитых в верхах эффузивно-осадочной толщи. Во вмещающих эффузивы терригенных отложениях отмечаются гравелиты, конгломераты, устанавливаются знаки ряби и косой слоистости. Все эти образования перекрываются терригенной сероцветной толщей мощностью до 700 м, относящейся к шунтарской свите.

Стратиграфическое положение вулканитов до последнего времени оставалось не установленным. Одни исследователи (Г. И. Кириченко, 1960 г.; Кренделев, 1971; Ножкин, Гавриленко, Миронов, 1971) относят их к сухопитской серии, Г. Б. Кочкин (1966) и др. — к потоскуйской свите. Имеющийся материал показывает, что рассматриваемая вулканогенно-осадочная толща залегает на серицит-хлоритовых сланцах и кварцитах погорюйской свиты сухопитской серии, прослеживающейся широкой полосой через верховья Оленьей, Вороговки, Кутукаса и Черной. В верховье Кутукаса, как и во многих других районах кряжа, между ними залегает терригенно-карбонатная толща, которая ближе всего сопоставляется с сосновской свитой. Вышележащая эффузивно-осадочная толща с кислыми и основными вулканитами хорошо параллелизуется с потоскуйской свитой смежных районов и так же, как и там, перекрывается толщей графитисто-глинистых сланцев шунтарской свиты, вмещающей большое количество потоков диабазовых порфиритов.

Метадацит-липаритовая формация представлена преимущественно продуктами эксплозивной деятельности наземных вулканов центрального типа. В разных районах количественные соотношения между лавами, туфами, игнимбритами, туффитами, а также дайками и некками разнообразны. По данным Е. И. Врублевича за 1972 г. и В. П. Богадицы за 1970 г., туфы и туффиты преобладают в верховьях Вороговки и Кутукаса; в низовье

Оленьей и к северу от нее широко развиты лавы и игнимбриты. В ряде мест этого района устанавливаются реликты вулканических построек с широким развитием грубообломочных пирокластических пород. Здесь мощность вулканитов формации небольшая, местами вместе с туффитами до 500—600 м. В верховье Оленьей среди кислых эффузивов формации выделяются небольшие субвулканические тела — некки, сложенные липаритовыми

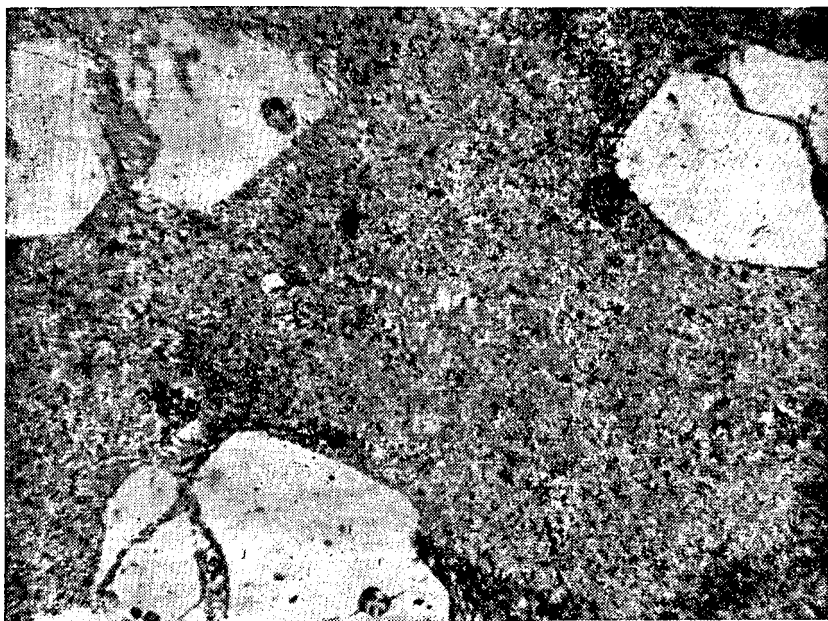


Рис. 13. Туф кварцевого порфира. Метадацит-липаритовая формация. Основную массу составляют серицит, калиевый полевой шпат, кварц; порфировые выделения — кварц. Верховье Тиса. Ув. 38, без анализатора

порфирами. Они вытянуты в северо-западном направлении и располагаются вдоль границы распространения пород сухолитской и тунгусикской серий.

В верховье Вороговки, по данным Е. И. Врублевича, строение формации простое: в низах залегают дацитовые и липаритовые порфиры и их туфы с малым количеством осадочного материала (50—350 м, ковригинская свита), выше преобладают туфы кислого состава и туффиты (50%), алевролиты и сланцы (40%), присутствуют гравелиты и конгломераты (5%) (оленьинская свита, 140—350 м). Прорывающие их дайки и некки сложены липаритовыми порфирами.

Для суждения о составе формации существенное значение имеет нижняя так называемая ковригинская толща, широко развитая в верховье Вороговки. Наиболее полный ее разрез (225 м) изучен Г. Б. Кочкиным (1966) на горе Коврига по данным колонкового бурения; в верхней прикровлевой части здесь появляются породы среднекислого состава (андезит-дацитовые порфиры). Далее к северо-востоку, в устье Оленьей, мощность толщи увеличивается до 350 м и в ней преобладают туфы липаритовых порфиров и игнимбриты.

Таблица 5

Средний химический состав пород верхнерифейской метадацил-липаритовой формации, вес. %

Компоненты	Дацитовые и дацит-липаритовые порфиры (7)	Липаритовые порфиры (14)
SiO ₂	73,89	77,19
TiO ₂	0,15	0,20
Al ₂ O ₃	13,69	11,47
Fe ₂ O ₃	1,84	0,92
FeO	0,82	0,94
MnO	0,02	0,04
MgO	0,66	0,47
CaO	0,37	0,50
Na ₂ O	5,07	1,30
K ₂ O	1,70	5,00
P ₂ O ₅	—	0,11
П.п.п.	1,47	1,17
H ₂ O	—	—
Сумма	99,68	99,31

Лавы в составе ковригинской толщи выявлены в 1967 г. Е. И. Врублевичем в нижнем течении Оленьей, где они представлены потоком липаритовых порфиров с миндалекаменной текстурой. Мощность потока около 40 м. Липаритовые порфиры подстилаются и перекрываются туфами аналогичного состава. Игнимбриты связаны постепенными переходами с туфами и массивными однородными лавами фельзитового состава.

Сравнительно мало измененные вулканиты формации развиты в восточной части Верхневогровской синклинали в бассейнах Оленьей и Вороговки, а также в верховье Тиса (рис. 13). По мере движения на запад, в район повышенного метаморфизма

пород и их гранитизации, в вулканитах исчезают пестрые окраски, породы постепенно становятся филлитизированными, превращаются в кварц-серицитовые сланцы, вместо гематита в них появляется магнетит.

Петрохимическая и геохимическая характеристика. Породы формации образуют непрерывный ряд от дацитов до липаритов. Они принадлежат к нормальному известково-щелочному типу и характеризуются несколько повышенным содержанием кремнезема и пониженным содержанием щелочей (табл. 5, рис. 14). Наблюдается сходство с породами липаритовой группы верхнерифейской металипарит-андезит-базальтовой формации, но в описываемых породах несколько повышено содержание щелочей и калий преобладает над натрием. Содержание элементов-примесей в породах формации в целом близко к их кларковым содержаниям в кислых вулканитах (см. табл. 3).

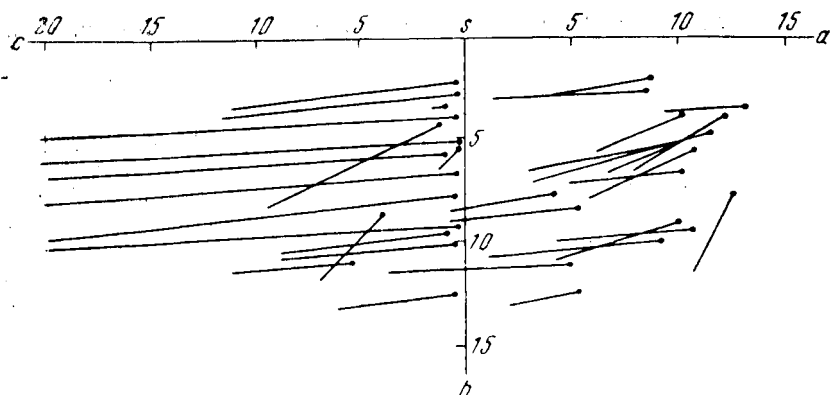


Рис. 14. Диаграмма химических составов пород верхнерифейской метадацит-диабазовой формации

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Общие сведения. К формации относятся мелкие согласные тела линзообразной формы и небольшие массивы серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов мощностью от нескольких метров до 1 км и длиной от 10 м до 15 км; они объединяются в сурнихинский комплекс. Породы формации залегают обычно среди зеленосланцевых эффузивно-осадочных отложений сухопитской и тунгусикской серий и в нижележащих гнейсо-сланцевых толщах тейской и канской серий.

В настоящее время насчитывается более 60 массивов и мелких тел гипербазитов, которые вместе с большим количеством интрузивов, не вскрытых эрозией и установленных гравиметрическими и магнитометрическими работами, образуют единый гипербазитовый пояс северо-западного простирания, протягивающийся на 700 км согласно с направлением основных складчатых и разрывных структур вдоль всей западной части Енисейского кряжа (см. рис. 1).

Породы формации распространены неравномерно и приурочены преимущественно к двум эвгеосинклинальным зонам глубинных разломов, ограничивающим байкальский геосинклинальный прогиб. Большая часть гипербазитовых интрузивов располагается в пределах западной (Приенисейской) зоны разломов, прослеживающейся вдоль Енисея от р. Немкиной на юге до р. Березовой на севере. Меньшая их часть установлена в восточной зоне, протягивающейся почти вдоль осевой части кряжа. Отдельные тела гипербазитов известны внутри рифейского геосинклинального прогиба.

Все массивы и тела гипербазитовой формации имеют согласное залегание и сравнительно резкие контакты с вмещающими породами. Большинство их представлено удлиненными крутопа-

дающими линзами, располагающимися в зонах разломов, и пластообразными залежами. Гипербазиты и вмещающие сланцы несут на себе следы совместной дислокации; вдоль их контактов отмечаются зоны рассланцевания и дробления.

Гипербазитовые массивы и тела характеризуются выдержанным составом и строением. Они интенсивно изменены вторичными аллометаморфическими процессами и в подавляющей массе представлены серпентинитами с редкими плохо сохранившимися реликтами первичных ультрабазитов — дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, пироксенитов, связанных между собой постепенными переходами. Эти реликты чаще отмечаются в центральных частях наиболее крупных тел и массивов.

В южной части Енисейского кряжа гипербазиты располагаются в зоне глубинного разлома северо-западного простираания (р. Немкина), где они образуют небольшие согласные линзы мощностью до 10 м среди амфиболитов и гнейсов канской серии. Гипербазиты сильно изменены и представлены эпидот-прохлорит-актинолитовыми породами (Наливкина, 1965). Аналогичные породы в ассоциации с аподунитовыми породами установлены нами в низовье Весниной. К северо-западу вдоль этой гипербазитовой зоны две линзы аподунитовых серпентинитов мощностью до 3—4 м наблюдаются по р. Кимбирке в 10 км от устья среди биотит-плагиоклазовых гнейсов тейской серии.

Далее к северо-западу пластовое тело гипербазитов мощностью 50 м встречено по р. Юдинке в 5 км от устья. Сложено оно аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами и окружено по периферии тальк-актинолитовыми сланцами. Пластовое тело апогарцбургитовых серпентинитов мощностью около 60 м и длиной до 2 км вскрывается на правом берегу Енисея около пос. Предивинск, где оно залегает согласно с основными вулканитами metabазальт-липаритовой формации.

В Вороговском синклинории ультрабазиты сконцентрированы часто в горизонтах с наибольшим развитием вулканитов металипарит-андезит-базальтовой формации. Мощность их тел здесь изменяется в пределах 40—100 м. В разрезе по Енисею против д. Фомки почти на всю мощность (около 0,6 км) вскрывается пластовое тело субмеридионального простираания с почти вертикальными контактами. Сложено оно в основном апогарцбургитовыми серпентинитами с незначительным развитием аповерлитовых и апобестеритовых серпентинитов. В средней его части устанавливаются линзовидные обособления (до 5—8 м) аподунитовых серпентинитов, содержащих повышенную вкрапленность хромита (до 3—5%).

В среднем течении Верхней Сурнихи располагается наиболее крупный массив формации — Верхнесурнинский, приуроченный к ядру крупной синклинали, где он сопровождается рядом мелких согласных линз-сателлитов. В плане массив имеет подковообразную форму и вытянут на 15 км при ширине до 1—

2 км и мощности 300 м. Массив представляет собой согласное пластовое тело, залегающее среди метаморфизованных осадочно-вулканических толщ потоскуйской свиты. На 80% он сложен апо-гарцбургитовыми серпентинитами. Изредка устанавливаются аподунитовые серпентиниты, лерцолиты, верлиты и вебстериты.

Сравнительно крупный Березовский массив в гипербазитов вскрывается на правом берегу Енисея в устье р. Березовой, где он приурочен к ядру синклинали северо-западного простирания. Длина его 5 км, ширина 1,4 км, площадь около 6 км². Как и в других массивах, в центральных участках сохраняются обособления аподунитовых серпентинитов. В них изредка отмечаются оливины (до 80%) и реликтовая панидиоморфная структура, характерная для дунитов. Сохраняются реликты энстатита и замещающие его псевдоморфозы бастита. В дунит-гарцбургитовой зоне имеется проявление магнохромитовых руд, образующих шлиры и линзовидные обособления размером до 0,4×1,5 м (Даценко, Корнев, 1968).

Массивы формации характеризуются многими общими чертами. Все они имеют ультраосновной состав, прорывают вулканогенно-осадочные отложения сухопитской и тунгусикской серий. Сами гипербазиты прорываются гранитами верхнерифейской гранитоидной формации. Интрузии их тесно ассоциируют с вулканитами верхнерифейской металипарит-андезит-базальтовой формации и совместно с ними образуют парагенетически единую доскладчатую офиолитовую формацию байкальской гессинклинали.

Петрографическая характеристика Породы формации представлены главным образом серпентинитами и лишь изредка в центральных участках наиболее крупных массивов встречаются реликты дунитов, перидотитов и пироксенитов. Большая часть серпентинитов обязана своим происхождением аллометаморфизму, проявившемуся регионально в результате гидротермальной деятельности в период складчатости и формирования рифейских гранитоидов. С этими процессами связано обогащение серпентинитов магнетитом и сульфидами и проявление в интрузивах асбеста, лиственитов, тальковых и актинолитовых пород.

Серпентиниты сложены антигоритом и хризотилом при незначительном содержании магнетита, талька, брейнерита, магнезита, доломита, актинолита, хлорита, биотита и кварца. Реликты первичных минералов представлены оливином, энстатитом, диопсидом, авгитом и хромшпинелидами. Оливин чаще относится к маложелезистой разновидности с 10—20% фаялитовой молекулы; изредка в нем отмечаются вросстки энстатита. По оливину развиваются серпентин, тальк, карбонаты и тремолит. Ромбический пироксен наблюдается в виде неправильных бесцветных зерен с прямым погасанием, содержит ферросилита 5—20% и определяется как энстатит ($2V=70-78^\circ$). Он часто замещается биотитом, реже тальком и тремолитом. Моноклинный пироксен

представлен маложелезистым диопсидом ($cNg=36-39^\circ$, $2V=56-60^\circ$).

В соответствии с преобладанием той или иной разновидности серпентина выделяются антигоритовые, хризотилловые и антигорит-хризотилловые серпентиниты, имеющие между собой постепенные переходы.

Петрохимическая и геохимическая характеристика. Несмотря на вторичные изменения, породы формации обнаруживают большое петрохимическое сходство (табл. 6). Анализы пород подтвер-

Таблица 6

Средний химический состав пород верхнерифейской гипербазитовой формации, вес. %

Компоненты	Дуниты и аподунитовые серпентиниты (18)	Гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты (39)	Лерцолиты (6)	Энстатиты (4)	Вебстериты (3)	Диопсидит (1)	Средний состав (71)
SiO ₂	36,89	38,04	37,93	46,78	49,06	54,23	38,57
TiO ₂	0,07	0,14	0,12	0,09	0,22	0,10	0,12
Al ₂ O ₃	0,91	1,68	1,94	2,82	3,21	1,32	1,53
Fe ₂ O ₃	5,02	5,04	3,92	3,09	4,54	2,07	4,87
FeO	2,83	3,54	3,56	4,54	7,29	7,95	3,55
MnO	0,09	0,14	0,11	0,05	0,08	He опр.	0,11
MgO	40,27	36,79	34,23	31,72	23,72	18,82	36,59
CaO	0,42	1,14	3,66	0,93	7,67	11,60	1,33
Na ₂ O	0,08	0,06	0,13	0,12	0,41	0,04	0,07
K ₂ O	0,04	0,05	0,13	0,05	0,08	He опр.	0,04
P ₂ O ₅	0,04	0,02	He опр.	0,02	He опр.	" "	0,02
П.п.п.	12,52	12,71	13,46	9,89	3,48	" 2,64	12,32
Сумма	99,18	99,35	99,19	100,10	99,76	98,77	99,12

ждают принадлежность их к гипербазитовой (дунит-гарцбургитовой) формации. Наблюдается постепенное изменение их химического состава от дунитов и аподунитовых серпентинитов до диопсидитов. Все они характеризуются высоким содержанием двуокиси магния (18—41%) и низким окиси железа, бедностью щелочами, титаном и алюминием. Содержание элементов-примесей близко аналогичным породам гипербазитовой формации (см. табл. 3).

Расчет дополнительных характеристик по методу Н. Д. Соболева (1959) позволил более точно установить первичный состав серпентинитов и положение их в ультрабазитовой группе. По вычисленным характеристикам и с учетом реликтов первичных минералов и сохранившихся остатков пород устанавливается, что серпентиниты формации являются аподунитовыми, апогарцбургито-

выми, аполерцолитовыми и апоэнстатитовыми (рис. 15). Выделяется незначительное количество пород, относящихся к ряду дунит — лерцолит — диопсид. Средний состав пород формации бли-

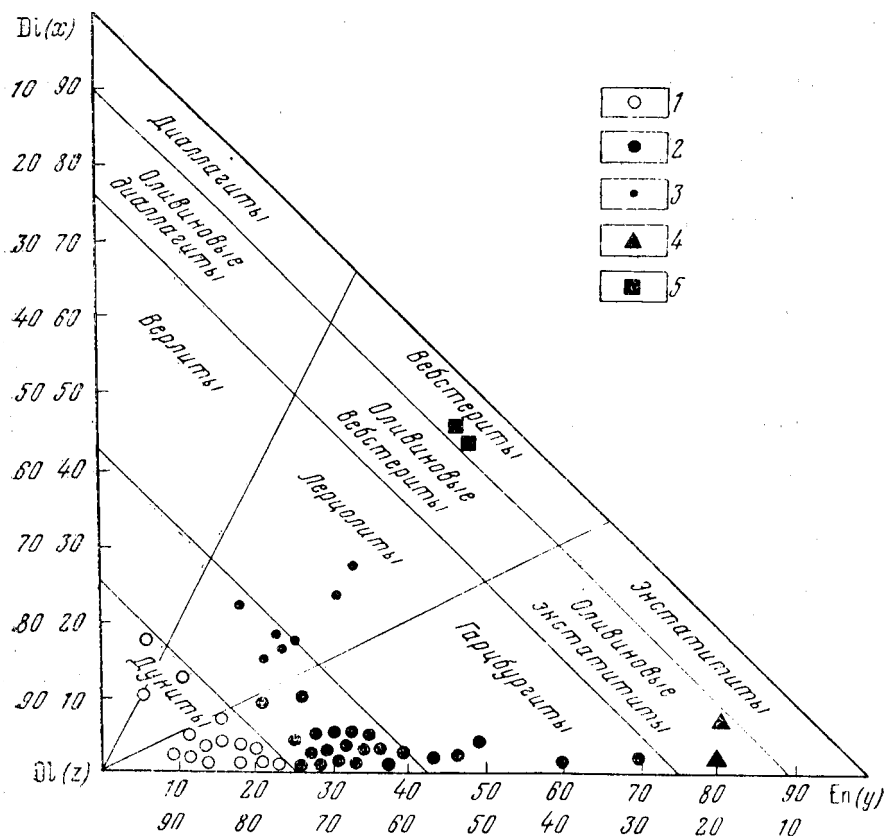


Рис. 15. Диаграмма химических составов пород верхнерифейской гипербазитовой формации. Составлена по методу И. А. Малахова

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — лерцолиты; 4 — энстатиты; 5 — вебстериты

зок к гарцбургитам. Отношение Mg к Fe в гипербазитах варьирует от 7 до 11, что свидетельствует о принадлежности их к производным глубинной перидотитовой магмы.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Общие сведения. В эту формацию объединяются пластовые тела, дайки, штоки и небольшие массивы основных и ультраосновных пород, развитые преимущественно в заангарской части Енисейского кряжа. Большая часть их располагается в пределах Приенисейского и Центрального антиклинориев. В составе форма-

ции выделяются дуниты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, пироксениты, горнблендиты, серпентиниты, актинолит-серпентинитовые и тремолитовые породы, габбро, габбро-нориты, анортозиты, рудные габбро, габбро-диабазы, диабазы, диориты и гранодиориты, тесно связанные между собой постепенными переходами. Преобладающими среди них являются габброиды.

Породы формации часто располагаются среди карбонатно-сланцевых толщ сухопитской и тунгусикской серий и ассоциируют с развитыми в них вулканитами металипарит-андезит-базальтовой формации. Они образуют три параллельные полосы северо-западного простирания, ориентированные согласно с простиранием вмещающих толщ (см. рис. 1).

Часто наблюдается приуроченность интрузивов формации к одним и тем же с гипербазитовой формацией долгоживущим зонам глубинных разломов. Если породы гипербазитовой формации располагаются в самих зонах, то породы дунит-пироксенит-габбровой формации обычно приурочены к региональным зонам разломов, являющимся опережающими по отношению к первым.

Наиболее крупным в формации является Борисихинский массив, расположенный в нижнем течении Борисихи. Структурно он приурочен к зоне тектонического сопряжения Приенисейского антиклинория с Вороговским синклинием. Массив представляет собой асимметричное лополитообразное тело площадью около 100 км², приуроченное к крупной брахисинклинали северо-западного простирания, сложенной метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами сухопитской серии, прорванными гранитами Гаревского массива. Он вытянут в северо-западном направлении и имеет длину около 15 км, максимальную ширину 8 км. Восточную часть массива составляют преимущественно гипербазиты, западную — габброиды. Восточный контакт массива сравнительно четкий, падение его на запад, под массив.

Сложен Борисихинский массив аподунитовыми, аповерлитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, пироксенитами, габбро, анортозитами и габбро-анортозитами, рудными габбро, диоритами и амфиболитами. Гипербазиты составляют 50—60% объема и занимают в вертикальном разрезе нижнюю часть интрузии. Габброиды располагаются преимущественно в ее верхней части. В переходной зоне наблюдается частое чередование полос гипербазитов и габброидов. В ней выделяется согласная с простиранием массива мощностью до 300 м полоса резко расслоенных пород от аподунитовых серпентинитов и верлитов до габбро и анортозитов, имеющих как постепенные, так и резкие переходы. Здесь установлены согласные прослои и полосы мощностью не менее 1,5—2 м рудных титаноносных габбро и пироксенитов, часто с постепенными переходами к вмещающим их серпентинитам, ортоамфиболитам и габбро-анортозитам. В этой полосе выявлены сплошные ильменит-магнетитовые руды с содержанием двуокиси титана до 20%.

Сравнительно крупным является Шумихинский массив, расположенный в верховье Кии. Площадь его около 15 км². Массив выделен впервые Ю. А. Черновым. В плане он имеет удлиненную форму и вытянут в северо-западном направлении согласно со структурой вмещающих пород сухопитской и тунгусикской серий. Массив приурочен к крупной синклинали и представляет собой полого залегающую пластовую залежь, прорванную в придонной части гранитами татарского комплекса. Наиболее распространенными в массиве являются амфиболизированные верлиты и оливиновые пироксениты, характеризующиеся черной и реже зеленовато-серой окраской, мелко- и среднезернистым сложением и сланцеватой текстурой.

Ряд сравнительно крупных массивов устанавливается в бассейнах Киликеи, Большого Пита, Токмы и в других местах. Во многом они напоминают вышеописанные.

Пять небольших массивов и несколько мелких тел основных и ультраосновных пород прослеживаются цепочкой меридионального простираения вдоль р. Рыбной (правый приток Ангары), где они залегают в толще тунгусикской серии, представленной сланцами и вулканитами диабазового и липаритового состава. Наиболее крупный массив представляет собой в плане согласную линзу размером 2,8×1,2 км. В центральной части его наблюдаются средние и крупнозернистые разности амфиболизированных и серпентинизированных авгититов, габбро-пироксенитов и верлитов, часто чередующихся между собой; далее к краям они становятся средними и мелкозернистыми. В краевых частях преобладают амфиболизированные габбро, габбро-диабазы и ортоамфиболиты.

Удлиненное штокообразное тело базитов площадью около 3 км² установлено Л. Г. Савановичем на водоразделе Чикили и Петрищевой. В центральной части оно сложено амфиболизированными авгититами, по краям — габбро и габбро-диабазами. Располагается массив среди сланцев потоскуйской свиты.

Все тела и массивы формации являются однофазными интрузивами, сформировавшимися в процессе единого акта внедрения с дифференциацией расплава на месте. В более крупных массивах наблюдается четко выраженная первичномагматическая стратификация. Отмечается концентрически-зональный характер размещения дифференциатов с закономерным изменением пород от ультраосновных в центральных частях интрузивов к более кислым — в их контактах. Широко развиты собственно габброидные массивы.

Петрографическая характеристика. В составе формации наиболее распространена габброидная группа пород (60—70%), меньше — гипербазитовая (20—30%) и диоритовая (не более 5—10%). Широко развиты метаморфизованные разности — ортоамфиболиты, габбро-амфиболиты и серпентиниты.

Среди гипербазитов выделяется ряд дифференциатов, постепенно изменяющихся по составу от дунитов до авгититов. Часто

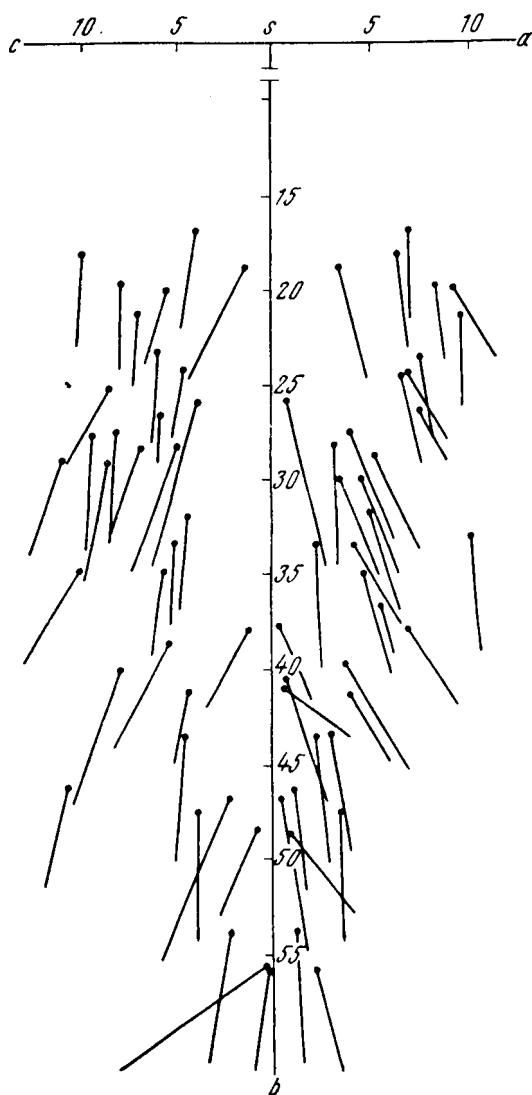


Рис. 16. Диаграмма химических составов пород периферийской дунит-пироксенит-габбровой формации

устанавливаются верлиты, лерцолиты и вебстериты. Они присутствуют совместно или (реже) слагают самостоятельные тела. Главными породообразующими минералами являются оливин, энстатит и диопсид, обычно замещающиеся вторичными продуктами; акцессорные — магнетит и хромшпинелиды. Изредка среди гипербазитов устанавливаются плагиоклазсодержащие перидотиты и пироксениты. Эти породы при увеличении в них содержания плагиоклаза дают постепенные переходы к габбро-перидотитам, габбро-пироксенитам и габброидам. По дунитам и перидотитам развиваются серпентиниты, обычно не отличимые от таковых гипербазитовой формации, по пироксенитам и габброидам — ортоамфиболиты.

Петрохимическая и геохимическая характеристика. Породы формации относятся к нормальному известково-щелочному ряду дуниты — гранодиориты (табл. 7, рис. 16). Это преимущественно бедные щелочами породы, в которых натрия преобладает над калием. Отношение Mg к Fe только в некоторых дунитах и гарцбургитах Борисинского массива превышает 7, обычно же изменяется от 6 до 1.

В отличие от пород гипербазитовой формации характерны сравнительно высокие содержания глинозема, кальция, железа и титана.

**Средний химический состав пород верхнерифейской
дунит-пироксенит-габбровой формации, вес. %**

Т а б л и ц а 7

Компоненты	Апоунитовые серпентиниты (11)	Гарибургиты и апогарибургитовые серпентиниты (13)	Лерцолиты и аполер- цолитовые серпен- тиниты (4)	Верлиты и аповерли- товые серпентиниты (8)	Пикриты (22)	Энстатит (1)	Вебстерит	Диаллазиты (апопсидиты) (5)	Габбро (21)	Габбро-анортосит (1)	Гранодиорит (1)
SiO ₂	37,35	40,36	37,48	41,22	44,02	37,59	54,43	44,61	47,73	44,38	63,91
TiO ₂	0,08	0,07	0,59	0,66	1,03	0,43	0,48	1,55	1,05	0,16	0,32
Al ₂ O ₃	1,01	2,14	6,16	9,06	10,96	4,54	1,68	9,13	14,56	26,26	13,97
Fe ₂ O ₃	5,22	3,80	5,36	4,59	4,01	6,13	1,66	4,42	2,51	1,10	0,78
FeO	3,20	4,26	8,12	7,74	6,27	7,80	4,34	6,84	7,75	1,74	4,31
MnO	0,16	0,14	0,18	0,45	0,34	0,18	0,27	0,21	0,24	0,03	0,04
MgO	37,02	36,23	28,55	22,32	18,43	30,93	23,14	12,71	8,23	6,47	3,25
CaO	1,86	0,58	3,01	6,46	7,40	1,07	10,47	14,34	8,99	12,93	4,52
Na ₂ O	0,20	0,28	0,56	0,36	0,44	Следы	0,16	1,61	2,13	2,18	2,96
K ₂ O	0,36	0,20	0,11	0,35	0,61	Следы	0,19	0,64	0,68	0,79	3,26
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,23	0,04	0,19	0,06	0,01	0,21	0,10	0,01	0,11
Н.п.п.	13,94	12,10	8,56	5,96	6,63	10,81	3,60	3,03	4,55	3,40	1,78
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,74	0,49	—	0,10
С у м м а	100,45	100,21	98,91	99,21	99,33	99,54	100,43	100,04	99,01	99,45	99,31

тана и низкие магния. По сравнению с другими габброидными и базальтоидными формациями протерозоя рассматриваемый комплекс обеднен щелочами.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ МЕТААНДЕЗИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Общие сведения. В составе формации выделяются вулканические (лавы и туфы) и субвулканические (дайки) образования. Преобладают первые, развитые преимущественно среди отложенных низов киргитейской серии; в нижележащих гнейсо-сланцевых толщах протерозоя и архея наблюдаются только дайки и мелкие штоки, являющиеся, по-видимому, подводящими каналами. Резко преобладающими являются лавы, туфы и дайки преимущественно диабазового, реже андезит-диабазового состава. Они характеризуются слабой дифференциацией и выдержанностью состава и облика.

Становление формации произошло после металипарит-андезит-базальтовой формации; она занимает более высокое стратиграфическое положение и в целом завершает позднерифейский геосинклинальный вулканизм байкальского тектоно-магматического цикла.

Породы формации установлены преимущественно в Каитьбинской синклинали, где образуют небольшие пачки и толщи мощно-

стью до нескольких сот метров лав и туфов основного состава с участками пластов терригенных пород. Часто вулканогенные толщи приурочены к узколокальным прогибам и оконтуривающим их региональным зонам разломов. Вместе с ними развиты дайки диабазов и диабазовых порфиритов. По отношению к колчеданно-полиметаллическому оруденению они являются попутными.

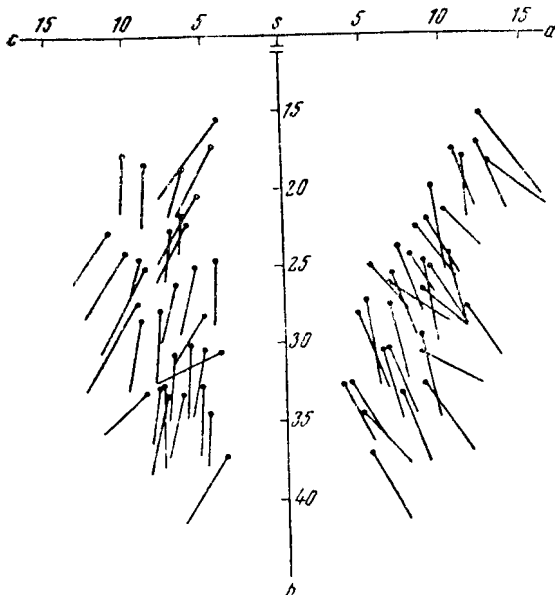


Рис. 17. Диаграмма химических составов пород верхнерифейской метаандезит-базальтовой формации

Наиболее широко породы формации развиты в верховье Сухого Пита, где залегают в нижней части киргитейской серии. Господствующие здесь основные эффузивы и туфы вместе с осадочными породами (до 20%), представленными графитисто-глинистыми сланцами и песчаниками, слагают толщу мощностью до 800 м. В нижней части вулканогенной толщи развиты туфы и лавы, вверху преобладают туфы, туфоагломераты, вверху преобладают туфопесчаники и туфоалевролиты. Основные эффузивы представлены метадиабазами и диабазовыми порфиритами. В верхней части разреза количество взрывчатого ма-

териала постепенно уменьшается и вулканогенная толща постепенно сменяется графитисто-глинистыми сланцами и кварцитами.

Петрографическая характеристика. Участвующие в составе формации диабазы, диабазовые порфириты, андезит-диабазы и их туфы, а также более редкие оливиновые диабазы и габбро-диабазы близки к аналогичным породам базитовой группы металипарит-андезит-базальтовой формации, поэтому здесь дается весьма краткая их характеристика.

Наиболее распространены диабазы и диабазовые порфириты, среди которых выделяются мелко- и среднезернистые, афанитовые и миндалекаменные разновидности. Минеральный состав пород: лабрадор-андезин (40—60%), авгит (30—70%), оливин (до 10%), магнетит, титаномагнетит, пирит, мезостазис (5—15%). Вторичные минералы представлены хлоритом, уралитом, иддингситом, карбонатами, эпидотом. Структура пород офитовая и пойкилоофитовая.

вая. В миндалекаменных диабазах миндалины выполнены кальци-
том и хлоритом.

Петрохимическая и геохимическая характеристика. По хи-
мизму породы образуют непрерывный ряд от оливиновых диаба-
зов до андезит-диабазов и андезитов (табл. 8, рис. 17). Большая
часть их близка к среднему диабазу по Дэли. Наблюдается бли-
зость пород формации в общем к базитовой группе металипарит-
андезит-базальтовой формации. Отличие заключается только в не-
сколько повышенном содержании щелочей.

Т а б л и ц а 8

Средний химический состав пород верхнерифейской метаандезит-базальтовой
формации, вес. %

Компоненты	Оливиновые диабазы (10)	Диабазы (25)	Габбро (2)	Лейкокра- товые диабазы (2)	Порфириты (5)	Средний состав (44)
SiO ₂	45,59	48,23	43,58	48,73	48,88	47,84
TiO ₂	1,68	1,66	1,96	1,26	2,38	1,71
Al ₂ O ₃	13,98	15,78	21,34	17,69	17,09	15,74
Fe ₂ O ₃	3,93	3,25	4,79	2,52	3,36	3,32
FeO	8,70	8,21	5,40	7,91	5,96	7,99
MnO	0,26	0,18	0,14	0,28	0,19	0,16
MgO	8,06	5,87	3,71	4,84	3,76	5,89
CaO	9,51	8,45	11,31	9,88	7,94	8,62
Na ₂ O	2,37	2,45	2,45	2,50	3,99	2,57
K ₂ O	0,86	1,67	1,72	1,54	1,69	1,51
P ₂ O ₅	0,17	0,34	0,33	0,21	0,20	0,28
П.п.п.	4,59	3,82	3,15	2,71	4,83	3,96
С у м м а	99,70	99,91	99,88	100,07	100,27	99,59

Содержание элементов-примесей в породах формации
(см. табл. 3) в целом близко к кларковым содержаниям в основ-
ных породах, а также к базитам металипарит-андезит-базальто-
вой формации. Сходство содержаний элементов-примесей в бази-
тах близких по возрасту сравниваемых формаций подчеркивает
их связь с одними и теми же зонами глубинных разломов и уна-
следованность процессов при их формировании.

ВЕРХНЕРИФЕЙ-ВЕНДСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

В позднем рифее в связи с инверсией геосинклинального режима в Енисейском кряже широко проявился гранитоидный магматизм, продукты которого объединяются в гранитоидную (верхний рифей) и гранит-граносиенитовую (венд) формации (см. рис. 1, табл. 1). Первая подразделяется на субформации автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных гранитоидов, представленных посольненским (тейским), татарским и глушихинским комплексами. Гранит-граносиенитовая формация представлена массивами нойбинского комплекса.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Субформация автохтонных мигматитов и гнейсо-гранитов

В геологическом строении Енисейского кряжа большую роль играют порфиروبластические граниты, гнейсо-граниты и мигматиты, которыми сложены Тейский, Посольненский, Гаревский, Чернореченский, Среднетырадинский, Абалаковский, Нижнекийский и ряд других массивов, тел и зон общей площадью около 2000 км². Обособляются два пояса этих пород, приуроченных к ядрам антиклинорий и согласных с простиранием структур вмещающих толщ. Западный (Приенисейский) пояс протягивается вдоль Енисея от р. Посольной на юге до верхнего течения Кутукаса на севере, восточный — от р. Шилки на юге до р. Ангара и далее после некоторого перерыва от р. Чиримбы до р. Вороговки. В северной части кряжа выделенные пояса сливаются в один (см. рис. 1).

Со времени работ Ю. А. Кузнецова (1941) интрузия гнейсо-гранитов (посольненская) противопоставлялась батолитообразным и штокообразным интрузиям гранитоидов и считалась более древней. В 1964 г. М. И. Волобуевым и др. Посольненский массив, являющийся прототипом при выделении одноименного комплекса, был включен в состав вновь выделенного (по радиологическим данным) посольно-ангарского комплекса, куда вместе с ним вошли Чиримбинский, Нижнеканский, Гурахтинский, Татарский и другие массивы параавтохтонных гранитов, а различия между Посольненским и остальными перечисленными массивами объяснялись их разнофациальностью. Полученные за последнее время

данные показывают, что рифейские мигматиты Енисейского края действительно можно рассматривать как корневую зону гранитных батолитов, но объединять те и другие в один комплекс, по-видимому, не следует. Выделяемые в составе субформации массивы гранитоидов обладают ярко выраженными чертами: непременным залеганием, постепенными переходами к вмещающим толщам, формированием метасоматическим путем и др. Петрографические черты гранитоидов весьма характерны (Даценко, 1968; Белянкина, 1969 и др.) Проиллюстрируем это на примере некоторых массивов субформации.

Посольненский массив расположен в южной части края, в бассейне одноименной реки. Он имеет овальную в плане форму, вытянут в меридиональном направлении, согласно с простирающей вмещающей толщи, и структурно приурочен к ядру антиклинали, сложенной архейскими, а на крыльях — протерозойскими породами. Площадь его более 150 км². Вмещающими породами являются мигматитизированные и фельдшпатизированные кристаллические сланцы канской серии, ширина контактовой зоны превышает 10 км. Для его строения весьма характерными являются реликтовая слоистость и широкое развитие теневых структур. Показательно в этом отношении обнажение на правом берегу Посольной, в 50 м ниже устья Верхней Горевой, где реликтовая слоистость выражена в чередовании «слоев» гранитоидов разного химического состава, простирающихся в меридиональном направлении и погружающихся на восток под углом 30°. Непосредственно у уреза воды обнажаются серые среднезернистые гнейсовидные мезократовые породы с повышенным содержанием биотита и пониженным кварца, по химическому составу соответствующие сиенитам. Видимая мощность их 1,2 м. Выше обнажаются розовые лейкократовые крупнозернистые субщелочные граниты, почти нацело лишенные слюд и содержащие в качестве темнокрасного минерала магнетит, который группируется в виде пунктирных полос, параллельных контакту слоев в гранитоидах. Отдельные прослои этих гранитов обогащены крупными (до 1,5 см) ромбовидными кристаллами сфена. Мощность слоя 0,8 м. Еще выше обнажаются желтоватые мелкозернистые биотитовые граниты нормального ряда, видимая мощность которых 0,6 м.

Разница в химическом составе гранитоидов объясняется разным составом подвергшихся гранитизации пород. В этой связи выделять в пределах массива участки развития тех или иных гранитоидов чрезвычайно трудно. С некоторой долей условности укажем, что массив сложен порфиробластическими микроклиновыми гранитами нормального ряда (до 55% площади) и субщелочными гранитами (около 20%). В подчиненном количестве встречаются аляскиты и сиениты (около 5%). Не менее 20% площади приходится на долю реликтовых гнейсов и амфиболитов. Жильная фация представлена мелкозернистыми аплитами, гранит-порфирами и пегматитами.

Микроклиновые граниты — это порфировидные, реже равномернозернистые гнейсовидные породы желтоватой окраски. Состав непостоянен; в среднем на долю фемических компонентов приходится около 10%, кварц, микроклин и плагиоклаз распределены поровну, постоянно присутствует магнетит (1—4%). Структуры порфиروبластические с участками гранитовых, пойкилитовых и мирмекитовых. Микроклин отличается большей свежестью, отсутствием или малым количеством пертитовых вростков. Плагиоклаз представлен серицитизированными таблитчатыми кристаллами несдвойникового олигоклаза с вариациями состава от андезина до альбита. Из темноцветных минералов присутствует биотит, иногда замещенный агрегатом хлорита, кварца и магнетита; акцессорные минералы — сфен, рутил, циркон, апатит, пирит, ильменит, ортит и гранат. В отдельных случаях унавливаются ксенокристы антипертита, весьма характерного для гиперстеновых гнейсов канской серии и архейских чарнокитов. В субщелочных гранитах вместе с биотитом встречается роговая обманка гастингситового ряда (2—6%), акцессорные минералы — магнетит, пирит, ильменит, рутил, сфен, циркон, апатит, ортит, корунд, флюорит, торит, гранат, в отдельных пробах встречаются минералы группы тантало-ниобатов, лейкоксен, брукит, молибденит и муассонит. Циркон трещиноват, грани корродированы, ребра призм и пирамиды сглажены, внутри отмечаются непрозрачные включения. Наряду с розовыми прозрачными встречаются зерна светло-бурого прозрачного циркона. Большая его часть является детритовой.

Небольшую группу составляют гранитоиды, лишенные биотита и амфибола и содержащие до 5% и более магнетита. Это отчетливо слоистые (за счет полос, обогащенных магнетитом) породы с крупными (до 5 см) порфиробластами микроклина. Мощность слоев магнетитовых гранитов обычно не превышает 1 м, по простиранию за пределами массива они сменяются породами типа железистых кварцитов. Вариации минерального состава пород Посольненского массива отражаются в химизме гранитоидов (рис. 18, табл. 9).

Изложенные сведения позволяют присоединиться к высказанному Ю. А. Кузнецовым (1941) мнению о происхождении посольненских гранитов в результате метасоматической гранитизации. Об этом свидетельствуют унаследованность гранитами структуры вмещающей толщи, многочисленные реликты вмещающих пород и теневые текстуры гранитов, широкие вариации химического состава, детритовый характер циркона.

Тейский массив располагается в осевой части Центрального антиклинория, в верхнем течении Теи. Он имеет согласные контакты с вмещающими породами тейской и сухопитской серий и, видимо, является согласным батолитом. Площадь его вместе с сателлитами превышает 1000 км². В строении массива участвуют биотит-роговообманковые, биотитовые и двуслюдяные граниты и

Таблица 9

Химический состав пород субформации автохтонных мигматитов и гнейсо-гранитов, вес. %

Компоненты	Посолененский массив				Тейский массив					Чернореченские граниты (7)	Абалаковские граниты (5)
	Сиениты (4)	Граниты суб-щелочные (18)	Граниты (13)	Аляскиты (3)	Гранодиориты (6)	Адамеллиты (2)	Граниты		Субщелочные граниты (2)		
							меланократо-вые (18)	лейкократовые (22)			
SiO ₂	58,65	69,72	70,66	74,30	64,70	68,50	68,51	73,54	73,87	72,48	73,55
TiO ₂	0,90	0,35	0,30	0,08	0,58	0,32	0,42	0,40	0,11	0,31	0,30
Al ₂ O ₃	17,75	14,78	13,86	12,55	17,13	15,94	15,33	13,22	13,64	12,43	12,82
Fe ₂ O ₃	2,93	1,42	1,73	0,50	3,05	1,98	1,36	0,92	0,50	1,25	1,17
FeO	3,90	1,82	2,09	1,56	2,69	1,77	2,92	1,98	1,40	2,11	2,15
MnO	0,16	0,06	0,04	0,18	0,09	0,05	0,10	0,05	0,01	0,05	0,05
MgO	0,90	0,72	0,59	0,20	0,34	0,62	0,76	0,47	0,10	0,56	0,65
CaO	4,22	1,32	1,71	0,84	3,24	3,50	2,38	1,00	0,18	1,01	0,74
Na ₂ O	5,86	4,44	3,26	2,70	3,25	4,82	2,75	2,97	4,22	2,06	2,80
K ₂ O	5,00	4,83	4,42	5,70	3,08	1,20	3,53	4,49	5,75	6,58	4,97
P ₂ O ₅	0,56	0,13	0,14	0,05	0,07	0,04	0,15	0,07	0,09	0,12	0,09
П.п.п.	0,05	0,29	0,69	—	1,04	0,67	0,90	0,62	0,35	0,92	0,62
H ₂ O	—	0,09	0,13	—	—	—	—	—	0,38	0,22	0,17
С у м м а	100,88	99,97	99,62	98,66	99,26	99,41	99,11	99,73	100,60	100,10	100,08

гнейсо-граниты, порфиробластические микроклиновые граниты (преобладают), турмалиновые граниты, гранодиориты, диориты, плагиограниты, сиениты, пегматиты и аплиты. В контактовых зонах развиты гранито-гнейсы очковой текстуры. Жильные породы представлены светло-серыми, реже розоватыми аплитами, пегматитами, кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами. С пегматитами связаны проявления мусковита и редкометальная минерализация.

Петрохимическая характеристика гранитоидов Тейского массива основывается на результатах обработки 50 силикатных анализов. Выделяются граниты нормального ряда, адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты и субщелочные граниты (рис. 19, см. также табл. 9).

Гаревский массив расположен в низовье р. Гаревки и приурочен к Приенисейскому антиклинорию. Ориентирован он в меридиональном направлении, согласно со структурой вмещающих пород тейской и сухопитской серий. Длина массива превышает 70 км, ширина в центральной части 18 км, площадь до 600 км². Вмещающие породы сухопитской и тейской серий гранитизированы и превращены в кристаллические сланцы. Восточная часть массива сложена гнейсо-гранитами и порфиробластическими гра-

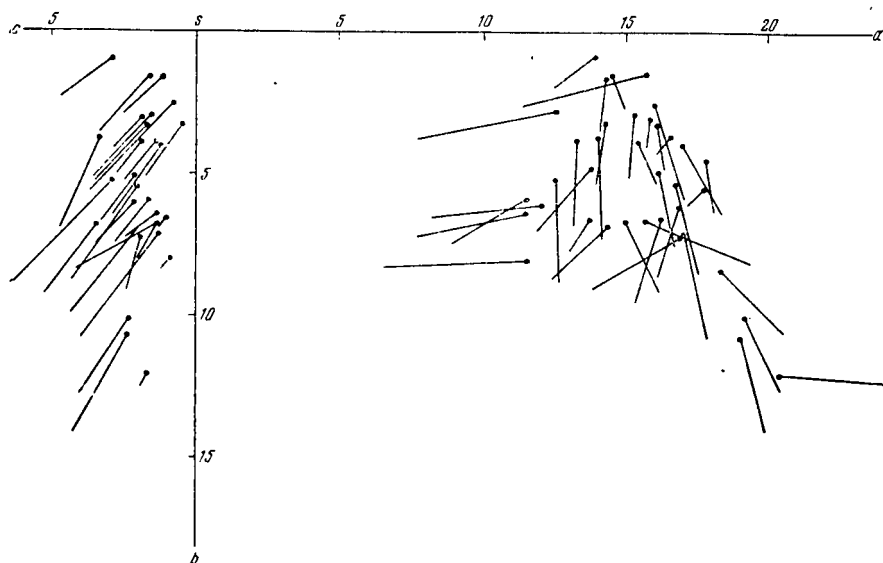


Рис. 18. Диаграмма химических составов гранитоидов Посольенского массива

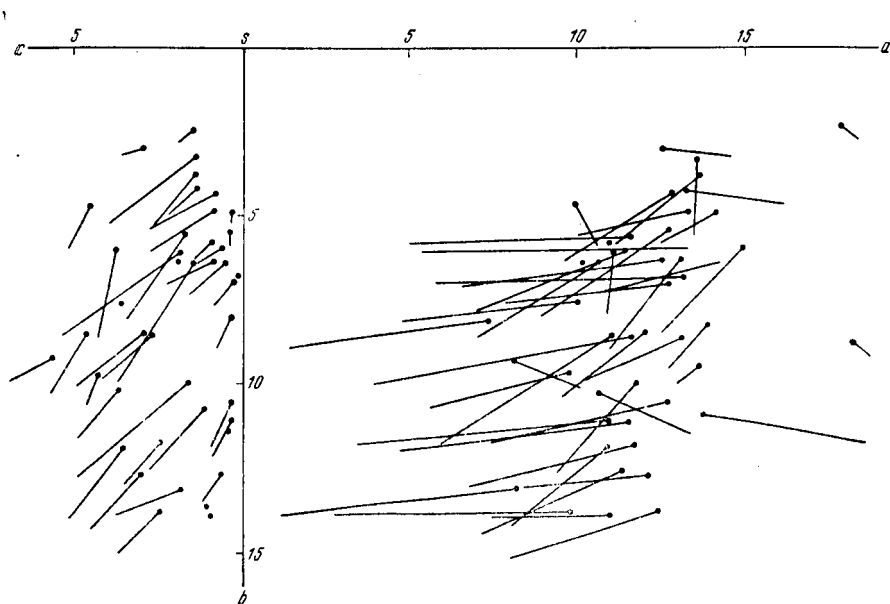


Рис. 19. Диаграмма химических составов гранитоидов Тейского массива

нитами, переход которых к вмещающим породам постепенный. В западной части распространены равномернозернистые граниты; они имеют тектонические контакты как с кристаллическими сланцами, так и с гнейсо-гранитами. Время формирования зон нарушения совпадает с внедрением равномернозернистых гранитов, так как зоны «залечены» гранитами, активно инъецированы аплитовыми и кварцевыми с флюоритом жилами, связанными с гаревскими гранитами.

Остальные массивы субформации автохтонных мигматитов и гнейсо-гранитов имеют общие черты: гранитный состав, гнейсовые структуры гранитоидов, согласное залегание с вмещающими толщами и приуроченность к ядрам антиклиналей. Некоторые массивы являются гетерогенными. Так, расположенный на правом берегу Енисея в 20 км выше устья Большого Пита Чернореченский массив площадью 150 км², сложенный гнейсо-гранитами и порфиробластическими гранитами, в восточной части прорван гранит-порфирами глушихинского комплекса. Отдельные жилы гранит-порфиров можно наблюдать и в западной части массива, в береговых обнажениях Енисея. Массив интересен еще и тем, что в нем имеются реликты негранитизированных вмещающих пород, представленных дайками догранитных диабазов, лишь в краевых частях фельдшпатизированных.

Таблица 10

Средний химический состав автохтонных гранитоидов, вес. %

Компоненты	Гранодиориты (10)	Граниты метакратовые (27)	Адамеллиты (2)	Граниты лейкократовые (89)	Граниты щелочного ряда (27)	Аляскисты (3)	Нормаркиты (2)	Сиениты (9)	Средний химический состав (169)
SiO ₂	64,45	70,30	70,80	73,39	71,68	74,85	64,47	62,15	71,94
TiO ₂	0,42	0,35	0,16	0,24	0,20	0,12	0,05	0,75	0,26
Al ₂ O ₃	15,90	14,87	14,87	13,26	14,09	12,46	18,50	15,93	13,85
Fe ₂ O ₃	3,04	0,96	1,06	0,94	1,20	0,77	1,08	2,38	1,09
FeO	3,65	2,73	1,94	1,82	1,36	1,36	1,28	3,86	2,00
MnO	0,12	0,20	0,05	0,03	0,02	0,10	0,05	0,13	0,06
MgO	1,51	0,91	0,58	0,46	0,29	0,13	0,05	0,76	0,53
CaO	3,14	1,57	2,03	1,09	0,67	0,68	0,75	2,40	1,23
Na ₂ O	2,09	2,80	3,67	2,69	4,83	2,93	6,93	4,99	3,09
K ₂ O	3,64	3,54	3,30	5,05	5,14	5,71	5,56	5,37	4,72
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,02	0,09	0,09	0,07	0,03	0,21	0,09
П.п.п.	1,25	1,05	1,01	0,55	0,34	0,21	0,62	0,57	0,61
H ₂ O	0,19	0,09	—	0,19	0,76	0,05	—	—	0,21
С у м м а	99,47	99,48	99,49	99,80	100,67	99,44	99,37	99,50	99,68

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 11—14 средний состав подсчитан с учетом распространенности пород по методике, предложенной С. П. Соловьевым (1970).

Образование гранитоидов описываемой группы массивов связано с зонами смятия и по времени соответствует проявлению максимальной складчатости байкальского тектоно-магматического цикла (930—850 млн. лет). Метаморфизм зон смятия достигал амфиболитовой фации; формирование гранитоидов и мигматитов происходило на участках проявления ультраметаморфизма в условиях метасоматической гранитизации. Средний химический состав автохтонных гранитоидов приведен в табл. 10, результаты количественных спектральных анализов сведены в табл. 11.

Таблица 11

Содержание элементов-примесей в автохтонных гранитоидах, $n \cdot 10^{-4}\%$

Элемент	Посольненский массив				Абалаковский массив	Черно-реченский массив	Гаревский массив			Среднее содержание
	Граниты (2)	Субщелочные граниты (6)	Аляскиты (1)	Сиеиты (2)	Граниты (2)	Граниты (2)	Граниты (11)	Гнейсо-граниты (3)	Граниты порфироblastические (3)	
Ванадий	120,0	27,7	15,0	102,0	28,5	18,0	3,8	10,4	13,3	32,7
Кобальт	4,4	3,0	1,0	7,9	5,7	3,7	Следы	2,2	3,0	4,5
Никель	4,0	6,5	2,6	5,4	8,8	7,9	7,5	4,7	4,2	7,4
Галлий	24,0	26,0	26,0	23,0	23,0	32,8	33,5	36,0	43,0	27,4
Стронций	800,0	625,0	320,0	1350,0	115,0	150,0	82,0	127,0	130,0	347,0
Барий	720,0	971,6	490,0	1300,0	365,0	580,0	177,5	400,0	293,9	634,0
Олово	8,9	7,0	3,4	7,0	10,6	15,0	18,4	12,3	14,0	10,8
Свинец	31,0	33,0	29,0	22,0	48,0	36,0	46,0	60,0	42,0	37,7
Литий	16,0	7,3	—	14,0	58,0	30,0	9,3	20,0	23,0	33,0
Рубидий	89,9	189,5	225,0	92,0	92,0	255,0	315,5	240,0	187,0	198,9
Цезий	—	—	—	—	10,0	6,1	6,3	3,0	4,1	4,9
Бериллий	Следы	0,5	Следы	2,1	1,0	3,5	4,3	3,4	3,6	1,7
Скандий	7,1	3,5	—	10,5	6,3	14,0	2,9	5,1	4,7	8,5
Иттрий	13,0	15,5	Следы	24,0	26,0	65,0	59,5	55,0	65,0	35,7
Цирконий	81,0	237,1	48,0	1010,0	190,0	140,0	169,0	180,0	237,0	242,8
Ниобий	Следы	11,0	Следы	42,0	21,5	13,0	10,9	13,5	18,0	17,3
Лантан	22,0	269,0	7,9	195,0	42,0	83,0	69,1	82,0	54,0	109,4
Иттербий	1,8	2,2	1,0	4,1	4,4	11,0	12,1	11,0	13,0	6,2
Уран	2,1	2,0	4,0	3,1	4,5	5,0	6,2	3,3	3,7	3,4

Субформация параавтохтонных микроклиновых гранитов

Гранитоиды этой субформации распространены наиболее широко, на их долю приходится более 3000 км² площади Енисейского края. Наиболее крупные конформные массивы являются сининверсионными и приурочены к поперечной оси края (Вятско-Вельминское поперечное поднятие). По мере движения на юг и на север размеры их уменьшаются, при этом отмечаются все более

резкие контакты с вмещающими породами, батолитообразные массивы сменяются штокообразными.

К Центральному антиклинорию приурочены Каламинский, Гурахтинский, Ногатинский, Чиримбинский, Аяхтинский и Татарский массивы, окаймляющие с востока эвгеосинклинальную зону кряжа (см. рис. 1). Внутри этой зоны размещаются Летнинский, Троеусский, Рязановский, Гремихинский (к северу от истоков Лесной, левого притока Кии) и другие массивы. В южной части кряжа размещение разновозрастных гранитоидов контролируется крупными дизъюнктивами и тяготеет к местам их пересечений (Нижнеканский массив). По геофизическим данным массивы в гравитационном поле выделяются отрицательными аномалиями силы тяжести; глубина залегания их нижних кромок, по расчетам Б. А. Жураковского и др. (1973 г.), не превышает 3—6 км.

Представления о многофазном характере становления массивов (Белянкина, 1969 и др.), по-видимому, нуждаются в дальнейшем уточнении. К первой фазе обычно относились породы диоритового состава (Петров, Решетова, 1967). По нашим данным, породы повышенной основности являются гибридными, а факты «прорыва» их гранитами центральной зоны свидетельствуют лишь об относительно раннем застывании и растрескивании эндоконтактовых зон массивов. «Прорывающие» их граниты внедряются не в расплавленном, а в частично раскристаллизованном состоянии, на что указывает деформация кристаллов плагиоклаза и др.

Контактовый метаморфизм проявился неодинаково: в более крупных и глубоко эродированных массивах зона эндоконтакта представлена полосой инъекционных гнейсов, а меньшие по размерам массивы лишь в узкой зоне метаморфизуют вмещающие породы до эпидот-амфиболитовой фации. Характерным во всех случаях является развитие типичных антистрессовых минералов — андалузита и кордиерита (Каламинский, Чиримбинский, Аяхтинский, Татарский, Нижнеканский, Верхнехариузинский и другие массивы), чего не наблюдалось в экзоконтактах массивов субформации автохтонных мигматитов и гнейсо-гранитов, типоморфным контактовым минералом которых является дистен.

Чиримбинский массив расположен в бассейне одноименной реки и приурочен к ядрам Панимбинской и Чиримбинской антиклиналей. Он является одним из наиболее крупных в Енисейском кряже (площадь 1200 км²). По отношению к складчатым структурам рифея массив согласный, переходы во вмещающие породы (за исключением западного контакта) осуществляются постепенно через широкую полосу гранитизированных пород, образованных как путем магматической инъекции, так и магматическим замещением. На последнее указывают сохранившиеся прослои мраморов среди гнейсо-гранитов (водораздел Чиримбы и Хаикты). Вмещающими являются метаморфизованные отложения пенчегинской, кординской, горбилковской и удерейской свит. Сохранившиеся останцы кровли представлены отложениями сухо-

питской серии. В апикальных частях массива наиболее широко развиты гнейсовидные граниты и гранодиориты, в контакте с ксенолитами отмечены диориты. В центральной части преобладают крупнозернистые порфировидные или равномернозернистые серые и розовато-серые биотитовые, биотит-амфиболовые и лейкокра-

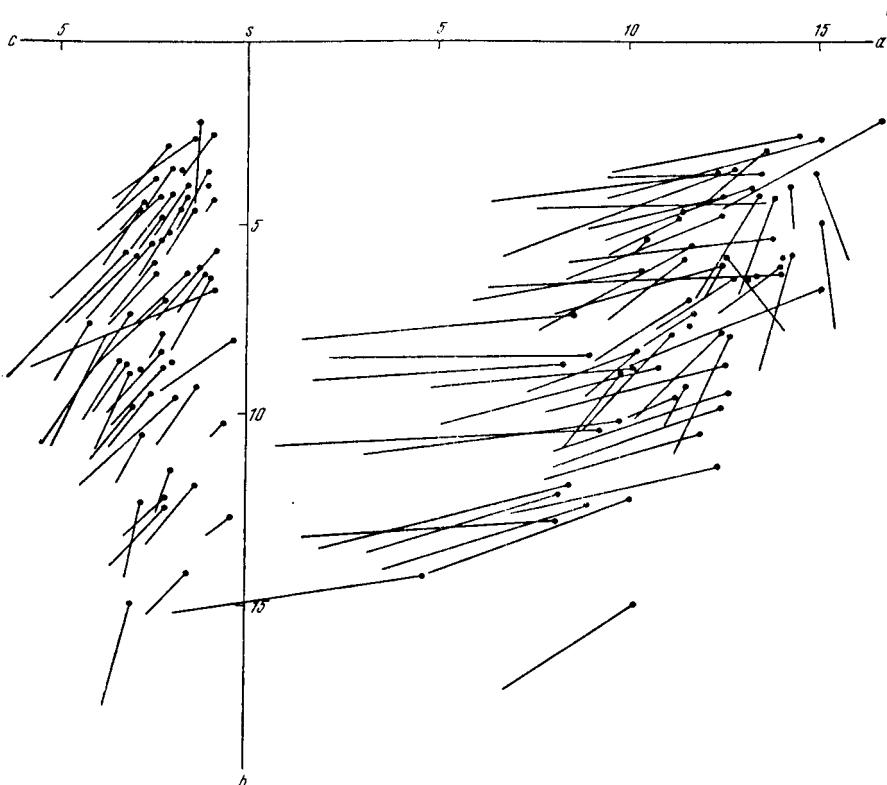


Рис. 20. Диаграмма химических составов гранитоидов Чиримбинского массива

товые граниты, подчиненно развиты адамеллиты, гранодиориты и плагиограниты. Особую группу представляют грейзенизированные граниты с флюоритом, турмалином, шпинелью, топазом и молибденитом. Жильная серия представлена аплитами, пегматитами (в том числе редкометальными), кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами с золотом, молибденитом, шеелитом и касситеритом. Химический состав пород массива показан в табл. 12 и на рис. 20.

Татарский массив приурочен к водоразделу Татарки, Индыглы и Пенченги. Форма его овальная в плане, вытянутая в меридиональном направлении; площадь вместе с сателлитами (массив

Подголецный) 172 км². Массив является согласным батолитом, приуроченным к куполообразному поднятию Центрального антиклинория. Кровля волнистая, наиболее прогнута в центре массива. Зона гибридизации имеет мощность 60—80 м, сложена дио-

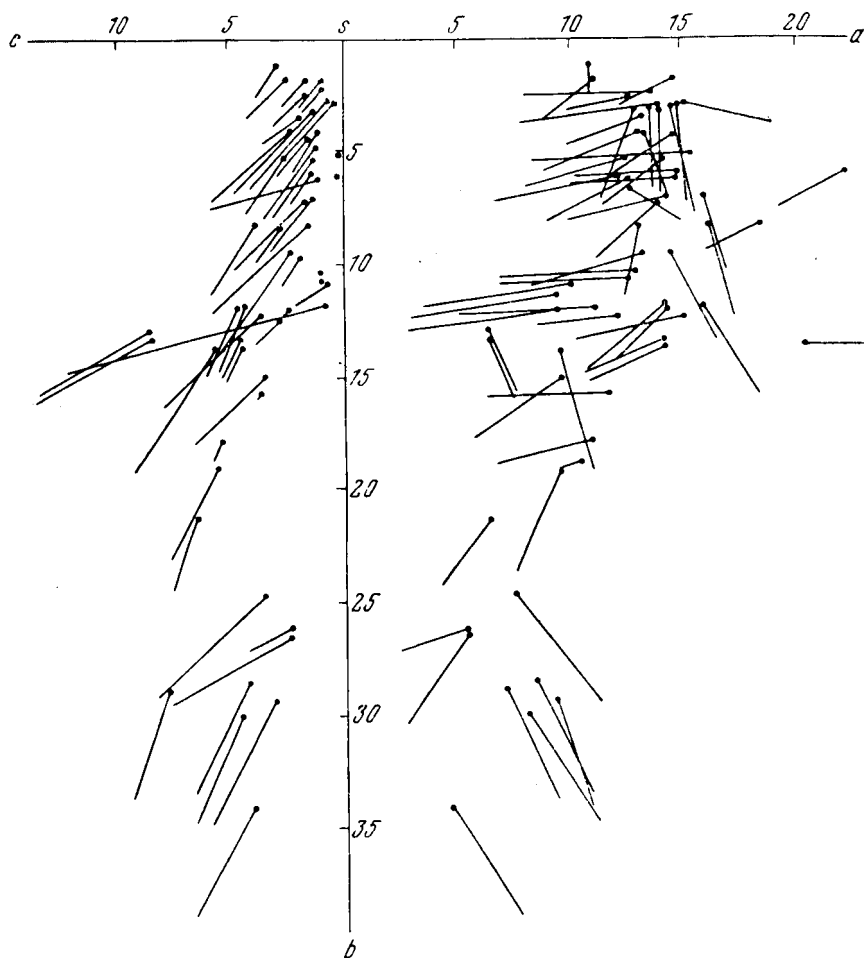


Рис. 21. Диаграмма химических составов пород Татарского массива

ритами и гранодиоритами, в контакте с амфиболитами индиглинского комплекса появляются биотитовые габбро, габбро-диориты, сиенит-диориты и сиениты. Центральную часть массива составляют серые порфировидные граниты с таблитчатыми выделениями белого или розоватого микроклина. По петрографическим и петрохимическим особенностям они аналогичны гранитам Чиримбинского и Аяхтинского массивов (рис. 21, см. табл. 12). Жильная

Химический состав пород субформации параавтохтонных

Компоненты	Чиримбинский массив						Татарский		
	Диориты (2)	Граниты меланократовые (23)	Граниты (35)	Субщелочные граниты (3)	Аляскиты (4)	Средний состав (67)	Габбро кварцевые (7)	Снениты (6)	Норммаркиты (1)
SiO ₂	58,31	69,80	71,34	72,69	73,78	70,81	53,82	58,62	60,07
TiO ₂	0,86	0,49	0,41	0,20	0,21	0,42	1,13	0,86	0,40
Al ₂ O ₃	17,18	14,63	14,00	14,96	14,20	14,25	12,81	18,09	19,27
Fe ₂ O ₃	1,92	1,70	1,03	0,30	0,52	1,14	3,50	2,78	1,37
FeO	5,81	2,51	2,09	1,07	1,19	2,21	6,27	4,09	1,96
MnO	0,09	0,11	0,05	0,03	0,02	0,06	0,21	0,15	0,04
MgO	3,65	0,87	0,53	0,38	0,32	0,67	7,63	1,21	0,56
CaO	5,11	1,61	1,61	1,30	1,22	1,69	9,14	3,52	0,98
Na ₂ O	3,57	2,89	3,13	4,98	3,34	3,16	2,01	4,31	2,48
K ₂ O	1,96	3,38	4,05	3,64	4,52	3,87	2,00	4,69	11,06
P ₂ O ₅	—	0,09	0,09	0,06	0,13	0,09	0,25	0,21	0,09
П.п.п.	1,60	0,64	0,53	0,19	0,58	0,57	1,38	1,12	0,52
H ₂ O	—	—	—	0,23	0,16	0,01	0,07	0,03	—
Сумма	100,06	98,72	98,86	100,03	100,19	98,95	100,22	99,68	98,80

Компоненты	Гурахтинский массив							Каламинский				
	Диориты (2)	Снениты (4)	Гранодиориты (6)	Граниты (24)	Субщелочные граниты (1)	Аляскиты (2)	Средний состав (39)	Адамеллиты (1)	Граниты		Субщелочные граниты (2)	Аляскиты (3)
									меланократовые (2)	лейкократовые (13)		
SiO ₂	57,81	60,99	67,07	72,09	74,80	75,62	70,09	68,85	71,79	72,39	72,71	72,81
TiO ₂	1,14	0,53	0,53	0,27	Следы	0,04	0,35	0,68	0,32	0,26	0,06	0,23
Al ₂ O ₃	17,11	17,34	14,93	13,82	14,13	12,44	14,40	15,16	13,98	14,51	14,42	14,02
Fe ₂ O ₃	1,85	1,46	1,16	0,64	Следы	0,23	0,77	1,00	1,27	0,79	0,08	0,75
FeO	6,50	4,43	3,82	2,31	0,72	1,34	2,76	3,61	1,72	1,56	1,48	1,25
MnO	0,15	0,12	0,10	0,07	0,02	0,02	0,08	—	0,02	0,04	0,04	0,03
MgO	2,89	1,52	1,64	0,60	0,06	0,21	0,89	1,02	1,26	0,56	0,56	0,50
CaO	3,10	2,78	2,51	1,31	0,72	0,74	1,60	2,48	1,29	1,45	1,19	2,09
Na ₂ O	3,95	5,67	3,28	3,58	4,72	3,97	3,82	3,59	2,08	3,98	4,44	2,84
K ₂ O	2,54	3,42	2,94	4,32	4,09	3,86	3,92	3,10	3,64	3,37	4,52	4,18
P ₂ O ₅	0,27	0,09	0,07	0,05	0,01	—	0,07	0,11	0,05	0,10	0,07	0,01
П.п.п.	1,21	1,20	1,38	0,70	0,62	0,24	0,83	0,53	0,54	0,46	—	0,23
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,27	0,01	—	—	—	0,01	—
Сумма	98,52	99,55	99,43	99,76	99,89	98,98	99,59	100,13	97,96	99,47	99,58	98,94

Таблица 12

микроклиновых гранитов, вес. %

массив					Айхтинский массив					
Диориты кварцевые (10)	Гран диориты (3)	Граниты (25)	Аляскиты (2)	Средний состав (67)	Гран-снениты (2)	Норммаркиты (5)	Гранодиориты (5)	Граниты (18)	Субщелочные граниты (3)	Средний состав (33)
62,02	67,06	71,91	74,61	69,97	58,80	60,44	68,58	71,50	68,64	69,29
0,68	0,82	0,19	0,11	0,34	0,40	0,48	0,44	0,29	0,30	0,33
16,59	16,39	14,21	13,40	14,70	18,76	18,23	15,55	14,38	15,34	15,11
1,83	1,76	0,63	0,64	0,98	2,44	1,90	0,93	0,56	1,10	0,87
3,93	2,88	1,94	0,84	2,21	4,63	3,44	3,00	2,18	2,08	2,45
0,11	0,07	0,05	0,07	0,06	0,18	0,18	0,06	0,08	0,06	0,07
2,33	0,94	0,63	0,10	0,92	0,49	0,55	1,36	0,54	0,73	0,64
5,32	2,51	1,73	2,08	2,27	4,53	3,10	2,08	1,63	2,10	2,03
2,60	2,91	3,54	3,37	3,32	4,41	3,66	3,55	3,64	4,69	3,75
3,03	3,64	4,53	3,99	4,40	4,54	7,29	3,26	4,29	4,40	4,29
0,09	0,10	0,09	0,07	0,09	0,08	0,07	0,09	0,07	0,05	0,06
1,04	0,91	0,44	0,83	0,61	0,15	0,48	0,81	0,54	0,63	0,54
0,20	0,28	0,24	0,04	0,21	0,11	—	0,33	0,08	—	0,09
99,77	100,27	100,13	100,15	100,08	99,52	99,82	100,04	99,78	100,12	99,52

массив		Нога-тинский массив	Ново-кала-мин-ский массив	Коно-валов-ский массив	Чел-бух-тин-ский массив	Рязо-нов-ский массив	Нижнеканский массив						
Средний состав (21)	Граниты (6)	Аляскиты (2)	Граниты (3)	Граниты (3)	Граниты (9)	Диориты (12)	Гранодиориты (10)	Адамеллиты (3)	Граниты (11)	Субщелочные граниты (3)	Аляскиты (7)	Средний состав (46)	
71,24	74,03	83,49	73,09	69,76	73,97	58,48	64,07	67,58	72,77	73,91	76,59	70,90	
0,40	0,25	0,12	0,24	0,52	0,23	0,89	0,60	0,50	0,23	0,06	0,06	0,31	
14,61	12,94	8,70	14,30	14,83	12,89	16,94	16,63	15,89	13,88	13,51	12,97	14,40	
0,92	0,46	0,52	0,92	1,62	1,15	2,14	1,50	1,18	0,70	0,53	0,93	0,89	
2,24	1,85	0,79	1,42	3,25	1,35	4,65	3,71	2,72	1,89	1,20	0,58	2,24	
0,02	0,01	0,02	0,04	0,05	0,02	0,09	0,12	0,04	0,05	0,08	—	0,06	
0,83	0,37	0,38	0,56	1,31	0,67	4,14	2,32	1,23	0,50	0,26	0,33	0,93	
1,76	1,50	0,46	1,70	2,24	1,28	5,44	4,11	2,86	1,67	1,31	1,42	2,19	
3,50	2,51	3,33	2,27	4,03	2,68	3,71	3,65	3,92	3,49	4,10	3,16	3,54	
3,38	5,10	1,98	3,88	0,69	4,82	1,25	2,32	3,34	4,37	5,18	4,33	3,94	
0,09	0,07	0,11	0,04	0,03	—	0,23	0,20	0,14	0,06	0,06	0,01	0,09	
0,57	0,80	—	0,50	0,72	0,21	1,29	0,76	0,64	0,42	0,14	0,19	0,51	
—	0,28	0,10	—	—	0,19	0,42	—	0,11	—	—	0,19	0,03	
99,56	100,17	100,00	98,96	99,05	99,46	99,67	99,99	100,15	100,03	100,34	100,76	100,03	

серия представлена аляскистовыми гранитами, иногда с гранатом, аплитами и пегматитами. С массивом связаны проявления вольфрама, молибдена, олова и золота.

Аяхтинский массив расположен южнее Чиримбинского на р. Большой Пит и приурочен к ядру Панимбинской антиклинали. Площадь его 245 км². Массив прорывает и метаморфизует протерозойские отложения кряжа до шунтарской свиты включи-

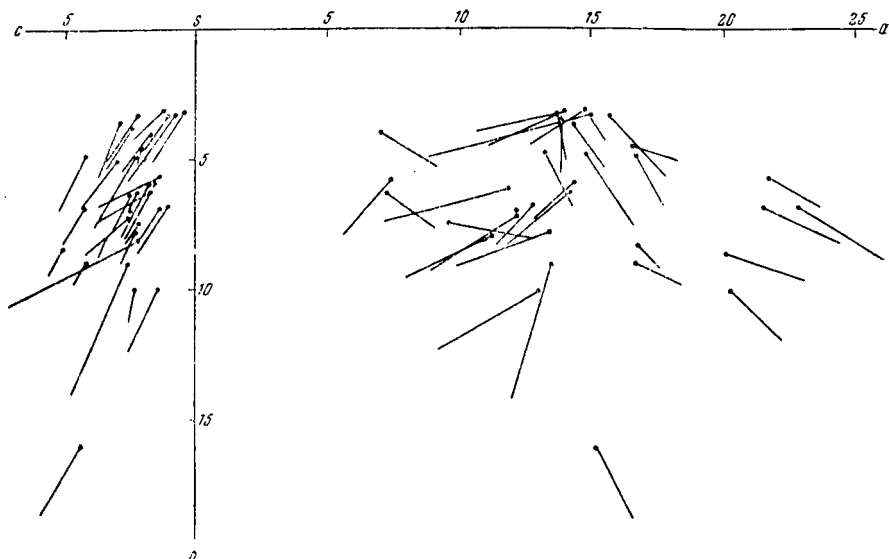


Рис. 22. Диаграмма химических составов пород Аяхтинского массива

тельно; вытянут с северо-запада на юго-восток и имеет в плане клиновидную форму. В западной части, где вмещающими являются отложения пенченгинской свиты, массив согласный, а по отношению к более молодым толщам (юго-восточный контакт) — секущий. В центральной части он сложен биотитовыми порфировидными гранитами, в западной части преобладают гнейсо-граниты, адеманиты и плагиограниты, в юго-восточной — нордмаркиты, сиениты и гранодиориты. Жильная серия представлена гранит-аплитами, редкометальными пегматитами и кварцевыми жилами с золотом и сульфидами. По химизму граниты массива отличаются от чиримбинских повышенной щелочностью (рис. 22, см. табл. 12). Устанавливается зависимость состава гранитоидов от вмещающих толщ: локальные выходы сиенитов и граносиенитов на водоразделе кл. Платонова и р. Пенченги (в нижнем ее течении) трассируют простирание доломитов и известняков сосновской свиты, замещенных на этом участке породами Аяхтинского массива.

Гурахтинский массив расположен в бассейнах Гурахты и Еруды и приурочен к ядру Ерудинской антиклинали Центрального антиклинория. Это согласный батолит, вытянутый в северо-западном направлении на 22 км; площадь его 125 км²; восточный контакт осложнен разломом. Массив прорывает и метаморфизует отложения сухопитской серии. Сложен он розовыми порфировыми

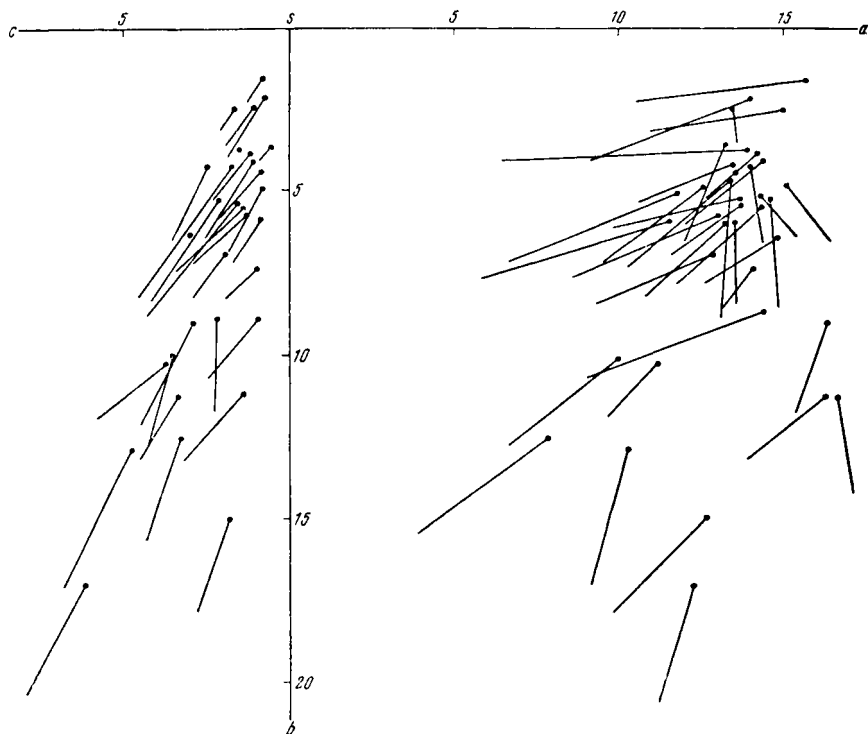


Рис. 23. Диаграмма химических составов гранитоидов Гурахтинского массива

гранитами, к периферии постепенно сменяющимися равномерно-зернистыми, краевые части — гранодиоритами, диоритами, сиенитами и гранит-порфирами. Жильная серия представлена аляскаитами, аплитами, лампрофирами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами с редкометальной минерализацией и сульфидами. В эндоконтактах встречаются турмалиновые пегматиты. С массивом связаны рудопроявления золота и молибденита. Химический состав гранитоидов показан в табл. 12 и на рис. 23.

Каламинский массив расположен несколько севернее Гурахтинского, в бассейнах Теи и Енашимо. Площадь его 300 км². Вмещающими являются гнейсы и сланцы тейской серии. Северная и центральная части массива сложены серыми порфировидными, иногда альбитизированными гранитами и адамеллитами, в южной

части преобладают плагиограниты и гранодиориты. Переход их во вмещающие гнейсы постепенный, лишь в северо-западной части массива, в районе устья р. Уволги, отмечены рвущие контакты со стороны развитых здесь гранит-порфиров. Жильная серия помимо гранит-порфиров представлена аплитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами с редкометальной и золотосульфидной минерализацией. По химизму гранитоиды массива (рис. 24, см. табл.

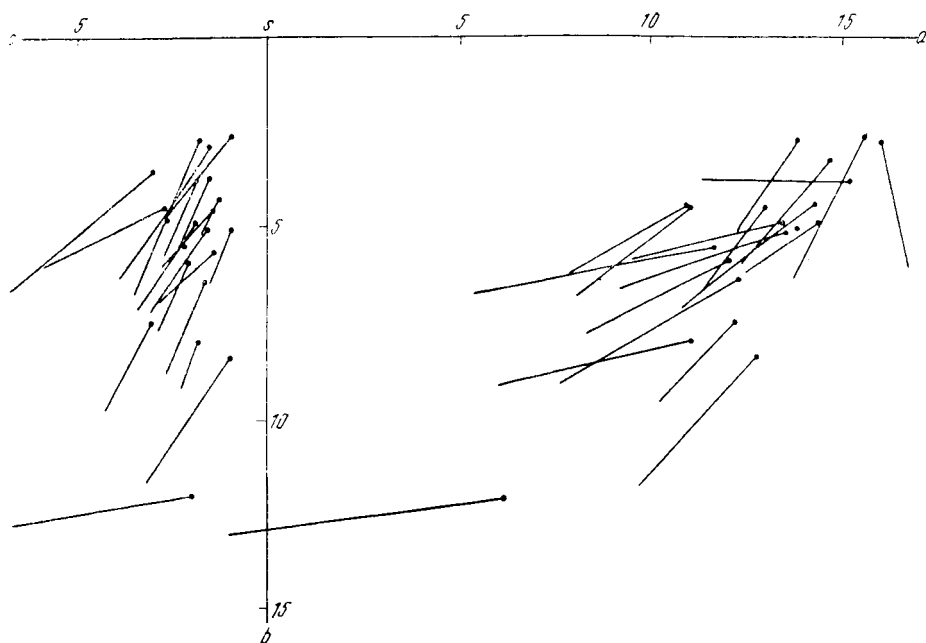


Рис. 24. Диаграмма химических составов пород Каламинского массива

12) близки к чиримбинским, но отличаются повышенной ролью натрия в составе щелочей.

Ногатинский массив приурочен к Центральному антиклинорию и располагается среди гнейсов тейской серии в бассейнах Ногаты и Уволги. Площадь его 18 км². Краевая фация представлена турмалиновыми гнейсо-гранитами, центральная часть сложена порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами с повышенным содержанием кремнезема и окиси калия (см. табл. 12). Среди акцессорных минералов широко развит магнетит, чего не наблюдается в большинстве массивов субформации. С интрузией связано магнетитовое оруденение, происхождение которого, возможно, вызвано метаморфизмом вмещающих пород типа джеспилитов.

Рязановский массив расположен в междуречье Кии, Каменки и Киликеи. Он вытянут согласно с вмещающими отложениями тейской и сухопитской серий в северо-западном направлении; имеет площадь около 300 км². Контакты массива резкие и крутые. В эндоконтактных зонах содержится большое количество ксенолитов. Широко проявлена жильная серия (гранит-порфиры

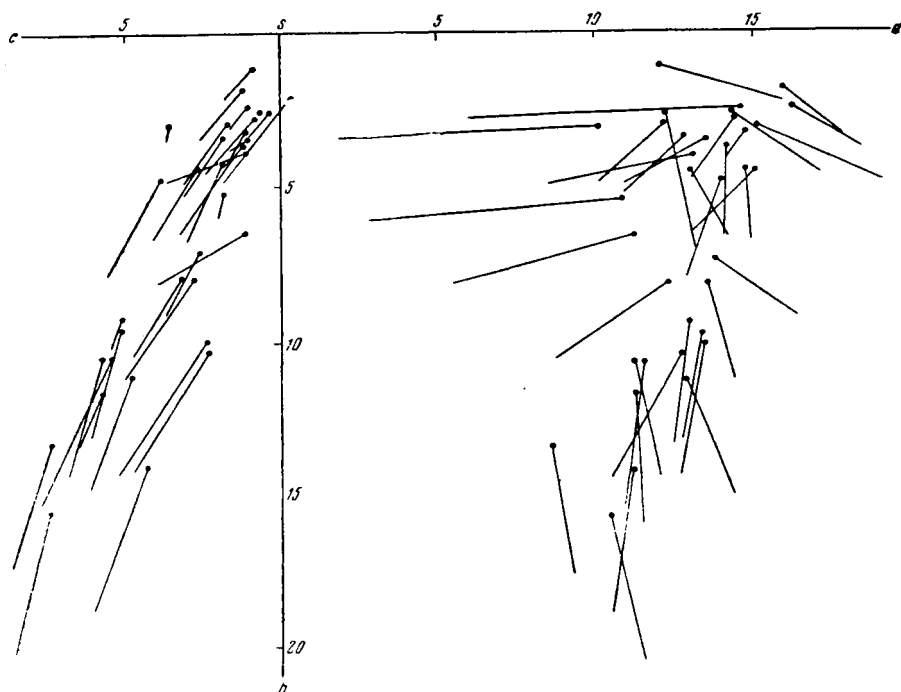


Рис. 25. Диаграмма химических составов пород Нижнеканского массива

и аплиты). По сравнению с гранитами Центрального антиклинория породы массива содержат больше кремнезема и окиси калия, но обеднены глиноземом, окисью кальция и натрия. Это свойственно гранитоидам и других массивов Приенисейского антиклинория (см. табл. 12).

В южной части Енисейского края в нижнем течении Кана расположен крупный Нижнеканский массив порфировидных гранитов; площадь его 1,5 тыс. км². В северной части массива широко развиты гибридные гранодиориты, диориты и кварцевые диориты. Вмещающими являются кристаллические сланцы и гнейсы канской серии, подвергшиеся диафторезу. Широко распространены жильные гранит-аплиты и аплиты. Химический состав пород массива приведен в табл. 12 и на рис. 25.

Параавтохтонные гранитоиды Енисейского края обладают сходными петрографическими чертами. Граниты, как правило, имеют крупнопорфировое сложение с субпараллельной ориентировкой таблиц калиевого полевого шпата, структура основной массы гипидиоморфнозернистая, в лейкократовых гранитах иногда микрографическая. Порфиروبласты микроклина переполнены включениями кварца, плагиоклаза, биотита и акцессорных минералов. Плагиоклаз во включениях разложен. Размеры его по сравнению с плагиоклазами основной массы невелики, что свидетельствует о росте порфиробласт в процессе формирования породы, а не в постмагматическую стадию. Средний минеральный состав: кварц 22—38%, калиевый полевой шпат 16—45%, плагиоклаз 8—42%, биотит (роговая обманка) 6—14%, вторичные хлорит, мусковит и эпидот — до 5%, акцессорные минералы — до 2%. Калиевый полевой шпат основной массы представлен решетчатым микроклином, пертитизация слабая. Плагиоклаз идиоморфный, нередко зональный, по составу соответствует олигоклазу или олигоклаз-андезину. Кварц ксеноморфен, часто катаклазирован. Биотит обычно бурый, среднежелезистый.

Гранодиориты состоят из олигоклаз-андезина (около 50%), кварца (до 20%), микроклина (10—20%), амфибола и биотита (8—15%), вторичных и акцессорных минералов. Промежуточные разности между гранодиоритами и гранитами относятся к адалеллитам; уменьшение содержания кварца в гранодиоритах приводит к появлению граносиенитов.

В субщелочных гранитах развит альбит, количественно преобладающий над микроклином. При уменьшении содержания кварца эти граниты сменяются нордмаркитами и сиенитами, породами крайне невыдержанного состава, характеризующимися такситовым сложением и гранобластическими структурами.

Диориты состоят из среднего плагиоклаза (до 65%), амфибола (15—22%), кварца, микроклина и биотита (5—15%); вторичные минералы — актинолит, хлорит, эпидот; среди акцессорных резко повышено содержание сфена. Структуры разнозернистые, участками гипидиоморфнозернистые и бластопорфировые. Последние особенно характерны для габбро-диоритов, являющихся, по всей вероятности, продуктом гранитизации более древних ортоамфиболитов.

Акцессорные минералы гранитоидов субформации весьма разнообразны. Постоянно встречаются циркон, апатит, ильменит, монацит и пирит. Характерно присутствие минералов группы тантало-ниобатов, ксенотима, торита, коппита, поликраза, галенита, халькопирита, сфалерита и молибденита, а также бедность магнетитом (исключением являются граниты Нижнеканского и Ногатинского массивов). Среди цирконов выделяется несколько разновидностей: светло- и темно-бурый, розовый, прозрачный и полупрозрачный, хорошей сохранности и со сглаженными реб-

рами призм и пирамид, с включениями черного минерала и т. д. Удлинение изменяется от 1:2 до 1:5, что может свидетельствовать о наличии магматического и детритового циркония.

Параавтохтонные граниты Приенисейского антиклинория по химизму близки к гнейсо-гранитам и мигматитам, в то время как граниты Центрального антиклинория относительно обогащены глиноземом и окисью кальция, что связано с формированием их в миогеосинклинальной зоне с существенно глинистым разрезом рифейских отложений. В Центральном антиклинории кислотность и щелочность гранитоидов возрастают от района Вятско-Вельминского поперечного поднятия в северном и южном направлениях. Исходя из представлений Н. Н. Амшинского (1969) о вертикальной зональности гранитных плутонов, полученные результаты могут свидетельствовать о разной эродированности центрального, северного и южного районов заангарской части кряжа; наиболее эродированной является область Вятско-Вельминского поднятия (центральная), к которому приурочены наиболее глубинные массивы. Этот вывод подтверждается исследованием распределения элементов-примесей в гранитоидных массивах Енисейского кряжа (Даценко, Даценко, 1971).

Средние химические составы пород субформаций получены с учетом распространенности пород и величины массивов по 319 химическим анализам (табл. 13). Данные количественных спектральных анализов приведены в табл. 14.

Таблица 13.

Средний химический состав параавтохтонных гранитоидов, вес. %

Компоненты	Габбро (7)	Снегитограниты (2)	Диориты (16)	Снегиты (10)	Нормаркиты (6)	Гранодиориты (57)	Адамеллиты (4)	Граниты (180)	Субщелочные граниты (12)	Аляскиты (25)	Средний состав (319)
SiO ₂	53,82	58,80	59,12	59,80	61,37	68,17	68,21	72,37	72,55	74,68	71,14
TiO ₂	1,13	0,40	0,89	0,70	0,47	0,52	0,59	0,30	0,12	0,13	0,35
Al ₂ O ₃	12,81	18,76	16,95	17,71	18,40	15,39	15,53	13,85	14,47	13,40	14,26
Fe ₂ O ₃	3,50	2,44	1,94	2,18	1,82	1,26	1,09	0,83	0,40	0,61	0,93
FeO	6,27	4,63	5,22	4,26	3,19	3,05	3,17	1,92	1,31	1,04	2,20
MnO	0,21	0,18	0,11	0,14	0,15	0,07	0,08	0,05	0,05	0,03	0,06
MgO	7,63	0,49	3,25	1,36	0,55	1,40	1,13	0,54	0,40	0,29	0,76
CaO	9,14	4,53	4,24	3,20	2,74	2,32	2,67	1,52	1,32	1,51	2,54
Na ₂ O	2,01	4,41	3,45	4,49	3,46	3,19	3,75	3,29	4,58	3,33	4,04
K ₂ O	2,00	4,54	2,19	4,06	6,41	2,83	3,22	4,35	4,36	4,17	4,06
P ₂ O ₅	0,25	0,08	0,15	0,15	0,07	0,09	0,13	0,07	0,05	0,04	0,08
П.п.п.	1,38	0,15	1,28	1,16	0,48	0,87	0,59	0,51	0,32	0,61	0,47
H ₂ O	0,07	0,11	0,16	0,02	0,05	0,10	0,06	0,05	0,05	0,13	0,06
Сумма	100,22	99,52	98,95	99,33	99,16	99,26	100,22	99,65	99,98	99,97	100,95

Содержание элементов-примесей в параавтохтонных

и аллохтонных гранитоидах, $\mu \cdot 10^{-4}\%$

Элемент	Чиримбинский массив		Аяхтинский массив		Татарский массив			Стрелковский массив
	Граниты порфировидные (5)	Граниты гнейсовидные (5)	Граниты порфировидные (3)	Граниты гнейсовидные (5)	Граниты порфировидные (1)	Гранодиориты (2)	Аляски (2)	Граниты (2)
Ванадий	32,0	13,0	39,0	18,0	18,6	78,0	7,9	8,9
Хром	5,6	Следы	3,5	2,2	Следы	Следы	Следы	Следы
Кобальт	5,2	2,4	4,9	2,0	5,3	9,5	1,1	2,4
Никель	11,3	2,2	3,3	1,5	8,2	8,1	5,6	10,0
Галлий	31,0	31,6	37,0	40,0	27,0	35,0	23,0	25,6
Стронций	506,0	224,0	290,0	270,0	301,0	660,0	210,0	100,4
Барий	598,0	386,0	523,0	475,0	521,0	670,0	280,0	260,7
Олово	5,5	5,5	10,0	7,8	9,3	7,4	1,0	8,5
Молибден	Следы	Следы	1,0	Следы	Следы	2,0	3,3	Следы
Свинец	54,0	49,4	60,0	95,0	43,6	46,0	68,0	48,3
Литий	63,0	73,0	53,0	35,0	32,4	39,0	14,0	63,1
Рубидий	177,0	141,0	183,0	173,0	201,0	249,0	174,0	277,0
Цезий	6,6	5,6	4,7	7,0	9,6	10,0	8,0	20,0
Бериллий	2,7	1,9	2,3	2,0	3,3	2,7	1,6	2,1
Скандий	4,1	3,6	4,6	2,8	3,6	7,8	1,2	1,5
Иттрий	10,1	9,6	25,0	12,5	14,5	20,0	6,7	23,0
Цирконий	181,0	77,0	85,0	53,0	122,0	180,0	79,0	200,0
Ниобий	Следы	12,0	14,5	12,5	26,3	43,0	22,0	15,0
Лантан	54,0	26,0	61,0	32,0	30,7	37,0	4,2	45,4
Церий	Следы	210,0	430,0	205,0	Следы	Следы	Не обн.	Следы
Иттербий	1,9	2,4	4,6	2,1	2,7	2,1	2,4	2,1
Уран	2,4	2,7	2,3	4,0	3,3	2,5	6,0	4,5

Чистопольский массив		Ягодкинский массив		Нижнеканский массив			Среднее содержание
Граниты (2)	Гранит-порфиры (1)	Граниты (2)	Сyenиты (1)	Гранодиориты (3)	Граниты (3)	Алиты (3)	
Следы	2,8	16,0	Следы	256,6	77,2	14,6	25,9
"	Следы	6,3	"	1,3	0,8	0,9	3,1
"	1,3	4,8	1,0	11,3	7,6	0,7	4,3
1,0	1,3	2,4	1,0	13,0	4,0	4,8	6,8
38,0	38,0	20,0	44,0	22,3	18,5	28,3	30,9
140,0	71,0	100,0	160,0	920,0	695,0	256,0	348,1
200,0	220,0	460,0	420,0	920,0	870,0	393,3	505,7
8,1	24,0	11,0	14,0	9,0	4,0	4,4	6,6
1,0	Следы	Следы	Следы	0,3	Следы	1,2	0,3
27,0	20,0	16,0	85,0	23,0	20,0	30,0	50,8
34,0	104,0	75,0	21,0	15,3	20,5	5,7	54,0
400,0	530,0	340,0	300,0	61,3	106,0	177,0	198,2
Не обн.	12,0	17,0	Не обн.	1,3	Не обн.	Не обн.	7,4
1,0	2,0	1,0	1,6	Следы	Следы	0,9	2,5
Следы	Следы	8,5	1,0	14,0	7,5	3,8	4,0
150,0	79,0	32,0	71,0	17,0	9,5	18,5	20,2
50,0	32,0	38,0	120,0	121,6	44,0	53,0	129,3
18,0	44,0	10,0	120,0	Следы	1,8	16,3	10,3
Не обн.	Не обн.	45,0	100,0	36,3	38,0	50,0	44,8
20,0	15,0	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	85,4
4,0	Не опр.	5,0	13,0	2,6	2,7	3,1	3,5
		4,0	Не опр.	1,0	2,1	3,0	3,1

Время становления массивов субформации соответствует периоду общей инверсии байкальской геосинклинали (850—750 млн. лет).

В заключение отметим, что гранитоиды субформации параавтохтонных микроклиновых гранитов рядом исследователей относятся к самостоятельной формации гранитных батолитов (Белякина, 1969 и др.). Известно, что массивы гранитных батолитов формируются в результате процессов магматического замещения (Кузнецов, 1964). Описанные же нами гранитоиды неразрывно связаны как с гнейсо-гранитами, так и с субвулканическими гранитами, т. е. с породами метасоматического либо магматического происхождения. Это позволяет рассматривать батолитовые интрузии в составе единой гранитоидной формации, тем более что радиологические возраста выделенных субформаций близки. К аналогичным выводам независимо от нас пришел И. С. Туркин (1971).

Субформация аллохтонных аляскитовых гранитов

Субформация объединяет группу гипабиссальных гранит-порфировых массивов повышенной кислотности, характеризующихся относительно небольшими размерами и приуроченностью к сквознеструктурным разломам. Она близка к формации субвулканических гранитов в понимании Ю. А. Кузнецова (1964), но не обнаруживает связи с липаритовыми эффузивными формациями. К этой субформации относятся массивы гранитов северной части Центрального антиклинория, а также большое число массивов эвгеосинклинальной части края: Осиновский, Тырадинский, Верхневороговский, Вятский, Лендахский, Верхнекаменский, Верхнекилейский (южнее истоков Северной), Савинский, Грехинский, Летнинский, Глушихинский, Стрелковский, Ягодкинский, Чистопольский, Белогорский и др. Большинство из них С. Г. Пет-

ровым и С. А. Решетовой (1967) выделяются в глушихинский комплекс. Химические анализы гранитоидов этих массивов приведены в табл. 15, а диаграммы химических составов — на рис. 26.

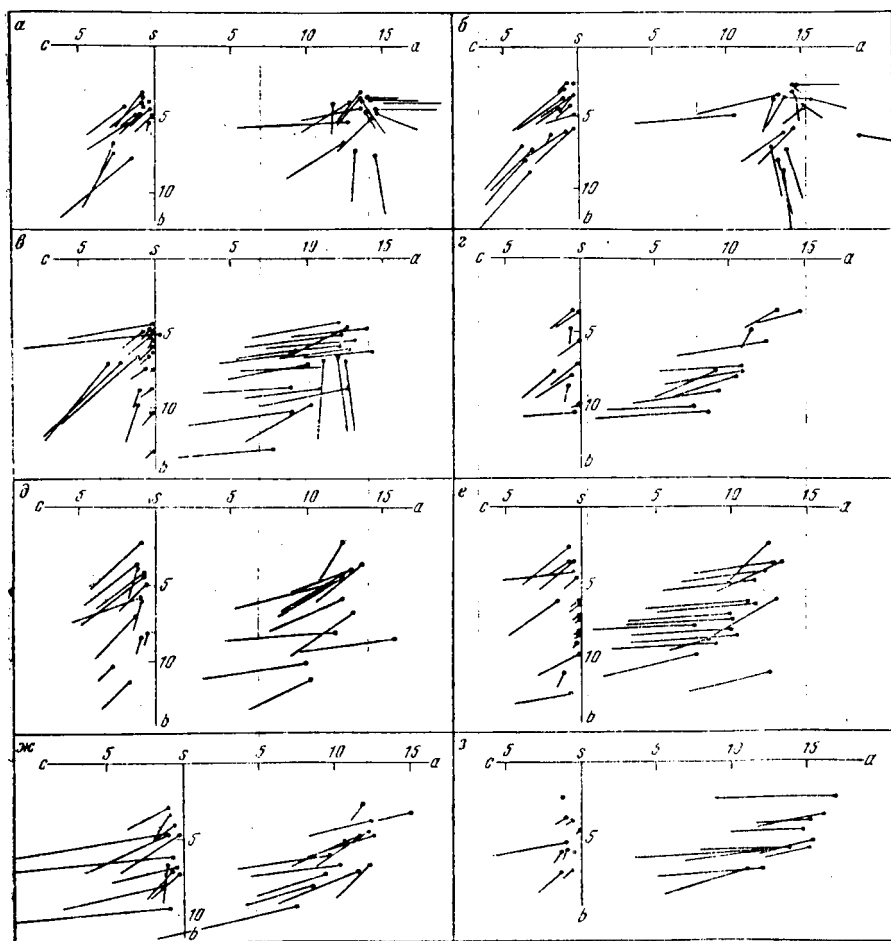


Рис. 26. Диаграммы химических составов аллохтонных гранитов Енисейского края. Массивы: а — Тырадинский, б — Верхневороговский, в — Лендахский, г — Верхнекаменский, д — Бятский, е — Гремихинский, ж — Глушихинский, з — Согринский

Тырадинский массив расположен в среднем течении одноименной реки среди карбонатно-терригенных отложений пенчугинской и кординской свит. Форма его неправильная в плане, «коленчатая», площадь 35 км². Наиболее распространенными породами являются средне- и крупнозернистые порфировидные розово-серые биотитовые и лейкократовые граниты, в значитель-

ной степени грейзенизированные, а в районе устья Левой Тырады превращенные в грейзены. Незначительно развиты граносиениты и сиениты. Жильная серия представлена кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, реже сиенито-диоритами. С Тырадинским массивом связаны скарны, в которых установлены повышенные содержания олова, висмута и редких металлов.

Верхневороговский массив, расположенный на водоразделе Вороговки, Исаковки и Тырады (площадь 80 км²), а также Верхнеисаковский массив в по составу и петрохимическим особенностям близки вышеописанному. Сложены они преимущественно среднезернистыми гранитами розово-серого и грязно-желтого цвета. Зернистость их уменьшается в эндоконтактах, что объясняется процессами «закалки» и служит указанием на резкий температурный градиент между вмещающими породами и гранитами в момент их формирования. Подчиненно развиты граносиениты и субщелочные граниты, темноцветные минералы которых представлены амфиболами. Для гранитов характерны гранитовая, реже гранобластовая структура. Пертиты этих гранитов являются продуктами постмагматического распада калиево-натриевых полевых шпатов. Их наличие служит указанием на прохождение стадии расплава при становлении и магматический генезис пород. Спектральные анализы показывают относительное обогащение гранитов церием, иттербием, литием, лантаном, бериллием, иттрием, цинком и ниобием при низком содержании ванадия, никеля, хрома и галлия.

Лендахский массив протягивается в меридиональном направлении вдоль одноименной реки от истоков р. Векселей на севере до р. Левой Каменки на юге. Площадь его около 200 км². Массив приурочен к разлому, секущему крыло Левокаменской синклинали. Контактное воздействие слабое и выражается в развитии вокруг массива серицит-хлорит-биотит-кварцевых сланцев; ширина контактового ореола не превышает 0,5 км. Центральная часть массива сложена порфировидными аляскитовыми и биотитовыми гранитами, в эндоконтактных зонах развиты резко порфировидные мезократовые граниты, реже адаметлиты и диориты. Породы жильной серии представлены аплитовидными гранитами, гранит-порфирами и кварцевыми жилами. Граниты характеризуются порфировой структурой с бластогранитовой, а участками микрографической основной массой. Отмечаются высокие (до 45%) содержания кварца, резкое преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Акцессорные минералы представлены монацитом, цирконом, апатитом, рутилом, ильменитом и магнетитом; в грейзенизированных гранитах встречаются шеелит, вольфрамит, молибденит, флюорит, топаз и фергусонит, а в гранитоидах эндоконтакта — ортит и халькопирит. Жильные граниты массива содержат акцессорный касситерит и корунд.

Верхнекаменский массив находится на южном продолжении Лендахского в бассейне Левой Каменки. Площадь его

Химический состав пород субформации

Компоненты	Тырадин- ский массив	Верхневороговский массив					Осинов- ский массив
	Граниты (22)	Сиенит (1)	Гранодиориты (2)	Субщелочной гранит (1)	Граниты (13)	Аляскит (1)	Граниты (4)
SiO ₂	72,96	63,18	65,09	72,22	74,00	77,22	73,27
TiO ₂	0,26	0,40	0,45	0,30	0,30	0,21	0,40
Al ₂ O ₃	12,90	16,81	15,22	13,00	12,86	11,81	13,27
Fe ₂ O ₃	1,15	2,31	1,51	1,52	0,96	0,36	0,92
FeO	1,93	2,34	3,70	1,51	1,80	1,97	1,38
MnO	0,09	0,04	0,09	0,01	0,04	0,03	0,05
MgO	0,46	0,20	1,85	0,15	0,29	0,21	0,63
CaO	1,35	2,90	3,20	1,24	0,89	1,40	1,04
Na ₂ O	2,96	5,30	3,30	3,90	2,88	5,14	3,29
K ₂ O	5,01	5,00	4,30	5,20	5,54	1,22	4,70
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,16	0,05	0,08	0,03	0,07
П.п.п.	0,88	1,30	1,21	0,62	0,69	0,76	0,60
H ₂ O	0,14	0,18	0,72	0,45	0,09	—	0,50
Сумма	100,16	100,03	100,80	100,17	100,42	100,36	100,12

Компоненты	Верхнекамен- ский массив		Хари- узин- ский	Верхне- кили- кийский	Савин- ский	Лет- нинский	Гремихинский (южная часть)		
	Граниты лейкокра- тые (7)	Аляскит (1)	Аляскиты (7)	Граниты (4)	Граниты		Граниты		Аляскит (1)
					(4)	(12)	мелано- кратовые (7)	лейкокра- товые (11)	
SiO ₂	75,76	75,80	74,06	74,25	74,90	73,40	73,06	75,49	77,24
TiO ₂	0,24	0,06	0,25	0,20	0,15	0,25	0,29	0,22	0,09
Al ₂ O ₃	12,24	11,41	13,02	13,31	13,04	13,54	13,89	12,67	11,68
Fe ₂ O ₃	1,71	1,38	0,89	1,02	0,51	0,95	0,99	1,03	0,11
FeO	1,47	1,37	1,62	1,18	1,46	1,90	2,32	1,17	1,20
MnO	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05	0,05	0,08	0,06	0,04
MgO	0,36	0,31	0,48	0,86	0,59	0,42	0,41	0,25	0,45
CaO	0,65	0,43	0,33	1,29	0,99	1,20	1,32	0,49	0,72
Na ₂ O	2,68	2,53	3,73	3,65	2,79	2,91	2,09	2,17	2,45
K ₂ O	3,99	5,42	4,46	3,66	4,52	4,35	3,38	4,71	5,30
P ₂ O ₅	0,14	0,14	—	0,10	—	—	0,15	0,20	—
П.п.п.	0,40	0,77	0,73	0,47	0,45	0,24	0,98	0,65	0,27
H ₂ O	0,18	—	—	0,20	0,26	—	—	—	0,27
Сумма	99,87	99,65	99,59	100,22	99,71	99,21	98,96	99,11	99,82

аллохтонных аляскитовых гранитов, вес. %

Верхнекийский массив			Вятский массив				Лендахский массив	
Граниты (3)	Кварцевые порфиры (3)	Аплит (1)	Нордмаркит (1)	Граниты меланократовые (3)	Граниты лейкократовые (8)	Аляскиты (7)	Адамеллит (1)	Граниты (31)
71,52	72,64	74,31	60,07	71,00	74,57	77,64	71,11	73,48
0,34	0,53	0,10	0,40	0,34	0,13	0,15	0,15	0,25
14,76	16,08	13,59	19,27	16,09	13,72	11,55	13,47	13,26
0,90	0,82	0,96	1,37	1,44	1,20	0,56	2,10	1,32
1,68	0,45	0,79	1,96	1,84	0,72	0,86	1,26	1,72
0,02	0,05	0,01	0,04	0,07	0,03	0,02	0,06	0,02
0,69	0,42	0,09	0,56	0,76	0,60	0,45	2,33	0,52
0,89	0,50	0,44	0,98	1,52	0,81	0,86	2,65	0,63
3,48	3,43	2,69	2,48	3,07	3,34	2,80	2,90	2,68
3,68	3,03	5,24	11,06	3,12	4,11	4,70	3,37	4,43
0,07	0,15	0,03	0,09	—	—	—	—	0,06
1,65	1,82	0,01	0,52	1,12	0,68	0,52	0,56	0,65
0,04	—	0,08	—	—	0,08	0,06	—	0,38
99,72	99,92	98,34	98,80	100,37	99,99	100,17	99,96	99,40

Глушнинский			Согренский		Стрелков- ский	Ягодкин- ский	Чистополь- ский	Белогор- ский
Субщелочные граниты (2)	Граниты (9)	Аляскит (1)	Субщелочные граниты (2)	Граниты (9)	Граниты		Аляскиты (5)	Граниты (3)
					(3)	(2)		
74,93	75,02	76,44	70,84	72,84	72,75	72,26	75,87	72,69
0,04	0,15	0,19	—	0,05	0,16	0,25	0,16	0,36
13,79	12,26	11,04	15,95	14,01	14,04	13,68	12,19	13,82
0,44	1,01	0,50	0,59	1,10	0,59	0,45	0,70	1,07
0,87	1,50	1,87	0,68	1,41	1,83	1,68	1,81	2,34
0,02	0,01	0,03	—	—	0,07	0,02	0,03	0,06
0,67	0,56	0,24	0,06	0,12	0,58	0,50	0,16	0,70
0,51	0,85	0,86	1,07	0,73	0,95	1,18	0,58	2,06
3,04	1,11	1,84	4,00	2,56	2,43	2,91	3,32	3,32
5,07	6,22	5,70	5,56	6,10	5,41	5,37	4,59	2,94
0,10	—	0,26	—	0,10	0,07	0,18	0,04	0,05
0,12	0,91	0,96	—	0,34	0,60	0,81	0,44	0,48
0,33	0,20	0,08	0,84	0,29	0,25	0,04	0,04	—
99,93	99,80	100,01	99,59	99,65	99,73	99,33	99,93	99,89

60 км². Западный контакт массива тектонический, в восточном выделяется 150-метровая зона грейзенизированных гранитов. В центральной части развиты граниты, аналогичные вышеописанным. Отмечены жилы кварца с турмалином, прожилки флюорита и мелкая вкрапленность халькопирита.

Глушихинский массив является эталонным для комплекса. Он расположен в устье Глушихи, правого притока Большого Пита, и представляет в плане сигарообразное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении на 6 км; ширина его 0,2—1,3 км, площадь 7 км². Контакты резкие, интрузивные. Вмещающие породы потоскуйской свиты на расстоянии 50 м ороговикованы, интрузивные породы у контакта претерпели закалку. Массив сложен гранитами и гранит-порфирами, а в контактовых зонах — кварцевыми порфирами (Петров, Решетова, 1967).

В приустьевой части Ангара находится Стрелковский массив, детально описанный Ю. А. Кузнецовым (1941). Он имеет штокообразную форму и анизотропное строение, содержит большое количество ксенолитов; в контакте наблюдается зона закалки, указывающая на формирование его в гипабиссальных условиях. Вмещающие породы — перекристаллизованные известняки и сланцы токминской свиты. В ксенолитах содержатся гранит-порфиры с характерным «окатанным» кварцем. Массив сложен крупнозернистыми порфировидными гранитами светло-серого цвета. Аналогичные граниты, отличающиеся более высоким содержанием флюорита, имеются и в южной части кряжа (Чистопольский массив).

Петрографическая характеристика гранитов субформации приведена в табл. 16. Отметим, что калиевый полевой шпат в них хорошо огранен, обычно пелитизирован и пертитизирован, относится к субмикроскопически сдвойникованному микроклину (Петров, 1969). Кислый плагиоклаз и альбит обычно неправильной формы, что связано с замещением их калиевым полевым шпатом, серицитизированы. Кварц ксеноморфен, но иногда хорошо огранен, часто корродируется основной массой, что свидетельствует о частичной кристаллизации магмы на глубине. Биотит окрашен в бурые тона, замещается мусковитом, хлоритизирован. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, турмалином, топазом, монацитом, рутилом, магнетитом и др.

Петрохимическая характеристика средних типов пород субформации приведена в табл. 17. Характерны ультракислый состав, калиевая специализация и пересыщенность глиноземом, что вызвано не повышенным содержанием Al_2O_3 в породе, а относительно пониженной ролью окиси кальция. Отмечается близость химического состава алло- и автохтонных гранитов. В то же время аллохтонные граниты моложе автохтонных, так как между ними во многих местах устанавливаются секущие взаимоотношения. С другой стороны, известно пересечение аллохтонных гранитов дайками диабазов листовяжнинского комплекса, возраст которых около

688—700 млн. лет (Верхнекаменский и Лендахский массивы). Этим определяется верхняя возрастная граница гранитоидной формации в целом.

С верхнерифейской гранитоидной формацией Енисейского края связаны проявления золота, сурьмы, вольфрама, олова, молибдена и редких элементов. В распределении их устанавливается зональность. С гранитоидами субформации автохтонных гнейсогранитов связаны проявления слюдяных пегматитов, параавтохтонных — редкометалльных пегматитов, золота, вольфрама, редких элементов и сурьмы. С аллохтонными гранит-порфирами устанавливаются рудопоявления олова, вольфрама и молибдена.

Со становлением гранитоидов в период общей инверсии геосинклинали связаны процессы метаморфизма вмещающих пород и руд верхнерифейской колчеданно-полиметаллической формации, дополнительная мобилизация рудного вещества (свинец, цинк, медь и др.) из вулканогенно-осадочных толщ тунгусикской серии и концентрация его в продуктивных на колчеданное оруженение зонах в виде пластовых тел и жильных образований (Корнев, 1969,

Таблица 16
Петрографическая характеристика пород субформации аллохтонных аляскинских гранитов. По материалам С. Г. Петрова и С. А. Решетовой (1967), Ю. А. Кузнецова (1941) и др.

Массив	Порода	Минеральный состав, %					Прочие
		Кварц	Калевый полевой шпат	Плагиоклаз		Биотит	Мусковит
				Номер	Содержание		
Лендахский	Граниты порфировидные	30—40	30—50	8—15	5—35	До 12	—
Вятский	Аляскиты	35—50	40—60	3—5	5—10	0—3	0—2
	Граниты	29—43	32—46	17—22	8—18	0—8	2—11
	Нордмаркиты	3—8	60—65	12—18	20—25	До 10	0—2
	Граниты	26—50	31—62	5—12	3—18	0—5	0—1
	Гранит-порфиры	28—59	29—52	1—10	7—18	2—8	0—2
Верхнекилийский	Гранит-порфиры	28—45	37—57	3—9	7—25	0—5	0—9
Глушихинский	Граниты	25—34	15—23	3—12	43—60	0—2	0—3
Белогорский	Граниты	32—65	34—61	2—8	11—31	—	3—12
Согренский	Граниты						До 8

Средний химический состав пород субформации аллохтонных аляскитовых гранитов, вес. %

Компоненты	Сиснит (1)	Адамеллит (1)	Субщелочные граниты (5)	Граниты (161)	Аляскиты (23)	Аплит (1)
SiO ₂	63,18	71,11	72,87	73,98	76,28	74,31
TiO ₂	0,40	0,15	0,02	0,21	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	16,81	13,47	14,87	13,31	11,48	13,59
Fe ₂ O ₃	2,34	2,10	0,52	1,11	0,77	0,96
FeO	2,30	1,26	0,78	1,44	1,32	0,79
MnO	0,04	0,06	0,01	0,03	0,03	0,01
MgO	0,20	2,33	0,37	0,51	0,42	0,09
CaO	2,90	2,65	0,79	0,93	0,76	0,44
Na ₂ O	5,30	2,90	3,52	2,77	2,30	2,69
K ₂ O	5,00	3,37	5,32	4,47	5,47	5,24
P ₂ O ₅	0,07	—	0,05	0,08	0,11	0,03
П.п.п.	1,30	0,56	0,06	0,69	0,67	0,01
H ₂ O	0,18	—	0,59	0,15	0,11	0,08
Сумма	100,02	99,96	99,77	99,68	99,86	98,34

1972; Даченко, 1971). Они обусловили в ряде колчеданно-полиметаллических рудопроявлений и месторождений перераспределение исходного рудного вещества, сформированного эксгальационно-осадочным путем в геосинклинальную стадию развития складчатой зоны. В ряде мест в связи с гранитизацией продуктивных горизонтов происходит рассеяние рудного вещества колчеданных залежей (реки Лесная, Панимба).

ВЕНДСКАЯ ГРАНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Формация включает мелкие тела гранитоидов северной и северо-восточной частей Енисейского кряжа, большинство которых приурочено к наложенному Уволжскому грабену (бассейны рек Чапы, Нойбы и Уволги). Отдельные интрузивы устанавливаются в бассейне Харнузихи. На заключительной стадии развития байкальской геосинклинали в кряже проявились сводово-глыбовые движения, произошла активизация разломов и внедрение посторогенных гранитоидов. Локализация их осуществлялась преимущественно среди древних образований тейской и сухопитской серий, но в отдельных случаях отмечаются факты прорыва посторогенными гранитоидами вендских молассовых отложений. Объем формации окончательно не определен, ей примерно соответствует выделенный И. С. Туркиным (1967) нойбинский комплекс порфировидных и аплитовидных гранитов и сненитов. По времени прояв-

ления она близка аяхтинскому комплексу, выделенному М. И. Волобуевым и др. («Магматические комплексы...», 1964).

Для массивов описываемой формации характерны штокообразная форма, резко секущие взаимоотношения с вмещающими поро-

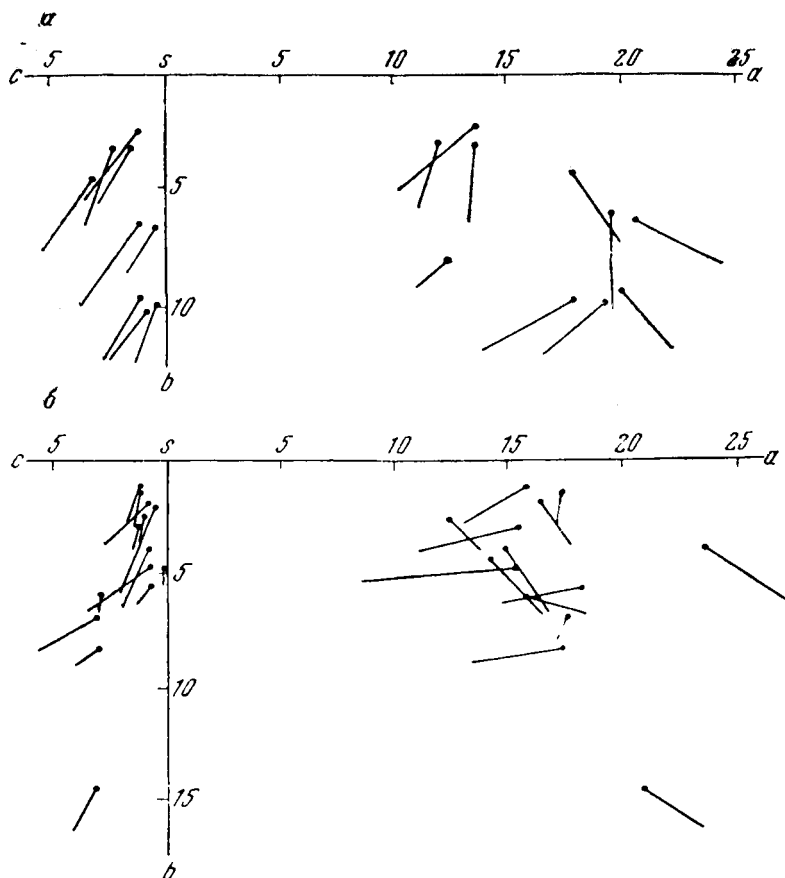


Рис. 27. Диаграммы химических составов пород гранит-граносиенитовой формации.
а — Чапинская группа массивов; б — Нойбинская группа массивов

дами, повышенная щелочность. Широко развиты альбитизация и грейзенизация, связанные с высокотемпературными процессами; контактовый метаморфизм проявлен слабо. Жильная серия представлена полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми жилами с вкрапленностью сульфидов (молибден, свинец и др.), редкоземельных и других минералов.

К Нойбинской группе массивов, приуроченной к Уволжско-Алманоканской системе разломов, относится более 30 интрузивных

штоков площадью от 0,2 до 10 км², сложенных преимущественно биотитовыми и лейкократовыми гранитами при подчиненном развитии адеммеллитов, граносиенитов, сиенитов и гибридных пород типа сиенито-диоритов. Граниты характеризуются массивной текстурой, средне- и крупнозернистым сложением, розовато-серой и серой окраской. Состоят они из мезопертита (40—50%), альбит-олигоклаза (до 25%), кварца (22—35%) и биотита (до 7%), наряду с которыми иногда присутствует роговая обманка. Вторичные минералы — мусковит, хлорит, кварц; акцессорные — апатит, сфен, турмалин, циркон, флюорит, ортит и др. Сиениты и граносиениты образуют как самостоятельные тела среди гранитов, так и штироподобные участки с постепенными переходами к гранитам. Это мелкозернистые массивные породы желтоватой окраски, состоящие из микроклин-пертита (50—75%), альбита (до 30%), примеси кварца и незначительного количества биотита или зеленой роговой обманки.

Гибридные сиенито-диориты, встречающиеся в эндоконтактовых зонах, распространены незначительно. Состав их крайне непостоянен, среди акцессорных минералов появляется ильменит. Аналогичные породы встречаются среди гранитов в виде штиров и являются, вероятно, продуктом переработки ксенолитов.

Таблица 18

Средний химический состав пород гранит-граносиенитовой формации, вес. %

Компоненты	Чапская группа массивов		Нойбинская группа массивов				Гранитонды участка Завороговского		Гранитонды р. Кутукаса	Граниты р. Уволги (2)
	Сиениты (4)	Субщелочной гранит (1)	Сиенито-диориты (2)	Сиениты (2)	Субщелочные граниты (6)	Граниты (3)	Субщелочной гранит (1)	Граниты (4)	Гранитонды (5)	
SiO ₂	62,61	68,77	53,19	57,84	72,13	73,63	70,46	71,33	76,12	73,30
TiO ₂	0,27	0,22	0,96	0,27	0,20	0,22	0,25	0,25	0,29	0,29
Al ₂ O ₃	18,35	13,82	19,26	19,48	15,22	13,97	13,93	14,25	11,71	12,61
Fe ₂ O ₃	1,51	0,80	3,45	2,43	0,43	0,72	1,92	0,77	1,11	0,45
FeO	2,36	1,76	3,51	3,00	1,27	1,56	1,65	2,24	1,30	2,13
MnO	0,10	0,09	0,15	0,12	0,05	0,03	0,013	0,08	0,07	0,02
MgO	1,31	0,87	0,88	0,37	0,20	0,50	0,20	1,19	0,70	0,43
CaO	1,84	0,40	4,16	2,27	1,18	1,33	0,35	0,65	0,59	1,80
Na ₂ O	5,75	5,68	4,27	5,68	5,40	5,15	3,04	3,97	4,09	4,49
K ₂ O	5,48	6,53	5,80	6,35	3,64	2,84	6,91	3,82	3,89	2,73
P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,22	0,02	0,06	0,08	0,14	0,17	—	0,07
П.л.п.	—	—	3,89	3,06	0,48	0,43	0,63	0,98	0,49	0,61
H ₂ O	0,69	—	0,23	0,20	0,07	0,02	—	—	—	0,03
Сумма	100,41	99,03	99,97	101,09	100,33	100,48	99,49	99,70	100,36	98,96

Химические составы нойбинских и других пород формации приведены в табл. 18. Анализ диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 27) показывает, что особенностью формации является натровая специализация слагающих ее пород. В отличие от гранитоидов субформации аляскитовых гранитов описываемые породы обладают повышенной щелочностью и лишь в незначительной мере и далеко не всегда пересыщены глиноземом. Отмечаемую некоторыми исследователями (Туркин, 1967) связь интрузивных пород рассматриваемой формации с кислыми вулканитами верховьев Вороговки в настоящее время нельзя считать доказанной.

Нижняя возрастная граница формации определяется на основании прорыва кварц-полевошпатовыми жилами нойбинского комплекса верхнерифейских и вендских отложений орогенной формации байкалид Енисейского кряжа, а верхняя — трансгрессивным налеганием кембрийских отложений на граниты нойбинского комплекса. Абсолютный возраст их, по М. И. Волобуеву («Магматические комплексы...», 1964; «Геохронология докембрия...», 1968), 670—620 млн. лет.

В заключение отметим, что породы рассматриваемой формации часто пространственно ассоциируют с близкими по возрасту щелочными породами венд-нижнекембрийской щелочно-сиенитовой формации (см. далее). Не исключена возможность и генетической связи между этими образованиями.

ВЕНДСКИЕ И ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЕ ПОСТОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

ВЕНДСКАЯ ТРАХИБАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация развита ограниченно и преимущественно в северной части Енисейского кряжа. В ее составе выделяются пластовые тела и покровы диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов, трахибазальтов, щелочных базальтоидов и их туфов, залегающих среди осадочных отложений чивидинской свиты позднего рифея — венда (бассейн Вороговки), а также дайки этих пород, распространенных среди протерозойских толщ в бассейнах Вороговки, Тырады, Кии и в других местах.

В отношении формационной принадлежности перечисленных пород имеются разногласия. Большинство исследователей дайковые породы относят к ведугинскому комплексу верхнего протерозоя. Покровные и пластовые тела Н. С. Подгорной и А. В. Печерским объединялись с траппами триасового возраста, а Ф. П. Кренделевым связывались с щелочными базальтоидами и пикритовыми порфиритами чапинского комплекса. Е. И. Врублевич эти образования выделил в группу основных магматических пород вендского возраста и отнес к ведугинскому комплексу.

Вулканогенные образования формации развиты в нижнем течении руч. Листвяжного, правого притока Вороговки, где вскрываются два овальных в плане тела площадью 0,3 и 0,5 км², залегающие согласно с вмещающими песчаниками чивидинской свиты. Представляют они собой покровы и сложены переслаивающимися диабазами, диабазовыми порфиритами и их лавобрекчиями. В кровле отмечаются миндалекаменные разности базальтовых порфиритов и трахибазальтов. Мощность покровов от 3—5 до 35—40 м. Пласты туфов базальтовых порфиритов в составе чивидинской свиты известны в низовье р. Лиственной, правого притока Вороговки. Здесь пласт туфогенно-осадочных пород имеет мощность до 50 м. Проявление базальтоидного вулканизма на уровне чивидинской свиты в пределах Енисейского кряжа установлено в последнее время в нижнем течении Вороговки, по р. Чапе и в других местах.

Породы трахибазальтовой формации состоят преимущественно из основного плагиоклаза (№ 50—58) и клинопироксена (авгита, титанавагита, редко диопсида). В незначительном количестве иногда встречается оливин (3—5%) и в разной степени измененное стекло. Аксессуары представлены апатитом, ильменитом и магнетитом. Из вторичных минералов обычны карбонаты, хлорит,

уралит и биотит. Для базальтоидов с щелочным уклоном характерно присутствие мелких зерен калиевого полевого шпата.

Вендский возраст пород трахибазальтовой формации доказывается расположением их среди отложений чивидинской свиты, имеющих возраст по глаукониту 688 млн. лет, и возрастом самих вулканитов формации в 700 млн. лет (Мусатов, 1966). Дайки диабазов прорывают верхнерифейские гранитоиды, возраст которых 850 млн. лет, а сами диабазы встречаются в виде обломков в конгломератах эвенкийской свиты (средний — верхний кембрий). Следовательно, возраст магматитов формации близок к 700—650 млн. лет.

Химический состав пород формации приведен в табл. 19 и отражен на диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 28). Для пород характерно повышенное содержание щелочей, и в частности калия, а также алюминия, титана и фосфора; в щелочных базальтоидах содержание суммы щелочей достигает

Таблица 19

Средние химические составы пород вендской трахибазальтовой формации, вес. %

Компоненты	Диабазы и диабазовые порфириты (4)	Базальтовые порфириты и трахибазальты (4)	Щелочной базальтоид (1)	Туфы осн.-ного состава (2)
SiO ₂	44,91	46,15	47,65	46,80
TiO ₂	3,61	2,84	2,49	2,51
Al ₂ O ₃	14,24	15,49	19,64	13,81
Fe ₂ O ₃	2,65	3,04	2,51	6,35
FeO	12,10	9,37	10,23	5,84
MnO	0,21	0,15	0,17	0,18
MgO	4,32	4,01	4,45	7,49
CaO	6,48	7,85	2,81	3,27
Na ₂ O	1,16	2,99	5,00	1,90
K ₂ O	1,43	0,91	1,43	4,20
P ₂ O ₅	0,17	0,98	0,40	0,04
П.п.п.	8,64	5,42	3,36	7,08
С у м м а	99,92	99,20	100,14	99,47

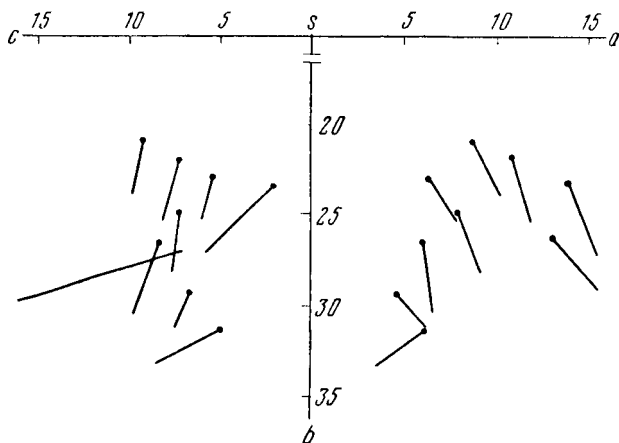


Рис. 28. Диаграмма химических составов пород вендской трахибазальтовой формации

6—7%. По содержанию этих элементов формация приближается к близкой по возрасту щелочно-базальтоидной и составляет с ней, по-видимому, единую серию.

ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКАЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация впервые была выделена нами в 1969 г. (Корнев, 1969з). К ней относятся пикритовые порфириты, основные породы с повышенной щелочностью и обычно ассоциирующие с ними нефелинсодержащие породы сиенит-трахитового ряда, развитые преимущественно в заангарской части Енисейского кряжа. Формация объединяет главным образом породы чапинского, кийского и среднетатарского комплексов, которые отвечают определенному этапу развития Енисейского кряжа, но отличаются друг от друга по составу, фациальной принадлежности и особенностям сопутствующей им рудной минерализации.

Породы описываемого формационного типа отчетливо тяготеют к полям развития вендских и нижнекембрийских отложений, слагающих вдоль окраин кряжа два прогиба — Чапско-Тейский и Кийский. В соответствии с этим выделяются восточная (Чапинская) и западная (Кийская) зоны проявления щелочно-базальтоидного магматизма.

Восточная зона находится на междуречье Чапы и Теи, протяженность ее около 50 км, прослеживается в основном по долинам Уволги, Чингасана и Алманакана. Зона включает довольно многочисленные и небольшие по размеру субвулканические тела чапинского комплекса, имеющие форму некков, даек, покровов и трубок взрыва и сложенные, как правило, сильно измененными почти бесполовошпатовыми породами — пикритовыми порфиритами, лимбургитами, авгититами и их туфобрекчиями.

Западная зона расположена в приенисейской части кряжа и прослеживается более чем на 100 км. Эта зона не так отчетливо выражена, как восточная, и имеет, вероятно, более сложную историю развития, о чем, в частности, можно судить по особенностям проявления щелочного магматизма в различных ее частях. В центральной части западной зоны, протягивающейся от р. Киликеи через низовья р. Кии до р. Шарыпики и приуроченной к Кийскому нижнекембрийскому грабену, развиты щелочные породы кийского комплекса. Последние образуют Кийский штокообразный субвулканический массив, сложенный ийолитами, нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами, а также ряд довольно протяженных полого залегающих пластообразных тел, близких по составу к щелочным сиенит-порфирам, трахитам и редко фонолитам. Подчиненное распространение здесь имеют дайки щелочных пород.

Северная часть Кийской зоны фиксируется в бассейнах Вороговки, Порожной и Осиновой выходами единичных даек щелочных базальтоидов — нефелиновых и анальцимовых базальтов и

базанитов. Аналогичные или близкие к ним по составу породы нами были встречены в районе западного окружения Кийского массива в виде многочисленных свалов вблизи поля развития трахитов и фонолитов (р. Курцовка, руч. Винный) и в виде редких даек на южном продолжении Кийской зоны значительно южнее Кийского массива — по р. Зимовейной.

На южном продолжении западной зоны, в области ее возможного сочленения с восточной, в Приангарье развиты щелочные породы среднетатарского комплекса. Этот комплекс включает Среднетатарский штокообразный массив, сложенный ийолитами, ювитами, нефелиновыми сиенитами, щелочными пегматитами, а также щелочные и щелочно-кислые субэффузивные породы, встречающиеся в свалах по р. Погромной.

Чапинский комплекс распространен в основном в бассейнах Чингасана и Алманакана (правые притоки Чапы). Породы комплекса на площади около 20×25 км образуют более 50 некков, даек, покровов и трубок взрыва. Приурочены они к Чингасанской и Алманаканской грабен-синклиналям, которые выполнены преимущественно терригенными отложениями венда и нижнего кембрия; ориентированы в северо-западном направлении, имеют ширину около 8—10 км и представляют собой звенья крупного Вороговско-Чапско-Тейского прогиба.

Дайки обычно приурочены к разломам, ограничивающим грабены с юго-запада, залегают преимущественно среди отложений рифея или нижней части разреза чингасанской серии и сложены пикритовыми порфиритами. Некки, дайкообразные тела и трубки взрыва встречаются обычно в отложениях верхней части разреза чингасанской серии (чивидинская свита), тяготеют к северо-восточным бортам блоковых структур и образованы соответственно авгититами, анкарамитами, лимбургитами и их туфобрекчиями, включающими, кроме этого, обломки пикритовых порфиритов. Покровные образования наблюдаются главным образом в низах карбонатно-терригенной нижнекембрийской толщи (лебяжинская свита) и представляют собой сочетание лавовых потоков с прослоями туфов, туфобрекчий и туффитов. Для покровов характерно наличие бомб и лапиллей, состав которых близок к пикритовым порфиритам.

В связи с поисками кимберлитов в Енисейском кряже лучше всего изученными оказались трубки взрыва (Карпинский, 1970). Большинство трубочных тел небольшого размера — до 25—50 м в диаметре. Крупные трубки взрыва в поперечнике достигают до 0,2—0,4 км («Натальинская», «Глубокая» и др.), имеют в плане близкие к изометричным очертания и сложены брекчиевидными породами, состоящими из разнообразных по составу, возрасту и размеру обломков вмещающих пород и цементирующего их очень сильно измененного туфового материала. Подавляющая часть обломков (90—95%) представлена осадочными породами чингасанской серии и щелочными базальтоидами.

Вблизи крупных трубок взрыва нередко наблюдаются некоксообразные и дайкообразные тела авгитов, анкармитов и лимбургитов, имеющие на поверхности округлую или линзовидную конфигурацию и длину от десятков до нескольких сотен метров.

Чаще всего встречаются маломощные дайки или жилы пикритовых порфиров мощностью до 1 м и длиной в десятки или первые сотни метров, содержащие большое количество (10—20%) обломков вмещающих пород в краевых частях. Исключение составляет очень крупная дайка Мало-Алманаканского участка длиной 1,2 км и шириной 5—6 м, которая, вероятно, является подводящим каналом для расположенных к югу и северу от нее эффузивных и экструзивных образований.

Эффузивы щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного состава наиболее распространены в бассейне Малого Алманакана, где известно два крупных выхода их на поверхность. Самый крупный (около 3 км²) выход покровных тел пикритовых порфиров и анкармитов закартирован по левобережью Малого Алманакана в 3—5 км от устья. Здесь пачка эффузивных пород имеет мощность не менее нескольких десятков метров и залегает на терригенно-карбонатных отложениях чивидинской свиты венда. По площади выхода на дневную поверхность покровные образования относятся к трубчатым и дайково-некковым примерно как 200 : 3 : 1.

Кийский комплекс щелочных пород развит в бассейне нижнего течения Кии и включает Кийскую дифференцированную интрузию, а также более десятка довольно крупных пластообразных тел, образованных щелочными сиенит-порфирами и трахитовыми порфирами. Подчиненное положение занимают дайки, представленные в пределах Кийского массива преимущественно тингуаитами и щелочными сиенит-порфирами, а за его пределами камптонитами, мончикитами, уашиитами и оливиновыми авгитами. Наиболее всесторонне и полно исследования пород комплекса выполнены Н. В. Самойловой (1962) и В. П. Беловым (1970).

Кийский массив приурочен к центральному участку древнего поднятия, имеет площадь около 15 км² и близкое к округлому очертание. Центральная его часть сложена породами ийолит-мельтейгит-якупирангитового ряда (более 10%) и щелочными сиенитами (15%), переходящими восточнее в щелочные трахитовые порфиры и их эруптивные брекчии. Перечисленные породы претерпели сильные метасоматические изменения и соответственно превратились в амфибол-апатит-флогопитовые, полевошпат-карбонатные и карбонатные породы (более 10%). Наиболее сильной карбонатизации подверглись эруптивные брекчии, что привело к образованию достаточно крупных тел карбонатитов (?).

Большая часть массива (60%) представлена нефелиновыми сиенитами, образующими на западе полукольцевое тело длиной около 6 км и шириной 1—2 км. Среди них различаются крупно- и среднезернистые разновидности, которые тоже, как правило,

значительно изменены. С широко проявленными метасоматическими процессами связано образование сидеритовых и сидерит-флюоритовых жил, несущих сульфиды и минералы редких земель.

Кийский массив в радиусе до 10—15 км окружен группой пологопадающих пластообразных тел, сложенных практически безнефелиновыми щелочными породами сиенит-трахитового ряда. Большинство тел сформировалось в приповерхностных условиях, имеет мощность до 10—20 м и представлено щелочными трахитовыми порфирами. Единичные наиболее крупные тела (мощностью около 30—50 м) образованы анальцимовыми и щелочными сиенитами.

По площади выхода на дневную поверхность соотношение между породами, слагающими Кийский субвулканический массив, пластовые тела и дайки, примерно как 150:510:0,1.

Среднетатарский комплекс включает практически только Среднетатарский щелочной массив, расположенный в среднем течении Татарки. К настоящему времени этот массив достаточно хорошо изучен благодаря проведению на нем геологоразведочных работ на нефелины, сопровождавшихся многолетними детальными петрографическими исследованиями, выполненными Е. В. Свешниковой (1965).

Среднетатарский массив состоит из двух сближенных относительно крупных (12 и 6 км²) штокообразных тел, имеющих в плане округлые очертания и общую северо-западную ориентировку, а также двух мелких тел, расположенных к юго-востоку от первых в нескольких километрах. Все тела размещаются в центральной части синклинальной структуры, сложенной существенно карбонатными верхнепротерозойскими породами токминской свиты.

Наиболее крупное тело в плане несколько удлинено в субширотном направлении, размер его около 4×3 км, северные и южные границы сильно извилистые. В строении его участвуют преимущественно две разновидности щелочных пород: лейкократовые нефелиновые сиениты и ийолиты. Лейкократовые нефелиновые сиениты слагают около 50% интрузива, обнажаясь на его западной и восточной окраинах в виде двух серповидных тел шириной до 2 км. В центральной части массива среди нефелиновых сиенитов залегают ийолиты в форме овального в плане тела размером 3,5×1,5 км, удлинённого в северо-западном направлении и имеющего обычно извилистые очертания. Ийолиты относятся к прикровельным образованиям, составляют около 45% площади массива и на глубине 150—200 м сменяются подстилающими их лейкократовыми нефелиновыми сиенитами.

Нефелиновые сиениты очень активно воздействуют на ийолиты и имеют с ними инъекционные контакты. Ийолиты интенсивно микроклинизированы и часто превращены в ювиты или такситовые нефелиновые сиениты.

В приконтактных частях массива и тектонически ослабленных зонах в отдельных случаях интенсивно проявились различные стадии метасоматических преобразований: калиевая, натриевая и натриево-кальциевая, обусловившие выделение соответственно микроклина, альбита, кальцита, канкринита и ряда редкометаллических минералов. Широко развиты щелочные пегматиты.

Среди очень большого разнообразия пород, входящих в щелочно-базальтоидную формацию, по особенностям минерального состава и происхождению можно выделить три группы.

Первая группа (пикритовые порфириты, анкарамиты, лимбургиты, оливиновые авгититы, бекинкиниты, уашититы, камптониты и мончикиты) включает меланократовые оливин-пироксеновые разновидности, существенно состоящие из авгита или титанистого авгита (50—80%) и магнезиального оливина (10—30%). В небольшом количестве в них часто встречаются флогопит, апатит, баркевикит, биотит, титаномagnetит. Иногда присутствуют измененное стекло щелочного состава, плагиоклаз, нефелин, анальцит. Породы обычно имеют сероватую окраску, мелко-тонкозернистое строение, однородное, порфировидное или миндалекаменное сложение; миндалины чаще всего выполнены карбонатом. Породы, как правило, очень сильно автометасоматически изменены и главные минералы почти нацело замещены карбонатами, серпентином, хлоритом и кварцем. К этой группе пород примыкают безоливиновые авгититы и меланократовые щелочные базальтоиды, содержащие значительное количество слюды или плагиоклаза.

Вторая группа пород, также в основном меланократовых и мелкозернистых, объединяет пироксен-нефелиновые разновидности якупирангит-уртитового ряда, возникшие в начальную стадию развития нефелин-сиенитовых интрузий. Они представлены преимущественно ийолитами и реже мельтейгитами, которые состоят из идиоморфных кристаллов нефелина и ксеноморфных зерен эгирина (Среднетатарский массив) или эгирин-авгита, замещающего эгирином (Кийский массив). Из аксессуаров присутствуют сфен, флюорит, апатит, лопарит, титан-розенбушит, титаномagnetит и др.

Третья группа пород наиболее широко распространена и включает в основном лейкократовые щелочные разновидности, состоящие главным образом из нефелина (26—38%) и полевого шпата (50—72%) или только щелочного полевого шпата (до 90—95%). В нее входят нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и пегматиты, тингуаиты, сиенит-порфиры, фонолиты, щелочные трахитовые порфиры и трахиты. Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая, текстурная массивная, порфировая, трахитоидная, степень кристалличности различная.

Темноцветные минералы в этой группе пород чаще всего представлены эгирином, реже эгирин-авгитом, гастингситом, баркевикитом и биотитом. В породах, наиболее богатых щелочными по-

левыми шпатами, заметно возрастает количество щелочных амфиболов (арфведсонита, рибекита) и биотита. В качестве аксессуарных или второстепенных минералов нередко встречаются флюорит, сфен.

По формации имеется 167 силикатных анализов (табл. 20, рис. 29). Большинство пород чапинского комплекса очень сильно изменено, что затрудняет петрохимическое сравнение их между собой и с неизмененными породами других районов. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 29) видно, что они занимают промежуточное положение между рядами пород типичных щелочно-ультраосновной и базальтоидной формаций других районов. Это полностью согласуется с особенностями минерального состава пород комплекса, которые в неизмененном виде обычно содержат много титанистого авгита и незначительные количества оливина и плагиоклаза.

Одной из характернейших особенностей пород чапинского комплекса является большое содержание в них CaO (9—24%) и повышенное TiO_2 и P_2O_5 . Установлена определенная закономерность в характере распределения щелочей: калий имеет прямую корреляционную связь с магнием, а натрий — с кальцием и соответственно накапливаются в породах, богатых оливином или авгитом. Так, в пикритовых порфиритах отношение натрия к калию, выраженное через характеристику n , по А. Н. Заварицкому, обычно не превышает 45. Особенно много калия в эффузивных пикритовых порфиритах и сопровождающих их туфобрекчиях, в которых значение n часто равно 7—12.

Чапинский комплекс щелочных базальтоидов сопровождается гематитовым и сидеритовым сруденением, а также кварцевыми, кварц-карбонатными и карбонатными жилами, несущими баритовую, флюоритовую, галенитовую и сфалеритовую минерализацию.

Вопросам петрохимии щелочных пород кийского и среднетатарского комплексов уделено много внимания в работах Н. В. Самойловой (1962), В. П. Белова (1970) и Е. В. Свешниковой (1965), поэтому здесь мы ограничимся лишь краткой их сравнительной петрохимической характеристикой.

Породы кийского комплекса по сравнению с чапинским беднее магнием, кальцием и богаче алюминием, щелочами, фтором и кремнием. Однако и здесь на поздних стадиях образования некоторых разновидностей пород происходит обогащение их кальцием и отчасти магнием. Особенно резкое увеличение содержания этих элементов характерно для заключительного этапа формирования глубинных пород Кийского массива, с которым связано образование апатит-флогопитовых и полевошпат-карбонатных метасоматитов, несущих сульфидную, редкометальную и редкоземельную минерализацию.

Породы среднетатарского комплекса еще резче обеднены магнием и кальцием и обогащены алюминием, щелочами и фтором,

Таблица 20

Средние химические составы пород венд-нижнекембрийской

Компоненты	Пикритовые порфиры (жильные) (7)	Пикритовые порфиры (лава) (4)	Туфобрекчи пикритов из трубок взрыва (31)	Метапикриты (6)	Лимбургиты (5)	Анкарамиты (6)	Авгиты (7)	Базальты и нефелиновые базальты (12)
SiO ₂	33,06	34,32	35,78	36,46	36,00	39,79	37,13	43,47
TiO ₂	2,15	2,57	1,77	2,41	2,62	2,41	2,72	2,21
Al ₂ O ₃	6,72	9,74	8,27	9,81	10,14	10,63	10,49	12,45
Fe ₂ O ₃	3,79	5,64	6,55	2,51	6,68	6,07	6,89	3,79
FeO	8,54	5,50	5,85	9,31	7,38	5,98	7,03	7,64
MnO	0,34	0,16	0,19	0,18	0,19	0,22	0,24	0,20
MgO	16,33	14,95	10,77	9,45	8,83	10,89	8,09	8,61
CaO	10,46	9,15	12,38	9,31	12,36	12,41	12,73	9,00
Na ₂ O	0,40	0,23	0,35	0,23	0,97	1,24	1,15	2,56
K ₂ O	0,49	1,38	0,75	2,17	1,12	1,08	1,36	1,90
P ₂ O ₅	0,48	0,91	0,69	0,52	0,96	0,89	0,90	0,56
П.п.п.	16,70	15,51	16,82	17,91	12,74	9,31	11,71	7,22
Сумма	99,46	100,06	100,17	100,27	99,99	100,92	100,44	99,61

щелочно-базальтоидной формации, вес. %

Бекингит (1)	Кампониты, мончикиты (9)	Йойлит-мельтейгиты (8)	Ювиты (8)	Нефелиновые сиениты (6)	Щелочные сиениты (4)	Щелочные сиенит-порфиры (12)	Трахиты и трахитовые порфиры (23)	Тингуаиты (14)	Фонолит (1)
42,04	43,21	44,26	51,48	55,61	60,18	59,50	61,45	54,63	57,48
3,33	3,27	2,84	0,87	0,40	1,33	0,57	0,34	0,98	0,20
12,02	12,72	15,31	20,48	21,89	19,24	18,79	17,03	17,42	18,66
5,21	5,47	8,76	4,28	2,72	1,81	3,81	3,84	5,58	5,06
9,78	7,51	3,83	2,32	1,57	1,22	0,88	1,33	2,12	2,05
0,19	0,24	0,31	0,19	0,43	0,10	0,13	0,21	0,21	0,45
7,85	6,59	4,19	0,69	0,42	1,08	0,64	0,43	0,99	0,52
10,42	9,61	7,74	4,64	1,39	1,38	0,72	1,06	1,55	1,36
3,72	2,57	5,70	9,17	8,82	3,34	6,23	4,54	8,12	5,93
0,35	2,83	2,76	4,60	5,25	7,20	6,09	8,05	4,86	4,30
0,57	1,19	0,56	0,11	0,14	0,31	0,14	0,95	0,10	0,10
4,67	4,65	3,84	0,87	2,25	2,50	2,02	1,62	2,98	3,36
100,15	99,86	100,10	99,70	100,89	99,69	99,52	100,85	99,54	99,47

чем кийского комплекса. В Среднетатарском массиве наибольшей щелочностью ($a=28-30$) обладают широко распространенные лейкократовые ($b=3-6$) эгириновые нефелиновые сиениты, группирующиеся на диаграмме А. Н. Заварицкого вблизи фойита. Геохимические особенности пород формации видны из табл. 21. При переходе от пород чапинского комплекса к породам кийского и среднетатарского комплексов содержания Ni, Co, Cr, V, Ba, Mn, P, Ti уменьшаются, а Rb, Zr, La, Y, Nb, Sn, W, Be, Ga, Pb и Zn увеличиваются. Такое распределение элементов-примесей согласуется с уменьшением в этом направлении степени основности пород и увеличением их щелочности и кислотности.

В чапинском комплексе щелочные базальтоиды по сравнению с образованными ранее пикритовыми порфирами аномально обеднены свинцом, цинком, барием, стронцием и марганцем. С другой стороны, эти элементы встречаются здесь же в резко повышенных количествах в виде галенитовой, сфалеритовой, баритовой и псиломелановой минерализации в туфобрекчиях трубок взрыва, а также в кварц-карбонатных, карбонатно-баритовых и баритовых жилах, сопровождающихся иногда флюоритом или гематитовым оруденением.

В Кийском массиве нефелиновые сиениты резко обеднены фосфором и марганцем по сравнению с более поздними щелочными трахитовыми порфирами. Однако формирование нефелиновых сиенитов здесь сопровождалось развитием апатит-флогопитовых и полевошпат-карбонатных метасоматитов, соответственно очень богатых этими элементами.

Таблица 21

Среднее содержание элементов-примесей в породах щелочно-базальтоидной формации по данным полуколичественного спектрального анализа, $\mu \cdot 10^{-3}\%$

Элемент	Чапинский комплекс					Кийский комплекс				
	Пикритовые порфиры (4)	Лимбургиты (10)	Авгиты (9)	Туфобрекчи (94)	Нефелиновые базальты (7)	Кампониты, мончикиты (77)	Нефелиновые сиениты (33)	Сиенит-порфиры (68)	Щелочные трахитовые порфиры	
									натриевые (116)	кальциевые (38)
Литий	3	4	9	5	3	5	7	9	3	—
Рубидий	1	2	1	1	6	12	19	37	17	20
Стронций	5	10	2	20	11	45	8	2	7	12
Барий	27	110	77	40	121	79	2	8	20	39
Лантан	—	—	—	1	—	2	4	9	13	8
Иттрий	—	—	—	1	—	1	5	9	11	4
Ниобий	—	—	—	—	—	2	5	9	11	5
Цирконий	8	3	2	7	4	35	6	76	37	74
Хром	12	24	20	36	14	8	3	1	1	1
Никель	9	10	12	8	8	9	—	—	—	—
Кобальт	2	1	4	3	3	2	—	—	—	—
Медь	2	2	3	3	4	3	1	1	1	1
Цинк	6	1	2	2	2	4	2	8	11	6
Свинец	3	—	—	2	1	2	5	3	5	3

Анализы выполнены в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления по материалам В. П. Белова, Е. Д. Селезнева, Г. И. Качевской, А. В. Бозина.

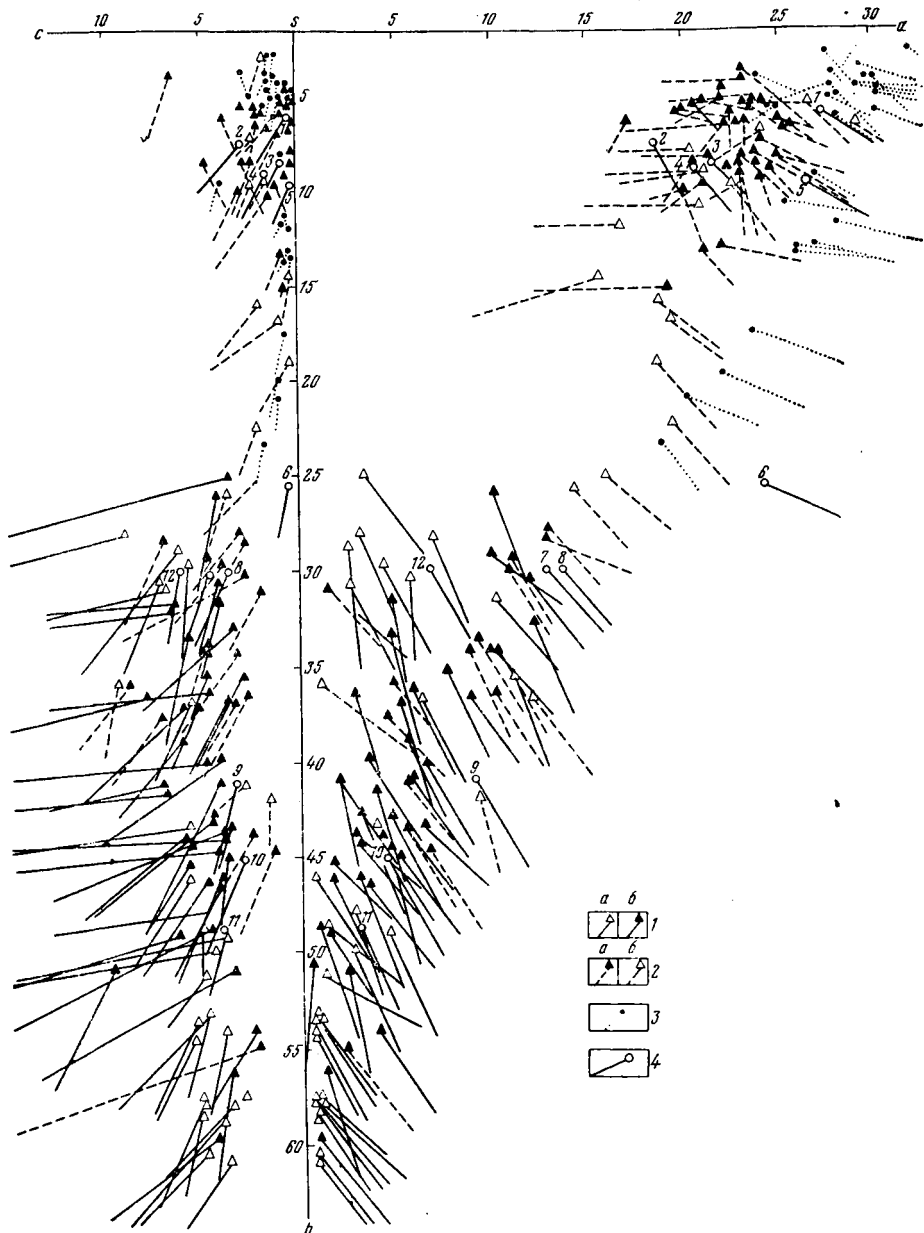


Рис. 29. Диаграмма химических составов пород венд-нижнекембрийской щелочно-базальтоидной формации.

Породы комплексов: 1 — чапинского (а — трубок взрыва, б — даек, некков, покровов, силлов); 2 — кийского (а — дайковой фации, б — гипабиссальной фации); 3 — среднетатарского; 4 — средние типы пород по Дзли (цифры на рисунке): 1 — фойяит, 2 — трахит, 3 — щелочной трахит, 4 — щелочной сиенит, 5 — нефелиновый сиенит, 6 — ийолит, 7 — мончикит, 8 — авгитит, 9 — лимбургит, 10 — анкарарит, 11 — пикрит, 12 — оливиновый диабаз

В Среднетатарском массиве щелочные породы в целом содержат значительно меньше циркония, лития и бериллия и некоторых других элементов, чем близкие к ним по составу породы Кийского массива. С другой стороны, среднетатарские пегматиты и метасоматиты гораздо богаче этими элементами, чем кийские метасоматиты.

Петрохимические и геохимические особенности формации определяются, вероятно, спецификой проявления магматизма в различной структурно-тектонической обстановке. Так, в области региональных разломов и наибольших опусканий (Чапско-Тейский прогиб) магматические породы богаты кальцием, титаном, содержат сравнительно много магния и мало алюминия и щелочей (чапинский комплекс). При этом эффузивы, как правило, богаче магнием и беднее кальцием, чем приповерхностные дайкообразные и некообразные тела. Для рудной минерализации характерны барий, фтор, свинец, цинк и отчасти железо.

В менее прогнутых участках (Кийский прогиб), сопровождающихся соответственно менее глубинными разломами, формировались более крупные и очень разнообразные по составу интрузии. В относительно глубинных штокообразных субвулканических дифференцированных интрузиях (кийский комплекс) образовался последовательный ряд пород, вначале богатых железом и щелочами (ийолиты), затем алюминием и щелочами (нефелиновые сиениты) и, наконец, кремнием и щелочами (щелочные сиениты). Примечательно, что сформировавшиеся позднее приповерхностные пластообразные тела имеют еще более кремнистый состав (кварцсодержащие трахиты). С другой стороны, здесь имеются дайковые породы, относительно богатые магнием и кальцием (оливиновые авгититы, уашититы), аналогичные или близкие по составу чапинским. С кийским комплексом щелочных пород ассоциируют флогопит-апатитовые метасоматиты и карбонатиты с редкометальной и редкоземельной минерализацией. Некоторые разновидности щелочных пород, как установлено нами, являются по-вышенно цезиеносными.

Среднетатарский щелочной массив сформировался на большей глубине и в еще более спокойной тектонической обстановке, чем Кийский; на это указывают свежесть пород, наличие многочисленных пегматитов и отсутствие даек.

Наиболее надежно по геологическим и радиологическим данным устанавливается возраст пород чапинского комплекса. Было выявлено, что в бассейне Большого Алманакана туфогенные породы и туфы щелочных базальтоидов появляются в разрезе вендских отложений чингасанской серии. Подавляющая часть покровных образований щелочных базальтоидов залегает среди отложений лебяжинской свиты нижнего кембрия (реки Чингасан, Малый Алманакан), для которых определен абсолютный возраст по глаукониту в 583 млн. лет. В среднем течении Малого Алманакана на дайку щелочных базальтоидов воздействуют кварц-кар-

бонатные жилы, несущие свинцово-цинковую и барит-флюоритовую минерализацию. Абсолютный возраст галенита из этих жил 550 млн. лет («Материалы по абсолютному возрасту...», 1966). В бассейне Уволги, где также встречаются породы чапинского комплекса (Ножкин, 1968; Кренделев, 1971), щелочные базальтоиды секутся кварц-полевошпатовыми жилами, несущими редко-метальную минерализацию, для которой определен абсолютный возраст свинцово-урано-ториевым методом в 520 и 560 млн. лет («Материалы по абсолютному возрасту...», 1966).

С другой стороны, в среднем и позднем кембрии происходил размыв щелочно-ультраосновных и щелочно-основных вулканитов. На это, в частности, указывают обнаруженные нами вблизи устья Алманакана гальки щелочных базальтоидов среди конгломератов эвенкийской свиты и наибольшее содержание хромита в шлихах, взятых в этом районе из областей ее размыва.

В настоящее время наиболее спорным является вопрос о возрасте щелочных пород кийского комплекса. Этот комплекс приурочен к более позднему (кембрийскому) и менее глубокому прогибу, чем чапинский, что, по-видимому, обусловило большую степень дифференцированности щелочных интрузий, вплоть до появления кварцсодержащих трахитовых порфиров, и несколько меньший их возраст. Так, Кийский щелочной массив частично залегает среди нижнекембрийских доломитов лебяжинской свиты.

К северо-востоку от «Прямого» разлома дайки и пластовые тела щелочных трахитовых порфиров и щелочных лампрофиров рвут красноватые песчано-алевролитовые отложения, которые одни исследователи относят к свите Дыроватого Утеса нижнего кембрия, а другие — к эвенкийской свите верхнего кембрия (Белов, 1970). С другой стороны, разные исследователи (Н. Н. Герарков, Л. И. Антоновская, А. М. Молокоедов) отмечали присутствие в конгломератах так называемой киликейской свиты гальки щелочных пород кийского комплекса. Отложения киликейской свиты не имеют достаточно обоснованного возраста. Однако почти все исследователи и главным образом геологи-съемщики, знающие стратотипичные разрезы эвенкийской свиты в Енисейском крае и его обрамлении, не сомневаются в принадлежности «киликейских конгломератов» к эвенкийской свите среднего — верхнего кембрия. В. П. Белов (1970) считает возраст конгломератов пермским на основании присутствия в них гальки щелочных пород и сопоставления последних с щелочными породами кийского комплекса, для которых получен ряд близких цифр молодого (250—275 млн. лет) абсолютного возраста. Определения абсолютного возраста отдельных минералов и пород (биотита, флогопита, ортоклаза, нефелинового сиенита) производились калий-аргоновым методом в лабораториях МГУ и ЛАГЕД. Аналогичный абсолютный возраст (260 ± 50 млн. лет) получен для галенита из анкеритовой породы Кийского массива. Несмотря на хорошую сходимость полученных результатов, все же можно сомневаться в их

достоверности, поскольку такой абсолютный возраст находится в противоречии с рассмотренными выше геологическими данными. Мы склонны объяснить полученные в целом аномально низкие, на наш взгляд, значения абсолютного возраста для кийских пород их общей сильной измененностью. Обоснование геологического возраста для пород кийского комплекса менее убедительно, чем для чапинского, хотя, по нашему мнению, оно вполне достаточно для отнесения этого комплекса к кембрийской щелочно-базальтоидной формации.

Возраст пород среднетатарского комплекса определяется только по радиологическим данным и, как нам представляется, довольно успешно. Хотя, возможно, он в ряде случаев несколько завышен из-за некоторого избыточного накопления аргона в среднетатарских породах, слагающих апикальную и относительно замкнутую часть штока. Имеется около 20 определений абсолютного возраста различных минералов из последовательно образованных пород Среднетатарского массива. Анализы выполнены в лабораториях ИГЕМ (Свешникова, 1965) и МГУ («Магматические комплексы...», 1964) калий-аргоновым и свинцово-уранотериевым методами и хорошо сопоставляются друг с другом. На основании радиологических данных ийолиты и нефелиновые сиениты образовались в интервале времени 675—662 млн. лет, микроклинизированные нефелиновые сиениты — 660 млн. лет, пегматиты — 618—453 млн. лет. Таким образом, подавляющая часть пород массива по радиологическим данным образовалась в интервале времени венд — ранний кембрий.

ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКАЯ ЩЕЛОЧНО-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К данной формации относятся небольшие штокообразные массивы, сложенные преимущественно щелочными сиенитами и нордмаркитами, а также сопровождающие их жилы и дайки, представленные главным образом щелочными сиенитами и сиенит-порфирами. В краевых частях таких массивов обычно встречаются более богатые кварцем породы, вплоть до граносиенитов. В центральных частях, наоборот, иногда появляются нефелинсодержающие разновидности и, как исключение, нефелиновые сиениты. Для этой формации в отличие от щелочно-базальтоидной характерны резко лейкократовый состав всех фациальных разновидностей пород, относительное обогащение глубинных пород кварцем и обратная последовательность в накоплении кварца и нефелина: сначала образуются породы, богатые кварцем, затем — нефелином.

Венд-нижнекембрийская щелочно-сиенитовая формация, по-видимому, широко развита в Енисейском кряже, но не всегда отчетливо распознается, поскольку часть входящих в нее пород очень близка по составу к разновидностям, принадлежащим к другим формациям: нижнекембрийской щелочно-базальтоидной,

верхнерифейской гранит-граносиенитовой и нижнедевонской щелочно-сиенитовой. Особенно большие трудности для выделения пород щелочно-сиенитовой формации представляют зоны долгоживущих глубинных разломов, как, например, в северо-восточной части кряжа, в которых часто наблюдаются сложные взаимоотношения между породами различных формационных типов.

Лучше всего изучена эта формация в северной и северо-восточной частях кряжа, где в расположении массивов и даек, сложенных породами этой формации, выявляется определенная структурная приуроченность. Обычно они размещаются на продолжении или вблизи зон крупных тектонических нарушений, ограничивающих вендские грабен-синклинали, с которыми пространственно связаны проявления венд-нижнекембрийского щелочно-базальтоидного магматизма. Так, к северу от Чапско-Тейского прогиба, в бассейне Вороговки, на небольшом расстоянии друг от друга находятся близкие по форме и составу Захребетный и Средневороговский щелочные массивы. В южной части Чапско-Тейского прогиба в бассейнах Средней Нойбы, Оллонокона и Уволги наблюдаются два небольших штокообразных тела, сложенных сиенитами и кварцевыми сиенитами. Здесь же установлены многочисленные дайки щелочных сиенит-порфиров мощностью до 10—20 м и жилы существенно полевошпатового состава.

Для подавляющей массы пород, слагающих Захребетный и Средневороговский массивы, являющиеся типичными представителями данной формации, очень характерны своеобразные текстурно-структурные особенности, розовато-желтый или розовый цвет и наличие в качестве главного темноцветного минерала биотита. Последний обычно кучно распределен и встречается в виде мелких или тонкочешуйчатых агрегатов в отдельных участках между относительно крупных габличек или лейст щелочных полевых шпатов. Структура пород гипидиоморфнозернистая, но породообразующие минералы, как правило, деформированы и иногда гранулированы.

Захребетный штокообразный массив располагается в центральной части Вороговской синклинали среди эффузивно-осадочных отложений чивидинской свиты, имеет в плане округлые очертания, площадь выхода около 20 км². По данным Е. И. Врублевича, большая часть массива сложена щелочными сиенитами, а нормальные сиениты, кварцевые меланократовые и нефелиновые сиениты встречаются в подчиненном количестве. Среди нефелинсодержащих пород по внешнему виду, составу и, вероятно, времени образования резко различаются две их разновидности. Первая из них — нефелинсодержащие щелочные сиениты — относительно широко развита, имеет розоватый цвет и содержит редкие (до 3—5%), хорошо различимые макроскопически зеленоватые кристаллы нефелина, полностью замещенные вторичными минералами. По внешнему виду такие породы с трудом отличаются

от широко развитых здесь щелочных сиенитов, с которыми имеют постепенные переходы. Вторая разновидность — типичные нефелиновые сиениты серого цвета — по внешнему виду и составу близка к кийским. Они очень резко отличаются от окружающих щелочных пород свежестью и слагают в центральной части массива несколько небольших линзообразных тел, являющихся, по видимому, наиболее молодыми образованиями.

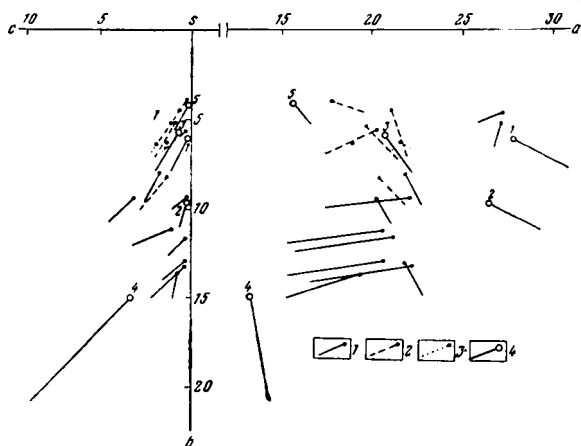


Рис. 30. Диаграмма химических составов пород венд-нижнекембрийской щелочно-сиенитовой формации.

Породы массивов: 1 — Захребетного, 2 — Средневороговского, 3 — Тырадинского, 4 — средние типы пород по Дэли: 1 — феолит; 2 — нефелиновый сиенит; 3 — нордмаркит; 4 — щелочноземельный слюдяной сиенит; 5 — щелочной гранит

Нефелиновые сиениты среднекристаллические и состоят из частично альбитизированного полевого шпата (67%), слабо канкринитизированного нефелина (18%), анальцима (2%), эгирина (13%), биотита (1%). Акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, апатитом и магнетитом. Щелочные сиениты сложены калиевым полевым шпатом (82%), альбит-олигоклазом (14%) и биотитизированной роговой обманкой (4%). В эндоконтактовой зоне сиениты становятся мелкозернистыми, кварцсодержащими (6%) и нередко меланократовыми. Вблизи массива встречается множество тонких (до 1 м) розоватых существенно полевошпатовых жил.

Средневороговский массив имеет размер $0,7 \times 0,7$ км, залегает среди верхнепротерозойских известняков тунгусикской серии и по составу более кислый, чем Захребетный. Нефелинсодержащие породы здесь отсутствуют. Наиболее распространены нордмаркиты, меньше — кварцевые сиениты. В краевых частях массива увеличивается содержание кварца и породы по составу приближаются иногда к граносиенитам. Из акцессорных минералов во всех породах кроме циркона и апатита встречается сфен.

Таблица 22

Средние химические составы пород
венд-нижнекембрийской щелочно-сиенитовой
формации, вес. %

Компоненты	Щелочные сиениты (8)	Нормараниты (6)	Граносиенит (1)	Исфельдовые сиениты (2)	Сиенит- порфир (1)
SiO ₂	58,42	64,33	71,15	56,06	58,70
TiO ₂	0,29	0,24	0,10	0,14	0,21
Al ₂ O ₃	19,96	16,99	14,70	21,99	21,17
Fe ₂ O ₃	1,97	1,65	0,97	2,34	3,30
FeO	3,61	2,39	1,74	1,95	1,17
MnO	0,11	0,06	0,10	0,08	0,13
MgO	0,75	0,45	0,10	0,24	0,61
CaO	0,21	1,42	0,84	1,15	0,28
Na ₂ O	5,07	5,59	5,40	8,70	4,60
K ₂ O	6,64	5,45	4,82	4,95	7,56
P ₂ O ₅	0,77	0,05	0,01	0,09	0,07
П.п.п.	0,19	0,96	0,45	1,33	2,12
С у м м а	97,99	99,58	100,38	99,02	99,92

Жильные породы редки. Массив с различной степенью детальности изучался Ф. П. Кренделевым (1971), Л. К. Качевским (1966 г.) и В. М. Даценко (1969).

В петрохимическом отношении преобладающие типы пород щелочно-сиенитовой формации относятся к плюмазитовому ряду с преобладанием калия в составе щелочей (рис. 30). Средние химические составы пород приведены в табл. 22.

Щелочные породы формации обладают обычно относительно повышенной радиоактивностью и сопровождаются специфичной рудной минерализацией. По данным А. Д. Ножкина (1968) и Ф. П. Кренделева (1971), абсолютный возраст нойбинских кварцев

вых сиенитов и кварц-полевошпатовых жил по ториту и монациту согласно определениям Р. М. Гольда и др. (Томский политехнический институт) равен 470 ± 15 млн. лет. По данным исследований М. И. Волобуева («Геохронология докембрия...», 1968), возраст кварц-полевошпатовых жил щелочного комплекса бассейна р. Теи несколько больший — 560 ± 40 и 520 ± 30 млн. лет. Ф. П. Кренделев и А. Д. Ножкин (1961) указывают, что кварц-полевошпатовые метасоматические жилы в среднем течении Уволги воздействуют на дайки щелочно-ультраосновных пород, относимых нами к нижнекембрийской щелочно-базальтоидной формации. По нашим материалам Н. Н. Амшинским калий-аргоновым методом определен абсолютный возраст граносиенитов Средневороговского массива, который оказался равен 616 млн. лет. Породы щелочно-сиенитовой формации установлены в виде гальки среди конгломератов эвенкийской свиты среднего и верхнего кембрия.

А. Д. Ножкин (1968) относит рассмотренные выше щелочные породы к сиенитовому комплексу среднекембрийской щелочной гранитоидной формации. Е. И. Врублевич связывает появление щелочно-сиенитовой ассоциации с гранатитидным магматизмом татарско-аяхтинского комплекса и относит во времени к эпохе замыкания позднепротерозойской геосинклинали.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Формирование магматических пород в Енисейском кряже проходило в течение архейского, карельского, байкальского, каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов (см. табл. 1). Наиболее полно выражены архейский и байкальский циклы, причем подавляющее большинство магматических образований связано с последним из них, характеризующимся полным набором формаций всех стадий геосинклинального развития.

Общей особенностью тектоно-магматической эволюции Енисейского кряжа является чередование во времени базитового и гранитоидного магматизма. Циклы начинаются образованием базальтоидных формаций и завершаются гранитоидными. На фоне этой цикличности и поступления сравнительно однообразной по составу базальтовой магмы из подкоровой зоны в результате геосинклинально-складчатых процессов увеличивается объем, с одной стороны, гранитоидных и щелочных пород, с другой — ультраосновных. Однотипные формации повторялись неоднократно, однако в каждой последующей из них устанавливаются изменения, связанные с общей эволюцией геосинклинально-складчатой области.

Для архейской геосинклинальной системы в отличие от более поздней рифейской характерен малый и довольно простой набор магматических формаций, что подтверждает известные факты о слабой дифференциации протогеосинклинальных систем. Полоса развития пород архейского и карельского циклов в рифее существовала уже как зона геоантиклинальной структуры с гранитоидным и дайковым базальтоидным магматизмом.

В байкальском цикле, характеризующемся большой сложностью и разнообразием магматизма и рудоносности, выделяются геосинклинальный, орогенный (сининверсионный), субплатформенный и платформенный этапы, с которыми связаны проявления магм собственно базальтоидной и гипербазитовой, гранитоидной, трахибазальтовой, щелочно-базальтоидной и щелочно-сиенитовой. В этом цикле проявились почти все типы формаций, свойственные фанерозойским геосинклинально-складчатым системам.

Начало образования вулканитов metabазальтовой и metabазальт-липаритовой формаций устанавливается в кординское время, в период заложения рифейской геосинклинали. Вулканизм в значительной степени тяготеет к площадям зарождающихся геоантиклинальных структур и проявился в виде основных, реже

кислых лавовых излияний и вулканических выбросов в условиях неглубокого моря. Последнее доказывается наличием среди вулканогенных толщ конгломератов, гравелитов и песчаников.

В сосновско-потоскуйское и шунтарское время проявляется металипарит-андезит-базальтовая формация. Ее формирование происходит в тектонически неспокойной обстановке, на что указывают резкие фациальные изменения во вмещающих вулканиты толщах, широкое развитие эксплозивного материала и продуктов фумарольной деятельности (Корнев, 1972). В этот период большая часть кислых вулканитов метадацит-липаритовой формации образовалась в геантиклинальных поднятиях, прослеживающихся вдоль эвгеосинклинальных зон разломов.

Становление гипербазитовой формации в эвгеосинклинальной зоне происходит не только на океанической коре, но и в пределах вторичных наложенных геосинклинальных прогибов (южная часть кряжа), развивающихся на ранее консолидированном жестком гранито-гнейсовом основании. Большая часть гипербазитовых тел сформировалась в потоскуйское и шунтарское время, в период окончательной смены режима растяжения, свойственного стадии прогибания, режимом сжатия, присущего стадии замыкания.

С этим же периодом связано становление массивов дунит-пироксенит-габбровой формации, проявившихся на крыльях геантиклинальных поднятий и располагающихся часто на продолжении поясов интрузий гипербазитовой формации, вблизи выступов пород более древней консолидации. Эти формации, как и в других регионах, близки по времени образования и связаны между собой постепенными переходами.

В период заложения вторичных прогибов по окраинам геантиклинальных поднятий происходит становление метаандезит-базальтовой формации.

В орогенный этап в связи с инверсией геосинклинали на широких площадях проявилась гранитоидная формация. Ее формирование было единым и длительным процессом, охватившим интервал времени от 930 до 850 млн. лет. Наблюдается некоторое отличие гранитоидных массивов, сформировавшихся в разных структурно-формационных зонах и на разных уровнях глубинности.

Несколько позднее происходит становление гранит-граносиенитовой формации, пространственно связанной с геантиклинальными поднятиями Центрального антиклинория. Ее формирование происходило в зонах повышенной тектонической активности в условиях более жесткой вмещающей среды.

Вендская трахибазальтовая формация проявилась в виде редких маломощных потоков и покровов лав, туфолав и туфов основного состава на склонах предвендских и вендских прогибов вблизи крупных региональных разломов; она развита преимущественно на уровне чивидинской свиты (реки Листвяжная, Захребетная и др.).

В поздневендское и раннекембрийское время в условиях платформенного режима и часто вблизи площадей развития трахизальтовой формации в изолированных прогибах (Тейский, Кийский и Вороговский) происходило становление пестрой по составу щелочно-базальтоидной формации. В отдельных участках (бассейны Кии и Чапы) она по составу и характеру проявления приближается к формации ультраосновных и щелочных пород с карбонатами.

Близко по времени формирования к щелочно-базальтоидной формации становление вендско-нижнекембрийской щелочно-сиенитовой формации, местами и территориально сопряженной. Нередко они сменяют друг друга по латерали, однако чаще тела и массивы щелочно-сиенитовой формации проявляются обособленно (реки Захребетная, Вороговка). Они фиксируют собой наиболее жесткие консолидированные участки активизированных зон и в отличие от пород собственно щелочно-базальтоидной формации, располагающихся чаще в прогибах, развиты на площадях смежных горстов и горст-антиклиналей.

При формировании габброидных и базальтоидных формаций в Енисейском краже происходила дифференциация базальтовой магмы как на месте становления массивов, так и в промежуточных очагах. Наиболее дифференцированными являющиеся интрузивы, располагающиеся вблизи региональных зон разломов. По-видимому, беспокойные тектонические условия способствовали становлению сильно дифференцированных и ритмичнослоистых интрузивов.

Общепризнано, что состав верхней мантии в различных участках Земли неоднороден. Сопоставление объема базальтоидных магматитов Енисейского кража с несравненно малым объемом развитых здесь ультрабазитов (не более 1%) наводит на мысль о том, что подкоровое вещество, по-видимому, представлено преимущественно базитами и дифференциация его дает то разнообразие пород, которое мы видим в Енисейском краже. Имеющийся материал дает основание предполагать существенно эволютивный состав подкорового вещества в этом регионе. Действительно, наиболее тонкой была земная кора в архее. Казалось бы, что здесь в это время были самые благоприятные условия для проникновения ультрабазитов в верхние ее части. Однако в канской серии архея установлено большое количество интрузий габбро-норитового и диабазового состава дунит-пироксенит-габбровой формации. Дифференциация их в отдельных более крупных массивах, приуроченных к протяженным зонам разломов, приводит лишь к появлению небольшого объема пироксенитов, верлитов и дунитов, имеющих постепенные переходы с габброидами и анортозитами (Корнев, 1962₂).

Более заметное проявление ультраосновной магмы произошло в позднем рифее (гипербазитовая формация), когда земная кора стала более мощной. Однако здесь это произошло на фоне зна-

чительных внедрений и излияний базальтовой магмы, давших громадные пояса пород метабазальтовой, металипарит-андезит-базальтовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций.

О постепенных переходах между продуктами разновозрастных гипербазитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций уже упоминалось. Эта постепенность устанавливается и при сопоставлении средних химических составов пород (см. табл. 6, 7). Они образуют единую серию, гипербазитовые члены которой приурочены преимущественно к геосинклинальным прогибам, габброиды — к геоантиклинальным поднятиям, а вместе они фиксируют собой зоны эвгеосинклинальных глубинных разломов. И в этом случае массивы гипербазитовой формации чаще развиты в участках сближения эвгеосинклинальных разломов. Это обстоятельство позволяет предположить, что гипербазиты не являются «сквозьструктурными» образованиями, как это обычно принято считать. Вполне вероятно, что они являются продуктом наиболее интенсивной дифференциации базальтовой магмы в более напряженных в тектоническом отношении условиях.

Базальтоиды метабазальтовой формации при начавшемся геосинклинальном процессе являлись первыми выплавками подкоровых очагов, которые обуславливали вынос относительно более кислого материала, что приводило к появлению в очагах более тугоплавкого основного и ультраосновного субстрата («Происхождение...», 1970). В ранний геосинклинальный этап в период резкой тектонической активизации и мощного сжатия происходит появление в земной коре вторичных очагов кислой и основной магм, а в подкоровом субстрате выплавление уже остаточных более тугоплавких продуктов — основных и ультраосновных магм (Шейнман, 1968).

Гранитоидный магматизм в архейском и протерозойских циклах представлен геологически единой серией пород, начинающейся с автохтонных (метасоматических) гранитов, которые сменялись параавтохтонными и аллохтонными (магматическими). Они представляют собой ряд последовательного преобразования (ультраметаморфизма и переплавления) геосинклинальных первичноосадочных и вулканогенных толщ, а также базальтоидных интрузивных пород и в отличие от основных и ультраосновных пород являются коровыми образованиями.

На примере изученного магматизма Енисейского края устанавливается, что сиалическая земная кора и граниты являются вторичными, исторически более поздними образованиями, возникшими в результате неоднократного изменения основных пород и вмещающих их толщ. Особенно наглядно это видно на примере архейских базитов дунит-пироксенит-габбровой формации, преобразованных в позднеархейскую, раннепротерозойскую и рифейскую эпохи в гранитоиды и гранито-гнейсы. Тела базитов часто представляют собой мелкие реликты среди гранитизированных, некогда более крупных тел и массивов. В них в процессе эволю-

ции уменьшается содержание кальция, магния и железа и наблюдается преобразование в более кислые гранитоидные породы (Корнев, 1961, 1966, 1968₂). Роль кислых пород увеличивалась в составе каждого последующего этапа. Эта тенденция устанавливается по многим другим регионам (Соловьев, 1970; Беус, 1972; Кутюлин, 1969) и объясняется обычно процессами гранитизации (Коржинский, 1967). Вопрос об источниках главных привносимых при гранитизации компонентов (кремний, калий, натрий и др.) остается дискуссионным. Допускается, что ими могут быть мантия и вещество самой земной коры.

Сравнение средневзвешенных составов пород разновозрастных геосинклинальных базитовых формаций Енисейского кряжа (табл. 23, рис. 31) указывает на их закономерное изменение от древних к молодым и превращение со временем в более кислые. В породах происходит увеличение содержания суммы щелочей, кремния, отношения K_2O к Na_2O и уменьшение CaO , FeO и частично MgO . Это, по-видимому, связано с ассимиляцией и контаминацией вмещающих обычно более кислых толщ, мощность которых со временем становится большей, а состав все более кислым, а также, вероятно, с дебазификацией (сиализацией) самих базитов в условиях земной коры в результате длительного

Таблица 23

Средний химический состав базитовых и гипербазитовых формаций Енисейского кряжа, вес. %

Компоненты	Формация									
	Дунит-пироксенит-габбровая (архей) (61)	Габбро-диорит-диабазовая (77)	Метабазальтовая (127)	Гипербазитовая (71)	Метадiorит-аплезит-базальтовая (246)	Дунит-пироксенит-габбровая (92)	Метадиезит-базальтовая (44)	Трахитбазальтовая (16)	Щелочно-базальтовая (84)	Трапповая (триас) (146)
SiO_2	51,37	48,44	48,01	38,57	49,06	46,93	47,84	45,47	37,87	47,92
TiO_2	1,14	1,55	1,45	0,12	1,59	0,91	1,71	3,27	2,33	1,44
Al_2O_3	14,99	14,95	15,10	1,53	15,69	13,07	15,74	14,92	10,10	15,40
Fe_2O_3	3,28	4,80	3,06	4,87	3,43	2,81	3,32	3,26	6,26	4,28
FeO	9,05	8,55	8,35	3,55	7,21	6,80	7,99	11,04	6,48	8,77
MnO	0,19	0,22	0,17	0,11	0,24	0,31	0,16	0,17	0,17	0,19
MgO	6,01	6,39	6,98	36,59	5,76	11,91	5,89	4,21	9,67	6,76
CaO	9,51	9,36	8,80	1,33	6,94	8,37	8,62	6,76	12,10	9,85
Na_2O	1,90	2,08	2,31	0,07	2,30	1,62	2,57	1,98	1,06	2,22
K_2O	0,60	0,67	0,79	0,04	1,18	0,71	1,51	1,23	1,14	0,58
P_2O_5	0,19	0,20	0,21	0,02	0,32	0,09	0,28	0,46	0,80	0,13
П.п.п.	1,11	2,49	4,12	12,32	5,64	4,86	3,96	7,23	11,53	1,45
H_2O	0,67	—	0,98	—	0,20	0,32	—	0,08	0,42	—
Сумма	100,01	99,70	100,33	99,12	99,56	98,71	99,59	100,08	99,93	98,99

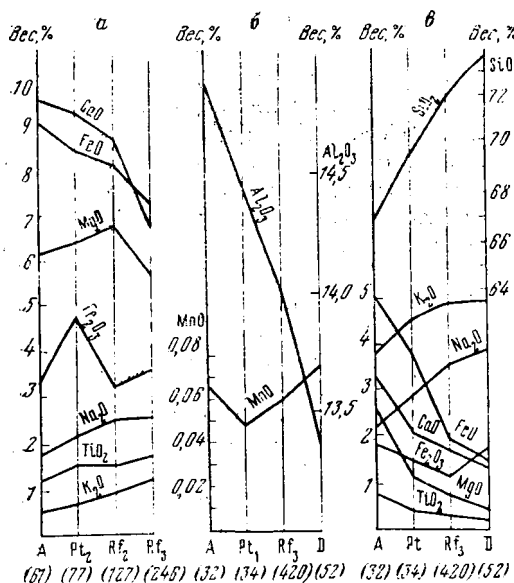


Рис. 31. Содержание петрогенных окислов в разновозрастных геосинклинальных базальтах (а; по данным Т. Я. Корнева) и гранитоидах (б и в; по данным В. М. Дадченко) Енисейского края.

На оси абсциссы — возраст магматических пород и в скобках число химических анализов

физико - химического взаимодействия с агентами глубинной и приповерхностной гидросфер, обуславливающих вынос из них более подвижных кальция, магния и железа (Перельман, 1972; Бзус, 1972) и относительное обогащение кремнием, алюминием, натрием и калием (Корнев, 1966, 1968₂). Дебазификация обуславливает «поокисление» самих вмещающих осадочно - метаморфических толщ, слагающих гранито-гнейсовый слой земной коры. Процессы сиализации характерны для геосинклинальных формаций и являются, по-видимому, главной причиной общей направленности и необратимости эволюции магматизма во времени.

Процессами сиализации можно объяснить также установленное нами направленное изменение средних составов разновозрастных гранитоидов Енисейского края в интервале архей — поздний рифей. Эта же тенденция сохраняется и на более поздних этапах, что подтверждается, в частности, сравнением с более молодыми девонскими гранитоидами смежных районов северо-западной части Восточного Саяна (см. рис. 31). С течением времени, от архей до девона, в гранитоидах уменьшаются содержания магния, кальция, железа, титана, алюминия и увеличивается количество кремния, калия и натрия.

Сиализация рассматривается нами как результат сложного многостадийного процесса, протекавшего при оптимальном сочетании многочисленных благоприятных факторов. Она проявилась более активно в крупных сводовых поднятиях и наиболее интенсивно в архее, раннем и позднем протерозое. Для каждой базитовой формации сиализация начинается с периода прохождения магматических расплавленных масс через более кислые толщи земной коры, когда происходит частичное удаление феррических и захват салических элементов, и заканчивается многообразными наложенными процессами метаморфизма, ведущими в большинстве случаев к преобразованию основных пород в более кислые.

Часть вынесенного из гранитизированного субстрата материала при процессах сиализации локализуется в метаморфических сланцах, залегающих выше зон гранитизации, и представлена широко развитыми в них железо-магнезиальными карбонатами и зонами карбонатных, железистых и магнезиальных пород. Преобладающая часть высвобождающихся кальция, магния и железа, как видно на примере Енисейского кряжа, вынесена в верхние (поверхностные) горизонты, что предположительно подтверждается синхронностью регионального метаморфизма и гранитообразования с процессами накопления в близлежащих прогибах мощных толщ осадочных железных руд и карбонатных пород (Ангара-Питская и Кордо-Лебяжинская синклинали).

На основании изучения магматических формаций Енисейского кряжа устанавливается, что цикличность магматизма обязана подкоровым процессам, связана с чередованием поднятий и опусканий земной коры по системе глубинных разломов и обусловлена космогенной и внутренней эндогенной периодизацией тектонических процессов. В периоды спусканий наблюдается прогибание трога геосинклинали, мощное осадконакопление и излияние базальтоидов; с периодами поднятий связано проявление кислого вулканизма, гранитоидного и щелочного магматизма. Направленность и необратимость развития магматизма во времени обязаны в основном воздействию более кислого субстрата земной коры на внедряющуюся базальтоидную магму и наложению верхнекоровых процессов дебазификации (сиализации), обуславливающих превращение земной коры океанического типа в континентальный. Это находится в соответствии с новейшими представлениями об эволюции состава осадочного материала земной поверхности, атмосферы и гидросферы (Ронов, 1972; Синицын, 1972).

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж, ранее известный как один из крупных центров золотодобычи, в свете новых открытий представляется сложной комплексной металлогенической провинцией. В его пределах установлено большое количество рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых, связанных с магматизмом, в частности таких металлов, как железо, титан, марганец, хром, молибден, олово, вольфрам, сурьма, ртуть и др. Преобладающая их часть связана с верхнепротерозойским магматизмом. Установлена большая роль вулканизма в рудообразовании.

К наиболее важным открытиям 1956—1965 гг. относятся полиметаллические месторождения и перспективные рудопроявления, обнаруженные геологами Красноярского геологического управления среди карбонатно-сланцевых толщ верхнего рифея (Ю. Н. Глазырин, Е. И. Врублевич, А. Т. Стеблева, М. Л. Шерман, Ю. А. Озерский, В. И. Казаров, Н. Г. Шубенин, Е. В. Покровский, Л. Г. Саванович, Ю. А. Чернов, Г. Г. Тузлуков, В. В. Терещенко, В. А. Лисин, Б. А. Скороделов и др.). Сначала они были изучены в южной части Заангарья в междуречье Ангара и Тиса. Позднее к северо-западу на продолжении полосы проявления полиметаллического оруденения вплоть до северной оконечности кряжа были установлены новые аналогичные сульфидные руды свинца, цинка и, кроме того, перспективные рудопроявления меди, залегающие также в карбонатно-терригенных и зеленосланцевых вулканогенно-осадочных толщах среднего и верхнего рифея (Н. С. Подгорная, Е. А. Долгинов, И. К. Кокодзеев, Е. И. Врублевич, В. П. Богадица, Л. К. Качевский, Т. Я. Корнев, Н. Г. Шубенин, И. Г. Комов, В. Н. Протопопов, Б. А. Скороделов). Были выявлены новые рудопроявления в южной части Заангарья (А. Е. Березий, Л. Г. Саванович, Т. Я. Корнев, В. Г. Петров и др.).

Большинство исследователей рассматривают все проявления полиметаллов и меди как одновозрастные образования и по генезису относят к гидротермальному типу (Аладышкин, 1969), часто связывая с позднерифейским гранитоидным магматизмом. Были попытки формирования руд ставить в связь с трапповым магматизмом (В. Н. Выдрин и др., 1965 г.), с диабазовыми дайками верхнего протерозоя («Стратиграфия и магматические...», 1964; Шерман, 1971₂), малыми интрузиями гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Вопрос о стратиграфическом положении рудных

залежей остается дискуссионным, поскольку на юге они располагаются среди карбонатно-сланцевых толщ тунгусикской серии верхнего рифея (см. рис. 1, 2), а на севере родственные по составу вмещающие их толщи многие исследователи относят к сухопитской серии среднего рифея.

Проведенные нами в течение 1965—1972 гг. тематические исследования в пределах всей зоны оруденения показали, что большинство сульфидных полиметаллических и медных рудопроявлений и месторождений относятся к стратиформным, располагаются в основном среди верхнерифейских эвгеосинклинальных отложений тунгусикской серии и характеризуются многими общими чертами. Были получены данные, свидетельствующие о том, что часто вмещающими рудные залежи породами являются различные сланцы, содержащие туфы основного и кислого состава и прослои биогенных известняков и доломитов. Установлена зональность в распределении типов оруденения. Исследования показали, что рудная минерализация связана с позднерифейским геосинклинальным вулканизмом и принадлежит к одной колчеданно-полиметаллической рудной формации (Корнев, 1968₁, 1969₁, 1971₁, 1972). В процессе работ был открыт ряд новых колчеданно-полиметаллических рудопроявлений и установлены новые зоны (реки Вороговка, Кутукас, Нижняя Сурниха, Кия, Солоха, Тис, Столбовая, Исаковка). Был выделен пояс колчеданно-полиметаллического оруденения. Верхнерифейский возраст колчеданно-полиметаллических руд ($870-900 \pm 50$ млн. лет) подтвержден сейчас большим количеством определений абсолютного возраста из многих рудопроявлений и месторождений («Материалы по абсолютному возрасту...», 1966; Шерман, 1971₁).

Помимо известного Горевского и изучающегося в настоящее время Линейного месторождений в Енисейском кряже установлено свыше 300 колчеданно-полиметаллических рудопроявлений и точек минерализации. Несколько десятков из них по предварительным данным имеют сравнительно большие размеры, высокие содержания рудных компонентов и являются весьма перспективными. Преобладающая их часть развита на западном склоне кряжа, где они образуют колчеданно-полиметаллический пояс, протягивающийся на 460 км от р. Ангара на юге до р. Подкаменной Тунгуски на севере. Ширина пояса по р. Ангаре максимальная, достигает 100 км. Наибольшая часть рудопроявлений концентрируется в Орловско-Каитыбинском и Вороговском синклинариях в участках, прилегающих к Сухопитской, Татарской, Белокопытовской, Кутукасской и Осиновской антиклиналям (рис. 32). Конфигурация пояса в плане в большей мере обусловлена современным эрозионным срезом, но в целом на обзорной карте он имеет вид полосы, протягивающейся по азимуту $340-350^\circ$.

Границами пояса служат глубинные Приенисейский и Восточный разломы. В позднем рифее здесь господствовал эвгеосинклинальный режим, характеризовавшийся повышенной тектонической

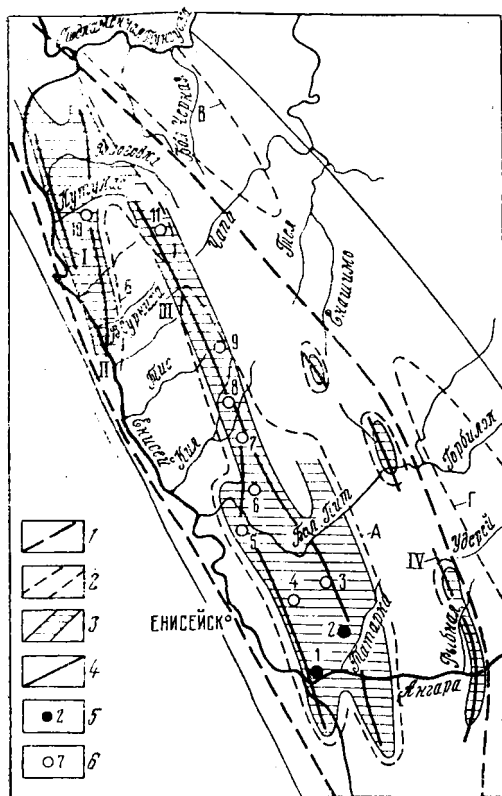


Рис. 32. Схема размещения колчеданно-полиметаллического оруденения в заангарской части Енисейского края.

1 — глубинные энгеосинклинальные зоны разломов; 2 — синклиналии (А — Орловско-Каитыбинский, Б — Вороговский, В — Кордо-Лебяжинский, Г — Ангаро-Шитский); 3 — площади развития колчеданно-полиметаллического оруденения; 4 — зоны наибольшей концентрации колчеданно-полиметаллических рудопоявлений и месторождений (I — Западная, II — Приенисейская, III — Центральная, IV — Восточная); 5 — месторождения колчеданно-полиметаллических руд (1 — Устьангарское, 2 — Линейное); 6 — рудопоявления колчеданно-полиметаллических руд (3 — Дауглинское, 4 — Сухопитское, 5 — Устьпикское, 6 — Тенегинское, 7 — Верхнелесное, 8 — Родниковое, 9 — Тяглинское, 10 — Харнузинское, 11 — Еловское)

простираения (см. рис. 32). С Приенисейской и Западной зонами пространственно сопряжены серпентиниты гипербазитовой формации, с Восточной — граниты верхнерифейской гранитоидной формации, вдоль Центральной зоны широко развиты пояса даек диабазов, габбро-диабазов и кварцевых порфиров металипарит-андезит-базальтовой формации.

мобильностью, активным вулканизмом, основным и ультраосновным магматизмом. В пределах пояса многочисленны мелкие интрузии габбро, габбро-диабазов, диабазов, порфиров, альбитофиоров и кварцевых порфиров, образующих местами протяженные полосы.

В блоках, не подвергающихся гранитизации, поднятия были в общем малы, благодаря чему рудоносные образования на значительной площади эродированы неглубоко (не более 1—3 км). Структуры дорудного фундамента и вскрытые гранитоидные массивы слагают около 20—25% площади всего полиметаллического пояса. Остальная его часть относится к потенциально перспективной. Продуктивная на колчеданно-полиметаллическое оруденение тунгусикская серия занимает площадь не менее 20 тыс. км².

На фоне широкого пояса распространения колчеданно-полиметаллического оруденения выделяются протяженные линейно вытянутые Приенисейская, Западная, Центральная и Восточная зоны оруденения, ориентированные согласно с простираем основных складчатых и разрывных структур северо-западного

Приенисейская зона одна из коротких, ее длина 90 км. Начинается зона на юге от низовьев р. Нижней Сурнихи и прослеживается через реки Солоху и Кутукас до р. Киселихи на севере. В ней установлены серноколчеданные и медноколчеданные рудопроявления. В большинстве случаев они располагаются среди карбонатно-терригенных толщ тунгусикской серии, в составе которой значительно развиты вулканиты металипарит-андезит-базальтовой формации, метаморфизованные до хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев. Ассоциирующие с этими породами черные графитистые сланцы насыщены тонкорассеянными пиритом и марказитом, часто содержат мелкие линзы серноколчеданных руд.

Одним из типичных рудопроявлений зоны является Солохинское, расположенное по р. Солохе в 6 км от ее устья. Оно приурочено к толще пиритизированных зеленосланцевых туфов и углисто-глинистых сланцев с прослоями известняков, которые подстилаются лавами основного состава. Оруденение представляет собой залежь мощностью до нескольких метров среди туфов, содержащих линзы дацитовых и липаритовых порфиров потоскуйской свиты. В одном из обнажений рудной залежи в левом борту долины реки среди лимонитов установлены реликтовые участки серноколчеданных руд, в которых количество тонкозернистого пирита достигает 90%. Здесь же в свалах присутствуют обломки лимонитов с реликтами халькопирита (до 3—4%) и пирита, натечными образованиями малахита. В окисленных рудах обнаружены медь до 1,5%, цинк 0,05%, серебро 0,001% и марганец 1%. К югу и северу от рудопроявления отмечаются участки с широким развитием лимонитов. Рудопроявление, как и большинство других, не изучено.

Западная зона приурочена к восточной части Вороговского синклинория; протяженность ее около 140 км. Зона прослеживается от р. Верхней Сурнихи на юге до р. Порожной на севере. Она устанавливается по выходам лимонитов, гидрохимическим и металлометрическим аномалиям. Наибольшие сведения в этой зоне имеются по Хариузинскому медноколчеданному рудопроявлению, являющемуся переходным к медно-цинковому (Корнев, 1969). По рекам Исаковке и Нижней Сурнихе известны медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические рудопроявления, приуроченные к участкам широкого развития карбонатных пород тунгусикской серии.

В пределах рассматриваемой зоны имеются рудопроявления прожилково-вкрапленных медно-цинковых руд. Типичный представитель — Нотаканское рудопроявление, установленное нами по правому притоку р. Столбовой руч. Нотакан. Оно представляет собой интенсивную сульфидизацию (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит) в виде вкрапленности и мелких прожилков в толще переслаивания серицит-хлорит-кварцевых сланцев, базальтовых порфиров, дацитовых порфиров и их туфов. Полоса оруденения согласна с простиранием пород, имеет в плане ширину до несколь-

ких десятков и протяженность до нескольких сот метров. Содержание меди в зоне окисления 1,15%, цинка 0,46%, кобальта 0,01%.

Центральная зона колчеданно-полиметаллического оруденения является наиболее протяженной (400 км), прослеживается согласно с простиранием вмещающих толщ от приустьевой части р. Ангары на юге до верховьев р. Вороговки на севере. В южной части зона раздваивается: юго-западная ее ветвь наблюдается вдоль западного крыла Сухопитской антиклинали, северо-восточная — вдоль восточного крыла. В южной части зоны выявлены преимущественно полиметаллические рудопрооявления и месторождения, в северной — медно-полиметаллические и медные.

В пределах Центральной зоны известно максимальное количество рудопрооявлений. Она является наиболее перспективной в отношении открытия месторождений медных и полиметаллических руд. Наиболее интересными здесь являются рудопрооявления Сухопитское, Петрищевское, Устьпитское, Тенегинское, Малокаменское, Лесное, Северное, Верхнетисское и Еловское. По некоторым из них пройдены одиночные скважины глубиной 25—150 м. В пределах зоны к настоящему времени оценены только Горевское и Линейное колчеданно-полиметаллические месторождения.

Восточная зона прослеживается вдоль центральной полосы эвгеосинклинальных разломов. Она начинается от р. Рыбной (правый приток р. Ангары) и протягивается с перерывами на северо-запад через р. Панимбу до р. Енашимо. Перерывы в ней обусловлены выходами на поверхность массивов гранитов и толщ сухопитской серии среднего рифея, подстилающих рудоносную тунгусикскую серию. Вмещающие рудные залежи толщи в отличие от других зон метаморфизованы сильнее. Типичными представителями зоны являются Благовещенское серноколчеданное и Большепитское барит-полиметаллическое рудопрооявления.

Благовещенское рудопрооявление серноколчеданных руд, по данным И. Г. Комова, находится в бассейне руч. Благовещенского, левого притока р. Енашимо. Оно представлено согласной пластовой залежью сульфидных руд мощностью до 40 м и протяженностью более 200 м, приуроченной к зоне контакта черных графитистых сланцев с кварц-серицитовыми и кварц-карбонатно-слюдистыми сланцами потоскуйской свиты. Текстура руд изменяется от массивной до вкрапленной. Состоят они в основном из пирита и пирротина, меньше халькопирита, халькозина и ковеллина. В рудах устанавливаются примеси золота, серебра, галлия, иттрия, селена и теллура. Над рудным телом фиксируется интенсивная магнитная аномалия.

Колчеданно-полиметаллические руды обнаружены геологами Ангарской экспедиции КГУ и нами в восточной части Енисейского кряжа в пределах Ангаро-Питского и Кордо-Лебяжинского синклинория по рекам Удерею, Каменке, Горбилоку, Большому Питу, Большой Черной (см. рис. 32), где представлены маломощными пластовыми телами и линзами, залегающими также среди

верхнерифейских графитисто-глинистых и алевроитовых сланцев и известняков тунгусикской серии, содержащих иногда небольшую примесь пирокластического материала (Корнев, 1972). В отличие от всех колчеданных проявлений кряжа рудопроявления в этих районах располагаются среди миогеосинклинальных осадочных образований, являются наиболее удаленными от очагов вулканической деятельности и несут в себе значительно больше черт осадочного генезиса. На этом же уровне выявлены проявления осадочных медных руд (р. Горбилук). Все они остаются практически неизученными.

Имеющийся фактический материал указывает на то, что все колчеданные проявления и участки минерализации, сопрягающиеся с многочисленными металлометрическими и гидрохимическими аномалиями свинца, цинка и меди, не представляют собой локальное явление, а развиты на широкой площади кряжа в пределах распространения карбонатно-вулканогенно-терригенных толщ тунгусикской серии верхнего рифея, имеющих абсолютный возраст в пределах 1060—900 млн. лет («Геохронология докембрия...», 1968). Большая часть рудопроявлений приурочена к рассмотренным протяженным четырем зонам, фиксирующим собой в региональном плане полосы позднерифейского вулканизма, участки перехода структурно-фациальных зон, а также зоны дробления и рассланцевания.

Большинство колчеданно-полиметаллических рудопроявлений и месторождений представлено согласными пластовыми телами и линзами мощностью до нескольких десятков и длиной до нескольких сот метров. Некоторые из них достигают в длину 1—2 км, при этом очень часто выдерживается стратиграфический уровень (Линейное месторождение). По простиранию после некоторого прерыва на этом же уровне часто появляются новые пластовые тела и линзы колчеданно-полиметаллических руд. Отмечается регенерация рудного вещества и перемещение его в боковые породы. Вмещающие толщи характеризуются высокими содержаниями свинца, цинка меди и других металлов.

Рудопроявления на поверхности представлены, как правило, выходами лимонитов, которые являются типичные «железными шляпами», сложенными гидроокислами железа, кварцем, альбитом, хлоритом, карбонатами, каламином, церусситом, малахитом, баритом и реликтами рудных минералов — пиритом, халькопиритом, пирротинитом, марказитом, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, магнетитом, гематитом, арсенопиритом. В зонах окисления постоянно устанавливаются повышенные содержания меди, цинка, свинца, мышьяка, кобальта, молибдена, кадмия, сурьмы, висмута, серебра и золота. На некоторых рудопроявлениях изучены зоны вторичного обогащения с широким развитием ковеллина, халькозина и борнита. Глубина развития зоны окисления сульфидных тел в среднем около 60—80 м. На участках большинства рудных тел устанавливаются четкие гидрохимические аномалии меди,

цинка, свинца, висмута, мышьяка, сурьмы (Шубенин, 1969), а в случаях повышенного содержания магнетита и пирротина — высокие магнитные аномалии (реки Енашимо, Вороговка и Тырада).

Диапазон распространения колчеданного оруденения в Енисейском кряже по разрезу варьирует в пределах единой средне-верхнепериферийской геосинклинальной толщи полициклического строения мощностью около 8—9 км, разделенной на сухопитскую (1300—1100 млн. лет) и тунгусикскую (1060—900 млн. лет) серии, между которыми отчетливо устанавливается перерыв в осадконакоплении.

Подавляющее большинство рудных залежей, металлогенетических и гидрохимических аномалий меди, цинка и свинца располагаются в верхней части геосинклинальной толщи среди метаморфизованных карбонатно-терригенных и эффузивно-осадочных толщ тунгусикской серии верхнего рифея (сосновская, потоскуйская, шунтарская и токминская свиты), содержащих большое количество кислых и основных вулканитов металипарит-андезит-базальтовой и метадацит-липаритовой формаций.

В нижележащей сухопитской серии среднего рифея (кординская, горбилоская, удерейская и погоруйская свиты) установлено лишь несколько мелких сульфидных проявлений колчеданного типа (реки Осиновая, Исаковка, Татарка и др.). Они тяготеют к горизонтам вулканитов metabазальтовой формации и к зонам дробления. Здесь пока известны серноколчеданные и реже медноколчеданные руды.

Продуктивная тунгусикская серия имеет мощность до 3—4 км и характеризуется законченностью цикла осадконакопления от преимущественного развития терригенных образований внизу до вулканогенных и карбонатных в средней и верхней частях. Отличительная ее особенность — невыдержанный состав пород, формировавшихся в эпоху общего воздымания региона и резкого изменения фациальных условий осадконакопления. Широко развиты в ней флишеидные песчаниково-сланцевые образования и черные углисто-глинистые сланцы и известняки. В разрезе значительно распространены конгломераты, гравелиты, песчаники, яшмо-кремневые породы, прослой и линзы биогенных известняков и доломитов. Характерным для серии является большая роль метаморфизованных основных и кислых вулканитов — диабазов, кварцевых альбитофиров, дацитовых и липаритовых порфиров, их туфов и туфопесчаников. Показательно присутствие эксгаляционно-осадочных рудопроявлений и месторождений железа (гематитовые и магнетитовые) и марганца (Корнев, 1971₁).

Изучение вещественного состава колчеданных залежей и прежде всего их реликтовых слабо окисленных участков позволило выделить основные текстурные разновидности руд — сплошные, линзовидно-полосчатые, пятнисто-вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Основным рудным минералом является пирит, со-

ставляющий в сплошных рудах 70—90% массы. Постоянно устанавливаются повышенные содержания мышьяка, сурьмы, висмута, олова, кадмия и бария, являющихся типоморфными для колчеданно-полиметаллической формации. Характерно также повышенное содержание в них кобальта, марганца, никеля, германия и серебра. Опыт оценки Горевского месторождения показывает, что многие из этих металлов-спутников имеют промышленное значение.

По данным В. Г. Прохорова (1973 г.), пириты Енисейского полиметаллического пояса по сравнению с таковыми Уральской медноколчеданной провинции больше обогащены свинцом, цинком и кобальтом. В пределах Енисейского кряжа пириты колчеданно-полиметаллических месторождений содержат больше свинца, цинка и мало меди, в медноколчеданных рудах пириты характеризуются максимальным содержанием меди.

В первичных колчеданно-полиметаллических рудах устанавливается золото (реки Столбовая, Вороговка, Панимба и др.). Максимальные его концентрации установлены в серноколчеданных и медноколчеданных рудах (Ли, Корнев, 1971). В процессе окисления колчеданных руд имеет место растворение и вынос золота, находящегося в них, очевидно, в виде тонкодисперсных включений. Выходы залежей сульфидных руд иногда сопровождаются небольшими по размерам россыпями золота (реки Черная, Верхняя Сурниха, Отвахиха).

В пределах Енисейского полиметаллического пояса выделяются следующие типы оруденения: пирротин-полиметаллический, колчеданно-полиметаллический, полиметаллический, барит-полиметаллический, колчеданно-медно-полиметаллический, медноколчеданный и серноколчеданный. Руды различного состава образуют самостоятельные тела или встречаются совместно в одних и тех же залежах. В последнем случае отмечаются постепенные переходы от серноколчеданных руд через колчеданно-полиметаллические к полиметаллическим и барит-полиметаллическим.

Наиболее общая тенденция заключается в том, что по простиранию региональных структур наблюдается изменение минерализации от существенно свинцово-цинковой в крайней южной части (Горевское и Устьянгарское месторождения) через колчеданно-полиметаллическую в центральной (Линейное месторождение, Сухопитское, Устьпитское, Тенегинское и другие рудопроявления) к медноколчеданно-полиметаллической (Верхнелесное, Северное рудопроявления) и медноколчеданной (Хариузихинское и Еловское рудопроявления) в северной части. В этом направлении происходит погружение дорифейского кристаллического фундамента и изменение состава вмещающих толщ тунгусикской серии от преимущественно карбонатных и карбонатно-терригенных до терригенно-вулканогенных. Необходимо отметить, что эта общая закономерность нарушается в ряде рудных узлов наличием сопряженного свинцового, цинкового и медного оруденения (реки Тенег, Лесная, Тырада, Вороговка).

Пирротин-полиметаллический тип оруденения обычно представлен богатыми сплошными и полосчатыми рудами комплексного состава с преобладанием свинца над цинком. Они располагаются обычно среди темно-серых и черных графитистых карбонатных пород шунтарской и токминской свит, в которых иногда устанавливаются туфы базальтовых порфиров и липаритовых порфиров. Характерным представителем этого типа оруденения является Горевское месторождение, которое представ-

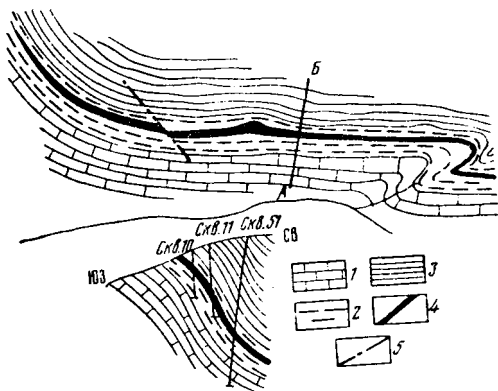


Рис. 33. Схема строения Линейного колчеданно-полиметаллического месторождения. По В. И. Казарову и С. В. Горбунову.

1 — известняки темно-серые; 2 — сланцы графитисто-глинистые, графитисто-кремнистые с прослоями известняков и туфитов; 3 — алевритово-глинистые сланцы с прослоями известняков; 4 — колчеданно-полиметаллические руды; 5 — зоны дробления и расланцевания

ляет собой серию сближенных согласных залежей пластообразной формы, протягивающихся по простиранию на значительные расстояния (Шерман, 1971). Состав рудных залежей сравнительно устойчив по простиранию и на глубину.

Руды обычно мелкозернистые массивные, брекчиевидные, полосчатые и прожилково-вкрапленные. Полосчатость их ориентирована согласно со слоистостью вмещающих пород. Главные минералы: пирротин, галенит, сфалерит, пирит, кварц, сидерит, анкерит; отмечаются халькопирит, арсенопирит, марказит, тен-

нантит. Количество сульфидов нередко достигает 60—70%. Участками руды сложены пирротинном с незначительной примесью галенита и сфалерита; в них отмечается повышенное содержание халькопирита. Галенит-сфалерит-пирротинная ассоциация в промышленном отношении является наиболее важной на месторождении. Руды содержат серебро; из рассеянных элементов устанавливаются кадмий, германий, селен, теллур, барий, олово, галлий.

Колчеданно-полиметаллический тип оруденения представлен преимущественно пластовыми и линзообразными залежами сплошных и густовкрапленных существенно пиритовых или пирротин-пиритовых руд с преобладанием цинка над свинцом. Залегают они среди карбонатно-терригенных и эффузивно-осадочных толщ, тяготея к крыльям антиклиналей. Наиболее характерным представителем этого типа оруденения является Линейное колчеданно-полиметаллическое месторождение, входящее в состав Рассохинского рудного узла (рис. 33). Оценочные работы на нем ведутся с 1971 г. Красноярским геологическим управлением (В. И. Казаров, С. В. Горбунов).

Линейное месторождение представлено пластообразной стра-тифицированной сульфидной залежью, имеющей согласное залегание со слоистостью вмещающих толщ. Она приурочена к северо-восточному крылу дугообразной в плане и асимметричной в раз-резе антиклинали, породы которой в северо-восточном крыле име-ют падение до $60-80^\circ$, а в юго-западном $30-50^\circ$. В ядре антикли-нали обнажаются графитисто-глинистые известняки, перекрываю-щиеся рудовмещающей толщей графитисто-глинистых и графити-сто-кремнистых сланцев, затем пестросланцевой пачкой. Переходы между ними постепенные. Первые две толщи относятся к шунтар-ской свите, последняя — к киргитейской.

Мощность рудовмещающей толщи до 250 м. Представлена толща темно-серыми и черными глинистыми, графитисто-глинистыми и графитисто-кремнистыми сланцами с редкими прослоями глини-стых известняков и алевритовых кварц-хлорит-серицитовых сланцев. В графитисто-глинистых сланцах отмечаются участки с туфовым материалом основного и, по-видимому, кислого состава. В графитисто-кремнистых сланцах устанавливается повышенное содержание пирита и мельниковита (до $10-15\%$), сфалерита (до $2-3\%$) и галенита (до $1-2\%$). Тонкие полосы углеродистого вещества в них часто чередуются с прослойками серицит-кварце-вого состава. К кремнистым слоям приурочена тонкая вкрап-ленность магнетита, замещающегося пиритом. В рудовмещающей толще на поверхности повсеместно устанавливаются вторичные ореолы рассеяния цинка, свинца и лимониты.

Рудная залежь вскрыта и прослежена по простиранию на значительное расстояние. Рудоконтролирующие разрывные наруше-ния не установлены; интрузивные и жильные образования на пло-щади месторождения отсутствуют. Границы рудного тела нечет-кие и определяются часто только по результатам опробования. Неокисленные первичные руды сложены в основном мелкозерни-стым пиритом, а также сфалеритом, галенитом, пирротинном, арсе-нопиритом, халькопиритом. Содержание пирита в рудах нередко достигает 90% . По данным В. Г. Прохорова (1973 г.), основная масса пиритов по элементам-примесям и электрическим свойствам близка пиритам типичных осадочных месторождений. Они несут следы перекристаллизации. По всем признакам пириты этого ме-сторождения близки пиритам Горевского месторождения. Из не-рудных минералов присутствуют кварц, серицит, карбонаты, гипс, графитисто-углистое и кремнистое вещество. Сплошные руды ха-рактеризуются полосчато-линзовидным внутренним строением и часто переходят во вкрапленные, представляющие собой графити-сто-глинистые сланцы со значительным содержанием сульфидов в виде вкрапленности, мелких согласных линз и тонких прослоев.

Среди руд по составу выделяются пиритовые и пирит-мельни-ковитовые, пирит-сфалеритовые, пирит-галенит-сфалеритовые, га-ленит-сфалеритовые и сфалерит-галенитовые. Мельниковит при-сутствует в виде тонкой сыпи, согласных тонких прослоев и

линзовидных скоплений сажистого скрытокристаллического облика. Сфалерит и галенит развиты совместно с пиритом, между ними наблюдаются сложные взаимоотношения. Большая часть руд характеризуется преобладанием цинка над свинцом, но в отдельных участках развиты и богатые цинково-свинцовые руды.

На поверхности рудное тело окислено и представлено массивными, полосчатыми и ячеистыми лимонитами и кварц-лимонитовыми агрегатами, содержащими смитсонит и церуссит. В лимонитах содержание свинца обычно устанавливается около 1%,

цинка 0,1—0,2%. Вертикальная граница зоны окисления неровная и опускается на глубину до 30—100 м.

Помимо Линейного месторождения в Рассохинском рудном узле выделяются Правобережное, Лимонитовое, Климовское и Южное рудопроявления, приуроченные к одной карбонатно-терригенной толще верхов шунтарской свиты. Первичные свинцово-цинковые руды здесь установ-

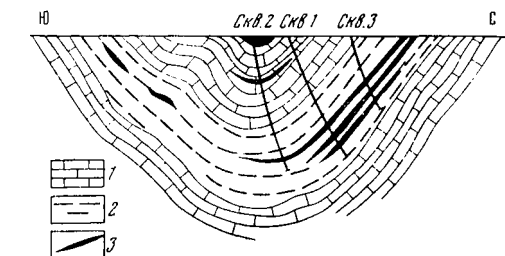


Рис. 34. Геологический разрез Верхнедолгого полиметаллического рудопроявления. По А. Т. Стеблевой с дополнениями авторов.

1 — известняки темно-серые крупнослоистые; 2 — известняки темно-серые с прослоями доломитов и углисто-глинистых сланцев; 3 — пластовые тела свинцово-цинковых руд

лены на Верхнедолгом и Лимонитовом рудопроявлениях. На остальных пока вскрыты верхние части рудных тел в пределах зоны окисления и промышленная ценность их еще не определена.

Полиметаллический тип оруденения распространен в южной части пояса преимущественно среди карбонатных толщ шунтарской и токминской свит. Это малосульфидные галенит-сфалеритовые рудные залежи, имеющие, как и другие типы оруденения, согласное залегание с вмещающими породами. Характерным представителем этого типа оруденения является Верхнедолгое рудопроявление. Оно, по данным А. Т. Стеблевой, представлено несколькими согласными рудными залежами мощностью до 1—2 м и протяженностью до нескольких сот метров (рис. 34). Руды массивные, слоистые и прожилково-вкрапленные. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, пирротинном, нерудные — кальцитом, кварцем и редко баритом. Содержание пирита в породах 15%. В зоне окисления в рудах устанавливают церуссит, смитсонит, каламин.

К этому типу относится установленное В. И. Казаровым в 1963 г. в низовье р. Черной, правого притока Енисея, Чернореченское свинцово-цинковое рудопроявление, представляющее собой согласную пластовую залежь мощностью до 3—4,5 м. Залегаёт она среди эффузивно-сланцево-карбонатной толщи шунтарской свиты и вскрыта двумя скважинами, бурившимися с целью раз-

ведки ртутного оруденения. Руды галенит-сфалеритовые. Содержание цинка в них 10%, свинца 1,1%.

Типичным представителем этого типа является рудопоявление Крутое (верховье р. Рудиковки), залегающее в известняках шунтарской свиты, подстилаемой сланцево-вулканогенной толщей (потоскуйская свита) с большим количеством липаритовых порфиров и их туфов.

Среди описываемого полиметаллического типа выделяются такие разновидности, как свинцово-цинковое тонкодисперсное оруденение в черных графитистых и карбонатных сланцах и прожилково-вкрапленное в известняках, имеющие между собой постепенные переходы. Тонкодисперсное полиметаллическое оруденение изучено слабо и трудно диагностируется в полевых условиях. Оно представлено пластовыми телами и линзами различных размеров с тонкой импрегнацией пиритом, галенитом и сфалеритом. Имеется много случаев, когда бороздовыми и штучными пробами, отобранными из выветрелых, казалось бы пустых графитисто-глинистых сланцев и известняков, установлено суммарное содержание свинца и цинка до 5—10% (Линейное месторождение, Верхнедолгое рудопоявление и др.). Темная окраска, которую обычно объясняют только углистостью или графитистостью, при детальном изучении частично оказывается обусловлена тонко рассеянным пиритом, мельниковитом и другими сульфидами.

Прожилково-вкрапленное оруденение широко распространено в известняках шунтарской и токминской свит. Нередко фиксируется в водорослевых известняках и доломитах. Пирит здесь не типичен, его скопления в виде густой вкрапленности и сплошных масс устанавливаются редко, напротив, широко развиты жильные карбонаты, с которыми ассоциируют сфалерит и галенит, образующие вкрапления, линзы, тонкие слои, гнезда, прожилки, а также сплошные массы мелко- и среднезернистых руд. К числу таких рудопоявлений относятся Пихтовое, Петрищевское, Блохинское. В Петрищевском рудопоявлении оруденение приурочено к горизонту строматолитовых доломитов и известняков, прослеживаемому по слоистости на 5—6 км. Мощность рудных тел в нем измеряется обычно несколькими метрами. Содержание свинца и цинка достигает нескольких процентов.

Барит-полиметаллический тип оруденения, по-видимому, развит слабо. Установлено пока несколько рудопоявлений. Наиболее типичным из них является Большепитское, приуроченное к Восточной зоне и вскрывающееся на левобережье Большого Пита против устья Панимбы. Е. В. Покровский в 1960 г. установил, что рудопоявление представляет собой серию согласных рудных тел, залегающих в толще мощностью около 150 м темно-серых известняков и известково-глинистых сланцев с прослоями известняковых конгломератов; отложения принадлежат к верхней части сосновской свиты. Рудовмещающие известняки вскрываются в ядре Нижнекадринской брахиантиклинали и на крыльях струк-

туры погружаются под алеврито-глинистые сланцы потоскуйской свиты. На северо-восточном крыле брахиантиклинали рудные тела образуют согласную с простиранием вмещающих толщ полосу длиной до 2 км; на продолжении ее установлено несколько металлометрических аномалий с концентрацией свинца до 0,3—1%.

Сульфидные залежи имеют сложную морфологию с многочисленными ответвлениями и раздувами, но в целом большинство из них представляет пластообразные, согласные со слоистостью вмещающих пород тела мощностью от 1—2 до 8—10 м. В отличие от всех известных пока рудопроявлений зоны Большепитское полиметаллическое рудопроявление обогащено баритом, содержание которого в залежах достигает иногда 35—40%. Широко развиты здесь и собственно баритовые жилы с полиметаллической рудной минерализацией. Минеральный состав руд: пирит, галенит, сфалерит, буланжерит, бурнонит, тетраэдрит, халькопирит, вторичные церуссит, англезит, смитсонит, ковеллин, малахит, халькозин, сурьмяные окислы и охры мышьяка, гётит. В первичных рудах преобладают пирит, галенит и сфалерит. Нерудные минералы представлены баритом, кварцем, доломитом, кальцитом, редко серицитом. Текстура руд линзовидно-полосчатая, пятнистая и прожилково-вкрапленная. Содержание свинца до 15%, цинка 6%, меди 0,1%, олова 0,01%, сурьмы до 1,4%, бария до 30—35%. В оруденелых горизонтах широко развита рассеянная вкрапленность пирита, сфалерита и барита. Рудовмещающие толщи пересечены прожилками кальцита и кварца, содержащими пирит, галенит и сфалерит.

Колчеданно-медно-полиметаллический тип, видимо, более широко распространен, но изучен слабо. Большинство рудопроявлений наблюдается в центральной части Енисейского полиметаллического пояса по р. Кие и ее притокам рекам Лесной и Северной. Примером может служить Верхнелесное рудопроявление, установленное Ю. А. Черновым в 1964 г. в верховье р. Лесной. Оно представляет собой пластовую залежь значительной протяженности медно-полиметаллических руд, превращенных в лимониты с редкими реликтами пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Рудная залежь имеет согласное залегание с вмещающими пестроцветными эффузивно-осадочными образованиями низов потоскуйской свиты. Среди вулканитов широко развиты туфы липаритовых порфиров. В лимонитах установлено меди 0,1—1,0%, цинка 0,03—1,3%, свинца до 0,5%.

Аналогичное Родниковое рудопроявление выявлено Ю. А. Черновым в 1964 г. и обследовано нами в 1968 г. в бассейне р. Северной (правого притока р. Кие), где оно также приурочено к низам потоскуйской свиты, в составе которой устанавливаются туфы липаритовых порфиров и дайки дацитовых порфиров. Рудная залежь представляет собой с поверхности типичную «железную шляпу». В лимонитах содержание меди достигает 0,1%, цинка

0,5%, свинца 0,3%. По данным Ю. А. Чернова, содержание меди, цинка и свинца в лимонитах с глубиной увеличивается.

Медноколчеданный тип оруденения развит преимущественно в северной части рудного пояса. Пока установлено несколько рудопроявлений (Хариузахинское, Тяглинское, Исаковское, Солохинское, Еловское, Медвежье, Кийское и ряд других). Наиболее типичным из них является Хариузахинское, расположенное в низовье р. Хариузиhi, левого притока р. Кутукас. Оно представляет собой пластообразное тело мощностью около 15 м, залегающее согласно со слоистостью вмещающей эффузивно-осадочной толщи потоскуйской свиты. Рудопроявление приурочено к ядру брахиантиклинали, сложенной преимущественно графитистыми глинистыми сланцами и туфами основного и кислого состава с прослоями известняков и филлитов (Корнев, 1969,). Это оруденение изучено пока в зоне окисления, представляющей собой типичную «железную шляпу». В зоне окисления устанавливается большое количество реликтов первичных сульфидных минералов, представленных преобладающим пиритом с тем или иным количеством халькопирита, сфалерита, пирротина. Широко развиты борнит, халькозин, ковеллин, малахит и другие вторичные минералы меди и цинка. Текстура руд слоистая, пятнистая и полосчато-вкрапленная. В рудах медь содержится в количестве до 2—3%, наблюдается преобладание меди над цинком при низких содержаниях свинца.

Серноколчеданный тип оруденения распространен широко и представлен согласными пластовыми телами мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров и протяженностью до нескольких сот метров (реки Столбовая, Верхняя Сурниха, Большой Пит). В слабометаморфизованных рудах устанавливаются пиритовые оолиты с концентрически-зональным строением. Подобные образования известны во многих рудопроявлениях, в том числе в серноколчеданных рудах Линейного месторождения. В цементирующей массе присутствуют кварц, карбонаты и обломки пород. Большинство исследователей считают, что серноколчеданные руды имеют первичноосадочное или вулканогенно-осадочное происхождение. По данным Н. А. Охапкина, к таким образованиям следует относить и пирротиновые руды Горевского месторождения, представляющие собой первоначально осадочные пиритовые скопления, преобразованные наложенным метаморфизмом в пирротин. Серноколчеданные руды часто являются существенной составной частью колчеданно-полиметаллических залежей и связаны постепенными переходами с полиметаллическим и медноколчеданным типами оруденения.

Типичным представителем оруденения является Панимбинское рудопроявление, установленное В. Г. Петровым (1970 г.) и обследованное нами в 1972 г. в нижнем течении р. Панибы в 2 км выше устья Малой Кадры. Это пластообразная залежь мощностью до 6 м, залегающая согласно с вмещающими породами; ей сопут-

ствуют более мелкие пластовые сульфидные тела. Вмещающими породами являются туфопесчаники, графитистые и кремнистые сланцы и известняки шунтарской свиты, содержащие прослои туфов дацитовых и липаритовых порфиров и базальтовых порфири-тов. Сульфиды представлены в основном пирротинном, присутствуют пирит, марказит, халькопирит, борнит и сфалерит. Количество их достигает 80%. Нерудные минералы: карбонаты, кварц, графит. Текстура руд массивная, слоистая, реже брекчиевидная. В рудах из зоны окисления установлено меди и цинка сотые доли процента, никеля до 0,2%, кобальта до 0,2% и золота от 0,1 до 1,3 г/т. Полоса с серноколчеданным оруденением по простиранию прослеживается далее к северо-западу на протяжении 15 км. Вмещающие породы характеризуются высоким содержанием (до 10—30%) пирита и пирротина, отмечается вкрапленность галенита, сфалерита и халькопирита.

Все выделенные типы оруденения связаны между собой постепенными переходами. В их распределении устанавливается литологический и стратиграфический контроль. Очень часто руды размещаются в черных алеврито-глинистых сланцах, обогащенных углистым веществом. На примере Рассохинского рудного узла видно, что малосульфидные свинцово-цинковые руды залегают в сланцево-карбонатной толще средней части шунтарской свиты (Верхнедолгое рудопоявление), а высокосульфидные собственно колчеданно-полиметаллические стратиграфически в несколько более верхних горизонтах, сложенных графитисто-глинистыми и графитисто-кремнистыми сланцами с туфовым материалом (Линейное месторождение). Медноколчеданное оруденение чаще проявляется в участках с развитием вулканогенных пород (Хариузинское и Солохинское рудопоявления).

Возраст свинца во всех выделенных типах оруденения определен в $870-900 \pm 50$ млн. лет («Материалы по абсолютному возрасту...», 1966; «Геохронология докембрия...», 1968; Шерман, 1971₂), что соответствует, в общем, возрасту окончания формирования вмещающих рудные залежи толщ и первым этапом поздне-рифеской складчатости. Конечно, о геологическом возрасте этих рудопоявлений и месторождений нельзя судить только по времени выделения последних рудообразующих продуктов. Процесс был более длительным и сложным: от сингенетичного отложения рудного вещества в период формирования рудовмещающих толщ (гидротермально-осадочный тип) до последующего эпигенетического накопления рудной массы в период складчатости и начавшегося процесса метаморфизма и гранитизации (гидротермально-метасоматический тип). Щелочной и щелочно-базальтоидный магматизм позднего протерозоя только участками обусловил реоморфизм колчеданного оруденения (р. Чапа).

Вопрос о генезисе колчеданно-полиметаллического оруденения является дискуссионным, что связано со слабой его изученностью. Наиболее важные данные по взаимоотношению оруденения с вме-

щающими породами сейчас имеются по Горевскому месторождению. Однако и здесь в отношении генезиса руд у многих исследователей имеются различные точки зрения. Большинство геологов считают его гидротермально-метасоматическим и связывают генетически с гранитоидами татарского комплекса (Аладышкин, 1968, 1969). Наиболее полно генезис рассмотрен М. Л. Шерманом, который описывает пространственную связь рудных тел с разломом и дайками диабазов. Он подчеркивает согласное залегание верхних частей рудных залежей месторождения и указывает на то, что месторождение сформировано рудоносными растворами, несомненно, пришедшими с глубины в виде довольно компактного потока. М. Л. Шерманом подмечена парагенетическая связь оруденения с дайками диабазов верхнерифейской металипарит-андезит-базальтовой формации, что подтверждается и нашими работами. Однако метасоматический генезис не может считаться доказанным наличием в рудной зоне процессов карбонатизации, окварцевания, хлоритизации и сульфидизации, поскольку они свойственны для всей вмещающей вулканогенно-карбонатно-терригенной толщи токминской свиты и часто широко развиты за пределами месторождения, где никакого оруденения нет. Эти процессы вообще свойственны для всей продуктивной тунгусикской серии, метаморфизованной преимущественно в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Пластовый характер рудных тел Горевского месторождения и приуроченность их к одному стратиграфическому горизонту (к средней части токминской свиты) позволяют некоторым исследователям относить его к стратиформному типу и считать по генезису осадочным (Попов, 1969). Действительно, по многим 'скважинам устанавливается тонкое чередование (переслаивание) слоев полиметаллического оруденения с вмещающими графитисто-глинистыми сланцами и ритмичнослоистыми известняками. Аналогичные данные имеются и по другим рудопроявлениям и месторождениям. Установлена сложность взаимоотношений рудных залежей с вмещающими толщами и ассоциирующими с ними магматическими образованиями.

Приуроченность оруденения к карбонатно-терригенным и эффузивно-осадочным толщам тунгусикской серии верхнего рифея (см. рис. 2, 3, 4) сейчас ни у кого не вызывает сомнений. Это является труднообъяснимым фактом для гидротермально-метасоматической точки зрения, хотя среди нижележащих толщ сухопитской и тейской серий, развитых на этих же площадях, имеются мощные толщи карбонатных, вулканогенно-осадочных и других пород, благоприятных для замещения рудным материалом.

Преобладающая часть рудных залежей развита в центральной и западной частях Енисейского кряжа среди терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных толщ тунгусикской серии, накапливавшихся в условиях эвгеосинклинали; они формировались на склонах палеоподнятий и в прилегающих к ним мульдах. Сущест-

венное влияние на размещение полиметаллической минерализации оказали литологические факторы, на что обращалось внимание (Аладышкин, 1968, 1969; Шерман, 1971₁). В региональном плане все эти признаки используются в качестве поисковых критериев.

Сложной и спорной является проблема генезиса колчеданно-полиметаллических руд. Имеющиеся материалы не дают однозначного ответа. На Енисейском кряже приходится сталкиваться с теми же трудностями, что и в таких хорошо изученных колчеданосных регионах, как Урал, Кавказ, Рудный Алтай, Тува, Прибайкалье («Некоторые вопросы...», 1965; Скрипченко, 1968; Дзоценидзе, 1969; Смирнов, 1970; Котляр, 1970; Иванкин, Иншин, Кузечный, 1961; Сопко, 1971; Дистанов, Ковалев, Тарасова, 1972 и др.). Многое говорит о конвергентном характере этих месторождений, ассоциирующих с вулканитами начальных стадий развития геосинклинального цикла.

В Енисейском кряже еще крайне мало хорошо изученных рудопроявлений и месторождений колчеданно-полиметаллического типа, а объем металлогенических и минералого-геохимических исследований ограничен. Но уже сейчас можно достаточно уверенно говорить о том, что источником рудного вещества являлись как материнские породы континента, так и вулканическая деятельность. Роль последней, по-видимому, являлась доминирующей. В большинстве случаев рудное вещество залежей, по-видимому, является элементом осадка, на что указывает сходство и зависимость их химического и минерального состава и структурно-текстурных особенностей от таковых вмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Имеется много данных, позволяющих достаточно уверенно судить о генетической связи оруденения с вулканизмом тунгусской эпохи (Корнев, 1968₁, 1969₁, 1972). В пользу этого говорят, в частности, следующие факты. Значительная часть рудопроявлений пространственно связана со стратифицированными вулканогенными образованиями металипарит-андезит-базальтовой и метадацит-липаритовой формаций. Большая часть их приурочена к полям развития вулканитов последовательно дифференцированной металипарит-андезит-базальтовой формации. Они чаще устлавливаются в тех горизонтах, где вулканиты проявились на более широких площадях (см. рис. 2, 3, 4). Вулканогенные породы и залегающие в них руды близки по времени образования, они одинаково испытали складчатость, региональный метаморфизм и воздействие гранитов верхнерифейской гранитоидной формации, имеющих абсолютный возраст 850 млн. лет. По данным М. И. Волобуева (1972 г.), дайки диабазов Горевского месторождения, возраст которых 915—1020 млн. лет, прорывают полиметаллические руды, имеющие возраст 900—950 млн. лет. Отсутствует пространственная связь руд с гранитоидами и другими интрузивными породами. Руды встречаются в неметаморфизованных или слабо метаморфизованных толщах, часто лишенных околорудных измене-

ний и не имеющих жильных проявлений, но содержащих примесь вулканогенного материала. Нередко залежи концентрируются в толщах, фиксирующих окончание вулканической деятельности, и сопровождаются вулканогенно-осадочными железными, марганцевыми и баритовыми рудами.

Генетическая связь колчеданно-полиметаллического оруденения с позднерифейским вулканизмом подтверждается, кроме геологических данных, близким возрастом свинца руд ($870-900 \pm 50$ млн. лет) и вмещающих их кислых и основных эффузивов ($1060-900$ млн. лет) металипарит-андезит-базальтовой и метадацит-липаритовой формаций. М. И. Волобуев («Стратиграфия и магматические...», 1964) отмечает, что для свинца галенитов целого ряда рудопроявлений характерно сходство и однообразие изотопного состава. И наряду с этим наблюдается близость изотопного свинца из руд и вулкаников металипарит-андезит-базальтовой формации. М. И. Волобуев указывает на широкое проявление этой рудогенетической эпохи как в пределах Енисейского края, так и во всей зоне байкальской складчатой области юга Сибири; такой же возраст имеют месторождения и рудопроявления полиметаллов Прибайкалья.

Важное значение для установления связи колчеданно-полиметаллического оруденения с проявлениями магматической деятельности имеет выяснение соотношений руд с дайками диабазов и габбро-диабазов. Последние часто ассоциируют с колчеданными залежами; особенно это хорошо видно в Центральной зоне оруденения, где они почти всеми исследователями относятся к металипарит-андезит-базальтовой формации. Дайки являются внутрирудными, местами пересекают руду; в других участках руды проникают в дайки, замещая их по трещинкам (Тенегинское и Каменское рудопроявления). На Горевском месторождении М. Л. Шерманом (1971₂) доказаны их внутрирудный характер и парагенетическая связь с полиметаллическим оруденением. Но большая часть данных все же говорит за то, что оруденение является несколько более поздним, чем дайки диабазов и габбро-диабазов; последние имеют возраст $915-1020$ млн. лет.

Материалы по многим рудопроявлениям (реки Столбовая, Кулукас, Солоха, Вороговка и др.) свидетельствуют о частой приуроченности залежей к древним вулканическим постройкам с большим развитием грубого пирокластического материала, продуктов фумарольной деятельности (гематитовые и марганцевые руды, яшмы). Рудные тела часто имеют согласное залегание со слоистостью вмещающих пород и переслаиваются с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, причем нередко отмечается ритмичность. Наблюдается многоэтажное строение рудных залежей. Вмещающие вулканогенно-осадочные толщи обычно обогащены железом, марганцем, медью, свинцом, цинком, барием, т. е. всеми элементами, являющимися типоморфными для колчеданных рудопроявлений и месторождений.

Весь приведенный материал позволяет предполагать первичный эксгальационно-осадочный генезис большинства колчеданно-полиметаллических рудопроявлений и месторождений Енисейского края. Позднее, в процессе складчатости, регионального метаморфизма и внедрения сининверсионных и позднеорогенных гранитоидных интрузий они претерпели существенное преобразование состава и структурно-текстурных особенностей. Нами разделяется принципиальная схема генезиса колчеданных руд, разработанная В. И. Смирновым (1970).

В пользу первоначального эксгальационно-осадочного генезиса большинства колчеданных рудопроявлений и месторождений говорит стратиграфический контроль оруденения, зависимость состава руд от состава вмещающих пород и фациальных условий осадконакопления. Среди рудоносных вмещающих толщ выделяются такие типы, как терригенная, отдаленная вулканогенная, вулканогенная, эффузивно-сланцевая, эффузивно-карбонатная и карбонатная, каждая из которых часто характеризуется своеобразным орудением. Наиболее продуктивными на полиметаллическое оруденение являются карбонатные и эффузивно-карбонатные толщи, на медное — эффузивно-сланцевые¹.

В нижележащих толщах сухопитской серии и в породах фундамента рифейской геосинклинали (тейская серия среднего протерозоя) тела колчеданно-полиметаллических руд приурочены к зонам дробления и рассланцевания, нередко имеют секущие контакты с вмещающими породами и несут черты гидротермальных проявлений (реки Осиновая, Исаковка). Все это, по-видимому, связано с тем, что в процессе вулканизма восходящие минерализованные газо-гидротермальные потоки, генерированные глубинными вулканическими очагами, осаждают часть рудных компонентов на путях подъема в зонах дробления и рассланцевания, образуя собственно гидротермальные проявления колчеданных руд. Основная часть рудного материала достигает дна бассейна, где участвует в образовании эксгальационно-гидротермально-осадочных руд вблизи очагов вулканизма и осадочных — вдали от них. Это позволяет объединить все рассматриваемые рудопроявления и месторождения края в единую крупную колчеданно-полиметаллическую рудную формацию.

Необходимо отметить тот факт, что большая часть рудопроявлений и месторождений приурочена к участкам сравнительно слабо метаморфизованных вмещающих пород (зеленосланцевая и реже эпидот-актинолитовая фации метаморфизма). Устанавливаются рудные залежи среди почти неметаморфизованных вмещающих толщ, лишенных околорудных изменений и не имеющих жильных проявлений (Линейное месторождение). В сильно метаморфизо-

¹ Высказанные автором взгляды на генезис колчеданно-полиметаллических руд, несомненно, заслуживают внимания, однако они нуждаются в серьезной дополнительной конкретной аргументации. — *Прим. ред.*

ванных зонах (амфиболитовая фация) существенного колчеданно-полиметаллического оруденения не выявлено. Процессы эпигенеза и метаморфизма внесли существенные изменения в состав, форму и размещение рудных тел, вызвав наложение дополнительной минерализации, в том числе свинцовой, медной и редкометальной. При этом в них часто пирит преобразуется в пирротин, гематит — в магнетит. Происходит увеличение зернистости руд и содержания жильных минералов — карбонатов, кварца, барита. Появляются в значительном объеме вкрапленно-прожилковые текстуры руд.

Широко развитые в пределах полиметаллического пояса верхнерифейские гранитоиды имеют абсолютный возраст 850 млн. лет и по отношению к колчеданным рудам являются пострудными, обуславливая их метаморфизм и наложение на них вблизи гранитных массивов скарпов и редкометальной минерализации (олово, молибден и др.). С ними имели место дополнительная мобилизация и переотложение рудного вещества как в границах рудных тел и рудоносных толщ, так и на более высоком стратиграфическом уровне, но не выше токминской свиты. В результате происходит усложнение состава колчеданных руд и увеличение в них содержания редких элементов, свойственных гранитоидным формациям. Это обуславливает появление таких ассоциаций, как сульфидно-касситеритовая (реки Енашимо, Тырада) и сульфидно-редкометальная (реки Вороговка, Кия). Новые рудные концентрации имеют облик гидротермальных и метасоматических. Многие из них, как и тела гранитоидов, часто подчинены общему плану разрывной тектоники.

Как видно из приведенного материала, выделенный Енисейский полиметаллический пояс докембрийского колчеданно-полиметаллического оруденения принципиально не отличается от подобных посткембрийских. Наметившиеся его размеры не уступают размерам (по площади) крупнейшего в стране полиметаллического пояса Рудного Алтая (Иванкин, Иншин, Кузечный, 1961). Все это предопределяет форсирование в его пределах геологопоисковых и разведочных работ.

Полученные результаты по колчеданно-полиметаллическому оруденению Енисейского кряжа заставляют пересмотреть вопрос о продуктивности на полиметаллы вулканогенно-осадочных формаций рифейской и более древних металлогенических эпох в структурах обрамления Сибирской платформы. Установление колчеданно-полиметаллических руд в докембрии Прибайкалья в последнее время (Шобогоров, Цыренов, Бушев, 1971) подтверждает это положение и указывает на необходимость более активного проведения оценочных и поисково-разведочных работ на полиметаллы докембрийского возраста в Саяно-Енисейско-Прибайкальской складчатой зоне с целью создания новых рудносырьевых баз цветной металлургии Сибири.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное изучение позднепротерозойского магматизма и колчеданно-полиметаллического оруденения позволяет сделать следующие основные выводы.

Образование преобладающей части магматических формаций Енисейского кряжа связано с позднепротерозойским (байкальским) тектоно-магматическим циклом. Устанавливается широкое развитие метаморфизованных вулканогенных пород, сформированных в начальные и ранние этапы развития позднепротерозойской эвгеосинклинали. Они имеют гораздо более широкое площадное и вертикальное распространение, чем это считалось ранее. Выделяются вулканические и вулканоплутонические формации, которые по набору пород являются характерными для регионов колчеданно-полиметаллического оруденения.

В собственно геосинклинальный этап позднепротерозойского (байкальского) тектоно-магматического цикла образовались формации metabазальтовая, metabазальт-липаритовая, металипарит-андезит-базальтовая, метадацит-липаритовая, дунит-пироксенит-габбровая, гипербазитовая и метаандезит-базальтовая, в орогенный этап — гранитоидные. В позднерифейско-вендскую эпоху в период вступления региона в платформенную стадию проявилась трахибазальтовая формация, становление которой связано с образованием изолированных друг от друга прогибов. В вендскую и раннекембрийскую эпохи в собственно платформенную стадию развития в пределах этих же впадин и на близлежащих территориях образовались щелочно-базальтоидная и щелочно-сиенитовая формации.

Становление верхнепротерозойских формаций происходило на архейско-среднепротерозойском платформенном основании с уже сравнительно мощной гранито-гнейсовой корой континентального типа, что обусловило большое их разнообразие, свойственное фанерозойским геосинклинально-складчатым системам. Обычным явлением для формаций является раскисление пород и повышение в них щелочности при переходе их от прогибов к поднятиям.

Эволюционная направленность магматизма во времени связана с необратимым процессом развития земной коры (сиализацией) и является в основном результатом осадочной, метаморфической и магматической дифференциации первоначально базальтоидного и ультрабазитового вещества, что находится в соответствии с пред-

ставлениями об эволюции состава осадочного материала земной коры от архея до мезо-кайнозоя.

Подавляющая масса месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых Енисейского края обязана позднеерифейскому магматизму. С позднеерифейским вулканизмом связано образование большинства стратиформных залежей сульфидных руд свинца, цинка, меди, относящихся к очень важной в промышленном отношении колчеданно-полиметаллической рудной формации, развитой вдоль западной части Енисейского края от р. Ангара на юге до Подкаменной Тунгуски на севере. Устанавливается приуроченность рудных залежей к таким горизонтам тунгусикской серии верхнего протерозоя, в которых существенную роль в разрезе играют метаморфизованные эффузивы и туфы основного и кислого состава, относящиеся к металипарит-андезит-базальтовой и метадацит-липаритовой формациям.

В колчеданно-полиметаллической рудной формации выделяются серноколчеданные, медноколчеданные, медноколчеданно-полиметаллические, колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические типы оруденения. Пространственное размещение, форма и условия залегания рудных залежей определяются совокупностью литологических, литолого-фациальных и структурных факторов. Руды часто размещаются в черносланцево-карбонатных и туфогенно-осадочных метаморфических толщах с пластами и линзами известняков и доломитов; устанавливается стратиграфический контроль оруденения.

Генезис большинства рудопроявлений и месторождений устанавливается как эксгалиационно-осадочный. Наряду с этим имеются согласные и секущие метасоматические (Горевское, Устьпитское), в том числе скарновые (Тырадинское), рудопроявления и месторождения, которые мы причисляем к переработанным бывшим стратиформным залежам и относим к разряду ремобилизованных. В целом это типичные полигенные образования.

Формирование медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд представляло собой сложный многостадийный процесс, который начался в ранний период развития позднепротерозойской геосинклинали сингенетическим отложением рудного вещества, связанным с вулканизмом. Наибольшая их часть образовалась в потоскуйское, шунтарское и токминское время в конечные этапы становления металипарит-андезит-базальтовой и метадацит-липаритовой формаций. Формирование руд, по-видимому, происходило большей частью в периоды перерывов в вулканической деятельности и накопления осадков с значительным содержанием свинца, цинка и меди. Главным их источником были глубинные магматические очаги позднеерифейского вулканизма.

Закончился процесс формирования колчеданно-полиметаллических руд проявлением гидротермальной деятельности, связанной с позднеерифейским метаморфизмом и гранитоидным магматизмом. Он обусловил формирование зон псевдогидротермальных регене-

рированных рудных образований. Наложенные процессы в значительной степени затушевывали первичные составы и структурно-текстурные особенности руд и придали им облик гидротермальных и метасоматических. Часто содержание в них свинца, цинка, меди и других полезных компонентов намного выше, чем в первичных гидротермально-осадочных рудах. Такой сложный и длительный осадочно-вулканогенно-гидротермально-метасоматический процесс образования колчеданно-полиметаллических руд устанавливается во многих геосинклинально-складчатых областях (Смирнов, 1970).

Проведенные исследования убеждают в том, что Енисейский край, несмотря на его древний возраст, по набору магматических и рудных формаций приближается к типичным геосинклинально-складчатым системам фемического типа более молодых эпох. Открытия в его пределах колчеданно-полиметаллических месторождений и многочисленных перспективных рудопроявлений поздне-протерозойского возраста позволяют видеть в нем черты, которые свойственны таким хорошо изученным колчеданоносным регионам, как Урал, Кавказ, Рудный Алтай, Тува. Енисейский край вырисовывается как новая колчеданоносная провинция СССР с значительными перспективами в отношении открытия месторождений свинца, цинка, меди и других металлов.

Кроме колчеданно-полиметаллического оруденения на этом же стратиграфическом уровне (тунгусикская серия) и часто на этих же площадях устанавливается большое количество эксгаляционно-осадочных рудопроявлений и месторождений железа, марганца, бария и других металлов. Нередко они проявляются вблизи или на флангах колчеданных залежей. Все это диктует необходимость дальнейшего всестороннего изучения продуктивных осадочно-вулканогенных толщ и связанных с ними магматических образований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аладышкин А. С. О некоторых закономерностях магматизма и эндогенной металлогении Саяно-Енисейской складчатой области.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968, с. 7—11. («Труды СНИИГГИМС», вып. 70).

Аладышкин А. С. Характерные эндогенные рудные формации юго-западного обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск, 1969, с. 3—18. («Труды СНИИГГИМС», вып. 61).

Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Автореф. докт. дис. Томск. ун-т, 1969, с. 1—38.

Белов В. П. Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа.— «Вестн. МГУ», 1964, № 1, с. 8—13.

Белов В. П. Геология и петрология кийского щелочного комплекса (Енисейский кряж). Автореф. канд. дис. МГУ, 1970, с. 3—18.

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. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 9—21.

Белянкина М. Н. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа.— «Геотектоника», 1969, № 3, с. 62—73.

Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972, 281 с.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Гостеолтехиздат, 1955, 68 с.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 536—549.

Выдрин В. И., Груздев В. С. Эндогенные ореолы рассеяния цинково-свинцового месторождения в Енисейском кряже.— «Геология рудных месторождений», 1965, № 1, с. 45—57.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М., «Наука», 1968, 332 с.

Даценко В. М. О петрографических различиях гранитоидов разного генезиса северо-западной части Енисейского кряжа.— «Зап. Красноярск. отд. Всесоюз. минерал. о-ва», 1968, вып. 1, с. 35—42.

Даценко В. М., Корнев Т. Я. Магматические комплексы северо-западной части Енисейского кряжа.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968, с. 43—47. («Труды СНИИГГИМС», вып. 70).

Даценко В. М. О происхождении щелочных сиенитов северо-западной части Енисейского кряжа.— В кн.: Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае, вып. 6. Красноярск, 1969, с. 187—189.

Даценко Л. М., Даценко В. М. Акцессорные элементы и минералы как критерии глубины формирования и эрозионного среза гранитоидных массивов Енисейского кряжа.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 48—60 («Труды СНИИГГИМС», вып. 114).

Даценко В. М. Содержание рудообразующих элементов-примесей в метаэффузивах и некоторые вопросы металлогении Енисейского кряжа. Там же, с. 89—94.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969, 152 с.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения.— «Геология рудных месторождений», 1972, № 2, с. 3—22.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М.—Л., ОНТИ, 1936, 290 с.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузевный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, 284 с.

Карта магматических формаций СССР м-б 1 : 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л., 87 с.

Карпинский Р. Б. Мезозойский щелочно-ультраосновной вулканизм северной части Енисейского края.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 120—122.

Ковригина Е. К., Ковригин Ф. П. Магматические породы северо-западной части Енисейского края.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., «Недра», 1967, с. 140—156.

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Недра», 1967, с. 163—169.

Корнев Т. Я. К генезису чарнокитов южной части Енисейского края.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 7, с. 115—116.

Корнев Т. Я. Магматические формации южной части Енисейского края.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 144, № 1, с. 204—206.

Корнев Т. Я. Габбро-норитовая интрузия южной части Енисейского края.— «Геология и геофизика», 1962, № 5, с. 34—43.

Корнев Т. Я. К вопросу о дегазации основных изверженных пород в земной коре.— В кн.: Материалы геологической конференции. Красноярское книж. изд-во, 1966, с. 193—203.

Корнев Т. Я. Стратиграфическое положение, формационная принадлежность и состав вулканических толщ рифея Енисейского края.— В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск, 1968, с. 15—25. («Труды СНИИГГИМС», вып. 60).

Корнев Т. Я. Габброидные комплексы Енисейского края и их петрохимические особенности.— «Зап. Красноярского отд. Всесоюз. минерал. о-ва», 1968, вып. 1, с. 43—59.

Корнев Т. Я. О медноколчеданном и колчеданно-полиметаллическом оруденении в Енисейском крае.— В кн.: Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск, 1969, с. 61—71. («Труды СНИИГГИМС», вып. 61).

Корнев Т. Я. К вопросу о расчленении траппов Западного Приангарья.— В кн.: Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае, вып. 6. Красноярск, 1969, с. 182—186.

Корнев Т. Я. Новые данные о возрасте и составе щелочно-базальтоидной формации Енисейского края.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 1, с. 146—149.

Корнев Т. Я. Новый тип вулканогенно-осадочных железных руд Енисейского края и их связь с колчеданным оруденением.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 83—89 («Труды СНИИГГИМС», вып. 114).

Корнев Т. Я. О геолого-структурном положении габбро-пироксенит-дунитовой и гипербазитовой формаций Енисейского края и их рудоносности.— В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 85—87. («Труды СНИИГГИМС», вып. 124).

Корнев Т. Я. Колчеданные месторождения Енисейского края.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 2, с. 421—424.

Корнев Т. Я. Магматические формации Енисейского края.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 4, с. 199—202.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, 462 с.

Кочкин Г. Б. К стратиграфии докембрийских осадочно-вулканогенных отложений севера Енисейского края.— «Сов. геология», 1966, № 3, с. 46—57.

Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д. О послекембрийском магматизме в Енисейском крае.— «Геология и геофизика», 1961, № 9, с. 42—53.

Кренделев Ф. П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского края. М., «Наука», 1971, 375 с.

Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края.— В кн.: Материалы по геологии Зап. Сибири, № 15 (57). Томск, изд. ЗСГУ, 1941, с. 14—183.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 385 с.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— «Геология и геофизика», 1967, № 10, с. 108—119.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геология и геофизика», 1970, № 9, с. 3—23.

Кутюлин В. А. Петрохимические особенности базальтов разных формаций и некоторые вопросы их петрологии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1. М., «Наука», 1969, с. 235—244.

Ли Л. В., Корнев Т. Я. О золотоносности колчеданных руд в Енисейском крае.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 72—75. («Труды СНИИГГИМС», вып. 114).

Магматические комплексы и формации Енисейского края.— В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 22—52. Авт.: М. И. Волобуев, Е. Ф. Зацепина, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова.

Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского края.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., «Наука», 1966, с. 296—312. Авт.: М. И. Волобуев, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова и др.

Мейстер А. К. Покриты Южно-Енисейского горного округа.— «Зап. Императ. минерал. о-ва», 1905, ч. 42, вып. 1. С.-Пб., с. 281—313.

Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа.— В кн.: Геол. исслед. в золот. обл. Сиб. Енисейский золотоносный район, вып. IX. С.-Пб., 1910, 668 с.

Мусатов Д. И., Волобуев Н. И. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского края.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 59—85. («Труды КГУ»).

Мусатов Д. И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Автореф. канд. дис. Красноярск, 1966, 113 с.

Наливкина Э. Б. О кератофиро-спилитовой формации Южно-Енисейского края и возможной природе Касской магнитной аномалии.— «Геология и геофизика», 1965, № 1, с. 168—171.

Некоторые вопросы методики геологических исследований при деталь-ных съемках колчеданных месторождений Южного Урала. М., «Недра», 1965, 187 с. («Труды ЦНИГРИ», вып. 66). Авт.: М. Б. Бородаевская, И. К. Курбанов, Н. А. Перитмин и др.

Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданных областей.— В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 3—19. («Труды ЦНИГРИ», вып. 92). Авт.: М. Б. Бородаевская, А. И. Кравцов, И. К. Курбанов, И. Н. Ширай.

Ножкин А. Д., Черепнин В. К. Первая находка нефелиновых пород на севере Енисейского края.— «Геология и геофизика», 1966, № 11, с. 104—106.

Ножкин А. Д. Интрузивный магматизм и некоторые черты металлогении северо-восточной части Енисейского края.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской скл. обл. Новосибирск, 1968, с. 48—51. («Труды СНИИГГИМС», вып. 70).

Ножкин А. Д., Гавриленко В. А., Миронов А. Г. О вулканогенно-осадочном комплексе бассейна верховьев р. Вороговки.— В кн.: Геология и ми-

неральные ресурсы Красноярского края. Красноярское книжн. изд-во, 1971, с. 143—148.

Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972, 288 с.

Петров В. Г. Проявления колчеданного оруденения в вулканогенной толще пенчугинской свиты северной части Енисейского края. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 3, с. 94—97.

Петров В. Г. Новые данные о проявлении протерозойского вулканизма в северной части Енисейского края. — «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 77—83.

Петров С. Г., Решетова С. А. Геология и петрография татарско-аятинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского края. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., «Наука», 1967. («Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», т. 112, с. 108—139).

Петров С. Г. Распределение типов натриево-калиевого полевого шпата в гранитоидах Енисейского края. — «Геология и геофизика», 1969, № 4, с. 38—48.

Попов В. М. Проблема генезиса стратифицированных месторождений металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения. — «Изв. АН КиргССР», 1969, № 2, с. 3—12.

Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, 334 с.

Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 137—145.

Самойлова Н. В. Петрохимические особенности ассоциаций ийолит-мельтейгитовых пород и нефелиновых сиенитов. — В кн.: Щелочные породы Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 143—169. («Труды ИГЕМ», вып. 76).

Свешникова Е. В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский край). — В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сиб. платформы. М., «Наука», 1965, с. 5—98.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 6, с. 3—15.

Синицын В. И. Спаль. Л., «Недра», 1972, 167 с.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М., «Недра», 1966, 291 с.

Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М., «Недра», 1971, 255 с.

Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. — «Геохимия», 1959, № 8, с. 679—695.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970, 280 с.

Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского края по геологическим и радиологическим данным. — В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 3—58. Авт.: М. И. Волобуев, С. И. Зыков, Д. И. Мусатов, Н. И. Ступникова.

Туркин И. С. Методика расчленения гранитоидных комплексов. — В кн.: Вопросы геологии, методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1967, с. 81—91. («Труды СНИИГГИМС», вып. 44).

Туркин И. С. Особенности докембрийских гранитоидов заангарской части Енисейского края. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. М., «Наука», 1971, с. 106—114.

Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 4, с. 47—66.

Фролова Т. Н. Геосинклинальный вулканизм, некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала. Автореф. докт. дис. МГУ, 1970, 42 с.

Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с.

Шерман М. Л. Критерии поисков метасоматических свинцово-цинковых месторождений в Енисейском крае. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 3, с. 19—22.

Шерман М. Л. О парагенетической связи руд Горевского полиметаллического месторождения с комплексом малых интрузий основного состава и их возрасте.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971₂, с. 79—80. («Труды СНИИГГИМС», вып. 114).

Шобогоров П. Ч., Цыренов Д. Ц., Бушуев В. П. О новой колчеданно-полиметаллической провинции в Северо-Байкальском нагорье.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 3, с. 15—16.

Шубенин Н. Г. Гидрогеология Енисейского края и оценка его перспектив на рудные полезные ископаемые по гидрохимическим данным. Автореф. канд. дис. Томск. политехн. ин-т, 1969, 22 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Основные черты стратиграфии, тектоники и магматизма Енисейского кряжа	6
Средне- и верхнерифейские геосиклиналильные формации	15
Среднерифейская metabазальтовая формация	15
Среднерифейская metabазальт-липаритовая формация	21
Верхнерифейская металипарит-андезит-базальтовая формация	24
Верхнерифейская метадацит-липаритовая формация	35
Верхнерифейская гипербазитовая формация	39
Верхнерифейская дунит-пироксенит-габбровая формация	43
Верхнерифейская метаандезит-базальтовая формация	47
Верхнерифей-вендские орогенные формации	50
Верхнерифейская гранитоидная формация	50
Вендская гранит-граносиенитовая формация	76
Вендские и венд-нижнекембрийские посторогенные формации	80
Вендская трахибазальтовая формация	80
Венд-нижнекембрийская щелочно-базальтоидная формация	82
Венд-нижнекембрийская щелочно-сиенитовая формация	93
Закономерности развития позднепротерозойского магматизма Енисейского кряжа	97
Колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа	104
Заключение	124
Список литературы	127

М-во геологии СССР

Сиб. науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики
и минерального сырья

Красноярское отделение

*Трофим Яковлевич Корнев, Владимир Макарович Даченко,
Альберт Васильевич Бозин*

РИФЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Редактор издательства *З. И. Башмакова*

Технический редактор *А. Г. Иванова*

Корректор *С. С. Борисова*

Сдано в набор 26/XI 1973 г.	Подписано в печать 11/III 1974 г.	T-04844.
Формат 60×90 ^{1/16} .	Бумага № 1.	Печ. л. 8,25.
Тираж 500 экз.	Заказ 821/11496-4.	Уч.-изд. л. 9,13.
		Цена 91 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

xp-21
gu 1

91 коп.

64590

Д4

34009

НЕДРА. 1974