

22

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
РИФЕЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ
ГОРНОГО АЛТАЯ, ГОРНОЙ ШОРИИ
И САЛАИРСКОГО КРЯЖА**

А. Ф. Белоусов, Ю. Н. Кочкин, З. Г. Полякова



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
vol. 22

A. F. Belousov, Ju. N. Kotchkin, Z. G. Poljakova

RIPHEAN AND LOWER
PALAEOZOIC
VOLCANIC COMPLEXES
OF MONTANOUS ALTAI,
MONTANOUS SHORIA
AND SALAIR RIDGE

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1969

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е

И Н С Т И Т У Т Г Е О Л О Г И И И Г Е О Ф И З И К И

В ы п. 22

А. Ф. Белоусов, Ю. Н. Кочкин, З. Г. Полякова

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
РИФЕЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ
ГОРНОГО АЛТАЯ, ГОРНОЙ ШОРИИ
И САЛАИРСКОГО КРЯЖА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1969

Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. А. Ф. Белоусов, Ю. Н. Кочкин, З. Г. Поляков а. Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Изд-во ка», 1969 г.

Обосновывается выделение и дается систематическое описание древних геосинклинальных вулканических комплексов. Верхнепротерозойский (почти чисто базальтоидный) вулканический комплекс отвечает раннегеосинклинальному этапу, а сложный по составу кембрийский формационный ряд эффузивов отвечает геосинклинальной стадии с резко выраженным тектоно-формационным расчленением области. Сравнительная характеристика петрографического и химического состава комплексов по главным группам пород вулканитов (метабазальтоидной, альбитофировой, ортофировой) выполнена на основе математико-статистических методов. Доказывается региональный вынос кальция и привнос натрия при зеленокаменном процессе, который в основном завершается в кальцитовой субфации. В последующей эпидотово-актинолитовой субфации значительных изменений химизма в эффузивных породах не происходит. Выделяются стабильные петрохимические показатели, пригодные для сравнительно-петрохимического изучения зеленокаменных вулканических ассоциаций. В качестве характерной особенности геосинклинальных базальтоидов толеитово-плагиобазальтового уклона указывается слабое проявление кристалло-гравитационной дифференциации и направленной эволюции состава пород на активном этапе вулканизма внутри комплексов. Таблиц 56. Вибл. 163 назв. Иллюстраций 60.

Ответственный редактор
академик Ю. А. КУЗНЕЦОВ

Editor-in-Chief
academician Ju. A. KUZNETZOV

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа выполнена в лаборатории магматических формаций Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР.

Основной задачей исследования является выделение вулканогенных комплексов запада Алтае-Саянской области, их сравнительное изучение и выяснение регионально-геологического положения. В работе рассмотрены вопросы типизации этих комплексов, а также основные черты минералого-петрографического и химического состава новейших вулканических образований области в целом, которые могут представлять интерес для познания геосинклинальных и зеленокаменных эффузивных формаций.

Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские вулканогенные комплексы Алтайско-Шорско-Салаирской области представляют собой пример собственно геосинклинальных магматических формаций и их рядов.

Вулканиды и их терригенные производные составляют от трети до половины всех эффузивно-осадочных масс «неметаморфического» рифея и кембрия изучаемой области. Поэтому более или менее четкое представление о составе, размещении и расчленении образований необходимо для правильного понимания многих вопросов геологии области.

Основное внимание в работе уделено анализу надежно устанавливаемых внутриформационных компонентов древних толщ — лав, туфовых пород и обломочных продуктов их пере

В 1961—1965 гг. в Горном Алтае, Горной Шории было изучено большинство тех разрезов, которые в той или иной мере показательны по составу и строению рифейского и кембрийских вулканических комплексов. Полевые наблюдения выполнены А. Ф. Белоусовым (основная часть) и Ю. Н. Кочкиным. Кроме того, использованы полевые материалы по Горному Алтаю, собранные А. Ф. Белоусовым в 1949—1959 гг.

В работе учтены данные геологических съемок, в том числе последних детальных геолого-съемочных работ Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений.

Следует отметить, что строение и состав вулканогенных накоплений в пределах области до последнего времени освещались меньше, чем строение и состав осадочных отложений. В частности, исследования по кембрию (стратиграфические, литолого-петрографические) касались в основном осадочных отложений и мало затрагивали мощные эффузивно-осадочные образования.

Одна из трудностей, встретившихся при исследовании вулканических ассоциаций в кембрийских толщах области, связана с тем, что в опорных стратиграфических разрезах расчленение на свиты в силу некоторых традиций (Белоусов, 1966) отличается чрезмерной дробностью. Многие выделяемые здесь «свиты» в действительности не имеют регионального корреляционного значения и не могут быть надежно найдены за пределами

небольших опорных участков (бачатская и орлиногорская на Салаире, камзасская и карчитская в Горной Шории, пашкунарская, чепошская, барангольская, суярыкская и другие в Горном Алтае). Из множества местных подразделений в качестве опорных единиц для сопоставления разрезов удалось использовать только достаточно крупные свиты более укрупненные толщи, по объему отвечающие сериям или близкие к ним. Границы этих подразделений в пределах каждой тектоно-формационной зоны чаще всего совпадают с основными межформационными границами. Каждую такую крупную стратиграфическую единицу удается достаточно уверенно проследить именно как характерный парагенезис пород, т. е. как определенную формацию.

Эти же крупные единицы стратиграфического разреза использованы для стратиграфической увязки осадочных комплексов тектоно-формационными зонами.

При оценке и сравнении химизма, микропетрографических и других особенностей совокупностей пород большое внимание уделено математико-статистическим расчетам. Они позволяют по статистическим параметрам выборок определить достаточно вероятную величину тех же параметров (среднее, дисперсия, корреляционные показатели и т. д.) для всей исследуемой ассоциации пород. На этой основе можно провести уверенные сопоставления между совокупностями пород.

При формационном анализе математико-статистические тоды совершенно необходимы. При изучении вулканогенных формаций такая необходимость особенно очевидна, поскольку здесь основные черты парагенезиса пород приходится устанавливать по совокупности мелких, рассредоточенных тел (лавовые и субвулканические залежи, пирокластические и другие отторженцы лавовых пород).

Большая часть математико-статистических вычислений и пересчеты химических анализов выполнены на ЭВМ Вычислительного центра Сибирского отделения АН СССР, при этом использован ряд программ, составленных В. В. Колмогоровым, В. В. Хлестовым, Р. С. Стрелко, Г. Н. Каратаевой, Е. Н. Эпштейн, Е. П. Пучковым. Графики составлены З. Г. Поляковой.

Математико-статистические заключения в работе сделаны при 95%-ном уровне надежности. Более высокие уровни достоверности в тексте оговорены особо.

Использование математико-статистических оценок потребовало некоторых изменений в подготовке петрографического и петрохимического материала.

При изучении вулканических комплексов был проведен большой объем микропетрографических исследований не только собственно вулканогенных, но и осадочных (обломочных) пород.

Массовый просмотр в шлифах обломочных пород необходим для того, чтобы уверенно установить наличие и роль собственно туфов, внутриформационных граувакк и аркозов, а также аллохтонных пород. Микропетрографическое изучение позволило доказать наличие и даже обилие кислых извержений при накоплении некоторых толщ, хотя собственно эффузивные залежи кислого состава в них неизвестны или проблематичны. В этом отношении примером может служить альбаганская серия нижнего кембрия Восточно-Алтайской зоны, в которой обнаружены огромные массы кератофировых аркозов при наличии в толще только редких туфов и внутриформационных кератофировых тел. Внутриформационный по происхождению, перемытый кератофировый материал установлен в среднем и верхнем кембрии Салаира, в нижнем — среднем кембрии Амазасской зоны Горной Шории и других местах.

Большое количество микропетрографических описаний лавовых пород (из лавовых и туфовых залежей и внутриформационных граувакк и ар-

розов) потребовалось в связи с необходимостью получить для каждого комплекса достаточно представительную статистическую картину распределения их по петрографическим признакам, не ограничиваясь традиционным качественным описанием.

При микропетрографическом описании зеленокаменных лав и субвулканитов документировались признаки, перечисленные в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Петрографические показатели, фиксируемые в шлифе

Показатели	Наблюдения
Инtratеллурической кристаллизации	Содержание порфирировых выделений в породе Максимальные размеры порфирировых выделений в шлифе для каждого первичного минерала Максимальное отношение длины к толщине выделений плагиоклаза
Первичного состава и морфологии интрателлурических фаз	Кристаллооптические константы пироксенов и других реликтовых первичных минералов в выделениях Количественное соотношение первичных минеральных фаз в выделениях Наличие следов зонарности в плагиоклазе Наличие оплавления и резорбции в выделениях (по каждому первичному минералу)
Поздней кристаллизации лав	Структурные типы основных масс Содержание миндалий в породе
Зеленокаменного изменения и ранней поствулканической минерализации	Балл сохранности исходного объема плагиоклазовой фазы (выделения и микролиты) Наличие реликтов пироксена в выделениях Парагенезис вторичных минералов замещения по каждому из первичных минералов выделений и по породе в целом Минеральный парагенезис выполнения миндалий

Общепетрографическое изучение шлифов проведено в основном А. Ф. Белоусовым. Ю. Н. Кочкиным выполнена основная часть кристаллооптических исследований, а также диагностическое окрашивание минералов в шлифах.

Поясним некоторые особенности применяемых в работе петрохимических оценок и сравнений.

При подборе штучных проб на силикатный анализ и отбраковке анализов по возможности исключались породы с явными петрографическими признаками особо сильного привноса или выноса силикатных компонентов. В частности, отбрасывались породы с обильными кварцевыми и карбонатными миндалинами, с интенсивной метасоматической или прожилковой карбонатизацией, окварцеванием, эпидотизацией и с почти совершенно уничтоженным плагиоклазом.

Поскольку весовые проценты окислов (как и другие формы процентного выражения) не являются лучшим показателем содержания элемента в породе (Сарманов, Вистелиус, 1959), для параметрических статистических оценок были использованы весовые отношения катионов ко всему кислороду, связанному в породе с силикатными элементами. Эти отношения предпочтительны еще по одной причине: при вычислении их автоматически исключается летучая добавка (H_2O и CO_2), которая в зеленокаменных породах в общем повышена и искажает содержание собственно силикатных элементов.

Непосредственно весовые проценты окислов мы используем при непараметрическом сопоставлении выборок анализов а также при оценках

« сравнениях распределений, сводимых к альтернативному (качественному) виду. В частности, путем свертывания цифровой выборки в альтернативное распределение (состоящее только из двух «качественных» групп) удастся увязать интересующую нас конкретную петрохимическую совокупность с кларковыми средними. Для этого кларк используется в качестве границы, разделяющей выборку на две подвыборки, численности которых затем берутся для параметрических сравнений.

При статистических сопоставлениях порообразующих окислов по весовым процентам последние предварительно приводились к 100%-ной сумме, т. е. исключалась летучая часть (кроме особо оговоренных случаев).

В ряде случаев полезные результаты получаются при статистической обработке обобщенных петрохимических («числовых») характеристик по А. Н. Заварицкому (1950), которые дают некоторое представление о нормативном минеральном составе пород. Однако приходится иметь в виду, что эти характеристики в большинстве своем не вполне пригодны для математико-статистических операций, так как рассчитываются на закрытые 100%-ные суммы, уменьшающие независимость случайных величин ($a + b + c + s = 100\%$; $f' + m' + c' = 100\%$ и т. д.). Для лавовых пород зеленокаменных комплексов из-за очень распространенного метаморфического искажения полевошпатовых составляющих (привнос Na, вынос Ca; нередко уменьшение молекулярной суммы Ca, Na и K, аномальное появление некомпенсированного ими глинозема) в тех же 100%-ных суммах оказывается автоматически искаженной доля более стабильных компонентов — лейкократовых и меланократовых (m' , f' , b по А. Н. Заварицкому). Первичную меланократовость лав лучше отражает числовая характеристика b' , предложенная Д. С. Штейнбергом (1964), из которой исключен некомпенсированный щелочами

$$= b - a' \frac{b}{100}. \text{ Если в породе } a' = 0, \text{ то } b' = b.$$

Характеристика b' , как отметил Д. С. Штейнберг (1964), правильнее, чем b , отражает действительную меланократовость свежих лав, особенно кислых, с плюмазитовым уклоном. Характеристика b' дает, очевидно, лучшее представление и о первичной меланократовости зеленокаменных лав, поскольку в ее расчет входит не молекулярная сумма щелочей и известия, а общее молекулярное количество глинозема — сравнительно инертного компонента.

Большие затруднения при оценке состава и наименованиях вулканических пород создает неопределенность границ между такими важнейшими их градациями, как базальты разной основности, андезит-базальты, андезиты, дациты, риолиты, трахиты. Необходима разработка твердой шкалы состава, которая для вулкаников может быть только петрохимической, так как к ней неприменимы полные количественно-минералогические подсчеты.

Как известно, для разграничения лавовых пород в ряду базальт — андезит — риолит нередко используется валовое содержание кремнезема. Если же иметь в виду все петрохимическое поле составов эффузивных пород, включая трахиты (с содержанием SiO_2 как у андезитов), то содержание кремнезема оказывается недостаточным классификационным признаком. По-видимому, нет и другого классификационного признака, который мог бы явиться основой для разграничения всего поля составов эффузивных пород.

Для построения шкалы состава следует предпочесть основные обобщенные петрохимические характеристики, которые выражают не только химизм, но и нормативный петрографический состав. Таковы предложенные в отечественной литературе показатель меланократовости b (или b'), избыточная кремнеземистость Q , а также полевошпатовые характеристики a и c по А. Н. Заварицкому (1950) или их функции. Связь между показателем меланократовости, избыточной кремнеземистостью и той или

иной полевошпатовой характеристикой является не функциональной, а стохастической. Поэтому каждый из этих показателей должен учитываться самостоятельно. Д. С. Штейнбергом (1964) предложена трехосная система классификации состава лав — по параметрам $b(b')$, Q и a (анортитовое число).

Для древних эффузивов ввиду значительного искажения полевошпатовых составляющих при зеленокаменном метаморфизме нормативные характеристики полевошпатово малоприспособны. Приемлемыми остаются b' и Q , которые рассчитываются по более инертным компонентам и поэтому удовлетворительнее отражают первичный состав пород. Таким образом, классификационная канва здесь оказывается двумерной.

По величине b' породы могут быть разделены в направлении базальт — андезит — риолит (и трахит), а по характеристике Q — в направлении риолит — трахит.

На числовых осях этих двух характеристик для качественного разделения пород необходимо установить некоторые границы, которые, естественно, не должны противоречить уже сложившейся практике подразделения лавовых пород. Для статистического исследования состава целесообразно, чтобы границы по каждой оси были целочисленными, а классы (интервалы между границами) — одинаковыми.

На рис. 1 показана используемая в работе схема расчленения пород в ряду ба

Примечательно, что удовлетворяющей указанным выше требованиям оказалась очень простая шкала с шагом в 5 единиц. Эта же шкала вполне может быть распространена на щелочной ряд базальт — трахиандезит (латит) — трахит.

Породы, по составу промежуточные между риолитами, дацитами и андезитами, не выделяются в качестве отдельных классов, так как явно не образуют подразделений того же масштаба.

Для разделения состава пород в ряду трахит — риолит вполне эффективна характеристика Q . Не разбирая подробнее этого вопроса, примем в качестве максимального предела для щелочных и субщелочных составов $Q = 20$, выше которого составы будем считать риолитовыми (как предложено Д. С. Штейнбергом, 1964).

В основу характеристики, статистических оценок и сравнений состава вулканических комплексов берутся выделяемые в них породные группы (Белоусов, 1967а), т. е. элементарные парагенезисы вулканитов, каждый из которых по составу образует однородную совокупность с унимодальной (одновершинной) формой распределения характеристик первичного состава.

Фактические предпосылки, на которых основывается представление о породных группах, разобраны в отдельной работе (Белоусов, 1967а). В ней путем математико-статистической проверки распределения химического состава показано,

магматических ассоциаций

широкий интервал основности, свойственна

ния. При этом неоднородность обычно проявляется резко, в двухвершинной или еще более сложной форме распределения показателей, характеризующих основность (базитовость)

Элементы этой прерывистости распределения состава для всей ассоциации изверженных пород были показаны еще Р. Дэли (1936) и затем У. Ричардсоном и Х. Снисби (Richardson, Sneesby, 1922). С. Торнтоном и О. Татлом (Thornton, Tuttle, 1960), а для некоторых отдельных типов ассоциаций отмечены А. Н. Заварицким (1950), Ф. Тернером и Д. Ферхугеном (1961), Ф. Чейзом (Chayes, 1963), Ю. А. Кузнецовым (1964) и другими исследователями.

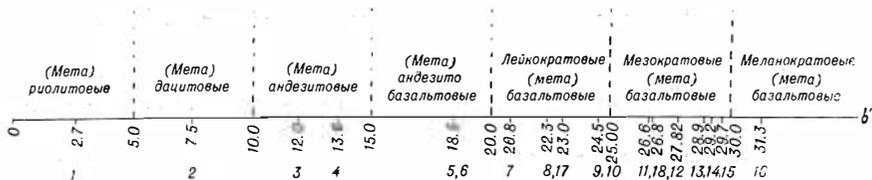


Рис. 1. Шкала разделения пород в ряду базальт — риолит по петрохимическому показателю меланократовости

Внутри интервалов указаны выборочные средние:

1 — риолиты, по объединенной выборке риолитов и липаритов Р. Дэли (1936) и известково-щелочных риолитов С. Ноккольда (1954), всего 148 анализов; 2 — дациты, по объединенной выборке дацитов Р. Дэли (1936), дацитов и риодацитов С. Ноккольда (1954), всего 205 анализов; 3 — андезиты, по Р. Дэли (1938), 87 анализов; 4 — андезиты Камчатки и Курильских островов, выборка В. А. Кутюлина (1965 г.), 65 анализов; 5 — андезитобазальты Камчатки, Курильских островов и Сахалина, выборка его же (1965 г.), 31 анализ; 6 — верхнеплиоцен-четвертичные андезитобазальты Армении, выборка его же (1965 г.), 97 анализов; 7 — базальты Индонезии, выборка его же (1965 г.), 35 анализов; 8 — базальты Камчатки и Курильских островов, выборка его же (1965 г.), 62 анализа; 9 — базальты Японии, выборка его же (1965 г.), 129 анализов; 10 — базальты Армении, выборка его же (1965 г.), 45 анализов; 11 — долериты Карру, выборка Ф. Уокера и А. Полдерварта (1949), 51 анализ; 12 — траппы Декана, выборка В. А. Кутюлина (1965 г.), 31 анализ; 13 — траппы Сибирской платформы, выборка его же (1965 г.), 176 анализов; 14 — толеитовая ассоциация Гавайских островов, выборка его же (1965 г.), 84 анализа; 15 — оливин-базальтовая ассоциация континентов, выборка его же (1968), 92 анализа; 16 — оливин-базальтовая ассоциация океанов, выборка его же (1968), 60 анализов; 17 — базальты кайнозойских андезитобазальтовых провинций Камчатки, Японии, Алеутских островов, Индонезии, Армении, Карпат, Каскадных гор, выборка его же (1968), 355 анализов; 18 — все базальты, по Р. Дэли (1936), 198 анализов

Максимумы в распределении состава соответствуют гипербазитам, базальтоидным и салическим породам (с вариациями последних от кислых пород до сиенитов-трахитов), которые являются главными (типowymi) породными группами. Между этими группами имеются достоверные минимумы состава средней основности.

С учетом указанной эмпирической закономерности сложную ассоциацию магматических пород можно в общем случае представить как сочетание двух или более простых, унимодальных, совокупностей (породных групп), обычно имеющих между собой частичное совмещение. К породным группам применимы математико-статистические методы количественного изучения, развитые именно для случая простых совокупностей.

Каждая конкретная (частная) породная группа, выделяемая в конкретном магматическом комплексе, представляет элементарный породный парагенезис (и, стало быть, некоторую элементарную формационную категорию) с признаками естественной обособленности, которая проявляется в статистическом различии породных групп от других, условных, подразделений пород в сложных магматических комплексах.

Сравнительное изучение сложных магматических формаций, особенно количественное, может быть наиболее естественно и строго проведено через анализ и сравнение породных групп. То же относится и к простым формациям, где совокупность пород сводится к одной породной группе. Правомочность этой методики подтверждается изложенным ниже опытом формационного исследования древних вулканических комплексов.

На основе приведенной выше (см. рис. 1) шкалы подразделения пород можно провести и детальную типизацию состава конкретных породных групп. Необходимость такой классификации довольно очевидна, так как при детальном изучении состава магматических формаций

нельзя обойтись только лишь укрупненными категориями типовых породных групп, которые более или менее явно отражены в существующих классификациях и номенклатуре магматических формаций.

Породные группы как простые (унимодальные) совокупности можно сравнительно просто классифицировать, исходя из генерального среднего состава каждой группы (по взятому опорному признаку, в нашем случае b'). Интервал, в котором находится генеральное среднее для породной группы, на желаемом уровне достоверности может быть найден путем стандартных статистических вычислений. Отметим, что показатель b' в обработанных вулканических комплексах рассматриваемой области в пределах породных групп имеет форму распределений, как правило, не отличающуюся от нормальной, что упрощает расчеты генерального среднего. Это, по-видимому, является довольно общим и естественным свойством показателя b' в породных группах, поскольку он связан с содержаниями в породе сразу нескольких компонентов.

Если доверительный интервал генерального среднего укладывается в пределах одного класса, то породная группа может быть (на том же уровне достоверности) классифицирована как меланобазальтовая, лейкобазальтовая, андезитобазальтовая и т. д. Если же доверительный интервал перекрывает границу двух классов, то породная группа классифицируется как мезомеланобазальтовая, лейкобазальто-андезитобазальтовая, дацит-риолитовая и т. д. Это применимо и для классификации конкретных кислых и щелочно-салических породных групп между классами трахитов и риолитов по показателю Q .

Типизация состава породных групп на основе генерального среднего отнюдь не является только лишь условным приемом. В результате ее мы получаем достоверное представление о том, в каком классе составов располагается ведущая часть

Для отражения значительного зеленокаменного преобразования пород, которое при

частичному изменению химизма, используется следующая терминология:

метабазальтоидная группа (метабазальтоиды) — зеленокаменные аналоги эффузивных базальтоидов, от базальтов до андезитов. В практике описания геосинклинальных зеленокаменных «диабазовых» и «диабазо-кератофировых» формаций фактически таков же объем «диабазовой» группы. Так как пределы отклонения последней в сторону андезитового состава не установлены, мы считаем допустимым использовать выражения «метабазальтоидная группа» и «диабазовая группа» как синонимы, хотя при резко выраженном андезитовом уклоне, может быть, следовало бы избегать употребления термина «диабазовая группа»;

альбитофировая группа (альбитофиры) — примерный зеленокаменный аналог риолито-дацитовой группы;

ортофировая группа (ортофиры) — аналоги трахитов;

кератофировая группа (кератофиры) — объединяет две предыдущие зеленокаменные группы. Как и в случае «диабазовой» группы, мы придерживаемся расширенного толкования термина «кератофиры» в соответствии с положением, сложившимся в практике региональных формационных описаний.

Петрографическая номенклатура разновидностей вулканогенных пород в работе ограничена минимумом необходимых терминов, которые в основном общеизвестны. Пояснения требуют лишь немногие вводимые подразделения пород, удобные для качественных (альтернативных) статистических оценок и сравнений.

По содержанию порфировых выделений различаются лавовые породы микрофанитовые, или непорфировые (без выделений), скуднопорфировые (с содержанием вкрапленников до 10%), нормальнопорфировые (свыше 10%).

По максимальному размеру порфировых выделений выделяются породы микропорфировые (до 0,75 мм) и макропорфировые, а среди последних — мелкопорфировые (до 2 мм) и крупнопорфировые (более 2 мм).

По первичному составу порфировых выделений среди плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов отмечаются те различия, которые содержатся в выделениях только плагиоклаз или только пироксен. В остальных случаях в названии порфировой породы указываются все первичные минералы вкрапленников независимо от их количественного соотношения.

При сборе фактического материала авторам оказали помощь многие геологи Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений, Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья и Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. А. Н. Кононов, А. К. Григонис, Б. В. Голошейкин, В. Г. Свиридов, В. И. Каминская, В. И. Зиновьев, Г. А. Курганов, И. С. Руткевич передали нам химические анализы эффузивных пород и предоставили возможность просмотреть анализированные породы в шлифах. Очень полезным оказался просмотр шлифотек по кембрийским эффузивно-осадочным толщам Кондомского и Тельбесского железорудных районов Горной Шории, которые были нам предоставлены В. И. Каминской, И. С. Руткевич, А. М. Дымкиным. А. И. Родыгин и И. А. Вылцан дали нам возможность ознакомиться с коллекциями и шлифами по породам докембрия восточных метаморфических выступов Горного Алтая.

Авторы признательны Э. П. Изоху, В. С. Суркову и В. В. Хлестову за ряд ценных советов, И. Т. Журавлевой и Л. Н. Репиной — за консультации и заключения по определению возраста отложений.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Здесь отметим только наиболее существенные факты и выводы предыдущих исследований, которые имеют прямое отношение к изучению древнейших вулканических комплексов области и могли послужить отправными моментами в нашей работе.

Основная

сается выделения эффузивно-осадочных толщ, их возрастной оценки и некоторых петрографических особенностей.

Горный Алтай. В 30-х годах В. А. Кузнецовым (1934—1939 гг.; район Чаган-Узуна), а затем К. В. Радугиным (1941; район Чемала) выделена древняя эффузивно-карбонатная толща. Обе эти толщи К. В. Радугин на основе общих геологических соображений отнес к докембрию. Им отмечены: своеобразный, существенно афанитовый облик эффузивов древней толщи, повышенная титанистость (по минералогическим признакам) и внешнее сходство с диабазовыми эффузивами других районов Алтае-Саянской области, в частности с мунжинской формацией Горной Шории, имеющими такое же стратиграфическое положение. К. В. Радугин высказал предположение о том, что мощная терригенная толща на южном склоне Курайского хребта имеет нижнекембрийский возраст. В ней впоследствии А. Б. Дергунов и А. Ф. Белоусов (1956—1962 гг.) установили присутствие основных и кислых вулканогенных пород, а М. Ф. Романенко (1964) обнаружил фауну нижнекембрийских археоциат.

Для вулканогенно-осадочной серии нижнего и низов среднего кембрия, развитой в Прикатунском районе Алтая, первые фаунистические доказательства кембрийского возраста были получены в 1927 г. И. П. Комаровым и в 1930 г. К. В. Радугиным. К. В. Радугин (1941) и Ю. А. Кузнецов (1939) довольно точно определили площади распространения эффузивно-осадочных кембрийских образований в южной части Катунского выступа. Ю. А. Кузнецов отметил тела зеленокаменных основных лав в составе карбонатной (баратальской) серии докембрия.

В северной части Катунского выступа (район Чепоша) расчленение разреза на докембрийскую и кембрийскую части, с выделением в их составе кембрийской и докембрийской эффузивно-осадочных толщ, было в главных чертах намечено Б. Ф. Сперанским и Г. В. Пинусом (1935—1936 гг.). Расчленение этих толщ на свиты и их распространение в Катунском выступе позже было уточнено М. К. Винкман, А. Ф. Белоусовым (1948—1962 гг.) и другими геологами. Кембрийскую фауну в опорном разрезе у Чепоша впервые собрали Л. Н. Краевская и М. К. Винкман в 1946 г. Последующими палеонтологическими находками (О. К. Полетаева, Л. И. Егорова, П. С. Краснопева, И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина; М. Ф. Романенко, 1964) возраст нижней (каянчинской) существенно известняковой свиты кембрия Катунского выступа окончательно определен как нижнекембрийский, а возраст вышележащей (каимской) эффузивно-

осадочной серии — как нижняя часть среднего кембрия, возможно с самыми верхами нижнего кембрия.

В результате проведенных в 1949—1960 гг. среднемасштабных государственных геологических съемок на ранее мало изученных площадях Алтая геологами ВАГТ получены существенно новые результаты по древнейшим вулканогенным комплексам.

Так, в Талицком выступе в составе немых накоплений, по косвенным соображениям относимых к кембрию (засурьинская свита), были найдены основные лавы и связанные с ними обломочные породы внутриформационного происхождения (В. И. Тихонов и др., 1955—1960 гг.).

На юге Теректинского выступа в нижней части зойского комплекса была выделена сугашская свита с эффузивами основного состава, возраст которой оценивается в пределах нижнего — среднего кембрия (Перфильев, 1959).

На восточной окраине Алтая (бассейны рек Чулышман и Башкауз) А. Б. Дергуновым, Л. Г. Васютиной и другими в 1955—1960 гг. выделена вулканогенно-осадочная толща с кислыми и базальтоидными эффузивами. Возраст ее — предположительно нижнекембрийский.

В последние годы на востоке Горного Алтая (в бортах Уйменско-Лебедской впадины и на южном склоне Курайского хребта) установлено развитие мощной нижнекембрийской серии с вулканогенными продуктами кислого и основного состава. А. Ф. Белоусовым и В. М. Сенниковым (1960), В. В. Хоментовским и др. (1962), А. В. Кривчиковым (1963 г.) и М. Ф. Романенко (1964) показано, что именно из этой серии происходит комплекс нижнекембрийской фауны, которая в разное время (в 1940—1964 гг.) изучалась О. К. Полетаевой, П. С. Краснопеевой, С. В. Чернышевой, И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной и др.

Горная Шория. В 30-х годах К. В. Радугин (1936) в пределах Бийского выступа выделил мунжинскую вулканогенную диабазовую формацию, которая залегает на мощной протерозойской карбонатной серии. Он же установил, что в низовьях р. Коуры мунжинская толща перекрыта эффузивно-осадочным комплексом с археоциатовыми известняками.

В Мрасском выступе Г. П. Болгов (1934), Ю. А. Кузнецов (1932) и К. В. Радугин (1936) выделили в бассейне рек Малой и Большой Суеты и по р. Мрас-Су разрезы с вулканогенными граувакками и редкими лавовыми порфиритами, включающие тела археоциатовых известняков. Граувакковую нижнекембрийскую толщу с археоциатами К. В. Радугин назвал «мрасской формацией».

По р. Мрас-Су, у устьев рек Анзас и Азас, К. В. Радугин выделил, как более древнюю, толщу основных эффузивов («усть-анзасская формация»), которая непосредственно лежит на мощной карбонатной серии протерозоя. Он же (Радугин, 1948) обнаружил эффузивы в карбонатной толще протерозоя и ряд местонахождений эффузивов в нижнекембрийских толщах Мрасского

выступу довольно полно определяют характер двух крупных эффузивно-осадочных комплексов (нижнекембрийского и более древнего), распространение которых позже было подтверждено и уточнено среднемасштабной геологической съемкой (Ю. Г. Щербаков, 1961). Ю. Г. Щербаков сопоставил с нижней (докембрийской) вулканогенной толщей р. Мрас-Су породы Сызасского эффузивно-осадочного поля в центральной части Мрасского выступа.

Южнее, на границе южного окончания Мрасского выступа с Уйменско-Лебедской впадиной, В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский (1939 г.) выделили под названием «арыкской формации альгонка (?)» мощную зеленокаменную толщу основных эффузивов. Здесь же ими была выделена чанышская эффузивно-осадочная толща с существенно иными по облику основными эффузивами. По составу и отношению к подстилающим поро-

дам чанышская толща была параллелизована с достоверно нижнекембрийской мрасской формацией К. В. Радугина (1936). Расчленение эффузивно-осадочных накоплений в этом районе на два комплекса получило подтверждение при последних крупномасштабных съемках (В. И. Зиновьев, В. Н. Коновалов, 1960—1963 гг.), причем верхний комплекс был датирован нижнекембрийскими археоциатами.

В последнее время основное внимание стратиграфов в Горной Шории привлек Камзасский участок на юге Мрасского выступа, где установлено (Винкман, Гинцингер, 1962; Винкман, Гинцингер, Егорова, 1962), что осадочная толща с богатой нижнекембрийской фауной, с обломочными породами вулканогенного происхождения и небольшим количеством основных лав с явным разрывом лежит на древней эффузивной толще. Последняя представляет собой продолжение арыкской толщи В. А. Кузнецова и Г. П. Нагорского.

В Кондомском железорудном районе Горной Шории, расположенном в зоне между Бийским и Мрасским выступами, поля древних эффузивно-осадочных толщ изучались при детальных съемках с начала 30-х годов. Было установлено, что здесь развит мощный вулканогенно-осадочный комплекс с основными и салическими эффузивами. Салическими породами насыщены главным образом верхи комплекса (поля месторождений Шерегеш, Шалым и отчасти Таштагола), благодаря чему верхняя часть довольно четко отличается от нижней. Эти две части обычно фигурировали в литературе в качестве местных картировочных и стратиграфических единиц (свит). Нижнекембрийский возраст нижней части определялся по находкам археоциат К. Г. Тюменцева (1931), К. В. Радугина (1936), А. С. Калугина (1947), Н. Г. Булатовой (1953 г.), В. П. Студеникина и др. (1960 г.). Возраст верхней части эффузивно-осадочного комплекса был установлен по трилобитам как низы среднего кембрия (данные А. Г. Поспелова и Е. С. Федяниной, 1958). Таким образом, в Кондомском районе достоверно выявлена мощная эффузивно-осадочная серия, возраст которой определяется в пределах от нижнего до низов среднего кембрия. Н. А. Батов (1935) в результате геологического и петрографического сопоставления пришел к выводу, что между верхней и нижней толщами этой серии имеется родство. Обе они содержат сходные кератофиры.

Н. А. Батов (1935), а позже А. Л. Додин (1948), В. И. Фоминский и Г. И. Спандерашвили, а также В. В. Хоментовский (1961) указали, что в этом же районе на границе с Бийским выступом у пос. Спасск имеется зеленокаменная толща меланократовых эффузивов, которая венчает карбонатную енисейскую серию протерозоя и стратиграфически тесно с ней связана.

В части Горной Шории, расположенной между Бийским выступом и южной окраиной Кузбасса, давно установлено наличие эффузивно-осадочных накоплений нижнего — среднего кембрия. В 1931 г. К. В. Радугин в бассейне р. Амзас нашел археоциат, а А. С. Егоров — среднекембрийских трилобитов (определенных О. К. Полетаевой), в толще песчаников, конгломератов, порфиритов и известняков (Радугин, 1945). Состав и стратиграфия эффузивно-осадочного комплекса были освещены В. С. Батуриным (1936), К. В. Радугиным (1936), П. М. Филимоновым (1936), а затем А. И. Скомороховым и Б. А. Блюманом. К. В. Радугин (1945) установил в составе комплекса породы типа внутриформационных кератофирных аркозов. Среднекембрийская часть амзасского разреза (мундыбашская свита) более детально изучалась палеонтологами О. К. Полетаевой (1938 г.), А. Г. Поспеловым и Е. С. Федяниной (1958), которые отнесли ее к низам среднего кембрия.

В более северных участках указанной части Горной Шории с начала 30-х годов известна осадочная существенно известняковая толща с археоциатами (по находкам К. Г. Тюменцева, 1931, и К. В. Радугина, 1936).

В поле Сухаринской группы железорудных месторождений, где эта толща лучше всего представлена, в терригенной пачке выше известняков с археоциатами Е. С. Федянина (1962 г.) обнаружила фауну трилобитов верхней части нижнего кембрия. Среди пород этой терригенной пачки В. Г. Руткевичем, В. Д. Яшиным (1961 г.) и А. М. Дымкиным (1964 г.) отмечены обломочные образования, состоящие из частиц кислых эффузивов.

В соседнем с Сухаринским Казском рудном поле, на месторождении Леспромхозном, В. И. Сняжков (1957—1959 гг.) установил в скважинах под нижнеордовикской толщей кератофиры с их обломочными производными, в ассоциации с порфиритами и известняками. Эти древние образования В. И. Сняжков отнес к кембрию.

Севернее, в рудном поле месторождений Тельбес и Одрабаш и по ключу Казанкол, В. М. Кляровский (1956) из состава давно известной «тельбесской формации» выделил самостоятельную древнюю вулканогенно-осадочную толщу с широксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, которая прорвана и метаморфизована Тельбесской рудоносной интрузией и вместе с последней перекрыта пестроцветными отложениями нижнего девона. В. М. Кляровский (1952, 1956), а затем К. В. Радугин (1958 г.) предположили кембрийский возраст этой додевонской толщи, считая ее, однако, более молодой, чем существенно известняковая толща с археоциатами. В линзах известняков и связанных с ними обломках внутриформационных конгломерато-брекчий из эффузивно-осадочной толщи были найдены кембрийские водоросли (С. С. Лапин, 1950 г.), затем трилобиты (Ю. С. Надлер, 1962 г.) и брахиоподы (Н. А. Аксарина, 1964 г.). Фауна, по заключениям Е. С. Федяниной и Н. А. Аксариной (1962—1964 гг.), определяет возраст эффузивно-осадочной толщи в интервале — самые верхи нижнего — низы среднего кембрия.

Салаирский край. Представления о составе и стратиграфии древнейших эффузивно-осадочных толщ этого района складывались в первую очередь на основании изучения его северо-восточной части — района Салаирских полиметаллических месторождений. Здесь давно была выделена толща гавриловских известняков с археоциатами, которые позволили А. Г. Вологдину (1931—1932 гг.) определить нижнекембрийский возраст вмещающих отложений. В составе гавриловской свиты исследователями отмечались прослой или примесь «туфового материала» (Усов, 1935).

Б. Ф. Сперанский (1933), а затем М. А. Усов (1935, 1936) пришли к выводу, что выше гавриловской толщи следует вулканогенно-осадочная толща («печеркинская формация») с линзами археоциатовых известняков. Наиболее характерным членом ее являются кварцевые альбитофиры и их производные, но присутствуют также порфириты. Б. Ф. Сперанский расчленил «печеркинскую формацию» на несколько более мелких стратиграфических единиц, считая их литологически близкими частями единого вулканогенно-осадочного комплекса. В последнее время вопрос о внутреннем строении и возрасте этой толщи детально пересматривался В. А. Асташкиным (1964), который, внося некоторые исправления в схему Б. Ф. Сперанского, подтвердил его основные выводы.

Аналогичная в общих чертах картина строения и состава пизнекембрийского разреза установлена в северо-западной части Салаира, где в валовских, или суенгинских, и кинтерепских известняках, которые Б. Ф. Сперанский (1933) сопоставил по стратиграфическому положению с гавриловскими, найдены нижнекембрийские остатки *Eodiscus* (Лисин, Свиридов, 1968).

Б. Ф. Сперанский (1933), Г. П. Болгов (1936 г.), А. Л. Матвеевская (1940 г.) наметили в северо-западном Салаире аналог эффузивно-осадочной печеркинской формации, что нашло подтверждение при геологосъемочных работах последних лет (Бессоненко, Свиридов, Голошейкин и др., 1961—1968 гг.).

В западной части кряжа (р. Степной Аламбай) нижнекембрийская вулканогенно-осадочная толща с фауной археоциат была установлена И. Е. Шатровым (1937) совместно с О. К. Полетаевой. В юго-восточной части кряжа А. М. Кузьминым (1928) и А. А. Зенковой (1934) выявлена сложная кембрийская вулканогенно-осадочная серия с археоциатовыми известняками; в результате работ А. П. Захарова и др. (1961 г.), В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой (1961) был детализирован состав и уточнен до нижнего кембрия возраст этой серии.

В разрезе северо-восточного Салаира (гора Орлиная у Гурьевска) В. И. Яворский и П. И. Бутов (1927) выделили среднекембрийскую толщу с базальтоидными эффузивами и трилобитовой фауной верхов среднего кембрия, которая была одновременно изучена Е. В. Лермонтовой. Детальное изучение состава и строения среднекембрийской толщи было проведено И. С. Цейклиным (1935). О. К. Полетаева (1954 г.) в нижней части среднекембрийского эффузивно-осадочного комплекса у г. Гурьевска обнаружила фауну низов среднего кембрия. Вторым районом, где была установлена среднекембрийская вулканогенно-осадочная толща, является юго-восточный Салаир (бассейн р. Чумыш у поселков Черемшанка и Аныштаха). Здесь З. Е. Петрунина и Н. А. Акарина в 1954 г. обнаружили фауну трилобитов и брахиопод верхов среднего кембрия. В. Д. Фомичевым и Л. Э. Алексеевой (1961), А. П. Захаровым (1961 г.) и другими установлено, что эта фауна относится к верхней части среднекембрийской («бирюлинской») толщи, низы которой несогласно залегают на нижнекембрийской толще и в частности на археоциатовых известняках.

В 1943—1946 гг. О. К. Полетаева установила, что часть кембрийских эффузивно-осадочных накоплений на северо-восточном Салаире имеет верхнекембрийский возраст (ариничевская свита у с. Ариничево). Состав и строение этой толщи изучались геологами Салаирской экспедиции Западно-Сибирского геологического управления Е. А. Пономаревым, А. А. Араповым, А. К. Григонисом (1958—1964 гг.). Дополнительные сборы фауны и детальный биостратиграфический анализ разреза по трилобитам выполнил Н. К. Ившин (1960).

В осевой части Салаира И. Е. Шатров (1937) впервые выделил эффузивно-осадочную «аламбайскую формацию», резко отличную по ассоциации и облику пород от ближайших разрезов нижнекембрийской «печеркинской» (по р. Ларихе) и среднекембрийской «пирогенной» толщи (Гурьевск — гора Орлиная). И. Е. Шатров установил, что гипербазиты, прорывающие аламбайскую толщу, не входят в соседние, более молодые толщи. Аламбайская свита в качестве самостоятельной местной стратиграфической единицы для осевой части Салаира принималась почти всеми исследователями района. Г. И. Кириченко (1943 г.) предположил протерозойский возраст аламбайской свиты. В результате проведения в последнее время средне- и крупномасштабных съемок (В. В. Введенский и др., 1960—1963 гг.; Л. М. Юров и др., 1961 г.; П. Е. Казаков и др., 1960—1964 гг.) был уточнен ее состав и утвердилось мнение о догавриловском возрасте этой толщи. При этом было выяснено, что аламбайская свита непосредственно подстилается мощной карбонатно-сланцево-микрокварцевой осадочной толщей, в которой по составу легко можно узнать аналог баратальской и енисейской серий протерозоя соседних районов Алтая и Горной Шории. Вместе с тем по сходному стратиграфическому положению и эффузивно-осадочному составу накоплений аламбайская свита параллелизуется с манжерокской свитой Алтая.

Из микропетрографических материалов по древним вулканогенным породам области определенную ценность представляют массовые диагностические описания пород, которые в той или иной мере приведены в отчетах по поисково-съёмочным и разведочным работам. Однако детальные микропетрографические характеристики имеются только для немногих участков.

Некоторые петрографические данные по кембрийским вулканогенным породам отдельных участков Горного Алтая, Горной Шории и Салаира были получены при исследованиях сотрудниками Совета по изучению производительных сил АН СССР и Петрографического института АН СССР (Афанасьев и др., 1935; Афанасьев, 1936; Меньяйлов, 1937 г.). Детализированную петрографическую характеристику эффузивно-осадочных пород кембрия на некоторых участках железорудных полей в Горной Шории дали Н. А. Батов (1935), П. М. Филимонов (1936), В. И. Сняков (1960 г.), а для Салаирского полиметаллического рудника — И. П. Незабытовский (1946 г.), Г. С. Лабазин (1948 г.). В их работах приведены некоторые оптические константы пироксена и полевых шпатов, данные о зеленокаменном метаморфизме пород. На основе этих работ можно сделать вывод о широком развитии псевдоморфозных альбитов по плагиоклазу в древних эффузивах области.

Материалы по петрохимии эффузивных пород кембрия и докембрия изученной области до последнего времени были довольно скудны и отрывочны. К ним относятся единичные анализы кембрийских эффузивов Салаира, приведенные Г. Д. Афанасьевым и др. (1935), В. К. Моничем (1938), И. П. Незабытовским и С. С. Герингом (1946 г.), Г. С. Лабазиным (1948 г.). По кембрийским лавам Кондомского железорудного района Горной Шории опубликованы результаты нескольких силикатных анализов Н. Г. Суминым (1953), В. А. Вахрушевым (1959), В. И. Каминской (1960, 1961а, б), а для района Синюшинского месторождения на Алтае — Е. Б. Высокоостровской (1961). По докембрийским лавам имелось некоторое число анализов для районов Тайметского месторождения Горной Шории (Н. П. Деятилов, 1955 г.; В. Ф. Коновальцев, 1959 г.), Шалапского месторождения на Салаире (П. Е. Казаков, 1962 г.) и левобережья р. Катунь в Северном Алтае (Кононов, 1964). Более представительный петрохимический материал по древнейшим лавам Центрального Алтая был получен группой А. А. Арустамова, А. Ф. Белоусова, И. Л. Фишмана и др. (1959—1961 гг.). Новый петрохимический материал по эффузивам кембрия и докембрия был собран на юге Горной Шории В. И. Зиновьевым и на северо-востоке Салаира А. К. Григонисом и Г. А. Кургановым (1963—1966 гг.).

В последние годы при составлении общих тектонических и формационных обзоров по крупным регионам предприняты попытки формационного анализа докембрийских и кембрийских вулканогенных комплексов Алтая, Шории и Салаира (Хоментовский, 1961; В. А. Кузнецов и др., 1964; Васильковский и др., 1964; Скобелев, 1964, и др.). Эти обзоры выполнены главным образом на основании итогов общих среднemasштабных геологических съемок. Отнюдь не оспаривая актуальности и общей значимости перечисленных работ, следует отметить, что приведенные в них суждения относительно объема, главных особенностей состава, типов, соотношений и распространения вулканогенных ассоциаций кембрия и докембрия в большинстве случаев требует существенных поправок. Основная причина этого заключается в недостатке первичных материалов по древнейшим вулканогенным образованиям.

Наиболее общими выводами из предпринимавшихся попыток формационного анализа являются: 1) все или почти все позднепротерозойские и кембрийские вулканогенные комплексы на западе Алтае-Саянской области в той или иной мере обладают характерными чертами эвгеосинклинальных, доорогенных, формаций; 2) большинство этих комплексов явно относится к диабазовой и диабазово-альбитофировой группе.

Некоторые авторы (Васильковский и др., 1964; Скобелев, 1964) пришли к выводу о том, что в ряду кембрийских геосинклинальных эффузивных комплексов рассматриваемой области имеются и аналоги формаций поздних стадий геосинклинального цикла — «порфиритовых» (андезитобазальтовых и андезитовых).

ФУНДАМЕНТ РИФЕЙСКО-НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ НАКОПЛЕНИЙ

Недавно выдвинуто представление о том, что рифейские и кембрийские геосинклинальные формации в ряде районов запада Алтае-Саянской области наслоены непосредственно на субстрат океанического типа (Васильковский, 1960, 1964; Кузнецов, 1963). Эта гипотеза противопоставляется ранее распространенным взглядам о том, что под накоплениями рифея и кембрия здесь имеется регионально развитый самостоятельный складчато-метаморфический докембрийский комплекс. Полученные в последние годы данные свидетельствуют о распространении в рассматриваемой области древних докембрийских регионально-метаморфизованных толщ (рис. 2).

В юго-западной части Горного Алтая подтвержден докембрийский возраст пород, а также региональный метаморфизм теректинской метаморфической серии, наличие которого предполагал В. А. Обручев (1935) и поддерживали А. С. Егоров (1937), В. А. Кузнецов (1948) и др.

На южной окраине Теректинского выступа найдены участки, где совершенно отчетливо видны нормальные стратиграфические контакты теректинской серии с покрывающей сугашской свитой нижнего палеозоя (Перфильев, 1959).

Повторенные в 1962 г. авторами наблюдения на этих участках и последующее микроскопическое изучение пород позволило установить следующее.

1. В бассейне р. Малый Сугаш нижняя граница сугашской свиты срезают под углом (до прямого в плане) послойную кристаллизационную сланцеватость парасланцев теректинской серии.

2. Теректинская серия и сугашская свита резко различаются по степени метаморфизма (Ю. С. Перфильев описал линзу гравелита внизу сугашской свиты, в обломках которого отчетливо видны реликтовые бластические структуры пород размывавшегося метаморфического комплекса).

3. Структура кристаллизационной сланцеватости метаморфических сланцев сечется неосланцованными дайками зеленокаменных диабазов и порфиринов, которые, за небольшим исключением, не переходят границ с сугашской свитой, будучи в основном древнее последней (обломки аналогичных пород, по Ю. С. Перфильеву (1959), содержатся в уже упомянутом гравелите). Теректинские сланцы прорываются телами озмеевикованных гипербазитов, не выходящих в поля сугашской свиты.

4. Наблюдаемые в экзоконтактовых ореолах гранитоидных интрузий, абсолютный возраст которых оценивается, по данным А. Н. Кононова и В. В. Волкова, в 618 млн. лет (нижний кембрий), а также досилурийских, девонских и верхнепалеозойских, ороговикование и метасоматоз накладываются на кристаллизационную сланцеватость сланцевого комплекса.

Петрографические данные А. Е. Егорова (1937), А. А. Арустамова и др. (1961 г.), Ю. С. Перфильева (1959) и других показывают, что теректинская серия представляет собой в основном парасланцевый комп-

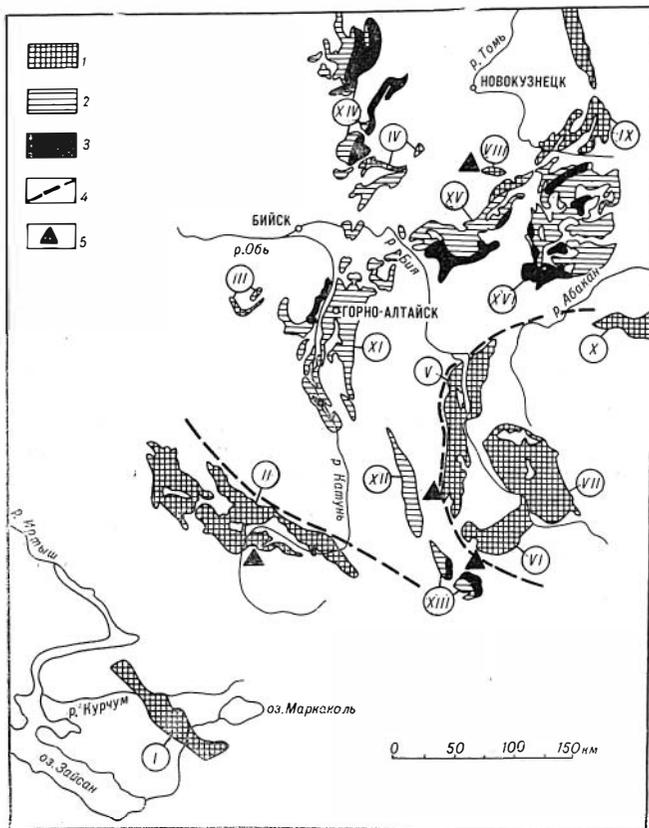


Рис. 2. Схема распространения выходов докембрийских толщ

1 — древнейший метаморфический комплекс (частью предположительно); 2, 3 — «неметаморфическая» серия рифей: 2 — существенно осадочные (карбонатно-сланцево-микроварцистые) толщи; 3 — верхняя, существенно вулканогенная (диабазовая) толща; 4 — глубинные разломы предположительно докембрийского заложения; 5 — пункты нахождения докембрийских и кембрийских псефителитов с продуктами размыва пород древнейшего метаморфического комплекса

Выступы древнейшего метаморфического комплекса (частью предположительно): I — Курчум-Кальджирский; II — Теректинский; III — Белокуринский; IV — Южно-Салаирский; V — Прителецкий; VI — Оройский; VII — Чулышманский; VIII — Мундыбашский; IX — Томский; X — Джебашский. Выступы «неметаморфической» серии рифей: XI — Катунский; XII — Кадринский; XIII — Баратальский; XIV — Центрально-Салаирский; XV — Бийский; XVI — Мрасский

лек с реликтами слоистых текстур, образованный по песчаным, алевропелитовым, частью известковистым, осадкам, с небольшим количеством известковых мраморов и хемогенных кварцитов, слюдистых кварцитов, редко гравийно-галечных пород. Мощность комплекса оценивается в 5500 м (по Е. С. Левицкому, 1955—1958 гг.), причем вверх по разрезу намечается регрессивная последовательность отложений, с увеличением вверх роли песчаных, появлением редких гематитсодержащих сланцев и даже пород с реликтами гравийных и конгломеративных структур. Среди парасланцев особенно распространены кварц-альбит-хлоритовые разновидности, часто с серпцитом, иногда с эпидотом, актинолитом, магнетитом и др. Обилие в большинстве парасланцев кварца, значительное развитие кварцевых и кварц-плагноклазовых разновидностей свидетельствует об условиях сильного экзогенного химического расщепления исходного терригенного материала осадков. Вместе с тем хлорит, амфибол и эпидот в некоторых

апсаммитобластовых кварц-альбитовых кристаллических сланцах с реликтовой слоистостью можно интерпретировать как граувакковую примесь, образовавшуюся в результате размыва основных вулканогенных пород.

От парасланцев теректинской серии отчетливо отделяются осланцованные совместно с ними мелкие тела интрузивных пород с реликтами кристаллических структур габбро-диабазов, диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов. Среди существенно амфиболовых и хлорит-амфибол-альбитовых разностей метаморфических и кристаллических сланцев теректинской серии наблюдались также измененные лавовые и туфовые породы, хотя убедительных примеров реликтовой туфовой или лавовой структуры именно из пород с кристаллизационной сланцеватостью никем не было приведено.

Ю. С. Перфильев (1959) в южной части Теректинского выступа выделил из полей теректинской серии так называемую уймонскую существенно эффузивную свиту. В ее состав, по-видимому, были включены в качестве лавовых пород обильные не осланцованные зеленокаменные трещинные тела диабазов, диабаз- и диорит-порфиритов, секущие структуру метаморфических сланцев. Сама вмещающая метаморфическая толща на участках, указанных Ю. С. Перфильевым в качестве опорных (бассейн р. Большой Окол и у пос. Кайтанак), сложена почти исключительно кварц-альбит-хлоритовыми парасланцами, главным образом апосаммитовыми, содержащими обычно карбонат, эпидот и актинолит. Встречаются прослой и пачки бластокварцитов (по хомогенным микрокварцитам). Только в единичных шлифах удалось найти альбит-хлорит-эпидотовые (частично с актинолитом) ортосланцевые образования. Судя по встреченным порфириобластам альбита, исходными породами для этих ортосланцев могли быть древние интрузивные или лавовые порфириты (в одном шлифе отмечены реликтовые эпидот-альбитовые миндалины). Таким образом, представление о существенно эффузивной «уймонской свите», обособленной от теректинской серии (Перфильев, 1959), недостаточно обосновано. В действительности здесь развита единая, парасланцевая в своей основе, докембрийская серия Теректинского выступа.

Примыкающие к Теректинскому выступу терригенные породы нижнего палеозоя, помимо обычной для них тонкоагрегатной филлитизации, локально, в связи с гранитоидами, охвачены контактово-инъекционным метаморфизмом, включающим огнейсование и мигматизацию. Последние отмечаются местами и в породах теректинской серии. По теректинским бластосланцам довольно часто, но неравномерно развивается и филлитизация, как ретроградный процесс.

Достаточно надежно доказывается наличие докембрийской метаморфической толщи в крайней восточной полосе Горного Алтая, где В. П. Нехорошев (1958) наметил «Алтае-Саянскую» зону, в цоколе которой, по его предположению, имеется крупная жесткая допалеозойская масса. К последней приспособляется характерная крутая дуга складок в примыкающих с северо-запада позднедокембрийских и палеозойских толщах. В. А. Обручев (1935), К. В. Радугин (1948), В. А. Кузнецов (1948) и некоторые другие исследователи считали, что древнейшие докембрийские образования в крайней восточной полосе Алтая представлены глубоко метаморфизованными толщами Прителецкого района, Чулышманского и Курайского хребтов.

В последние годы Л. Г. Васютина, А. Б. Дергунов, А. И. Родыгин и И. А. Вылцан (1956—1967 гг.) получили для бассейнов Чулышмана и Башкауса ряд новых прямых и косвенных данных, свидетельствующих о резко несогласном залегании нижнепалеозойских толщ нормального облика (эффузивно-осадочный кембрий и флишоподный кембро-ордовик или ордовик) на метаморфической серии, называемой разными авторами башкауской, теректинской.

Вне зон инъекционного метаморфизма и огнейсования, связанных с палеозойскими гранитоидами, эта метаморфическая серия и нижнепалеозойские толщи отчетливо различаются по степени метаморфизма; кроме того, обломки метаморфических пород встречаются в обломочных породах палеозоя. Л. Г. Васютина (1954 г.) обнаружила крупные гальки метаморфических сланцев и кварцитов в конгломерате низов кембрийской толщи (принимаемом за базальный) на Чулышманском хребте в районе горы Кумуртук.

По материалам А. И. Родыгина и И. А. Вылцана (1962—1964 гг.), в конгломератах кембрия или ордовика по р. Аспаты (левый приток Башкауса) местами обильна галька бластокварцитов. Обломки бластокварцитов и метаморфогенного кварца вместе с кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-амфиболовыми и хлорит-серицитовыми метаморфогенными частицами в большом количестве встречаются в песчаниках и редких гравелито-песчаниках нижнепалеозойской горноалтайской серии в верховьях Башкауса и Чулышмана, где эта серия непосредственно соприкасается в разрезе с башкаусской.

По составу и степени метаморфизма метаморфическая серия Восточного Алтая в общем аналогична уже описанной теректинской, а также джебашской серии Западного Саяна. Основу разреза представляют сплошные бластические параслаицы низкой степени регионального метаморфизма, нередко с реликтами осадочных текстур и структур песчаников и алевропелитовых пород: кварц-серицит-хлоритовые, кварц-альбит-серицитовые, кварц-карбонатно-хлоритовые, с содержанием кварца до 30% и более. Развита прослой бластических кварцитов, часть которых, по-видимому, обособилась в результате перераспределения и собирательного эффекта при образовании кристаллизационной сланцеватости.

Видимая мощность метаморфической серии достигает 3500 м.

Важно отметить, что в пределах Баратальского выступа, который территориально тяготеет к Теректинскому и восточноалтайским выступам метаморфической серии, продукты размыва метаморфических пород намечаются уже в осадках докембрийской баратальской существенно известняковой серии в виде обильного кварца в редких песчаниковых горизонтах (судя по описаниям А. Б. Дергунова и Ю. Б. Алешко (1954—1955 гг.)), и совершенно отчетливо наблюдаются в вышележащей донижнекембрийской, арыджанской, эффузивно-осадочной свите. В метаморфизованных песчаниках последней А. Б. Дергунов отмечает обилие кварца, что подтверждено материалами авторов. Кроме того, в гравелито-конгломератах в средних горизонтах арыджанской свиты наряду с вулканогенно-граувакковым внутриформационным материалом обнаружено большое количество обломков кварца, бластокварцитов (частью с альбитом и мусковитом) и разнообразных метаморфических сланцев — кварц-альбит-хлоритовых, кварц-хлорит-карбонатных, кварц-актинолитовых и др. Окатанность обломков метаморфогенных пород часто несовершенная или слабая. Эти факты намечают верхние пределы относительного возраста метаморфической серии, а также позднекембрийское проявление внутригеосинклинальных поднятий в области Алтая и выход на поверхность участков уже существовавшей метаморфической постели.

В северной части Горного Алтая в низах баратальской серии по р. Куюм обнаружены полимиктовые гравелито-песчаные породы, представляющие собой древнейший видимый горизонт серии. По данным В. П. Студеникина (1960 г.), эта пачка выходит в замке антиклинальной складки и перекрывается обуглероженными известняками в крыльях, что согласуется с наблюдениями А. И. Алюсова и А. Ф. Белоусова (1958—1961 гг.) по профилю через западный край полосы терригенной пачки. Обнаженная мощность последней около 300 м. Пачка сложена зелено-серыми и обуглероженными темно-серыми алевропелитовыми породами и

песчаниками с пластами обуглероженных известняков, сланцеватых микрокварцитов и кремнисто-глинистых сланцев, характерных для баратальской серии. По данным А. И. Алюсова и А. Ф. Белоусова, в гравелитистых песчаниках, кроме карбонатных, кремнистых и пелитовых пород внутриформационного происхождения, отмечаются многочисленные метаморфогенные обломки: кварц с обильными включениями, бластокварциты, филлиты, эпидот, эпидозиты, зеленая роговая обманка, кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-актинолитовые, кварц-альбит-актинолитовые метаморфические агрегаты с несомненно реликтовой бластической микроструктурой. Окатанность обломков различная. Песчаники сланцеваты, цемент их филлитизирован.

Остается неясным, относится ли описанная пачка к самой нижней, базальной, части баратальской серии. Однако ее состав подтверждает приведенные выше факты о наличии размывавшихся в позднедокембрийское время внутригеосинклинальных метаморфических выступов, сложенных породами зеленосланцевой фации метаморфизма.

Региональный метаморфизм древнейшей метаморфической серии в пределах юго-западной и восточной зон Горного Алтая отвечает зеленосланцевой фации с признаками высокой равновесности минеральных ассоциаций (в частности, плагиоклаз в них практически везде представлен альбитом, по уже упомянутым материалам А. С. Егорова, А. И. Родыгина, И. А. Вылцана, А. Ф. Белоусова). По А. С. Егорову, в основной минеральной ассоциации, в том числе во внутренних частях Теректинского выступа, изредка отмечаются настоящие роговые обманки, что следует считать признаком перехода к эпидот-амфиболитовой фации.

В то время как наблюдаемые по соседству локальные зеленосланцевые образования за счет палеозойских и рифейских пород имеют обычно облик тонкоагрегатных метаморфических сланцев, породы древнейшей метаморфической серии характеризуются сильной бластической перекристаллизацией и укрупненными минеральными агрегатами. Своими грано- и лепидобластовыми структурами они ближе отвечают кристаллическим сланцам.

На северной окраине Горного Алтая, в районе Белокурихинского гранитоидного массива, Г. А. Чернов (1965а, б) оценивает калий-аргоновым методом возраст парагнейсов в 700—780 млн. лет. В брахиантиклинальной структуре этого района из-под осадочных пород нижнепалеозойской горноалтайской серии обнажаются слюдяные парагнейсы с гранатом, амфиболом и кордиеритом, слюдяные (преимущественно мусковитовые) сланцы, слюдяные кварциты, амфиболиты, изредка мраморы. Эти породы образуют мощную толщу, полосой вытягивающуюся в северо-восточном направлении, и имеют такое же простирание тектурных элементов. Разнообразные приконтактные изменения со стороны Белокурихинского массива, в том числе мигматизация, наложены, по данным Г. А. Чернова, на древнюю кристаллизационную сланцеватость.

В связи с изложенными материалами по Горному Алтаю отметим вывод Б. Я. Хоревой (1965) о докембрийском возрасте метаморфической толщи Курчум-Кальджирского водораздела на юго-востоке Иртышской зоны смятия, в полосе смыкания Большого Алтая с Казахстанской складчатой областью. Метаморфический комплекс в этом районе представлен породами более глубокой, амфиболитовой, фации регионального метаморфизма, которые позже испытали ясно выраженный региональный низкотемпературный диафорез, а затем, в связи с верхнепалеозойским магматизмом и тектогенезом — локальный калиевый метасоматоз, мигматизацию и гидротермальные изменения. Верхний предел возраста гнейсо-амфиболитового комплекса определяется резко дискордантным наложением на него отложений эйфеля. Гнейсо-амфиболитовый комплекс сопоставляется Б. Я. Хоревой (1965) с аналогичными метаморфическими образо-

ваниями в выступах фундамента Казахской складчатой области. Определения абсолютного возраста разностей гнейсов и амфиболитов Курчум-Кальджирского водораздела, подвергшихся меньшему диафторезу, указывают, что верхний предел возраста метаморфизма не моложе 435—596 млн. лет (самые низы палеозоя).

В гнейсо-амфиболитовом комплексе различаются биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-плагиоклаз-кордиеритовые и биотит-амфиболовые гнейсы (предположительно по песчано-глинистым породам) и амфиболиты (вероятно, по вулканогенным породам основного состава), редкие линзы мраморов.

На стыке между Горным Алтаем и Салаиром, в междуречье Чумыша и Нени, среди кембрийских зеленокаменных эффузивно-осадочных пород давно уже известна (Кузьмин, 1928; Зенкова, 1934) гнейсо-амфиболитовая полоса шириной до 5 км, простираение которой меняется от северо-восточного до широтного. В составе метаморфической толщцы, по микропетрографическим данным А. М. Кузьмина и авторов, различаются амфиболиты, амфибол-плагиоклазовые и кварц-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотит-амфиболовые гнейсы, бластокварциты, мраморы. Среди них встречаются гнейсовидные кварцевые диориты и гранито-гнейсы. На гнейсо-сланцевую текстуру накладываются катаклаз и минеральные новообразования ретроградного ряда (эпидот, актинолит, хлорит). Гнейсо-сланцевую толщцу секут жилы плагиоаплитов и кварц-кальципатовых пегматитов. Существенно, что бластические породы метаморфического комплекса рассечены неосланцованными дайками зеленокаменных диабазов (из которых по крайней мере часть является нижнепалеозойской) и кварцевых альбитофиров, которые по петрографическим особенностям аналогичны кислым лавам и субвулканитам выходящего рядом нижнего кембрия. Сравнительные микропетрографические данные показывают, что гнейсы и бластосланцы метаморфического комплекса по минеральным ассоциациям и характеру бластических структур несопоставимы с соседними кембрийскими и верхнепротерозойскими толщами и, вероятнее всего, относятся к более древней регионально метаморфизованной докембрийской серии.

Скудные продукты размыва древних метаморфических пород недавно отмечены на южном Салаире в конгломератах из древнейшей эффузивно-осадочной аламбайской свиты в бассейне р. Уксунай (П. Е. Казаков и др., 1964 г.). В хорошо окатанных гальках здесь установлены амфиболиты и метаморфические сланцы кварц-актинолит-хлоритового, кварц-полевошпатово-эпидотового и полевошпато-эпидотового состава.

В соседнем районе Горной Шории, по р. Мундыбаш у пос. Самарский Лог, нами в 1964 г. выделена докембрийская толща кристаллических сланцев (самарская толща). Установлено, что толща, сопоставляемая с «кондомской свитой» (и всеми исследователями помещаемая ниже соседних нижнекембрийских археоциатовых известняков Сухаринского железорудного поля), четко распадается на две части с резко различным метаморфизмом пород. Одна часть представлена черными и зеленовато-серыми слабофиллитовидными алеврито-глинистыми, известковистыми и кремнистыми сланцами, которым подчинены пачки и прослои черных и частью осветленных известняков. Эта аспидная пачка должна быть приурочена к нижнекембрийской толще района и является, по-видимому, базальной частью последней.

Другой комплекс пород, обнаженный в береговых скалах по р. Мундыбаш, у южной части пос. Самарский Лог (см. рис. 37, 38), представлен кварц-хлорит-амфибол-эпидотовыми, кварц-альбит-амфибол-эпидотовыми, хлорит-амфиболовыми и кварц-альбитовыми кристаллическими сланцами, при участии бластокварцитов с серицитом. Плагиоклазы, по иммерсионным измерениям Ю. Н. Кочкина, представлены альбитом. В породах

отчетливо развита кристаллизационная сланцеватость северо-восточного простирания. По составу и текстуре этот комплекс несомненно, парасланцевый, образованный по терригенным, известковистым и кремнистым породам. На кристаллизационную сланцеватость наложены катаклаз и милонитизация с образованием филлитовидных тонкоагрегатных хлоритовых зоннок, местами с серицитом и карбонатами.

Мощность метаморфического комплекса в обнаженной части не менее 1500 м. Кристаллические сланцы рассечены системой зеленокаменных даек диабазового состава с хорошо сохранившимися структурами.

В левом борту р. Мундыбаш, близ южной окраины пос. Самарский Лог, на осложненной смещением границе между кристаллическими сланцами и породами аспидной пачки выходит сероцветный конгломерато-гравеллит, в котором, кроме обломков разнообразных осадочных и вулканогенных пород, обильны породы с реликтовыми кристаллобластическими структурами — бластокварциты, кварц-карбонатные, кварц-мусковитовые, кварц-хлоритовые сланцы, деформированный мусковит, филлиты, серицитовые сланцы.

Метаморфический комплекс самарской толщи по характеру метаморфизма и обилию кварца в исходных терригенных породах несопоставим с разрезом рифейских образований Горной Шории (енисейская и мунжинская толщ и их аналоги). Не удается самарскую толщу сопоставить с с пнтрагеосинклинальными эффузивно-осадочными нижнекембрийскими накоплениями прилегающих участков Горной Шории и Салаира. Отнесение накоплений самарской толщи к нижнему кембрию едва ли правомерно, поскольку нижнекембрийская фауна известняков Сухаринского поля является весьма низкой (досанаптыкгольской), и стратиграфический диапазон низов нижнего кембрия в данном районе Горной Шории, по-видимому, вполне исчерпывается терригенно-известняковой толщей, включая нижнюю аспидную пачку. Поэтому единственным удовлетворительным вариантом сейчас представляется доенисейский возраст самарской толщ.

Восточнее рассматриваемой в работе области давно известны древние гнейсо-сланцевые толщ верховьев р. Томи (Томской выступ в Кузнецком Алатау). В последнее время большинство исследователей считает эти толщ (лужбинскую, терсинскую, катасскую), докембрийскими и в значительной части условно дорифейскими. В них встречаются как парасланцевые образования, так и ортосланцевые; среди последних предполагаются производные базальтоидных вулканических пород (данные В. К. Молоча, 1938б, К. В. Радугина, 1936, В. А. Кузнецова, 1940, Ю. А. Спейта, В. П. Исаева и др., 1958—1962 гг.). Выделяется ряд разновидностей биотит-плагноклаз-роговообманковых гнейсов, амфиболитов. Интенсивность метаморфизма достигает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

В полях метаморфического комплекса в Томском выступе развиты гранито- и плагногранито-гнейсы, порфиробластические граниты, гнейсовидные диориты, аплитовидные граниты, а также дискордантные тела порфировидных гранитов.

В восточной и северной частях Томского выступа метаморфические породы представлены комплексом фации зеленых сланцев. Его слагают кварц-альбит-серицитовые, кварц-эпидот-актинолитовые, кварц-актинолитовые, хлорит-эпидот-актинолитовые и актинолитовые сланцы с примесью графитовых сланцев, бластокварцитов и мраморов. Гнейсо-амфиболитовые и зеленосланцевые образования Томского выступа резко сменяются «неметаморфическими» толщами эффузивно-осадочного кембрия и рифея, в которых наблюдаются только обычные зеленокаменные и локальные экзоконтактовые изменения.

Метаморфический комплекс осевой части Западного Саяна (джебашская серия), впервые выделенный и описанный И. К. Баженовым (1934),

в главных чертах аналогичен метаморфической серии древних выступов Восточно-Алтайской зоны. По описаниям И. К. Баженова (1934), А. Г. Сивова (1948), И. Н. Казакова (1961), Г. Г. Семенова (1961) и других, главную часть разреза Джебашского метаморфического выступа составляют зеленосланцевые кварц-альбит-серицитовые, кварц-хлорит-карбонатные и другие образования по песчаникам и алевропелитовым породам, с blasts кварцитами (в том числе слюдястыми и железистыми) и горизонтами мраморов. Встречаются эпидот-актинолит-хлорит-альбитовые сланцы, дающие переходы к породам с ясными реликтами структур и текстур эффузивных базальтоидов (включая реликты подушечного и миндаляменного сложения). Всеми исследователями отмечен региональный характер и в общем более высокая степень метаморфизма джебашской серии по сравнению с соседними нижнекембрийскими эффузивно-осадочными толщами, хотя некоторые участки последних имеют сходство с джебашскими сланцами. Кварц-хлоритовые blastsланцы были отмечены А. Г. Сивовым (1953) в конгломератах верхнемонокской свиты верхов нижнего кембрия. Н. Н. Херасков (1963) упоминает их в конгломератах чингинской свиты нижнего кембрия. Джебашская серия прорвана интрузиями габброидов и гипербазитов. Мощность ее достигает 8000 м.

Абсолютный возраст хлорит-серицитового сланца из истоков р. Джебаш оценен в 938 млн. лет (Иванова, Полевая и др., 1961), ряд определенных показывают возраст 583—466 млн. лет и меньше; вероятно омоложе-ние).

В последнее время возродились представления о докембрийском возрасте сютхольской свиты — метаморфической зеленосланцевой толщи Сютхольско-Ишкинского выступа на западной окраине Тувы (Иванова, 1961; Черноморский, 1965). В ее составе известны хлорит-серицитовые и хлоритовые сланцы, кварцсодержащие апопесчаниковые сланцы, кварциты. Абсолютный возраст хлорит-серицитовых сланцев из бассейна р. Ишгин составляет по одним анализам 1115 млн. лет (Иванова, Полевая и др., 1961), по другим — 565—480 млн. лет (Черноморский, 1965; Г. М. Владимирский, 1965 г.).

По поводу почти каждой из охарактеризованных метаморфических толщ высказывались возражения против докембрийского возраста метаморфизма или исходных пород. При этом ссылались на то, что на соседних участках породы заведомо нижнепалеозойских толщ при рассланцевании или в экзоконтактовых зонах огнейсования приобретают облик, сходный с породами метаморфических выступов. Есть ссылки на кажущиеся постепенные переходы от пород метаморфических выступов к неизменным палеозойским породам. Нужно отметить, что все эти суждения основаны на полевой макроскопической информации и ни в одном случае не аргументированы необходимыми микропетрографическими и минералого-петрогенетическими доказательствами.

Петрографические материалы по древнему метаморфическому комплексу позволяют сделать некоторые заключения о первичном составе и обстановке накопления его осадков. Основной вывод заключается в том, что для всего метаморфического комплекса исходные накопления в формационном отношении однотипны. Везде в них преобладали терригенные псаммито-пелитовые осадки. Терригенные массы характеризовались обилием кварц-плагиоклазового аллохтонного материала. Осадки накапливались в открытом море, на что указывает присутствие хемогенных кварцитов и горизонтов известковых мраморов, причем осадки формировались, по-видимому, в условиях шельфа и умеренных глубин. Автохтонные апобазитовые породы (образовавшиеся за счет лавовых или туфо-граувакковых горизонтов) в общем резко подчинены нормально осадочным и нигде не образуют мощных толщ, т. е. при их накоплении не существовало соответствующих устойчивых литофациальных зон.

Набор пород и большие мощности метаморфических толщ позволяют сопоставлять их с эвгеосинклинальными накоплениями. Однако на обширной территории запада Алтае-Саянской области формационный профиль древнейших метаморфических образований весьма выдержан, и здесь пока не удаётся установить той зональной пестроты накоплений, которая свойственна типичным эвгеосинклинальным рядам формаций, в частности, нижнему палеозою рассматриваемой области. Поэтому сопоставление метаморфического комплекса с эвгеосинклинальным типом может быть принято только условно. Во время накопления метаморфического комплекса, по-видимому, существовал характерный для многих областей докембрия режим длительных, широких и мало дифференцированных погружений в обстановке неглубокого открытого моря, при существенном поступлении аллохтонного материала.

От эвгеосинклинально-складчатых серий рассматриваемый комплекс отличается незначительным развитием магматизма, в частности отсутствием обильных магматических проявлений кислого состава. Эта особенность довольно характерна для ниже- и среднепротерозойских (дорифейских) складчатых комплексов на периферии Сибирской платформы (Косыгин и др., 1962; Фотиади, Моисеенко, 1964).

Разрозненные метаморфические выступы в пределах изученной области нельзя рассматривать как островные зародыши сиалической коры типа подводных океанических или островных вулканогенных дуг, поскольку ни один из этих массивов не имеет автономного, существенно автохтонного разреза. Это ясно по крайней мере для всех выступов пород зеленосланцевой фации, где исходные породы расшифровываются достаточно уверенно.

Исследования состава формаций показывают, что древний метаморфический комплекс резко отличается от «неметаморфических» докембрийских и нижнекембрийских накоплений области обилием аллохтонных дифференцированных терригенных осадков кварц-полевошпатового состава. Более молодые из указанных пород характеризуются либо гомогенно-глинистым аллохтонным составом (осадочная «неметаморфическая» серия докембрия), либо резко выраженным автохтонным разрезом с примесью продуктов недалекого переноса. Исключение составляют только флишеидные ниже-среднекембрийские толщи на западе Алтая, но там они уверенно отделяются от метаморфического комплекса по другим признакам (более низкая степень регионального метаморфизма, иной состав обломочного материала, присутствие красноцветных литофаций). Учитывая специфику состава древнего метаморфического комплекса, нельзя согласиться с высказываниями о том, что он может стратиграфически коррелироваться с «неметаморфическими» докембрийскими и нижнекембрийскими толщами области.

Внутренняя складчатая структура метаморфических выступов сложна и находится в разных соотношениях со складчатостью неметаморфических рифейских и нижнепалеозойских серий. Сейчас еще нет строго статистически проработанных данных, которые бы позволяли определенно судить, в какой мере общий региональный план древней складчатости метаморфического комплекса был унаследован в рифее и нижнем палеозое. Известно только, что в одних случаях соотношение складок аккордантно (Джебашский выступ), в других — дискордантно. Резкое азимутальное несоответствие складок метаморфического комплекса нижнепалеозойским образованиям отмечено в районе Курчум-Кальджирского выступа (Хорева, 1965), в Теректинском (Белостоцкий, 1956; Перфильев, 1959), Оройском выступах (А. И. Родыгин, И. А. Вылцан, 1965 г.), на севере Томского выступа (Кузнецов, 1940).

Характерно, что в районе Теректинского выступа и на восток от Куррайско-Телецкого разлома под образованиями нижнего палеозоя отсутст-

вует мощный «неметаморфический» рифейский комплекс, который хорошо выдерживается в пределах Центрального Алтая, Салаира, Горной Шории и далее к северо-востоку. Это свидетельствует о том, что накоплению нижнепалеозойских серий предшествовала крупная тектоно-географическая перестройка области.

Имеющиеся в настоящее время данные приводят к заключению, что в основании геосинклинальных серий рифея и нижнего палеозоя в западной части Алтае-Саянской области имеется довольно мощный регионально развитый древний метаморфический комплекс сравнительно кислого состава, который в ложе рифейско-палеозойской геосинклинальной системы мог в последующем играть роль кислого спалического слоя коры. На поверхности обнажаются вторично-блоковые выступы этого метаморфического этажа, число и размеры которых увеличиваются в сторону Восточного Саяна. Региональный зеленосланцевый метаморфизм этого этажа в своей основе является древним (древнее «неметаморфических» толщ рифея и кембрия), хотя в последующем на него наложились процессы ретроградного и местами локального прогрессивного метаморфизма.

На картах региональных магнитометрических съемок крупные метаморфические выступы Теректинский, Восточно-Алтайские, Томский и Джебашский выражаются в виде весьма сходных и характерных спокойных магнитных полей невысокой интенсивности, что хорошо отражает региональный характер их метаморфизма и довольно выдержанный, существенно спалический состав метаморфического комплекса.

По данным гравиметрии, а также результатам сейсмозондирования и регистрации землетрясений, глубина залегания раздела Мохоровичича в области Алтая, Горной Шории и Салаира оценивается цифрами порядка 40—60 км, постепенно увеличиваясь с северо-северо-запада на юго-юго-восток и не имея отчетливой связи с основными элементами древней (до мезо-кайнозойской) тектоники (Фотиади, Каратаев, 1963). Представление о разрезе коры дают материалы по юго-восточной части Барабинско-Кулундинского профиля ГСЗ (Крылов и др., 1965), который проходит через погребенное под малощитной толщей мезо-кайнозоя северо-западное продолжение оси очень протяженной региональной структуры — Талицко-Монголо-Алтайского антиклинория (Волочкович, Леонтьев, 1964). К ядру этого антиклинория относится Теректинский метаморфический выступ. Судя по характеру разреза этого выступа, в зоне антиклинория выпадает «неметаморфический» рифейский комплекс, а мощность присутствующих здесь пород среднего палеозоя (девон) не превышает 3 км. Основную мощность составляет неметаморфический структурный этаж нижнего палеозоя (кембрий — ордовик), внутри которого и в основании девона отмечаются размыты и несогласия. Суммарная мощность всего ниже-среднепалеозойского этажа на крыльях Талицкого выступа достигает 10—15 км. Мощность в осевой зоне антиклинория, по-видимому, несколько меньше. Наиболее вероятно, что именно основанию «неметаморфического» палеозойского этажа отвечает в юго-восточной части Барабинско-Кулундинского профиля геофизический раздел со скоростью распространения упругих волн 6,2 км/сек, залегающий на глубине около 7 км. Следующий этаж, с расчетной средней плотностью 2,78 г/см³, продолжается до глубины около 20 км (т. е. имеет мощность 13—14 км). По плотности и стратиграфическим данным он скорее всего отвечает древнему докембрийскому метаморфическому комплексу. Далее отмечается раздел со скоростью 6,5 км/сек, обычно принимаемый за верхнюю границу «базальтового слоя» коры. Этаж с геофизическими характеристиками, свойственными «базальтовой» части коры, идет до глубины 43 км — до раздела Мохоровичича (скорость упругих волн 8,2 км/сек). В данном случае важно, что верхи гранитоидно-метаморфического этажа коры увязываются с конкретным докембрийским метаморфическим комплексом.

По другим районам рассматриваемой области детальные геофизические разрезы коры отсутствуют. Однако имеющиеся расчеты остаточных (внутрикоровых) аномалий силы тяжести (Ф. С. Моисеенко и др., 1966 г.; Ф. И. Рубаха, М. Я. Шлаин, 1963—1965 гг.) позволяют схематически представить изменение глубин залегания тяжелых масс в пределах коры и увязать это изменение с региональными элементами тектонической структуры. Установлено (Ф. И. Рубаха, М. Я. Шлаин, 1963—1965 гг.), что к вскрытым метаморфическим выступам восточной окраины Горного Алтая и Теректинскому выступу приурочены сильные остаточные положительные аномалии силы тяжести. Положительные аномальные поля в данном случае вполне могут быть связаны с относительно высоким расположением тяжелых пород регионально-метаморфических фаций средней и нижней частей материковой коры (гранито-гнейсового и гранулитобазитового слоев в понимании В. В. Белоусова, 1966).

По аналогии со вскрытыми метаморфическими выступами Алтая, Ф. И. Рубаха и М. Я. Шлаин в районе Талицкого выступа и примыкающей к нему с юго-запада Чарышской впадины выделяют почти соединяющийся с Теректинским выступом крупный погребенный «срединный массив». Этим подтверждается представление К. Л. Волочковича и А. Н. Леонтьева (1964) о существовании Талицко-Монголо-Алтайской антиклинорной структуры. Другой крупный погребенный «срединный массив» с повышенным аномальным гравиметрическим полем эти исследователи выделяют в западной части Бийско-Барнаульской впадины в районе г. Барнаула. Этот массив, как и предыдущий, имеет, по-видимому, ту же геологическую природу, что и вскрытые метаморфические массивы Алтая. Состав докембрийских и палеозойских серий во всей западной половине Алтая является спалическим (Калугин, 1965), и здесь нет серьезных оснований ожидать появления мощных фемических толщ, аналогичных базальтоидным свитам верхнего докембрия и палеозоя восточной части Алтая (которые тоже дают крупные зоны и поля остаточных положительных аномалий силы тяжести).

С обоими вышеуказанными погребенными выступами, по данным Ф. И. Рубахи и М. Я. Шлаина, соединяется аналогичный по гравиметрической характеристике срединный массив Рудно-Алтайской зоны, заключенный между Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия. Этот погребенный выступ был выделен П. Ф. Иванкиным и В. Н. Любецким (1962). Региональные положительные внутрикоровые аномалии Рудно-Алтайской зоны В. Н. Любецкий (1965) объясняет высоким положением метаморфического «фундамента» складчатой системы (расчетная плотность $2,73—2,80 \text{ г/см}^3$) и верхней границы «базальтового слоя» ($2,85—2,90 \text{ г/см}^3$). Толщи «фундамента», по геофизическим данным, параллелизуются с метаморфическими докембрийскими сериями Центрального Казахстана. К южной части Рудно-Алтайской антиклинорной зоны относится Курчум-Кальджирский метаморфический выступ.

Внутри более мелких по площади, но очень интенсивных положительных аномалий силы тяжести находятся и описанные выше небольшие метаморфические выступы в междуречье Чумыша и Нени (юг Салаира) и в бассейне Мундыбаша у Самарского Лога (Горная Шория).

Слабо выраженные, но обширные поля положительных аномалий характеризуют в основном и осевую полосу Кузнецкого Алатау, где выходят изобилующие гранитоидными интрузиями гнейсо-сланцевые толщи метаморфического докембрия, рифейская «неметаморфическая» серия и вулканогенно-осадочные образования кембрия.

Такие же ослабленные, но обширные положительные аномалии силы тяжести развиты в пределах широких площадей выхода на поверхность существенно карбонатных толщ рифея (Катунский и Бийский выступы, юго-восточная часть Мрасского выступа), где тоже следует предполагать приподнятое залегание древней докембрийской метаморфической постели.

Площадь районов, в которых положительные аномалии силы тяжести можно связать с приподнятыми «срединными массивами» докембрийских метаморфических пород, составляет около половины территории рассматриваемой области. Гравиметрические данные, таким образом, подтверждают общерегиональную распространенность докембрийского метаморфического этажа.

Следовательно, на основе фактических данных можно принять, что ко времени заложения рифейско-палеозойской эвгеосинклинальной системы на западе Алтае-Саянской области уже существовал аналог материковой коры с довольно мощным складчато-метаморфическим этажом.

Уместно подчеркнуть еще один геологический факт, который лучше всего согласуется именно с таким представлением. Многие крупные палеозойские гранитоидные интрузии области размещены в сериях «неметаморфического» рифея и кембрия (Талицкие гранитоиды, Белокурихинский массив, Элекмонарская интрузия в Катунском выступе, Турочакская группа интрузий на юго-восточной периферии Енисейского выступа, Лебедской, или Садринский, комплекс). Особенности состава карбонатно-сланцевых и автохтонных базитовых серий рифея и кембрия (за исключением, пожалуй, кембрийских толщ Талицкого выступа) делают эти серии малоблагоприятными для возникновения крупных гранитоидных масс. Наличие более древнего регионально развитого и сравнительно кислого метаморфического этажа наиболее удовлетворительно объясняет в этой обстановке источник гранитоидных расплавов.

Судя по минеральному парагенезису, существенно альбитовому составу полевых шпатов в докембрийских парасланцах области и присутствию в них базитовых горизонтов, древнейшие метаморфические массы имеют общий натрово-известковый химический профиль, с не слишком высоким средним содержанием кремнезема и не очень низкой меланократовостью. С этим хорошо согласуется плагиогранитный состав подавляющего большинства палеозойских гранитоидных интрузий Алтая, Горной Шории и Салаира.

Представляется в общем оправданным отнесение основных антиклинорных структур области к разряду «необращенных антиклинорий» (Сурков, 1964), поскольку эти структуры сопровождаются в приосевых частях либо выходами докембрийского метаморфического комплекса, либо положительными гравиметрическими аномалиями, которые можно связать с приподнятым положением того же метаморфического комплекса и подстилающих его более тяжелых масс.

«Необращенный» характер антиклинорий подтверждается геологическими фактами, которые показывают, что именно этим зонам с начала палеозоя или даже позднего докембрия была в наибольшей степени свойственна тенденция восходящих движений. «Необращенность» антиклинорий области с историко-геологической точки зрения, следует принимать со следующей оговоркой. Эти антиклинории как зоны коры с восходящей тенденцией существовали не изначально, а оформились в результате геосинклинального расчленения обширной докембрийской складчато-метаморфической провинции, пережившей до этого расчленения еще стадию мало расчлененного рифейского бассейна с накоплением мощной «неметаморфической» серии рифея.

На тектоно-геофизической схеме В. С. Суркова (1964) система региональных гравитационных аномалий над антиклинориями запада Алтае-Саянской области непосредственно входит в протягивающуюся до Ледовитого океана Енисейскую приплатформенную зону. Последняя на всем протяжении характеризуется своеобразным и выдержанным рисунком гравитационного поля, который связывается с развитием необращенных антиклинорных структур. Енисейская приплатформенная зона, по Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаеву (1963), имеет материковую кору II подтипа, т. е. кору с недоразвитым «гранитным слэем».

ТЕКТОНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОБЛАСТИ В РИФЕЕ И КЕМБРИИ

Тектонические предпосылки тектоно-формационного районирования области для рифейского и кембрийского этапов вытекают в значительной мере из региональных общетектонических схем А. М. Кузьмина (1928) и В. А. Кузнецова (1952), а также ряда более поздних схем, которые несколько обновляют и детализируют, но в принципе повторяют первоначальные построения.

В. А. Кузнецов впервые при разработке тектонического районирования Алтае-Саянской области применил метод выделения и анализа тектоно-формационных («структурно-фациальных») зон, в том числе для поздне-протерозойского и кембрийского этапов. Новые материалы подтверждают вывод В. А. Кузнецова о том, что в рифее картина тектоно-формационной зональности на западе Алтае-Саянской области была сравнительно простой, и только в нижнем кембрии проявилась резкая дифференциация области, характерная для настоящей геосинклинальной системы.

Новыми данными подтверждается также выделение зон с двумя различными типами разрезов для нижнего кембрия — сокращенным триггенно-рифовым, с незначительным развитием эффузий (интрагеоантиклинальным), и мощным вулканогенно-осадочным (интрагеосинклинальным). Некоторые такие зоны в Горной Шории и на Алтае намечены Ю. Г. Щербаковым (1958), А. Ф. Белоусовым и В. М. Сенниковым (1960), В. В. Хоментовским (1961).

В рифейский комплекс сейчас всеми исследователями включаются мощные существенно карбонатные накопления (баратальская серия Алтая, кивдинская — Салаира, енисейская — Горной Шории), которые залегают ниже не только нижнекембрийских отложений с фауной, но и своеобразной вулканогенно-осадочной толщи, которая имеется во всех трех регионах и лишена кембрийских окаменелостей (манжерокская на Алтае, аламбайская на Салаире, мужжинская и усть-анзасская в Горной Шории). Рифейский существенно карбонатный комплекс составляет ядра Катунско-Бийского, Салаирского и Мрасского антиклинориев, причем основание его нигде не обнаружено. Мощность вскрытой части комплекса в Катунском выступе составляет около 7000 м (Белоусов, 1958), в Мрасском выступе — несколько тысяч метров (Радугин, 1936), в Бийском выступе и на юге Салаира — первые тысячи метров (В. П. Студенкин, М. М. Грунин, Л. М. Юров, 1958—1962 гг.).

Изучение протерозойского осадочного комплекса показало, что в парагенезисе пород повсеместно господствуют тонкие морские осадки — карбонатные, глинистые и кремнистые. В разрезе комплекса наибольшее распространение имеют пелитоморфные известняки, которые встречаются на всех его стратиграфических уровнях. Особенно велико их количество, при значительной выдержанности по простиранию, в нижней части комплекса. Для глинистых пород, которые представляют собой нередко мощные скрытослоистые пачки, характерно почти полное отсутствие алевропесчаных

фракций. Кремнистые осадки представлены довольно однообразными и обычно скрытосланцевыми микрокварцитами, которые образуют подчас плашки мощностью в сотни метров.

Повсеместная выдержанность ассоциации этих господствующих в разрезе пород дает основание считать, что рифейский осадочный комплекс сформировался в обстановке обширного малорасчлененного бассейна. Это же обстоятельство не позволяет полагать, что ядра современных Катунского-Бийского, Мрасского и Салаирского антиклинориев отвечают интрагеоантиклинальным зонам рифейского накопления. Для периода формирования мощного осадочного комплекса рифея на площади его распространения не удается выделить сколько-нибудь устойчивых зон поднятий. Бассейн осадконакопления в это время еще не представлял сложно расчлененного геосинклинального моря.

Явно мелководные литофации — светлые водорослевые (строматолитовые) доломиты — появляются в значительных массах только в верхней части осадочного рифейского комплекса. Мощность таких доломитов достигает многих сотен метров в Мрасском антиклинории, на юге Катунского и в Кадринском выступе, но они редки в Бийском выступе и на Салаире, где верхи комплекса сложены обычной известняково-сланцево-микрокварцитовой ассоциацией пород. Горизонты с водорослевыми доломитами сопровождаются кое-где брекчиями и конгломерато-брекчиями автохтонного состава, к ним же в Мрасском и Катунском выступах тяготеют фосфориты.

Таким образом, тенденция к относительному воздыманию установилась к концу накопления рифейского осадочного комплекса, причем заметно она проявилась только в восточной части современной площади выходов этого комплекса. Эта часть (см. рис. 2) примыкает к району западносибирского и восточноалтайских выступов метаморфического докембрия. Обмеление рифейского бассейна здесь, по-видимому, было сопряжено с относительными поднятиями в районе метаморфических выступов. Однако признаков устойчивого соседства метаморфической суши в юго-восточных разрезах осадочного рифейского комплекса еще нет, хотя единичные песчаные и гравелитистые горизонты с зеленосланцевыми обломками уже появляются (р. Куюм в Катунском выступе, Баратальский выступ).

Юго-восточная граница зоны нормальных осадков рифейского «нематморфического» комплекса, очевидно, располагалась где-то в удалении от современной границы его выступов, хотя выходы аналогичных отложений к юго-востоку пока не установлены. Западная граница тонких рифейских накоплений, перекрытых здесь палеозойскими толщами, неизвестна. На площади Теректинского выступа этот комплекс отсутствует или почти выклинивается. Данные, указывающие на его присутствие, являются недостаточно надежными. Описаны небольшие тектонические отторженцы известняково-микрокварцитовых пород у восточного окончания Теректинского выступа, стратиграфическая принадлежность которых неясна (А. С. Егоров, 1937, В. А. Кузнецов, 1948). Западная граница зоны нормальных рифейских накоплений располагалась, видимо, значительно западнее Катунского выступа, поскольку в разрезах западной окраины последнего еще не появляется каких-либо огрубленных осадков.

Обрисованная фациальная картина для времени формирования рифейских осадочных толщ весьма проста.

Вулканогенные горизонты внутри осадочного рифея маломощны, они тяготеют к верхам отложений и имеют базальтоидный состав. Доля вулканических пород вместе с их переотложенными продуктами не превосходит первых процентов. Существенно вулканогенные разрезы, которые можно было бы связать с устойчивым существованием подводных или островных вулканических районов, по-видимому, отсутствуют.

Мощные (до 3500 м) существенно вулканогенные накопления, тоже базальтоидного состава (манжерокская, арыджанская, аламбайская, мун-

жинская, усть-анзасская свиты), повсеместно отчетливо перекрывают осадочный комплекс рифея. В стратиграфическом и формационном отношении они тесно связаны с подстилающим комплексом и в каждом отдельном районе составляют с ним по существу единую серию. Несмотря на то, что вулканогенная толща благодаря появлению массовых эффузивов везде обособлена достаточно четко, нижняя граница ее не сопровождается резкой формационной сменой. Эффузивы, по составу и структуре вполне аналогичные породам верхней толщи, появляются еще в верхах подстилающих отложений. Верхняя же толща (особенно у основания) наследует характерный набор осадочных пород нижней — обуглероженные известняки, микрокварциты, сланцы, строматолитовые доломиты. Наличие структурных несогласий и крупных разрывов перед накоплением эффузивной толщи нп в одном из районов области надежно не доказано. Эффузивная толща везде лежит на самых верхних горизонтах осадочного рифейского комплекса.

Кроме характерного и постоянного набора перечисленных выше осадочных пород, эффузивная толща имеет ряд особенностей вулканизма, которые выдерживаются в пределах всей рассматриваемой области. К ним относятся: массовый горизонтально-покровный характер излияний, повышенная насыщенность разрезов лавами, специфически слабое развитие пнтрателлурических фаз, характерный химизм. Выдержанность состава и геологического поведения этой эффузивной ассоциации на большой территории находится в резком контрасте с той зональной пестротой распределения вулканических комплексов, которая выявляется для более поздних, кембрийских, этапов.

Лавы рассматриваемой эффузивной толщи в основном относятся к подводной фации, хотя в отдельных районах есть мощные красноцветные вулканогенные накопления окислительно-мелководной или даже наземной фации. Последние, по-видимому, закономерно приурочены только к тем разрезам, где в верхней части подстилающего осадочного комплекса развиты мощные мелководные доломиты (Мрасский выступ, юг Катунского выступа). В существенно красноцветных разрезах, однако, не происходит уменьшения мощности эффузивной толщи, что говорит об устойчивом компенсированном прогибании.

Накопление эффузивной толщи происходило в условиях мало расчлененной подводной вулканической области, в зоне малых и отчасти средних глубин, с отдельными надводными вулканическими постройками. Преобладание малых глубин подтверждается обилием грубых переотложенных вулканогенных масс — граувакк, присутствием красноцветных литофаций, рифогенных водорослевых доломитов, полимиктовых конгломератов внутриформационного происхождения, внутриформационными размывами и т. д.

Нужно подчеркнуть, что обломочные псефито-псаммитовые отложения в этой эффузивно-осадочной толще имеют исключительно автохтонный состав и лишь в одном случае (Баратальский выступ на Алтае) — существенную примесь аллохтонного материала в песчанниках и гравелитах. Обломки метаморфических пород в последних, частью неокатанские, свидетельствуют о соседстве метаморфической суши, расположенной скорее всего на востоке.

Изложенные факты рисуют довольно простую тектоно-формационную картину времени накопления древней эффузивной толщи, которая является унаследованной от предыдущего этапа развития территории. Эффузивная толща и подстилающие ее осадочные накопления рифея рассматриваются в теснейшей связи, как образования, объединенные генетической (тектоно-формационной) общностью. На этом основании возраст древней эффузивной толщи мы считаем также рифейским. Однако окончательное решение этого вопроса зависит от биостратиграфических методов.

В эпоху накопления рифейского «неметаморфического» комплекса (осадочный комплекс и эффузивная толща), так же как во время формирования метаморфического докембрийского комплекса, на западе Алтае-Саянской области еще не появилась типичная для геосинклинальной области сложная тектоно-формационная зональность, хотя к концу рифея уже наметилось зарождение метаморфического массива с геоантиклинальной тенденцией на юго-востоке, с примыкающей к нему зоной мелководных доломитовых и красноцветных фаций рифея.

Пока неизвестно, имела ли место подобная тенденция в рифее в зоне современного Талицко-Монголо-Алтайского антиклинория, но в раннем кембрии Теректинский метаморфический выступ, так же как восточноалтайские, Мундыбашский, Томский и Джебашский выступы, уже несомненно представлял собой положительный палеотектонический элемент. Нижнекембрийские толщи по краям этих выступов на метаморфическом комплексе лежат несогласно — из разреза выпадает толща «неметаморфического» рифея.

На ранне- и среднекембрийском этапах накопления в геосинклинальное погружение была вовлечена большая часть бывшего обширного рифейского прогиба вместе с небольшими метаморфическими выступами (Теректинский, Мундыбашский) и краевыми частями метаморфического поля на стыке Алтая, Западного Саяна и Тувы. Произошла серьезная тектоно-формационная перестройка области, которая проявилась не столько в изменениях прежнего плана складчатости, сколько в резком усложнении тектоно-формационной зональности. При этом возник ряд резко различных зон геосинклинального накопления и зародились геосинклинально-складчатые структуры Катунско-Бийского, Мрасского, Салаирского антиклинориев, Уйменско-Лебедского, Кондомского, Ануйско-Чуйского синклинориев и Кузнецкого прогиба («Палеокузбасс»). Только с кембрия по существу началась длительная унаследованная история развития этих региональных структур, с соответствующими интрагеоантиклинальными или интрагеосинклинальными тенденциями (рис. 3).

В качестве унаследованной структуры более древнего зарождения (с позднего рифея) может рассматриваться только интрагеоантиклинальная область метаморфических выступов на стыке Алтая, Западного Саяна и Тувы и, может быть, северная часть Талицко-Монголо-Алтайского антиклинория.

В нижнем кембрии обособились линейные интрагеосинклинальные зоны мощных эффузивно-осадочных накоплений с диабазо-кератофировыми ассоциациями эффузивов. Сюда относится зона Уйменско-Лебедского синклинория вместе с прилегающей частью района восточноалтайской группы метаморфических выступов (назовем всю эту зону Восточно-Алтайской тектоно-формационной зоной кембрия). В Восточно-Алтайской зоне развита мощная нижнекембрийская альбаганская осадочно-эффузивная серия с вулканической ассоциацией диабазо-альбитофирового состава. Средний кембрий здесь представлен маломощными осадочными отложениями (кискинская пачка). На юге эта зона тянется до Курайского хребта включительно, на севере — до смыкания с интрагеосинклинальной зоной северного склона Западного Саяна, далее, за верховьями рек Лебеди и Кондомы, она соприкасается с Кондомской зоной Горной Шории. Кондомская тектоно-формационная зона кембрия нами выделена в сравнительно узких рамках в пределах Таштагольской синклинальной структуры.

Кембрийский разрез Кондомской зоны резко отличается от одноэпизодного разреза Восточно-Алтайской зоны тем, что, кроме мощного терригенно-эффузивного нижнего кембрия, здесь появляются столь же мощные эффузивно-осадочные накопления низов среднего кембрия. Кератофировая группа эффузивов (развитая особенно в среднекембрийских отложениях) приобретает здесь калиево-ортофировый уклон.

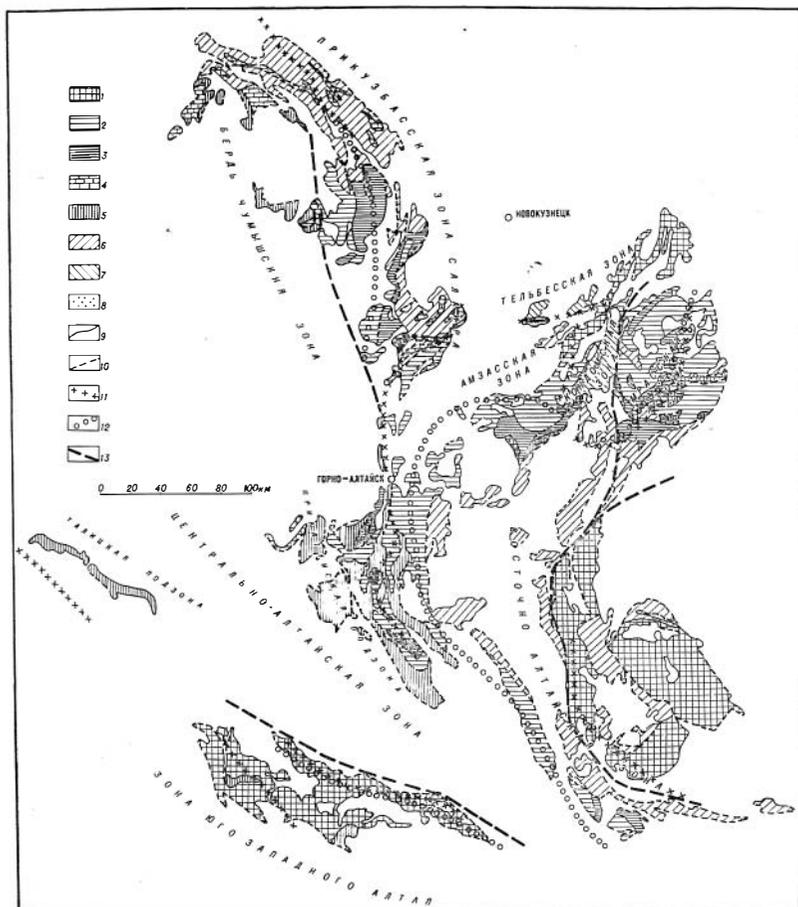


Рис. 3. Схема тектоно-формационной зональности кембрийских накоплений.
Составлена А. Ф. Белоусовым

1—8 — площади выходов. 1 — протерозойский метаморфический комплекс; 2, 3 — «неметаморфический» комплекс рифея: 2 — карбонатно-сланцево-микрокварцитовые толщи, 3 — существенно известняковые толщи нижнего кембрия; 5—7 — существенно эффузивно-терригенные толщи кембрия; 5 — с диабазовой вулканогенной ассоциацией; 6 — с диабазо-альбитофировой ассоциацией; 7 — с диабазо-ортофировой ассоциацией; 8 — участки с сокращенными (интрагеоантклиналиными) разрезами нижнего кембрия (этот знак дан на фоне условных обозначений состава); 9 — стратиграфические и интрузивные границы; 10 — дизъюнктивные границы; 11 — оси крупных положительных аномалий силы тяжести (предполагаемых зон поднятия глубинных слоев коры); 12 — ориентировочное положение осей барьерных (интрагеоантклиналиных) зон; 13 — элементы основных глубинных разломов кембрийского и более древнего заложения

На севере Восточно-Алтайской зоны и в Кондомской зоне на уровне слоев с санаштыкгольским комплексом фауны и выше (до основания среднего кембрия) к обломочным отложениям внутриформационного генезиса примешиваются грубые аллохтонные образования молассового типа, с валунами и галькой плагиигранитов, которые поступали, вероятнее всего, с востока.

В Восточно-Алтайской и Кондомской зонах интенсивные геосинклинальные погружения прекратились не позже середины среднего кембрия, и режим в них до известной степени нивелировался с соседними интрагеоантклиналиными массивами. В связи с этим в западной части Уйменско-Лебедской впадины и на западной периферии Катунского выступа сфор-

мировались мало различимые маломощные, чисто осадочные отложения верхов среднего (скандинавская свита), а также верхнего кембрия (культурная свита).

В районе Горной Шории, расположенном к северо-западу от северного окончания Бийского выступа, разрез нижнего и среднего кембрия по внешним признакам и некоторым особенностям состава напоминает разрез Кондомской зоны. Кроме диабазовой группы эффузивов, здесь имеются сиалические вулканогенные породы альбитофирового и ортофирового ряда. Нижнекембрийская часть разреза здесь бедна эффузивами, имеет существенно терригенно-известняковый состав и несколько сокращенную мощность, что сближает ее с нижнекембрийскими разрезами интрагеоантиклинального типа. В среднекембрийской части главную роль играют эффузивы и их производные.

Сравнение по составу вулканогенных ассоциаций юго-восточной (Амзасской) и северо-западной (Тельбесской) частей этой полосы Горной Шории показало резкие различия между ними и позволило поставить вопрос о выделении здесь двух тектоно-формационных зон, по крайней мере для конца нижнего и первой половины среднего кембрия. Выделение двух зон хорошо согласуется с новыми данными о наличии между ними пограничного срединного массива с выходами метаморфических образований докембрия.

Зона мощного нижнекембрийского накопления с диабазо-альбитофировой вулканической ассоциацией занимает площадь Салаирского кряжа, за исключением, вероятно, только района Центрально-Салаирского выступа рифейских толщ. В составе нижнекембрийской вулканогенно-осадочной формации Салаира местами имеются мощные известняки, часто рифогенные (гавриловская свита и др.).

В нижнекембрийской серии Салаира намечаются две формационные подзоны — Восточная и Западная. Западная отличается более резко выраженным аспидным обликом осадочных литофаций («кинтерепская фация»), почти исключительно обломочным (переотложенным) характером кислых вулканогенных продуктов и некоторыми специфическими чертами вулканитов, особенно диабазовой группы. В этих подзонах можно усмотреть зачаток той тектоно-формационной зональности, которая оформилась позже.

Для этапа, охватывающего средний и верхний кембрий и тремадок, на Салаире выделяются две тектоно-формационные зоны — Прикузбасская (восточный склон кряжа) и Бердь-Чумышская (западный склон). Есть основания считать, что со среднего кембрия осевая зона будущего Салаирского антиклинория начала проявлять интрагеоантиклинальную тенденцию и превращаться в барьерную зону. Так, на юге осевой части в основании среднего кембрия фиксируется размыв и даже полное выпадение нижнекембрийской серии, с залеганием среднего кембрия на породах рифея. Однако в среднекембрийскую эпоху срединный выступ Салаира не был еще сплошной и устойчивой барьерной зоной. На широте г. Гурьевска и севернее среднекембрийские накопления из Прикузбасской зоны непрерывно продолжаются на запад, сливаясь с одновозрастной толщей западного склона Салаира. При этом в районе соединения среднекембрийская толща приобретает песчано-сланцевый состав и флишоидный облик; мощность ее несколько увеличивается. Барьерная осевая зона Салаирского антиклинория окончательно оформилась позже, по мнению А. Б. Гинцингера (1964), к раннему ордовику.

В современном срезе Салаирского антиклинория его тектоническая ось не имеет ясного структурного выражения. Срединное поднятие на гравиметрических схемах прослеживается по невысокой, но протяженной положительной аномалии силы тяжести, которая от поля аламбайской свиты рифея прослежена через район станции Аламбай и верховья р. Касьмы

к пос. Коурак на северной окраине кряжа (Ф. И. Рубаха, М. Я. Шлаин, 1956 г.) и обусловлена, судя по ее южной части, наиболее приподнятым положением вулканогенных диабазовых масс аламбайской свиты. Эта аномальная зона приблизительно совпадает с полосой, где намечается формационная и фациальная смена осадочно-вулканогенных ассоциаций Восточной и Западной подзон нижнего кембрия, а также Прикузбасской и Бердь-Чумышской зон среднего — верхнего кембрия. Средний кембрий в Прикузбасской зоне является стратиграфически полным (бачатская, орлиногорская, бирюлинская толщи), имеет большую мощность и эффузивно-осадочный состав. Контакт его с отложениями нижнего кембрия несогласный, однако между ними нет длительного перерыва. Тем не менее они значительно отличаются по вещественному составу и фациям, хотя ассоциация среднекембрийских эффузивов остается в рамках диабазо-альбитофирового типа. Отложения среднего кембрия в этом районе содержат, кроме обломочных пород внутриформационного происхождения, сборные молассы с продуктами размыва древней плагиигранитной интрузии и других пород. По химизму диабазовая группа эффузивов уклоняется в сторону андезитобазальтов, а внутриформационные производные кислых эффузивов (довольно скудные) относятся к ряду альбитофиров.

Прикузбасская зона Салаира примечательна тем, что интенсивная вулканическая деятельность в ней, по крайней мере в средней и северной частях, проявлялась на протяжении не только среднего, но и верхнего кембрия.

Верхнекембрийская (ариничевская) эффузивно-осадочная свита северо-восточного Салаира образует со среднекембрийскими толщами единую эффузивно-осадочную серию мощностью до 3000—4000 м. В разрезе ариничевской свиты также прослеживается ассоциация основных эффузивов, приближающихся к андезитобазальтам, и альбитофиров. Нижележащие орлиногорская и бачатская свиты среднего кембрия также содержат песчано-конгломератовые пачки аллохтонного состава, нередко красноватые. Область сноса экзотических обломков (плагииграниты и др.) пока неизвестна. Учитывая уменьшение крупности обломочного материала в отложениях среднего кембрия северо-восточного Салаира с востока на запад и исчезновение в этом же направлении крупных гранитоидных обломков, можно предполагать, что восточнее, в пределах современной Кузнецкой впадины, в это время существовал выступ (Гинцингер, 1964).

В заключение краткой характеристики Прикузбасской зоны Салаира следует отметить, что последние проявления раннепалеозойской эффузивной деятельности относятся здесь к тремадокскому времени. Тремадокские породы имеют в основном терригенный (флишoidalный) состав и залегают на кембрийских несогласно. Ассоциация эффузивов тремадока, по имеющимся данным, включает вулканиты андезитобазальтового и кислого состава и завершает мощный кембрийский вулканический этап.

Бердь-Чумышская зона в предполагаемом среднем — верхнем кембрии и фаунистически охарактеризованном тремадоке отличается от Прикузбасской сравнительно малой ролью лав и их обломочных продуктов и простым (базальтоидным) типом вулканической ассоциации, с пониженной базитовостью эффузивов, и некоторыми другими особенностями.

Из-за отсутствия находок фауны на западном склоне Салаира стратиграфическое сопоставление разрезов в интервале средний — верхний кембрий затруднено.

Выделенные выше интрагеосинклинальные зоны области характеризуются в основном сложными, диабазо-кератофировыми вулканическими ассоциациями.

Характерным осадочным компонентом в разрезах этих зон является аспидная группа пород (черные и серые прититизированные сланцы, алевроитопесчаники и пелитоморфные известняки), относящаяся к застойным

фациям сравнительно больших глубин. Особенно это свойственно нижнекембрийским толщам.

Интрагеоантиклинальные разрезы кембрия (почти повсеместно ограниченные нижним отделом) сопряжены с интрагеосинклинальными разрезами. Они выражены в Катунском, Бийском и Мрасском выступах, главным образом по их периферии. Эти разрезы имеют осадочный, существенно известняковый, состав, причем известняки представлены в основном археоцено-рифовыми и пририфовыми фациями. Эффузивные тела редки или отсутствуют. Мощности разрезов достигают 1000 м. Стратиграфия и общий состав этих отложений отражены в литературе (Радугин, 1936, 1941; Винкман, 1948, 1958 и др.; Винкман, Гинцингер, 1962; Винкман, Гинцингер, Егорова, 1962; Белоусов, 1958, 1962; Белоусов, Сенников, 1960; Хоментовский и др., 1962; Журавлева и др., 1959). К этому типу относятся нижнекембрийские разрезы Чепошского участка на западе Катунского выступа, Сийского участка на юго-востоке Бийского выступа, Камзасского, Карчитского и некоторых других участков в Мрасском выступе. Время образования маломощных толщ местами охватывает весь или почти весь нижний кембрий (Камзасский участок). На других площадях эти толщи представлены только довольно высокими горизонтами (с санаштыкгольской и обречевской фауной).

В основании нижнекембрийских терригенно-известняковых толщ местами (Чепошский, Сийский, Камзасский, Усть-Анзасский, Тандрин-Куйтугольский участки) появляются сборные базальные конгломераты мощностью в сотни метров, состоящие из обломков пород «неметаморфического» рифейского комплекса, который образует центральные части интрагеоантиклинальных выступов.

Смена интрагеоантиклинальных осадочных нижнекембрийских толщ Мрасского и Катунско-Бийского антиклинориев одновозрастными интрагеосинклинальными в сторону Уйменско-Лебедской и Кондомской депрессий происходит неодинаково быстро. Довольно резко эта смена совершается на юго-западной границе Мрасского выступа, сильно осложненной разрывными нарушениями. В других случаях или происходит более постепенное изменение нижнекембрийской толщи, или наблюдается своеобразное совмещение обоих типов разрезов. Например, по р. Тырган (Айрык), в системе верховьев р. Кубы, на западе Уйменско-Лебедской впадины мощная альбаганская нижнекембрийская эффузивно-осадочная серия с разрывом и даже с признаками углового несогласия (по В. А. Асташкину, 1963 г.) перекрывается терригенно-известняковой, также нижнекембрийской, свитой с фауной санаштыкгольского комплекса.

В пределах Мрасского и Катунско-Бийского антиклинориев (за исключением западной периферии Катунского выступа) накоплений низов среднего кембрия не установлено. В Мрасском выступе кембрийский разрез завершается фаунистически охарактеризованной терригенной сероцветной толщей самых верхов нижнего кембрия, состоящей из хорошо дифференцированных аллохтонных осадков (улутагская свита).

В западной половине Алтая в кембрии намечается обширная площадь мощного геосинклинального накопления, которая, в отличие от зон Восточного Алтая, Шорши, северной и восточной частей Салаира, включает только базальтоидную ассоциацию эффузивов. Здесь в широкой полосе сочленения Катунского выступа с Ануйско-Чуйской впадиной развита эффузивно-осадочная серия верхов нижнего и нижней половины среднего кембрия — так называемая каймская серия, мощностью до 7000 м. Каймская серия на восточных участках полосы (у р. Катунь) без значительных несогласий покрывает нижнекембрийскую каянчинскую свиту (представляющую нижний кембрий интрагеоантиклинального типа), а в более западных участках (реки Кайм, Черга), по-видимому, включает вулканогенно-осадочные накопления, синхронные каянчинской свите (Романенко,

1964). Еще западнее эти нижне-среднекембрийские эффузивно-осадочные толщи погружаются под нижне- и среднепалеозойские накопления Ануйско-Чуйского синклинория. К западу от последнего, в Талицком выступе, из-под отложений ордовика выступает мощный терригенный комплекс с основными лавами (маралихинская и засурьинская свиты), общей видимой мощностью 3000—5000 м. Этот комплекс по составу эффузивов, обильному развитию гематитовых яшмо-кварцитов, характерной связующей литофаши широкого распространения, и по ряду других признаков может быть коррелирован с каимской серией.

Таким образом, вырисовывается широкая Центрально-Алтайская интрагеосинклинальная зона накопления с характерным развитием мощной эффузивно-осадочной толщи верхов нижнего и нижней половины среднего кембрия. Восточная и западная части этой зоны ввиду специфических особенностей каждой из них могут рассматриваться отдельно — соответственно как Прикатунская и Талицкая подзоны. Центрально-Алтайская зона мощного кембрийского накопления была основой длительно развивавшейся палеозойской Ануйско-Чуйской геосинклинальной впадины и одноименного синклинория.

В Талицкой подзоне кембрийский комплекс терригенных пород имеет флишеоидный характер. Мощные песчано-сланцевые флишеподобные полимиктовые, с заметным участием аллохтонного обломочного кварца, пачки известны и в каимской серии Прикатуныя (бассейны рек Каима, Элекмонара и Чемала, водораздел рек Катуня и Урсула), причем роль тонконаслоенных флишеподобных отложений возрастает к верхам серии. Эти отложения еще не представляют типичного аллохтонного флиша, поскольку в них почти всегда имеется внутриформационный граувакковый материал. Однако появление их свидетельствует о том, что Прикатунская подзона в первой половине среднего кембрия уже была сопряжена с восточной стороны с более или менее обширной и устойчивой областью сноса, с выходами разнообразных пород, в том числе кварцосодержащих. Эта область объединяла, по-видимому, Катунский выступ, Восточно-Алтайскую зону и район восточноалтайских метаморфических выступов. Почти полное отсутствие здесь отложений первой половины среднего кембрия хорошо согласуется с этим предположением. В каимской серии встречаются грубообломочные пачки аллохтонного состава, которые свидетельствуют о подняттии области сноса.

В. В. Волков (1965) пришел к выводу о том, что в восточном борту Ануйско-Чуйского синклинория флишеоидные отложения горноалтайской серии, которые считали верхнекембрийско-ордовикскими, в значительной своей части должны быть отнесены к среднему и даже нижнему кембрию. Этот вывод нуждается в дополнительном обосновании. Однако сам факт присутствия флишеподобных накоплений в составе каимской серии Прикатунской подзоны не подлежит сомнению.

Источник аллохтонных мелкообломочных кембрийских осадков Талицкой подзоны не вполне ясен. Однако большое количество кварц-полевошпатового материала в них трудно объяснить без предположения о более или менее устойчивой питающей области сноса с обилием кварцосодержащих пород. Естественнее всего предположить, что этим источником был невысокий выступ суши где-то в районе западноалтайских метаморфических массивов.

Установление Ю. С. Перфильевым (1959) эффузивно-осадочной доордовикской сугашской свиты на юго-западной окраине Теректинского выступа, а затем проведенное А. А. Арустамовым, И. Л. Фишманом (1961 г.), А. Ф. Белоусовым и Ю. Н. Кочкиным детальное изучение ее состава позволяют наметить еще одну зону предположительно кембрийского эффузивно-осадочного накопления — зону Юго-Западного Алтая. Здесь сформировалась своеобразная базальтоидная ассоциация эффузивов пониженной

основности, отличная от диабазового комплекса Центрально-Алтайской зоны. Осадочная часть сугашской свиты представлена в основном песчано-глинистыми, отчасти флишевидными породами с существенно аллохтонным кварц-плагноклазовым составом терригенного материала.

В последнее время высказывается мнение (М. Г. Шарковский, 1957 г.; Волков, 1966), что в пределах Белухинского и Кокузекского выступов и на некоторых других участках юго-запада Горного Алтая (в пределах Талицко-Монголо-Алтайского антиклинория) мощные флишеидные песчано-сланцевые накопления следует относить к нижнему и среднему кембрию. Такая постановка вопроса интересна, хотя, по-видимому, далека еще от однозначного решения.

Прекращение кембрийских эффузий прошло последовательно (с некоторыми осложнениями) с востока на запад области. В Восточно-Алтайской зоне при интенсивном вулканизме сформировалась мощная досанаштыкгольская эффузивно-осадочная серия (альбаганская). Здесь и в Мрасском выступе внутриформационные эффузивные продукты обычно отсутствуют уже на уровне слоев с санаштыкгольской фауной. В Тельбесской и Центрально-Алтайской зонах наиболее интенсивные извержения происходили в самом конце нижнего и в начале среднего кембрия, прекратившись к середине этой эпохи. На Салаире вулканические проявления затянулись до позднего кембрия и тремадока. Затем на территории области вулканическая деятельность надолго затихла.

Образования верхней половины среднего и верхнего кембрия в пределах области, за исключением северной части Салаира и районов Алтая к западу от Катунского выступа, представлены сравнительно маломощными (сотни метров) чисто осадочными толщами. Сюда относятся еландинская сероцветная свита верхней части среднего кембрия и пестроцветная кульбичская свита верхнего кембрия на Алтае. Каждая из них залегает резко несогласно на более ранних кембрийских и рифейских отложениях, уже испытавших интенсивную складчатость. В Амзасской зоне Горной Шории известна несогласно залегающая на породах среднего кембрия осадочная пестроцветная горношорская свита верхнего кембрия. На юго-востоке Салаира (бассейн р. Чумыш) к верхам среднего кембрия относится терригенная пачка, согласно лежащая на эффузивно-осадочной толще низов среднего кембрия. Возраст всех перечисленных толщ обоснован палеонтологически. Эти отложения имеют сборный молассовый характер, причем в кульбичской и горношорской свитах изобилуют валунно-галечные обломки гранитоидов.

Для второй половины среднего кембрия и для верхнего кембрия в юго-восточной части области характерно заметное выравнивание режима вертикальных движений. При этом интенсивное геосинклинальное погружение в Восточно-Алтайской зоне прекращается. Последнее подтверждается тем, что еландинская и кульбичская свиты западного борта Уйменско-Лебедской депрессии идентичны по составу, фауне, фациям и мощности одноименным свитам западной периферии Катунского выступа. По-видимому, между этими участками маломощного накопления существовала прямая связь через осевую зону Катунского выступа. Вместе с тем следы отложений верхнего и верхней части среднего кембрия полностью отсутствуют в Мрасском, Прителецком, Чулышманском выступах и на большей части Уйменско-Лебедской и Кондомской впадин. Вероятно, в это время на большой площади стыка Горного Алтая, Горной Шории и Западного Саяна господствовал режим поднятий, который проявился еще в первой половине среднего кембрия. В эту область восходящих движений, возможно, входили на западе Бийский и частично Катунский выступы.

При оживлении опусканий в ордовике (молассовые и флишеидные накопления) расположение основных зон седиментации в главных чертах совпало с распределением зон мощного эффузивно-осадочного накопления

первой половины кембрия. Те же черты унаследования главных региональных зон прогиба, а также основных барьерных зон кембрия отчетливо проступают в распределении среднепалеозойских толщ области.

Многие элементы тектоно-формационной зональности кембрия совпадают с линиями главнейших региональных разломов (глубинных), которые наиболее убедительно показаны в новом варианте тектонической схемы В. А. Кузнецова (1963). Так, Курайско-Телецкий разлом (южная часть Алтайско-Кузнецкого разлома) определяет в общих чертах восточную границу Восточно-Алтайской и Кондомской зон интрагеосинклинального накопления и западную границу поля восточноалтайских метаморфических выступов. С этим разломом сопряжен Восточно-Алтайский гипербазитовый пояс (Пинус, Кузнецов, Вслохов, 1958; Кузнецов, 1963; Пинус, 1965), интрузии которого не выходят за пределы толщ докембрия и нижнего кембрия. Продолжение того же разлома на север (Кондомская зона смятия) примерно отвечает западной границе интрагеоантиклинального разреза Мрасского выступа.

С Кондомской зоной смятия на севере сопрягается сложная Темиро-Ташелгинская зона разломов, которая участвует в разграничении Амзаской и собственно Тельбесской геосинклинально-троговых зон.

Региональная зона разломов, отделяющая Салаир от Кузнецкой и Ненинско-Чумышской впадин, проходит на Алтай в левобережье р. Катунь и здесь контролирует восточную границу Центрально-Алтайской зоны мощного кембрийского накопления. Эта зона разломов сопровождается гипербазитовым поясом. Гипербазитовые тела в салаирской части пояса не выходят за пределы толщ рифея, а на севере Алтая прерывают низы среднего кембрия.

Региональный Чарышско-Теректинский разлом с его цепью гипербазитовых тел можно рассматривать как юго-западную границу Центрально-Алтайской интрагеосинклинальной зоны кембрия. Южно-Теректинская ветвь этого разлома (с гипербазитами, не выходящими из полей теректинской метаморфической серии) вместе с Теректинским метаморфическим выступом ограничивает с севера намеченную кембрийскую эффузивно-осадочную зону Юго-Западного Алтая.

Таким образом, границы тектоно-формационных зон кембрия, которые выше выделялись главным образом на основе формационного анализа, довольно тесно увязываются с системой глубинных разломов. Из тех же формационных данных вытекает, что система основных глубинных тектонических швов рассматриваемой области на этапе накопления «неметаморфических» рифейских толщ была значительно проще. На этом этапе возможно заложился Чарышско-Теректинский глубинный шов; еще больше имеется оснований предполагать существование Восточно-Алтайского разлома, который, вероятно, продолжался в зону северного фаса Западного Саяна.

Таким образом, резкое усложнение тектоно-формационного плана области в кембрии можно в значительной или даже решающей степени объяснить появлением усложненной системы разломов.

Обращает на себя внимание, что блоки докембрийского метаморфического фундамента выходят на поверхность только около главных швов глубинных разломов (обычно в восточном или юго-восточном крыле), что подтверждает глубинный и крупноамплитудный характер разломов.

К зонам глубинных разломов заметно тяготеют участки появления вулканитов и их грубообломочных производных, а также участки наибольшей концентрации этих пород в кембрийских толщах. Благодаря этому вырисовываются полосы наиболее активного кембрийского вулканизма, приуроченные к границам интрагеоантиклинальных и интрагеосинклинальных зон там, где они сочленяются по глубинным разломам. Эта закономерность, как известно, широко проявляется в геосинклинальных вулканических провинциях.

РИФЕЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Общий тектоно-формационный профиль «неметаморфического» рифейского комплекса в пределах рассматриваемой области довольно выдержан. Соответственно и ассоциация вулканогенных пород верхнепротерозойской серии на всей территории однотипна и ее конкретные признаки от района к району мало изменяются. Поэтому все позднепротерозойские вулканические проявления области мы объединяем в один комплекс.

Верхнепротерозойский вулканический комплекс выделяется среди всех рассматриваемых в данной работе не только наиболее широким распространением, но и, по-видимому, наибольшим стратиграфическим диапазоном. Он включает мощную верхнюю вулканогенную толщу «неметаморфической» серии рифея и вулканогенные горизонты, залегающие в еще более мощной осадочной части этой серии.

Описание комплекса дано по основным районам его выходов, которые совпадают с крупными антиклинорными структурами.

Геологическая характеристика

*Южная часть Катунско-Бийского антиклинория
(Катунский, Кадринский и Баратальский выступы)*

Самые древние вулканогенные горизонты залегают внутри баратальской осадочной толщи рифея (рис. 4), которую на Алтае условно называют серией. По р. Катунь и ее притокам (Катунский выступ) вулканогенные породы отмечены Ю. А. Кузнецовым (1939), К. В. Радугиным (1941), затем в нескольких новых пунктах А. Ф. Белоусовым (1951—1961 гг.).

В Кадринском выступе Л. Г. Васютиной (1954 г.) внутри баратальской серии были выделены редкие пачки афанитовых зеленокаменных лав основного состава. Общее петрографическое описание их позже выполнили Н. Ф. Агеенко и А. С. Бьков (1961 г.).

А. Б. Дергунов (1956 г.) в юго-восточной части Баратальского выступа отметил среди баратальских известняков псаммитовые породы, состоящие из обломков основных эффузивов.

Вулканогенные породы составляют в среднем небольшую долю (в пределах первых процентов) от всей мощности баратальской серии и приурочены главным образом к верхней ее части. Вулканогенные, в том числе лавовые, породы основного состава имеются на Чепошском и Еландинском участках Катунского выступа, где находятся широко известные опорные разрезы докембрийских и кембрийских толщ.

В верхних горизонтах рассматриваемой серии на Еландинском участке (правый склон низовьев р. Едиган и правый борт р. Катунь, в 1 км ниже впадения р. Нижний Куюс) при систематическом микропетрографическом изучении разреза удалось обнаружить единичные прослои песчаников, в которых содержатся обломки кислых вулканогенных пород кварцкратофирового состава.

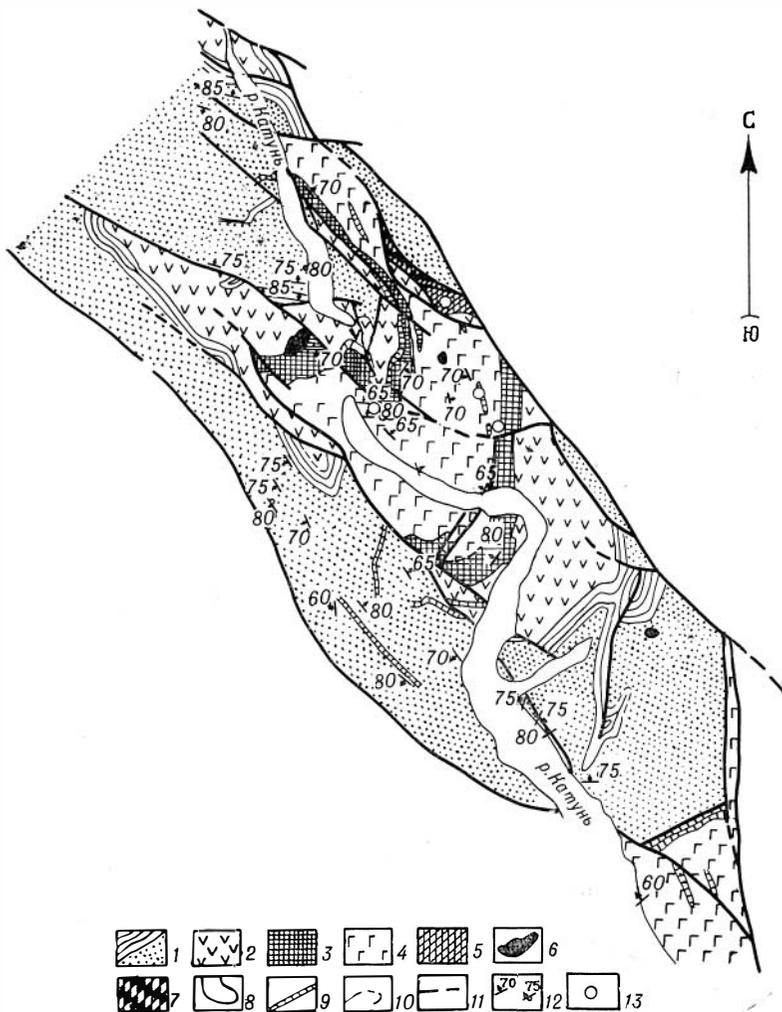


Рис. 5. Схема геологического строения Еландинского участка.
Составлена А. Ф. Белоусовым

1 — баратальская серия, докембрий (сланцы, микрокварциты, известняки, доломиты, зелено-каменные афаниты); субпараллельными линиями выделена верхняя существенно доломитовая пачка; 2 — манжерокская свита, докембрий (афаниты, порфириды, граувакки, туфы, доломиты, известняки); 3 — каянчинская свита, нижний кембрий (известняки, сланцы, песчаники, конгломераты, порфириды); 4 — усть-семинская свита, верхи нижнего — среднего кембрий (граувакковые и другие конгломераты, песчаники, порфириды, туфы, сланцы, известняки); 5 — еландинская свита, верхи среднего кембрия (известняки, сланцы, песчаники, конгломераты); 6 — кульбичская свита, верхний кембрий (песчаники, сланцы, конгломераты, известняки); 7 — габбро-диоритовая интрузия; 8 — долинные рыхлые отложения; 9 — отдельные карбонатные маркирующие горизонты; 10 — стратиграфические границы; 11 — дизъюнктивные границы; 12 — элементы залегания напластования; 13 — местонахождения фауны

Баратальская серия во многих местах явно покрывается вулканогенной манжерокской (или арыджанской) свитой.

Название «манжерокская» (бывшая «древняя порфиритовая» свита, по К. В. Радугину, 1941) дано по пос. Манжерок на р. Катунь, севернее которого имеется разрез этой свиты, менее показательный, чем описанные выше. Представляют интерес и некоторые другие участки выходов этой свиты в Катунском выступе — севернее пос. Нижняя Каянча по р. Катунь, по р. Бертке (левый приток Катунь) и др.

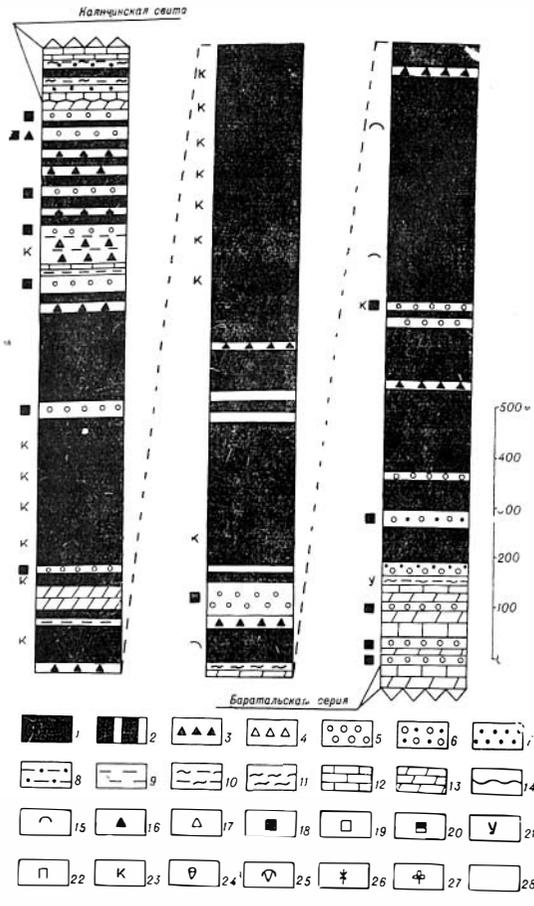


Рис. 6. Колонка манжерокской свиты по разрезу южного крыла Еландинской синклинали. Составлена А. Ф. Белоусовым.

1 — лавовые породы метабазальтоидной группы; 2 — лавовые породы альбитофировой группы; 3 — туфобрекчии и туфы диабазовой группы; 4 — туфобрекчии и туфы альбитофировой группы; 5 — конгломерато-брекчии; 6 — гравелиты, гравелито-песчаники; 7 — песчаники, алевропесчаники; 8 — алевролиты, алевропелитовые породы; 9 — глинистые, известково-глинистые сланцы, мергели; 10 — кремнисто-глинистые и другие кремнисто-терригенные породы; 11 — микрокварциты, яшмовидные кварциты, кремнистые сланцы; 12 — известняки; 13 — доломиты; 14 — поверхности стратиграфических несогласий; 15 — подушечное сложение лав; 16 — взрывчатая примесь базальтоидных частиц (туффиты); 17 — взрывчатая примесь альбитофиловых частиц (туффиты); 18 — обломочный материал вулканито-грауваккового состава; 19 — обломочный материал вулканиито-аркозового состава; 20 — обломочный материал смешанного граувакково-аркозового состава; 21 — осадочные породы с сильной углистой пигментацией; 22 — пиритизированные осадочные породы; 23 — красноцветные вулканиты и осадочные породы; 24 — археоциты; 25 — трилобиты; 26 — спикулы губок; 27 — водорослевые остатки; 28 — необнаженные участки разрезов

В Катунском выступе лучший разрез манжерокской свиты наблюдается на Еландинском участке (рис. 5) от правого водораздела р. Едиган на запад к устью р. Бийки. В этом разрезе с востока на запад породы манжерокской свиты, имеющие отвесное залегание, переходят постепенно, через пачку переслаивания в баратальскую серию, а у р. Бийки, в свою очередь, резко сменяются слоями каенчинской свиты нижнего кембрия. Мощность манжерокской свиты достигает 3400 м (рис. 6). На этом участке почти 85% свиты сложено лавовыми породами, причем в средней части отмечаются мощные (до 1200 м) практически сплошные пачки лав. В верхней части разреза мощность лавовых залежей невелика (до 10—25 м). Лавы имеют афанитовый¹ облик, реже яснопорфировый. В мощной лавовой пачке средней части разреза свиты и частично в ее верхних горизонтах вулканогенные породы имеют лилово-красную, а в остальных частях темную грязно-зеленую окраску. В лавах отмечаются подушечные текстуры, но обычно эти породы массивны, в том числе в красноцветной средней пачке.

Первичная форма залегания лав в этом разрезе горизонтальнопокровная, о чем говорит их параллельное чередование с осадочными пачками в обнажениях.

¹ При первоначальной характеристике лавовых пород термину «афанитовые» не придается строгого микропетрографического значения, и сюда присоединяются микро- и мелкопорфировые породы со скудными или неразличимыми на глаз порфировыми выделениями.

Обломочные породы, образованные в основном обломками лав, составляют в разрезе около 11%; это конгломерато-брекчии и конгломераты, реже гравелиты, грубые песчаники и в небольшом количестве туфы и туфобрекчии. Известняки, доломиты (в том числе водорослевые), микрокварциты и глинистые сланцы составляют всего 4%. Для известняков и микрокварцитов, которые наблюдаются только в нижней части разреза, характерна обуглероженность.

Манжерокская свита выходит и в западном крыле усложненной синклинальной структуры Еландинского участка (см. рис. 5), где ее разрез отличается от описанного выше; в частности, уменьшается доля лав и сильно увеличивается количество грубых граувакк. На Чепошском участке (в 50 км к северу от Еландинского) эта свита не имеет нормального стратиграфического контакта с баратальской серией, но отчетливо перекрыта каянчинской свитой нижнего кембрия (рис. 7).

В правом борту р. Катунь, ниже пос. Чепош, манжерокская свита (без низов) имеет мощность около 1750 м (рис. 8), и 43% ее объема составляет лавовые породы. Лавы имеют преимущественно афанитовый облик и гряз-

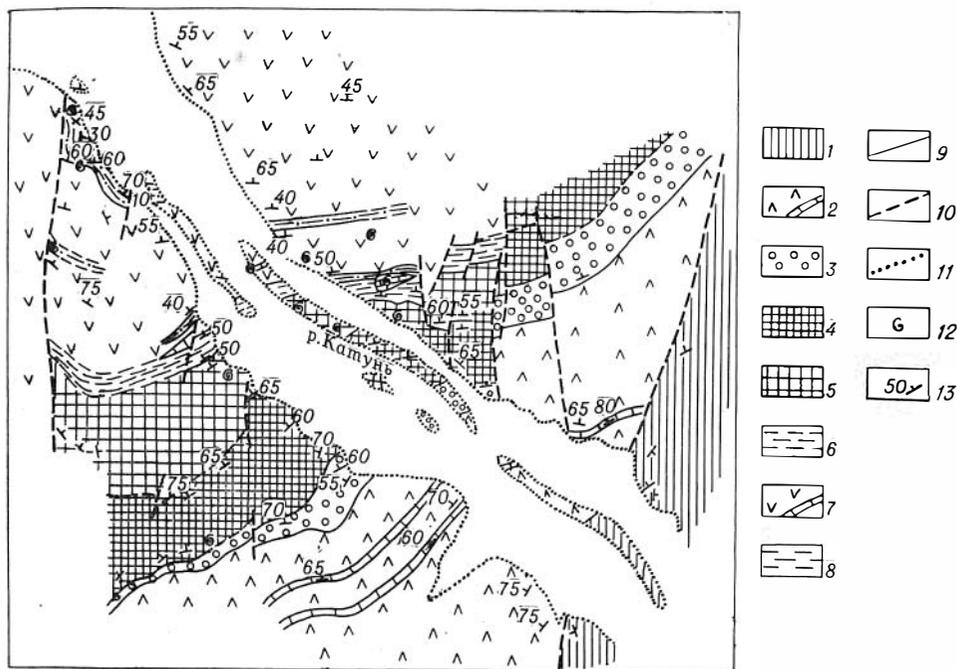


Рис. 7. Схема геологического строения Чепошского участка.
Составлена А. Ф. Белоусовым

1 — баратальская серия (обуглероженные известняки с микрокварцитами, сланцами, редкими покровами афанитов); 2 — манжерокская свита (афаниты, порфириды, граувакковые конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелито-песчаники с карбонатными пачками); 3—6 — каянчинская свита, нижний кембрий; 3 — базальные конгломераты, гравелиты, песчаники; 4 — яснослоистые известняки (нижняя известняковая пачка) с фауной трилобитов, археоциат; 5 — известняки преимущественно массивные (верхняя известняковая пачка), с фауной трилобитов, археоциат; 6 — серые алевроито-глинистые породы, мергели с редкими прослоями песчаников, гравелитов; 7—8 — усть-семинская свита, нижний — средний кембрий; 7 — порфириды, преимущественно граувакковые конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники; выделены линзы известняков с фауной археоциат, трилобитов; 8 — яснослоистые пачки серых алевроито-глинистых и мергелистых пород с граувакковыми конгломератами, гравелитами, песчаниками; 9 — стратиграфические границы прослеженные и предполагаемые; 10 — дизъюнктивные границы; 11 — границы четвертичных отложений; 12 — местонахождения фауны; 13 — элементы залегания

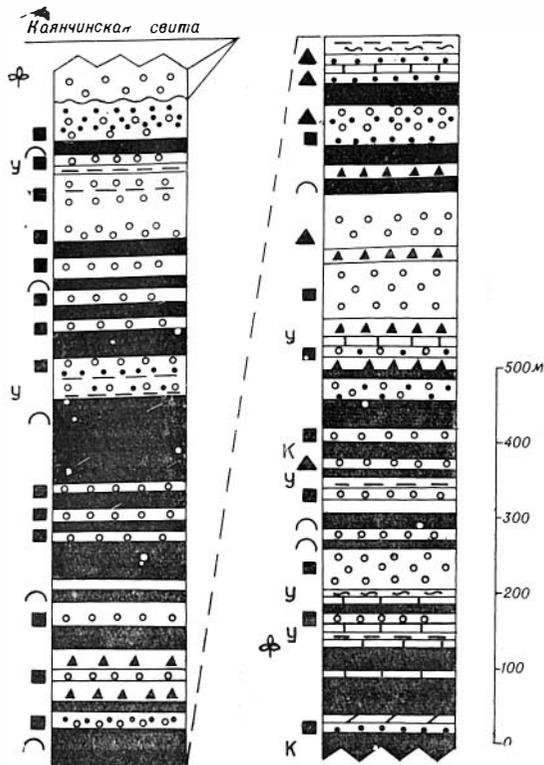


Рис. 8. Колонка частичного разреза манжерокской свиты в правом борту р. Катунь, севернее пос. Чепош. Составлена А. Ф. Белоусовым.

Условные обозначения см. на рис. 6

тоническим разлнзowaniem и наложенной минерализацией.

Эзотический материал в конгломерато-брекчиях низов свиты не встречен. Обломки состоят только из пород, развитых у стратиграфического контакта между баратальской и арыджанской толщами. Это основные лавы, известняки, микрокварциты и водорослевые доломиты. Таким образом, эти обломочные породы по составу соответствуют внутриформационным образованиям. Выше по разрезу появляются аллохтонная обломочная примесь кварца и частицы метаморфогенных пород.

Колонка арыджанской свиты (в первоначальном расширенном понимании ее объема), составленная по данным В. П. Сергеева и др. (1964 г.), с дополнениями авторов, приведена на рис. 9. Мощность свиты, по В. П. Сергееву, превышает 3000 м.

Лавовые породы основного состава — почти всегда афанитского облика и составляют около 38% объема свиты. Примерно 9% приходится на грубые автохтонные отложения — граувакки, туфовые породы; до 30% составляют серо-зеленые песчано-алеврито-глинистые породы грауваккового и смешанного состава. Существенное количество (20%) составляют карбонатные пачки — известняки, реже водорослевые доломиты. На разных стратиграфических уровнях присутствуют прослой микрокварцитов.

В средней части разреза появляются полимиктовые конгломерато-гравелиты, которые содержат, кроме внутриформационного набора пород, метаморфогенные частицы, а также обломки уралитизированных габброидов. Эти конгломератовые породы, по-видимому, не указывают на серьезное несогласие в разрезе, поскольку ассоциация пород эффузивно-осадоч-

но-зеленовато-серую окраску. Около 50% разреза свиты сложено порфиристыми конгломератобрекчиями, конгломератами, гравелитами и грубыми песчаниками с примесью туфобрекчий и туфов; 7% приходится на долю алевропелитовых сланцев, известняков и микрокварцитов. Зафиксированы подушечные текстуры. Характерно горизонтально-покровное чередование лав с осадочными пачками.

В Баратальском выступе аналог манжерокской свиты — арыджанская свита — после описания В. А. Кузнецова (1937 г.) изучался при геологических съемках А. Б. Дергуновым, С. Н. Голышевым, Ю. Б. Алешко (1954—1956 гг.), В. П. Сергеевым (1964 г.).

В бассейне рек Арыджан и Аккая (левобережье р. Чуи) арыджанская свита круто перекрывает баратальскую серию, причем на границе между ними залегает выдержанная пачка обычных для неметаморфического рифея черно-серых микрокварцитов, местами тонкослоистых, иногда осветленных, с тек-

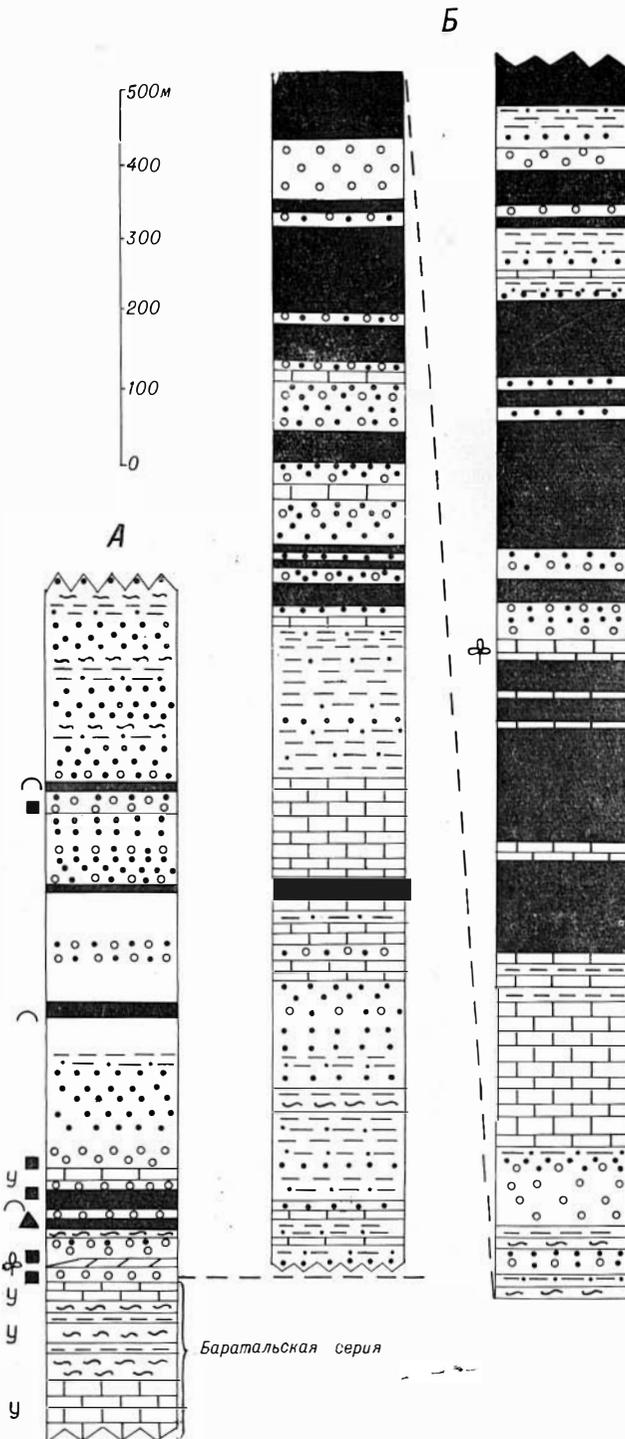


Рис. 9. Колонка низов разреза арыджанской свиты на левобережье р. Арыджан (А). Составлена А. Ф. Белоусовым. Колонка арыджанской свиты по разрезам в бассейне р. Аккая (Б). Составлена по описаниям В. П. Сергеева, 1964 г. Пирокластиты и туффиты не отчленены от терригенных пород (с соответствующей размерностью частиц).

Условные обозначения см. на рис. 6

ной толщи, в том числе эффузивных, не претерпевает на этом стратиграфическом уровне заметного изменения.

Представляет интерес и другое, западное, поле выходов арыджанской свиты, охватывающее часть западного и южного склонов Курайской котловины и описанное Ю. Б. Алешко, С. Н. Голышевым и др. (1954 г.). В междуречье Актуру и Тютё устанавливаются постепенные переходы между арыджанской свитой и верхами баратальской толщи.

Все вулканогенные образования арыджанской свиты имеют типичный зеленокаменный облик и темную грязно-зеленую окраску. Породы местами осланцованы до превращения в порфиритоиды и метаморфические сланцы. Лавы имеют покровное залегание. Отмечены подушечные текстуры.

Имеющиеся в литературе указания на присутствие кератофировых пород в составе данной эффузивно-осадочной толщи не подтверждаются.

Среди органических остатков из доломитов и известняков арыджанской свиты, по заключению А. Г. Поспелова (1964 г.), имеются формы *Saralinskia* и *Strcmatactis*, позволяющие вмещающие отложения условно отнести к верхам докембрия. Отметим, что обильные строматолиты, подобные обнаруженным в арыджанской свите, имеются и в доломитах манжерокской свиты на Еландинском участке. Биостратиграфическая корреляция манжерокской и арыджанской свит еще не проводилась, но очевидная аналогия состава и относительного положения в разрезе позволяют предполагать одновозрастность этих свит.

Бийский выступ

В Бийском выступе карбонатная енисейская серия (продолжение баратальской серии Алтая) непосредственно покрывается эффузивно-осадочной толщей, которая почти непрерывно прослеживается по юго-восточному краю выступа. В алтайской части выступа эта толща именуется манжерокской, по аналогии с толщей западного крыла Катунско-Бийского антиклинория. В шорской части она первоначально была выделена К. В. Радугиным (1936) под названием мунжинской формации. Название «мунжинская» по праву приоритета следует сохранить за этой свитой в Бийском выступе или, точнее, в восточном крыле Катунско-Бийского антиклинория. В шорской части наиболее типичные разрезы свиты находятся по р. Кондоме, от пос. Спасска до устьев рек Авчек и Шалым, и по р. Мулже и низовьям ее притоков — Коуры и Капидала.

По р. Куяган контакт мунжинской свиты с осадочными накоплениями енисейской серии обнажен плохо, однако по р. Каяшкан наблюдается резко выраженный контакт этой свиты, перекрывающейся сийской терригенно-известняковой свитой, которая содержит фауну нижнего кембрия.

Мощность мунжинской свиты в разрезе по рекам Куяган и Каяшкан достигает 3100 м (рис. 10). Около 65% объема свиты составляют основные лавы зеленокаменного, обычно афанитового облика, в которых нередко отмечается подушечная текстура. За лавами следуют алеврито-глинистые (15—20%) и псаммито-псефитовые (10—15%) породы. В обломочных породах наблюдается только материал внутриформационного происхождения, главным образом вулканитовый¹. Среди этих пород нередко встречаются перемытые туфовые прослои. Пачки и лнзы известняков и водорослевых доломитов имеют небольшую мощность. Известняки и глинистые породы обычно обогащены углестым материалом.

В карбонатных пачках мунжинской свиты из алтайской части Бийского выступа встречаются строматолиты. Из обнажений по рекам Ушперек и старая Ушна А. Г. Поспелов (1960 г.) определил формы из групп *Sibire-*

¹ Название «вулканитовые» используется для нормальнообломочных пород, сложенных частицами лав, субвулканитов, пирокластолитов; в этом смысле оно более точно, чем определения «вулканогенный», «вулканокластический».

phycus и *Sinzacophites*, которые известны в рифее Западной Сибири.

По р. Каиндал (левый приток р. Муужи) между существенно вулканогенной толщей и преимущественно известняковой частью енисейской серии круто залегает мощная (около 750 м) глинисто-сланцевая пачка с пластами серых и черных микрокварцитов и редкими пачками известняка. В верхней части этой пачки в сланцах появляется афанитовый вулканогенный обломочный материал, а выше преобладают основные афанитовые лавы и их грубокластические производные, хотя встречаются также сланцы, известняки и микрокварциты.

По р. Коуре, в 0,5 км от ее устья, вулканогенные породы четко сменяются довольно мощной яснослоистой сланцево-песчанниковой пачкой, которая по характеру пород, в частности по появлению существенно кварц-микрокварцито-полевошпатовых гравелито-песчаников с обломками кислых вулканитов, резко отличается от подстилающей свиты. Эта песчано-сланцевая пачка представляет базальные слои нижнекембрийской свиты с известняками, охарактеризованными фауной и непосредственно покрывающими базальную пачку.

Ориентировочная мощность муужинской свиты на участке Каиндал — Муужа — Коура достигает 3000 м. Естественная обнаженность не позволяет здесь составить полный послойный разрез и точно оценить процентное соотношение слагающих его пород. Но геологические условия наблюдений на участке дают возможность обработать материалы маршрутных наблюдений как данные случайного точечного опробования. Простейшие математико-статистические оценки относительной встречаемости пород в коренных выходах и мало смещенных высыпках по таблицам для биномиального распределения (Янко, 1961), при 95%-ном уровне надежности, позволяют считать, что доля алеврито-глинистых пород, микрокварцитов и известняков в существенно вулканогенной части разреза составляет не более 10%, лавовых пород 42—63%, вулканитовых граувяков (включая редкие туфовые породы) 35—55%.

К. В. Радугин (1936) выделял по р. Каиндал рассланцованную часть пород рассматриваемой эффузивно-осадочной толщи вместе с нижней сланцевой пачкой в особую «каиндалскую формацию». Единственным основанием для этого был повышенный дислокационный метаморфизм пород. Однако разрез «каиндалской» толщи по ассоциации и первичному характеру пород (в том числе эффузивов) не имеет существенных отличий от

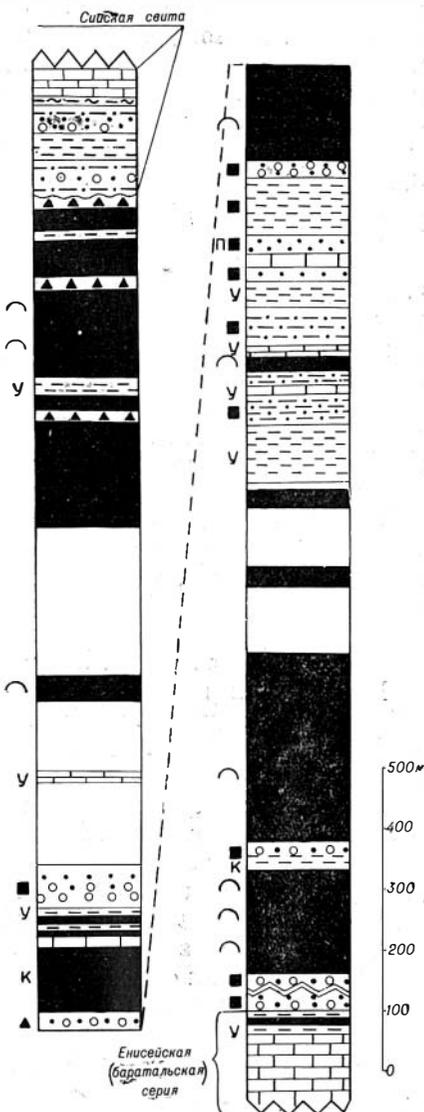


Рис. 10. Колонка муужинской свиты по разрезу вдоль рек Куяган и Каяшкан. Составлена А. Ф. Белоусовым.

Условные обозначения см. на рис. 6

разреза мунжинской толщи, в понимании К. В. Радугина, составляя с ней одно целое. Поэтому каиндалскую толщу следует рассматривать как нижнюю часть мунжинской свиты. Нижняя граница последней в разрезе по р. Каиндал может быть проведена лишь условно, поскольку резкого естественного контакта между ней и осадочной енисейской серией нет.

Разрез Каиндал — Мунжа — Коура находится на юго-восточном крыле крупной синклиналильной структуры и очень похож на разрез северо-западного крыла той же структуры, которое пересечено р. Кондомой на участке пос. Спасск — г. Таштагол. По р. Кондоме выше Спасска также уверенно выделяется мунжинская свита. Здесь на участке между Спасском и устьем р. Бахаревки при очень крутом залегании стратиграфически она надстраивает енисейскую серию. По р. Кондоме свита обнажается почти до устьев рек Шалыма и Алчека. Свита на 70% сложена темными грязно-зелеными афанитовыми основными лавами, иногда подушечного сложения, которые сопровождаются граувакками, в основном грубыми, и небольшим количеством собственно пирокластолитов. Породы отчасти рассланцованы до порфиритоидов и хлоритовых сланцев. Конгломераты, гравелиты, песчаники, в том числе и наиболее полимиктовые, содержат только автохтонный обломочный материал — граувакковый, карбонатный, микрокварцитовый, сланцевый. В разрезе свиты (особенно в нижней части) имеются пласты и линзы известняков, микрокварцитов и сланцев (часто обуглероженных), которые по петрографическому составу идентичны указанным выше обломкам. Кварц в песчаниках и алевропелитовых сланцах в виде мелких зерен наблюдается редко. Мощность свиты составляет около 2000 м.

Наблюдения по рекам Кондоме и Кабырзинке (В. И. Фоминский, 1958, г.; Хоментовский, 1964; Г. И. Спагдерашвили, А. Ф. Белоусов, 1959—1964 гг.) показывают, что между вулканогенной и енисейской толщами имеется пачка переслаивания карбонатных, кремнистых и глинистых пород, свойственных енисейской толще, с основными зеленокаменными эффузивами и граувакками. Мощность ее составляет первые сотни метров. Граница между толщами нерезкая и условная. Поэтому Н. Л. Батов (1935), А. Л. Додин (1948), В. В. Хоментовский (1961) переходные и нижние горизонты вулканогенной толщи причисляли к енисейской серии. К такому же мнению пришел А. А. Митякин (1964 г.) на основании изучения разреза этих отложений по р. Кондоме. Наблюдаемые в упомянутой промежуточной пачке (р. Кондома, Ганов ключ) конгломераты, гравелиты и песчаники включают только обломки местных карбонатных, кремнистых, пелитовых и эффузивных пород, лишены чуждых обломков и по составу не выходят из ряда образований, связанных с внутриформационным перемывом.

Близ устья р. Алчек породы мунжинской свиты сменяются пачкой табачно-серых и черных алевропелитовых (хлорито-серцитовых) сланцев с существенно кварц-полевошпатовыми гравелито-песчаниками, затем известняками и вулканогенно-осадочными породами нижнекембрийской таштагольской свиты. Судя по асимметричному ритмическому изменению крупности обломочного материала, базальная пачка таштагольской свиты соприкасается с мунжинской своим основанием. Как видно, картина соотношений мунжинской свиты с енисейской серией и нижним кембрием здесь та же, что наблюдается в разрезе Каиндал — Мунжа — Коура.

Эффузивы мунжинской свиты, кроме обрамления юго-восточного края Бийского выступа, слагают небольшие участки в центральной части выступа, среди поля енисейской серии в низовьях р. Мунжи близ устья р. Селезень (Радугин, 1936) и в правом борту долины р. Кондомы, в 15 км западнее пос. Спасск (А. И. Скоморохов, 1960 г.).

Кислый вулканогенный материал в породах мунжинской свиты и верхов енисейской серии при детальном изучении опорных разрезов не обнаружен.

В изученной части Мрасского выступа поля выходов древней вулканогенной толщи, которая заключена между карбонатными образованиями рифея и нижнекембрийскими отложениями с фауной, приурочены в основном к границе выступа с Кондомской впадиной, но отдельные поля этой толщи имеются в центральной части выступа (бассейн р. Сынзас). В качестве опорных участков могут служить Усть-Анзасский и Азасский по р. Мрас-Су, а также Камзасский и Кайбынский участки в левобережье этой рек.

Ниже пос. Усть-Анзас р. Мрас-Су пересекает полоса эффузивно-осадочных пород шириной до 4 км. Эта полоса протягивается в северо-восточном направлении на 40 км, от водораздела Мрас-Су с р. Малая Суета до верховьев р. Ортон.

В вулканогенной толще по р. Мрас-Су преобладают основные существенно афанитовые лавовые породы зелено-серых, реже лиловых тонов. Им подчинены горизонты туфобрекчий и грубых граувакк, иногда с примесью известняковых обломков. У юго-восточного края полосы, где она граничит с карбонатной серией рифея, в ней имеются прослои лиловатых глинистых и мергелистых сланцев, линзы светлых и темных плитчатых известняков.

По данным Г. И. Спандерашвили (1954 г.), к северу, в бассейне р. Ортон, состав толщи существенно не изменяется. Кроме известняков, в карбонатных линзах здесь отмечены доломиты.

По общей структуре эффузивно-осадочная полоса представляет собой крупную сжатую синклинали, обрезанную по северо-западному крылу почти продольным разломом. Базальных обломочных образований межформационного типа между вулканогенной толщей и соседними породами протерозойской карбонатной серии неизвестно. Нет их и по юго-восточному краю полосы, где выходят самые нижние вулканогенные горизонты. По р. Мрас-Су у пос. Усть-Анзас нижняя часть существенно вулканогенного разреза обнажена слабо. В соседних к востоку доломитах, известняках и микрокварцитах рифейской толщи изобилуют тела зелено-каменных диабазов и габбро-диабазов. Судя по характеру делювия, зелено-каменные миндалефиры и их обломочные производные появляются здесь на несколько сотен метров ниже подошвы вулканогенной свиты, среди карбонатных и кремнистых пород.

В осевой части синклинали структуры, образуемой породами вулканогенной усть-анзасской свиты, четко выделяется более молодая терригенная толща, которая была отчленена от усть-анзасской свиты К. В. Радугиным (1936). Терригенная толща обнажается на левом берегу Мрас-Су, ниже устья ключа Кезек, выше впадения Малой Суеты. Мощность ее составляет несколько сотен метров. Толща включает конгломераты с галькой очень разнообразных пород, в том числе карбонатно-кремнистой рифейской серии и характерных эффузивов усть-анзасской свиты. При петрографическом изучении в глинистом сланце терригенной толщи были отмечены перекристаллизованные спикулы губок.

Терригенную толщу участка К. В. Радугин (1936) и Ю. Г. Щербаков (1961) увязывают с существенно обломочной нижнекембрийской толщей («мрасской»), которая вмещает археоциатовый «вологдинский» известняк и выходит по р. Мрас-Су в 5 км к северо-западу. Корреляция состава и относительного положения этих толщ в разрезе является, по-видимому, правомерной и позволяет говорить о донижнекембрийском возрасте усть-анзасской свиты. К. В. Радугин (1936) допускал для последней как нижнекембрийский, так и алгонкский возраст.

Опираясь на внешний облик эффузивных пород и одинаковое положение в разрезе, К. В. Радугин отнес к усть-анзасской свите («формации») также эффузивно-осадочную толщу по р. Мрас-Су у устья р. Азас (ниже

впадения крупного правого притока Мрас-Су — р. Кизас). Здесь в широтной синклинальной структуре, обрезанной с севера разломом, обнажены лиловые и серо-зеленые основные лавы афанитового облика с подчиненными афанитовыми граувакками и туфобрекчиями. Вулканогенные породы вскрыты в береговом разрезе на мощность около 400 м и с юга крут подстилаются черными плитчатыми известняками и слоистыми доломитами. Пологие элементы изгибов слоистости в доломитах определенно показывают нормальное падение известняково-доломитовой толщи под эффузивы, причем подошва эффузивной толщи параллельна подстилающим слоям.

В граувакках среди галек лав встречаются редкие обломки зелено- и лилово-серых глинистых сланцев, прослой которых имеются и в самом вулканогенном разрезе. Чужеродного обломочного материала в составе толщи не отмечено. Под микроскопом наблюдались только редкие мелкие, идеально окатанные песчинки кварца, возможно, эолового происхождения.

На южной окраине Мрасского выступа В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский (1939 г.) выделили из доордовикского эффузивно-осадочного комплекса под названием арыкской формации альгонка (?) мощные зеленокаменные основные эффузивы — афаниты и порфириды с небольшими участками осадочно-туфогенных образований и доломитизированных известняков. С эффузивами арыкской толщи были отождествлены гальки, содержащиеся в конгломератах более молодой чанышской эффузивно-осадочной толщи. Последняя по составу и отношению к другим толщам района была параллелизована с нижнекембрийской мрасской формацией К. В. Радугина.

Арыкская эффузивная формация В. А. Кузнецова составляет единое поле с зеленокаменными эффузивами района пос. Камзас в верхнем течении р. Мрас-Су. Эти эффузивы под названием кондомской свиты были кратко охарактеризованы М. К. Винкман и др. (1962а, б). Здесь развиты мощные темные зелено-серые, изредка лиловатые основные лавы афанитового облика, иногда с подушечной текстурой. Лавам резко подчинены туфовые породы, граувакки, обуглероженные и яшмовидные микрокварциты. Неполная мощность толщи по р. Камзас составляет 2000—2500 м. Вулканогенные накопления на Камзасском участке трансгрессивно, с размывом перекрыты терригенно-известняковой толщей, которая содержит обильную нижнекембрийскую фауну — от досанаштыкгольской до обручевской (Журавлева и др. 1959; Винкман и др., 1962 а, б). В конгломератах этой толщи наблюдаются обильные гальки и валуны характерных афанитовых лав из подстилающей вулканогенной свиты.

Основание вулканогенной свиты в поле Айрык — Камзас не вскрыто. Г. И. Спандерашвили и А. А. Кротова (1964 г.), детально картировавшие район, относят к этой же толще вулканогенные накопления соседнего участка правобережья р. Мазас. Последние, по заключению названных геологов, без признаков структурного несогласия залегают на 300-метровой пачке микрокварцитов, подстилаемой доломитами карбонатной толщи рифея.

В районе верхнего течения р. Пызас и на примыкающем участке правобережья Кондомы главные возвышенности (вершины Кыйец, Шаныштаг, Куйтаг, Кайбын, Медная) среди поля распространения карбонатного докембрия сложены серо-зеленоватыми и лиловыми основными лавами существенно афанитового облика и их пирокластолитами и граувакками. Этим вулканогенным породам сопутствует давно известное оруденение самородной меди.

В магистральном разведочном профиле на горе Кайбын мощность эффузивной толщи около 1500 м. Лавы вместе с трудноотделимыми от них субвулканическими диабазами, составляют здесь до 90% объема всех по-

род. Резко преобладают лавы также на горе Шаныштаг и на других участках. Из кислых вулканогенных продуктов на участке горы Кайбын нам удалось наблюдать (в одном шлифе) обломок кварцевого альбитофира в граувакковом гравелито-песчанике. Других указаний о присутствии кислых вулканитов в древнейшем вулканогенном комплексе Мрасского выступа нет.

По данным детальной разведки участка Кайбын (А. А. Бабин, Н. П. Десятилов, 1955 г.; В. Ф. Коновальцев, 1959 г.), основные лавы образуют чередующиеся с красноцветными туфовыми породами и граувакками пластобразные тела протяженностью в сотни метров и мощностью от нескольких до первых десятков метров. Наиболее мощные лавовые залежи прослежены по простиранию на расстояние до 3 км. На участке гор Кайбын и Медная во многих местах нижняя часть лавовых тел сложена зеленовато-серой породой диабазовой структуры, иногда яснопорфировой, которая выше постепенно переходит в мицдалекаменный лиловый афанит или порфирит, а затем в агломератовую лаву. Мощность туфовых и граувакковых пластов и пачек здесь обычно варьирует от долей метра до первых десятков метров, протяженностью — от десятков метров до километра.

Первичная форма залегания лав — горизонтально-покровная. В лавовых залежах зеленокаменного облика в низах толщи отмечается подушечное сложение.

Имеющиеся описания вулканогенных разрезов гор Кыйен, Шаныштаг, Куйтаг (Н. П. Десятилов, 1955 г.; Г. А. Сидугас, 1963 г.) дают основание считать, что на этих участках развита та же вулканогенная толща, что и на участке гор Кайбын — Медная.

Относительно стратиграфического положения толщи и ее контакта с соседней карбонатной серией рифея выдвигались самые различные точки зрения. Более убедительные данные были приведены в пользу того, что эта толща лежит стратиграфически выше карбонатной. На горе Шаныштаг общая структура вулканогенной толщи представляется как синклиналь с крутыми крыльями (В. Ф. Коновальцев, 1959 г., В. Н. Коновалов и др., 1964 г.), так же как юго-восточнее по простиранию — на горе Кайбын. Синклиналичная структура Кайбына, несколько осложненная дополнительными складками, опрокинута на юго-запад. Общая синклиналичная экспозиция слоев и опрокинутость северо-восточного крыла подтверждаются асимметричным строением нормального разреза лавовых залежей, которое было отмечено выше (наблюдения Э. А. Сазоновой, 1963 г., отчасти Н. П. Десятилова и др.). Слои карбонатной толщи рифея у горы Кайбын параллельны контакту с вулканогенной свитой.

Несмотря на то, что граница между этими толщами достаточно определена, одна из них содержит вблизи границы литологические компоненты, характерные для другой. У гор Кайбын, Медная и Шаныштаг близ контакта с вулканогенной толщей указываются прослой лиловых и серо-зеленых осланцованных граувакк с химическим составом базальтов (данные Г. А. Сидугаса, 1963 г.), а также отдельные послойные тела афанитов. В эффузивной толще отмечаются невыдержанные пачки темных известняков, доломитов, сланцев.

Учитывая петрографическую и петрохимическую близость или идентичность эффузивов гор Кайбын и Медная породам усть-анзасской свиты, можно с достаточной уверенностью считать, что именно к этой свите принадлежат вулканогенные породы останцовых вершин Кайбын, Медная, Шаныштаг, Куйтаг и Кыйен. Как и в других районах, между вулканогенной толщей и осадочной рифейской серией здесь отсутствуют признаки крупного стратиграфического перерыва. Больше того, между ними имеется ясная формационная преемственность. Отметим, что эффузивную толщу гор Шаныштаг, Кайбын и Медная К. В. Радугин еще в 1936 г. параллелизовал с «усть-анзасской формацией».

На соседнем к югу участке верховьев р. Кондомы В. Н. Коновалов и В. И. Зиновьев (1963 г.) выделили две резко различные, особенно по характеру эффузивов, вулканогенно-осадочные толщи, которые в основном соответствуют арыкской и чанышской «формациям» В. А. Кузнецова (1939 г.). В верхней толще они нашли нижнекембрийскую фауну археоциат. Для нижней толщи характерен относительно монотонный, в основном эффузивный состав (темные зелено-серые афаниты, реже порфириты, диабазы). Лавам подчинены туфобрекчии и туфы, граувакки, обуглероженные кремнистые сланцы, микрокварциты, мраморизованные известняки. Эта толща не имеет стратиграфических контактов с другими толщами, но по составу может быть идентифицирована только с древней существенно вулканогенной толщей соседних участков Кайбын — Медная и Арык — Камзас — Пьянковский.

Таким образом, в пределах Мрасского выступа хорошо выдерживается древняя, донижнекембрийская, вулканогенная свита с весьма постоянным общим составом и стратиграфическим положением. Ниже показано, что эта свита имеет выдержанные микропетрографические и петрохимические особенности. За ней по праву приоритета следует оставить название усть-анзасской свиты, присвоенное ей К. В. Радугиным (1936 г.).

В центральной части Мрасского выступа, в бассейне р. Сынзас, среди пород рифейской карбонатной серии известно крупное поле основных неяснопорфировых зеленокаменных эффузивов с небольшим количеством пород туфового облика и граувакк. По данным Л. Ф. Сачивко, Г. И. Спандерашвили и др. (1961 г.), вулканогенная толща залегает на карбонатной согласно, с переслаиванием доломитов и вулканогенных пород. Ю. Г. Щербачков (1958) считает вулканогенную толщу по р. Сынзас вполне сопоставимой с усть-анзасской свитой. Выше упоминались некоторые участки, где были найдены вулканогенные горизонты основного состава внутри рифейской карбонатной серии. Облик этих эффузивных пород аналогичен эффузивам усть-анзасской свиты. Вулканогенные горизонты известны в карбонатной серии у гор Кайбын и Шаныштаг (Н. П. Деятелилов, 1955 г.), по р. Мрас-Су у поселков Шор-Тайга и Сага, где эффузивы тесно ассоциируются с известково-доломито-микрокварцитовыми накоплениями рифейской серии (Радугин, 1945).

Подчеркнем, что терригенная часть пород усть-анзасской свиты Мрасского выступа в целом, как и редкие обломочные горизонты внутри карбонатных толщ рифея, характеризуется ясно выраженным автохтонным составом и состоит практически только из продуктов перемыва осадочных и эффузивных пород, свойственных самой «неметаморфической» докембрийской серии.

Центрально-Салаирский выступ

Осадочно-эффузивную толщу, которую в настоящее время считают до-нижнекембрийской, на Центрально-Салаирском выступе впервые выделил И. Е. Шатров (1937) под названием аламбайской фмации. В ее составе он описал мощные скрытослоистые сероцветные глинистые сланцы и подчиненные им обуглероженные известняки, микрокварциты, доломиты, песчаники, порфириты. И. Е. Шатров довольно ясно показал отличие «аламбайской фмации» от развитой по соседству (р. Степной Аламбай при устье р. Ларихи) эффузивно-осадочной толщи с кислыми эффузивами, в которой им же впервые были отмечены археоциаты и кембрийские водоросли. И. Е. Шатров отделял древнюю немую вулканогенно-осадочную толщу и от среднекембрийской «спирогенной» фмации близлежащих участков восточного склона Салаирского кряжа.

Понимание объема и содержания аламбайской вулканогенно-осадоч-

пой свиты («формации») И. Е. Шатрова в принципе не изменилось до последнего времени, хотя и было уточнено в результате средне- и крупномасштабных геологических съемок В. А. Введенским, М. М. Груниным, Л. М. Юровым, Н. Е. Казаковым (1958—1963 гг.) и другими геологами Западно-Сибирского геологического управления.

Сейчас установлена большая мощность древнейшего неметаморфического комплекса Салаира и возможность выделения (главным образом за пределами района исследований И. Е. Шатрова) нижней, осадочной, части этой серии в отдельное местное стратиграфическое подразделение. Нижняя часть параллелизуется с кивдинской свитой южной окраины Салаира, енисейской и баратальской толщами Алтая и Горной Шории. Стратиграфическая граница между нижней осадочной и верхней вулканогенно-осадочной свитами донижнекембрийской серии нерезкая и в ряде случаев проводится условно.

Нижняя толща сложена мощными обуглероженными известняками, сероцветными глинистыми сланцами и микрокварцитами. Вверху толщи нередко прослой существенно плагиоклазовых песчаников. Эта толща выступает в нескольких положительных структурах (полосы Сунгайская, Тягунская, Яминская, Уксунайская). Среди ее осадочных пород изредка отмечаются зеленокаменные основные эффузивы, граувакковые терригенные прослой, граувакковая примесь в известняках.

Верхнюю, существенно вулканогенную, часть серии — аламбайскую свиту — в неполных естественных разрезах можно наблюдать по р. Чумыш у поселков Кытманово и Мартыново, по р. Степной Аламбай западнее станции Аламбай, по рекам Уксунай, Сунгай и их притокам. Мощность аламбайской свиты, судя по этим разрезам, составляет не менее 1000—1500 м. Наибольшую ее мощность — 3200—3500 м — указывает Л. М. Юров (1961 г.) в междуречье Сунгай и Мишихи.

В разных горизонтах аламбайской свиты присутствуют известняки, сланцы и микрокварциты, изредка доломиты, а также граувакковые (существенно плагиоклазовые) песчаники. Эти породы по внешним и микропетрографическим признакам вполне аналогичны породам нижней части серии. Однако существенную роль здесь играют зеленокаменные основные лавы и их обломочные производные — песчаники, гравелиты, реже конгломераты, изредка туфовые породы; все эти породы в совокупности составляют 50—60% мощности разреза. На долю лавовых пород в аламбайской свите приходится 25—30%. Эти оценки получены на основании детальных профилей, составленных Л. М. Юровым, В. А. Введенским, Э. И. Сидорович и А. Ф. Белоусовым (1958—1963 гг.). Представление о характере чередования эффузивных и осадочных пород дает колонка части свиты по р. Степной Аламбай (рис. 11).

На Салаире аламбайская свита нигде не имеет нормального стратиграфического контакта с отложениями нижнего кембрия. Однако состав и стратиграфические соотношения с докембрийской осадочной толщей позволяют считать ее примерным стратиграфическим аналогом мунжинской и манжерокской свит соседних районов Алтая и Горной Шории. Это под-

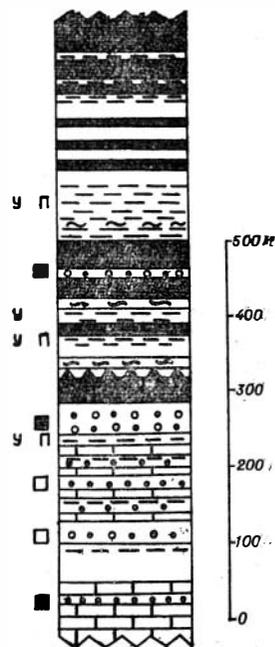


Рис. 11. Колонка частичного разреза аламбайской свиты по р. Степной Аламбай ниже впадения ключа Тринадцатого. Составлена А. Ф. Белоусовым.

Условные обозначения см. на рис. 6

тверждается большим петрографическим и петрохимическим сходством эффузивов этих свит.

Терригенные породы в аламбайской и подстилающей ее осадочной докембрийской толще Салаира имеют почти без исключения патрический состав обломков. Весьма редок обломочный кварц (не более 5%), который встречается только в некоторых песчаниках. Отмечается присутствие в конгломератах галек метаморфических пород.

При послонном микропетрографическом изучении разрезов по рекам Степной Аламбай и Чумыш (у пос. Кытманово) среди пород аламбайской свиты удалось обнаружить по одной небольшой пачке яснослоистых зеленовато-серых песчано-глинистых пород с повышенной полимиктовостью. В них среди песчаной и мелкогравийной фракции отчетливо видны обломки кислых вулканитов. В обоих случаях нет видимых оснований исключать терригенные породы с кислым вулканогенным материалом из состава аламбайской свиты.

Проявления субвулканической фации основных вулканитов комплекса во всех районах однотипны. Субвулканиты представлены системой обильных даек и реже послонных залежей, сложенных зеленокаменными диабазами, диабаз-порфиритами, габбро-диабазами, иногда габбро. Дайки везде более или менее ортогональны к элементам напластования пород рифейского комплекса. Господствующей формой подводящих каналов излияний была, безусловно, трещинная.

Ввиду того, что во всех районах выходов верхнепротерозойских эффузивов распространены субвулканические фации более молодых, кембрийских, вулканических комплексов, задача выделения рифейских субвулканитов особенно затруднена. При выделении последних помогают некоторые микропетрографические особенности базальтоидных верхнепротерозойских вулканитов, а также особенности их химического состава (см. ниже).

Петрографическая характеристика

При характеристике вулканических комплексов в данном разделе отмечаются только основные структурные и минералогические особенности эффузивных пород. Дополнительные сведения даны ниже (гл. XII, XIV).

Для петрографического изучения использован каменный материал с Еландинского, Чепошского и Манжерокского участков на р. Кагуни (Кагунский выступ), с рек Арыджан и Аккая (Баратальский выступ), Куяган, Каяшкан, Капидал, Коура, Мунжа и Кондома (Бийский выступ), горы Кайбын, верховьев р. Кондомы, рек Камзас, Азас, Анзас с прилежащими участками р. Мрас-Су (Мрасский выступ), с левобережья р. Чумыш у пос. Шалап, а также у пос. Кытманово, с верховьев р. Степной Аламбай (Центрально-Салаирский выступ) и некоторых других участков.

Диабазовые лавы

При полевых и микроскопических описаниях некоторые геологи (К. В. Радугин, 1936; В. А. Кузнецов, 1939; В. И. Зиновьев, 1963—1964 гг.) уже подчеркивали существенно «афанитовый» характер лавовых пород, относящихся к данному вулканическому комплексу.

Количественное микропетрографическое исследование со статистической обработкой результатов показывает, что характерный афанитовый облик большинства лавовых пород комплекса объясняется слабым развитием интрателлурических фаз, хотя собственно афаниты (микроафаниты) далеко не составляют ведущей структурной группы. В большей части основных эффузивов комплекса вкрапленники либо мелки и скудны, либо отсутствуют. Ниже показано, что эта особенность отличает базальтовую группу рифейских лав от базальтоидных лав более молодых комплексов.

Среди 244 просмотренных шлифов лавовых пород (из лавовых залежей, а также обломков псефитовой размерности из граувакк и туфов) 88 оказались микроафанитовыми и микропорфиоровыми, что составляет более трети, но несколько меньше половины от всей совокупности лав (33—45%; Янко, 1964). По выборке из 256 шлифов 213 пород оказались микроафанитовыми и скуднопорфиоровыми, что составляет 77—78% на всю исследуемую совокупность лав. На долю лав с крупными выделениями приходится 12—22% (43 из 256 шлифов).

На рис. 12—15 представлены кумуляты (интегральные графики распределения) основных количественных показателей микроструктуры лавовых пород комплекса. Достаточно очевидно, что в каждом случае мы имеем непрерывное (однородное) распределение. Распределения доли и максимальных размеров выделений имеют правую асимметрию.

Сравнение выборочных распределений доли выделений по основным районам выходов верхнепротерозойского комплекса по способу Вилкоксона (Снедекор, 1961; Урбах, 1964)¹ показывает, что различие между этими районами незначительно, и все четыре выборки можно считать взятыми из единой непрерывной совокупности. Точно так же устанавливается идентичность между четырьмя районными выборками по максимальным размерам выделений плагиоклаза и пироксена.

На рис. 15 даны кумуляты для максимальных отношений длины к ширине выделений плагиоклаза в шлифе в зоне перпендикуляра к (010), которые характеризуют их габитус. В целом по комплексу габитус плагиоклаза порфиоровых выделений отличается повышенной удлиненностью от габитуса интрателлурических плагиоклазов большинства других комплексов. Распределение величины удлиненности плагиоклаза вкрапленников в целом для комплекса более или менее симметрично и приближается к нормальному. Модальная группа (максимум встречаемости) располагается в интервале величины удлиненности от 5 до 10.

Гломеросростки порфиоровых выделений встречаются довольно редко. Редко наблюдаются и следы оплавления фенокристаллов. Те и другие зафиксированы только в сравнительно крупных кристаллах плагиоклаза и пироксена. Не имеют значительного распространения и следы зонарности в плагиоклазах; в пироксенах случаи зонарности единичны. Слабое развитие всех этих структурных явлений вполне естественно объясняется малым, зачаточным развитием интрателлурических фаз.

В лавах среди структур основной массы полнокристаллические и близкие к ним разности (микродиабазовые, интерсертальные, пилотакситовые, вариолитовые) в количественном отношении равноправны с разностями, содержащими большое количество стекла (гиалопилитовыми, гиалоофитовыми, гиалиновыми²). Из выборки в 259 шлифов первые составляют 137 (47—57%), вторые 122 (43—53% на всю представляемую базальтовую группу лав комплекса). Из отдельных типов структуры основных масс максимум приходится на гиалопилитовый тип (100 случаев, или 33—45%). Наименее распространены крайние структурные типы основных масс — микродиабазовый (28 случаев, или 8—17%) и гиалиновый (17 случаев, или 4—11%).

Для основных масс лавовых пород комплекса очень характерен игольчато-вытянутый габитус микролитов плагиоклаза. Последний вместе с вытянутой формой микро- и макропорфиоровых выделений способствует обра-

¹ С помощью статистики Вилкоксона проведено сравнение распределений количественных микропетрографических показателей и далее, за исключением особо оговоренных случаев.

² Эти термины здесь и далее применяются условно, для краткости. Поскольку стекло во всех рифейских и кембрийских вулканитах рассматриваемой области не сохранилось, фактически наблюдаются псевдоморфозные структуры — апоинтерсертальные, апогиалиновые и т. п.

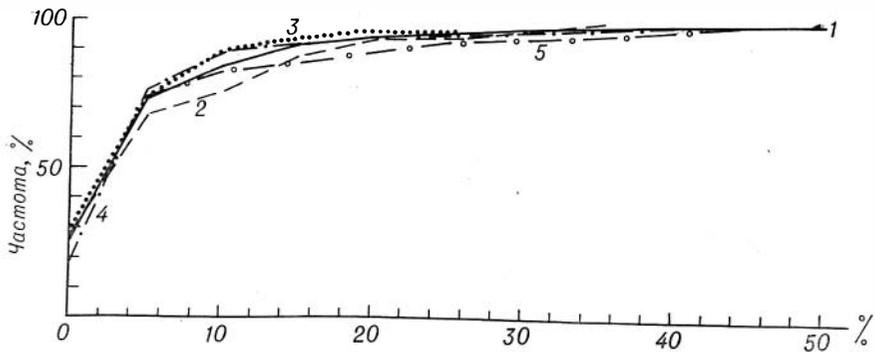


Рис. 12. Кумуляты доли порфировых выделений в вулканитах диабазовой группы рифейского комплекса

1 — сводный график; 2 — Катунский и Баратальский выступы (81 шлиф); 3 — Бийский выступ (62 шлифа); 4 — Мрасский выступ (73 шлифа); 5 — Центрально-Салаирский выступ (38 шлифов)

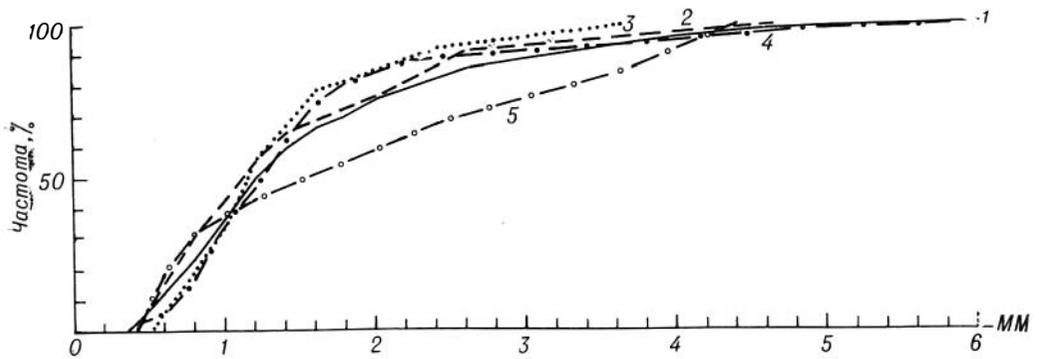


Рис. 13. Кумуляты максимальных размеров выделений плагиоклаза в порфиритах рифейского комплекса

1 — сводный график; 2 — Катунский и Баратальский выступы (56 шлифов); 3 — Бийский выступ (37 шлифов); 4 — Мрасский выступ (59 шлифов); 5 — Центрально-Салаирский выступ (25 шлифов)

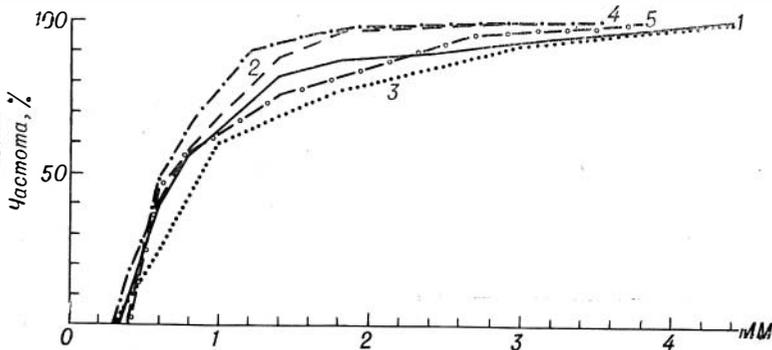


Рис. 14. Кумуляты максимальных размеров выделений пироксена в порфиритах рифейского комплекса

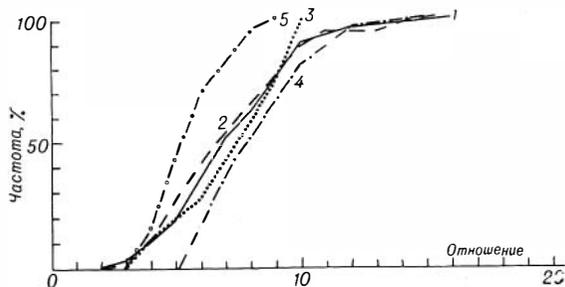
1 — сводный график; 2 — Катунский и Баратальский выступы (29 шлифов); 3 — Бийский выступ (25 шлифов); 4 — Мрасский выступ (29 шлифов); 5 — Центрально-Салаирский выступ (16 шлифов)

зованию резко заметных флюидалных ориентировок и создает своеобразный общий микроструктурный характер породы, который часто называют «спилитовым». Укороченные микролиты, придающие микроструктуре общий навитовый облик, бывают развиты только в очень редких случаях.

По реликтам первичных минералов в выделениях и по составу псевдоморфоз зеленокаменные порфиновые лавы комплекса удается подразделить на плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые порфириты.

Рис. 15. Кумуляты максимальных отношений длины к толщине выделений плагиоклаза в порфиритах рифейского комплекса

1 — сводный график; 2 — Катунский и Баратальский выступы; (50 шлифов); 3 — Бийский выступ (26 шлифов); 4 — Мрасский выступ (31 шлиф); 5 — Центрально-Салаирский выступ (16 шлифов)



Изредка по своеобразной форме и отличному от пироксена составу псевдоморфоз, можно предполагать первичное присутствие в лавах, кроме пироксена, выделений оливина, хотя реликты его ни в одном случае найти не удалось.

Пироксен выделений и основной массы — моноклинный, диопсидо-авгитового ряда (по величине угла $2V$).

Клинопироксен в виде реликтов зафиксирован в 49 из 98 шлифов пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, что может составлять 40—60% общей совокупности этих пород. В микролитах пироксен сохраняется значительно реже (только в 23 из 164 шлифов с первичнополнокристаллическими и близкими к ним структурами основной массы, где первичный пироксен, несомненно, присутствовал; это соответствует 9—20% на совокупность). Несмотря на то, что главная масса пироксена уничтожена, он проявляет себя как наиболее стойкий из первичных породообразующих минералов основных лав.

Т а б л и ц а 2

Пироксены вкрапленников из базальтоидных вулканитов рифейского комплекса

№ п.п.	$2V^\circ$	N_g	N_m	N_p
1	52	1,699	1,677	1,671
2	54	1,699	1,677	1,671
3	48	1,722	1,700	1,695
4	49	1,716	1,695	1,690
5	50	1,704	1,684	1,678
6	53	1,709	1,687	1,682
7	54	1,707	1,687	1,682
8	53	1,727	1,706	1,701
9	58	1,700	1,684	1,679
10	56	1,727	1,705	1,700
11	49	1,725	1,704	1,699

1, 2 — Катунский выступ; 3—6 — Бийский выступ; 7, 8 — Мрасский выступ; 9—11 — Центрально-Салаирский выступ.

Пироксены вкрапленников, в которых удалось измерить все основные кристаллооптические константы, приведены в табл. 2.

Кумуляты оптических констант, включая частичные замеры, приведены на рис. 16.

По распределению величин угла оптических осей между пироксенами четырех районов, откуда они измерены (Катунский, Бийский, Мрасский и Центрально-Салаирский выступы), существенного различия по критерию Вилкоксона не обнаруживается.

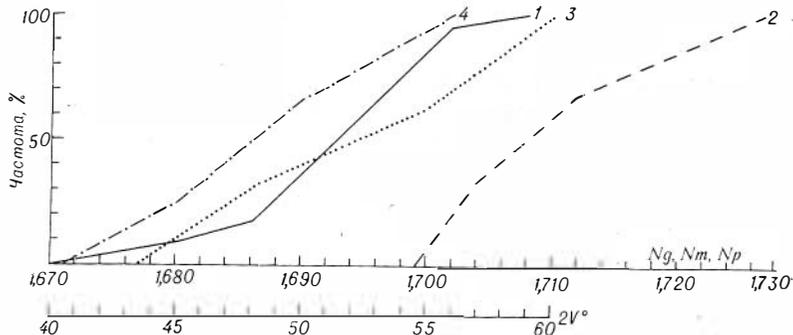


Рис. 16. Кумуляты оптических констант клинопироксенов из вулканитов рифейского комплекса

1 — 67 замеров $2V$; 2 — 12 замеров N_g ; 3 — 22 замера N_m ; 4 — 31 замер N_p

Пироксены рифейских вулканитов Салаира имеют показатели N_m и N_p значимо выше, чем в Катунском и Бийском выступах. Пироксены из лав Бийского выступа, в свою очередь, по показателю N_p превышают пироксены из Катунского выступа. Это означает, что от первого к последнему из этих районов в клинопироксенах уменьшается роль железистого минала за счет возрастания магнезиального (энстатитового).

Пироксены рифейских лав Мрасского выступа по замерам N_m и N_p в 3 шлифах не имеют надежных отличий от пироксенов каждого из остальных трех районов.

Плагиоклаз в основных породах комплекса представлен почти исключительно псевдоморфозным альбитом. В. В. Велинскому и Ю. Н. Кочкину (Белюсов, Велинский, Кочкин, 1965) в рифейских вулканитах Катунского выступа удалось во вкрапленниках найти редкие реликты первичных плагиоклазов с номерами от 47 до 86. Иммерсионными и федоровскими измерениями и диагностическим окрашиванием только в 8 из 150 шлифов (включая лавы, граувакки и туфовые породы) отмечены реликтовые первичные плагиоклазы (2,5—11% на совокупность).

Плагиоклазы в лавовых тканях замещены так, что только меньше половины их общего первоначального объема приходится на псевдоморфозный альбит. Остальная часть кристаллов плагиоклаза замещена другими минералами. Из 303 шлифов в 222 (67—78% случаев на совокупность) доля альбита составляет не больше 50% первоначального объема плагиоклазовой фазы. Между отдельными районами выходов комплекса резких различий в этом отношении нет.

Из 214 образцов порфиритов, изученных в шлифах, в 107 (43—57%) первично имелись вкрапленники плагиоклаза, в 84 (32—46%) — плагиоклаз вместе с пироксеном и в 23 (7—15%) — только пироксен.

Пироксеновые порфириты уступают по численности каждой из остальных групп (уровень достоверности 99%). Плагиоклазовые порфириты преобладают над пироксен-плагиоклазовыми. Ведущей группой оказываются, таким образом, лавы с первоначальным избытком плагиоклазовых компонентов.

Петрографическим показателем меланократовости пород может служить количественное соотношение плагиоклаза и пироксена во вкрапленниках.

В табл. 3 приведены оценки доли меланократовых пород по районам.

Т а б л и ц а 3

Встречаемость разностей с меланократовым соотношением пироксена и плагиоклаза во вкрапленниках среди базальтоидных лав рифейского комплекса

Выступ	Объем выборки порфирировых пород	Из них с отношением выделенный пироксен плагиоклаз *	Доля этой группы в совокупности, %
Катунский и Баратальский	60	13	12—34
Бийский	42	14	20—50
Мрасский	86	15	11—28
Центрально-Салаирский	28	12	24—63

* Выделенные курсивом названия минералов здесь и далее используются взамен математических символов количественного содержания объемных долей этих минералов в породе, чтобы не вводить новых обозначений.

Доля меланократовых пород среди рифейских вулканитов в Мрасском выступе меньше, чем в Центрально-Салаирском¹.

В лавовых породах достаточно отчетливо сохранилась миндалекаменная текстура, причем она свойственна подавляющему большинству этих пород. Миндалефирами оказались 220 из 246 изученных в шлифах образцов лавовых пород, что дает доверительный интервал распространенности первых от 84 до 93%. Подсчеты по алтайским участкам (98 шлифов) показывают, что в половине или большинстве случаев (48—68%) доля миндалин в миндалефирах составляет не более 5% объема породы.

В наиболее полном разрезе манжерокской свиты, расположенном на Еландинском участке Катунского выступа, замечено (по измерениям Ю. Н. Кочкина), что доля миндалин в лавах увеличивается от почвы к кровле свиты, причем различие по этому признаку между верхней (7 измерений) и нижней (9 измерений) частями разреза по критерию Вилкоксона удовлетворяет уровню достоверности 99%. Сопоставление с данными Д. Мура (Moore, 1965) по подводным лавам Гавайских островов позволяет предположить, что в данном случае увеличение миндалекаменности связано с уменьшением глубины бассейна, т. е. отражает регрессивную тенденцию формирования разреза. Такое предположение подтверждается тем, что снизу вверх в разрезе манжерокской свиты на Еландинском участке обуглероженные известняки сменяются светлыми водорослевыми доломитами, а лавовые и туфо-граувакковые породы в средней и верхней части разреза приобретают существенно красноцветный облик.

Из инкрустационных минералов в миндалинах наиболее распространен хлорит (75—85% случаев на совокупности, по 218 шлифам), затем с убывающей встречаемостью следуют карбонаты (43—57%), кварц (18—30%), альбит (6—14%); достоверность различия их по встречаемости не менее 99%. Очень редки инкрустационный эпидот (2—7%); пренит, сфен, гематит, пирит.

В табл. 4 по районам приведены данные о встречаемости основных инкрустационных минералов в рифейских миндалефирах.

¹ Сравнение долей везде производилось с использованием ϕ -преобразования Р. Фишера (Урбах, 1964).

**Встречаемость инкrustационных минералов в миндалах базальтоидных лав
рифейского комплекса**

Выступ	Выборочные численности и процентная доля (в 95%-ном доверительном интервале)				
	Хлорит	Карбонат	Кварц	Альбит	Эпидот
Катунский	56 из 68 (71—90%)	38 из 63 (44—68%)	11 из 63 (8—27%)	7 из 63 (4—20%)	0 из 63 (0—5%)
Бийский	32 из 44 (57—85%)	14 из 44 (19—48%)	8 из 44 (8—33%)	7 из 44 (6—26%)	1 из 44 (0—12%)
Мрасский	44 из 62 (57—80%)	26 из 62 (30—56%)	22 из 62 (24—49%)	3 из 62 (1—13%)	7 из 62 (5—22%)
Центрально-Салаирский	36 из 37 (86—100%)	23 из 37 (45—73%)	5 из 37 (4—29%)	6 из 37 (6—32%)	0 из 37 (0—9%)

По встречаемости инкrustационного кварца и альбита между основными районами выходов рифейских лав нет существенной разницы. Центральный Салаир от остальных районов отличается повышенной встречаемостью инкrustационного хлорита в миндалефирах (достоверность 99%) лавы Центрально-Салаирского и Катунского выступов по встречаемости инкrustационных карбонатов превосходят совокупности лав Бийского выступа. В Мрасском выступе по сравнению с Катунским повышена встречаемость инкrustационного эпидота (достоверность 99%).

Во вторичной минеральной ассоциации лавовых пород (имеются в виду инкrustации и агрегаты замещения лавовой ткани вместе) всегда присутствуют хлорит и альбит, очень часто карбонат (43—56% случаев на совокупность, по 253 шлифам), реже эпидот (15—26%) и актинолит (20—31%), иногда пренит (3—10% случаев).

В связи с повышенной титанистостью лав комплекса среди вторичных минералов обычно много лейкоксена, который развивается по стеклу, титансодержащему авгиту и вместе с магнетитом по зернам титанистых рудных. Лейкоксен часто дает в породах узелковые и пленочные стяжения, с переходами в окристаллизованный сфен.

В табл. 5 даны подсчеты встречаемости тех из основных вторичных минералов, которые непостоянно присутствуют в рассматриваемых породах.

Т а б л и ц а 5

**Встречаемость вторичных минералов (кальцевых) в базальтоидных
лавах рифейского комплекса**

Выступ	Выборочные численности и процентная доля (в 95%-ном доверительном интервале)			
	Эпидот	Уралит и актинолит	Карбонаты	Пренит
Катунский	10 из 77 (6—22%)	4 из 77 (1—14%)	63 из 77 (71—90%)	6 из 77 (3—16%)
Бийский	4 из 59 (2—16%)	36 из 59 (47—73%)	13 из 59 (12—35%)	4 из 59 (2—16%)
Мрасский	31 из 71 (31—55%)	18 из 71 (15—36%)	29 из 71 (29—53%)	2 из 71 (0,3—10%)
Центрально-Салаирский	1 из 38 (0—13%)	9 из 38 (11—40%)	25 из 38 (49—80%)	1 из 38 (0—13%)

Лавовые породы Катунского и Центрально-Салаирского выступов имеют повышенную встречаемость карбонатов по сравнению с двумя остальными районами (достоверность отличия 99%). Рассматриваемые породы Мрасского выступа с такой же достоверностью выделяются повышенной встречаемостью эпидота, а по сравнению с Катунским выступом — и актинолита. Породы Бийского выступа на том же высоком уровне достоверности выделяются высокой встречаемостью актинолита и уралита. Породы Центрально-Салаирского выступа по сравнению с Катунским обнаруживают несколько повышенную встречаемость актинолита и уралита. Эти данные позволяют уверенно говорить о том, что общая интенсивность метаморфизма рифейского вулканогенного комплекса возрастает в последовательности: Катунский, Центрально-Салаирский, Мрасский, Бийский выступы.

Диабазовые субвулканыты

Некоторые микроструктурные особенности, свойственные лавам комплекса, проявляются и в субвулканической фации. В субвулканитах (пироксен-плаггиоклазовые, плаггиоклазовые и пироксеновые диабаз-порфириты) также невелика доля порфировых выделений и доминируют непорфировые (диабазы) и скуднопорфировые разности. Габитус выделений плаггиоклаза большей частью столбчатый.

Диабазовые структуры в субвулканических телах в общем грубее, чем в микродиабазовых лавах; иногда в них отмечаются миндалины. Наиболее раскристаллизованные разности пород в дайках и межпластовых залежах отвечают по структуре габбро-диабазам и даже габбро. Количество таких яснозернистых пород по сравнению с диабазами и диабаз-порфиритами невелико.

Рассматриваемые породы, как и другие вулканыты комплекса, претерпели региональное зеленокаменное изменение. Из первичных минералов некоторые из них сохранили реликты клинопироксена, акцессорный апатит. В обычных пропорциях для основных пород они содержали плаггиоклаз (50—60%) и пироксен (30—40%). Титанистый рудный, распавшийся на скелетный магнетит с лейкоксеном, составлял 7—15%. Повышенное количество титанистого рудного связано с высоким общим содержанием титана в породах.

Отметим, что все разновидности субвулканических пород комплекса представлены в виде обломков во внутриформационных граувакках рифейской серии.

Диабазовые пирокластолиты

Неперемытые пирокластические породы, которые, как уже отмечалось, не имеют большого развития, удается уверенно распознать только среди обломочных пород псефитовой и псаммитовой размерностей. Туфы и туфобрекчии почти не разделяются на слои и состоят из литокластического материала, обычно миндалекаменного. От перемытых накоплений вулкаников — граувакк — они отличаются отсутствием следов окатанности и обилием характерных частиц эксплозионных форм, значительным единообразием лавовых частиц в каждом случае, практическим отсутствием чужеродного материала, характерными инкрустационными цементами (хлоритовым, карбонатным, иногда кремнистым), отсутствием обильного пелитоморфного илового цемента, иногда пемзовидной текстурой всех частиц и т. д.

При диагностике неперееотложенных пирокластолитов приходится привлекать весь комплекс отмеченных выше признаков. Из них следует несколько пояснить признаки, связанные с характером цемента.

Для большинства выделенных нами пород, которые по совокупности признаков соответствуют собственно туфам и туфобрекчиям, характерен

инкрустационный цемент. По своей обильности он относится к поровому или контактно-поровому типу и представлен обычно теми же минералами, что и миндалины в лавовых частицах — хлоритом, кристаллическим карбонатом, альбитом, кварцем и др. Исходный пирокластический осадок представлял собой, очевидно, пористую массу из частиц псефито-псаммитовой размерности, более или менее освобожденную от пеллово-пылеватых фракций. Отмучивание при первичном осаждении через толщу воды, по-видимому, вообще характерно для непереотложенных подводных туфовых осадков.

Часть достоверных пирокластолитов имеет в качестве цемента порово-го или контактно-порового типа перекристаллизованную пелитоморфную массу, образование которой можно отнести за счет пеплового материала или вымытого (иллювиального) ила. Отсутствие или малое содержание мелкоземистой фракции следует считать одним из существенных диагностических признаков для подводных пирокластолитов. По материалам И. В. Хворовой и Т. Г. Елисейевой (1935) по Уралу, статистическое распределение обломков по их крупности в массивных подводных туфах имеет одновершинную форму с асимметрией в сторону подчиненных тонких частиц. В то же время переотложенные вулканогенно-терригенные породы имеют явно двухвершинное распределение частиц по размерам, с появлением самостоятельного максимума тонких частиц. Появление второго максимума означает существенное участие в породе тонкого «нормально осадочного» материала и петрографически должно выразиться в том, что цемент породы становится обильным (базального типа). Базальный мелкоземистый цемент, таким образом, следует считать негативным признаком при выделении неперемытых туфовых пород. Такой цемент характерен для туффитов¹ и большинства вулканитовых граувакк и аркозов.

В рассматриваемом комплексе среди туфовых пород явно преобладают разности с инкрустационными цементами. Минералы в этих цементах те же, что и в миндалинах лав комплекса. В большинстве случаев крустификационные цементы полиминеральны, образованы последовательным отложением в полостях нескольких минералов и их разностей. В большинстве случаев среди инкрустационных образований присутствуют хлорит и карбонат.

При статистическом изучении (Белоусов, Дударев, 1965) обнаружилось, что распределение плотностей в туфовых породах комплекса является плосковершинным или двухвершинным (нормально непрерывный характер распределения по вычисленному показателю эксцесса отвергается с надежностью 95%). Предполагается, что сильная поляризация туфовых пород по плотностям отражает одноактную гравитационную рассортировку взрывного материала при его оседании.

Явно взрывной материал в рифейской «неметаморфической» серии нередко фиксируется в виде рассеянной примеси в граувакках и иногда в других осадочных породах.

Кислые (кератофировые) вулканогенные продукты

Как уже отмечалось, скудные кислые вулканогенные продукты в рифейской «неметаморфической» серии найдены в обломках гравелито-песчаников в верхней части баратальской толщи Катунского выступа, в аламбайской свите Центрально-Салаирского выступа и усть-анзасской свите Мрасского выступа.

Среди кислых эффузивных обломков отмечены следующие:

¹ Термин «туффиты» употребляется в работе в наиболее широком смысле — для обозначения осадочных пород с примесью неперемытого взрывного материала, независимо от относительного количества последнего.

1) чистый вкрапленниковый¹ кварц с сохранившимися характерными отрезками идиоморфных и резорбционных границ порфировых выделений. Обломки окатаны большей частью слабо, часто имеют острооскольчатые очертания;

2) основные массы, имеющие фельзитовую, микропйклитовую, трахитовидную и аплитовидную структуру;

3) кварцевые и бескварцевые альбитофиры, кварцевые микропорфиры;

4) кварц-альбитовые микропегматиты (микрогранофиры).

Литокластические кислые обломки вулканитов имеют разную степень окатанности. Частично они резко угловаты или имеют сложно зазубренные контуры, характерные для эксплозионных частиц (у с. Кытманово).

Во всех случаях общий петрографический состав рассматриваемых обломочных пород сильно смешанный. Кроме кератофировых частиц, в них наблюдаются обильные обломки альбитизированного плагиоклаза, микрокварциты, апопелитовые и карбонатные породы, базальтоидные основные массы, диабазы. Экзотические обломки не встречены.

Общие петрографические особенности пород и значительная концентрация в них кератофирового материала (в образцах с участков Еланды, Кытманово и Алабэя), с участием совершенно неокатанных частиц, позволяют считать их кератофировыми субаркозами (частично даже туффитами) внутриформационного происхождения.

Присутствие кварцевых и бескварцевых разностей кератофиров показывает, что среди исходных лав были как сильно пересыщенные кремнекислотой (риолитовые), так и менее насыщенные — дацитовые.

Наблюдаемый полевошпат выделений и основной массы представлен альбитом. В различном количестве, до значительного, в кератофировых частицах присутствует серицит, иногда биотит. Визуальное соотношение альбита и калиевых слюдок в обломках кератофиров позволяет сделать заключение, что щелочной баланс в них существенно натровый.

Петрохимическая характеристика

Химические анализы базальтоидных пород из рифейского комплекса приведены в табл. 57 (анализы 1—96). Подавляющее большинство образцов (88 из 96, или 85—96% на совокупность) отвечает по показателю b' базальтам. Доля остальных пород, отвечающих андезито-базальтам, невелика. Следовательно, по господствующему базальтовому химизму диабазовую группу комплекса в целом следует отнести к метабазальтовому типу. Значительная часть пород (20—39% на совокупность) отвечает меланократовым базальтам: их доля в составе диабазовой группы от района к району существенно не изменяется.

Величина среднего показателя $b' = 27,6 \pm 1,7$ (99,9%-ный доверительный интервал) укладывается в пределах, принятых для мезократовых базальтов.

Повышенной меланократовостью (по оценкам средних b'), по сравнению с лавами Мрасского (достоверность 99%) и Бийского выступов, выделяются лавы Катунского выступа. Пониженная меланократовость рифейских лав Мрасского выступа по сравнению с Центрально-Салаирским была установлена выше биномиальными оценками по соотношению пироксена и плагиоклаза в выделениях. Лавы Мрасского выступа, однако, по микропетрографическим данным не проявляют повышенной меланократовости по сравнению с лавами Катунского. Разница в петрохимиче-

¹ Этот термин, употребляемый и далее, представляется целесообразным в тех случаях, когда минерал в кластической породе несет отчетливые признаки происхождения из порфировых выделений эффузивов.

Петрохимические статистики диабазовой

Петрохимические показатели	Катунский (38 анализов) и Баратальский (1 анализ) выступы — 39 анализов				Бийский выступ — 20 анализов			
	\bar{X}	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>d</i>	\bar{X}	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>d</i>
Si/O	5118	196	+0,01	0,77	5265	306	+0,06	0,81
Ti/O	337	121	-0,16	0,72	335	116	+0,48	0,79
Al/O	1851	236	-0,08	0,77	1888	232	+0,53	0,74
Σ Fe/O	2395	393	-0,15	0,81	2257	456	-0,12	0,75
Fe ⁺³ /O	557	405	+1,13	0,77	472	477	+1,36	0,58
Fe ⁺² /O	1838	470	+0,02	0,81	1784	519	-0,10	0,80
Mg/O	958	331	+1,07	0,75	854	416	+0,72	0,82
Ca/O	1455	369	-0,32	0,77	1230	473	+0,09	0,80
Na/O	595	158	+0,37	0,79	590	182	+0,69	0,76
K/O	182	99	+0,56	0,83	191	143	+0,82	0,78
<i>a</i>	8,9	2,2	+0,19	0,78	9,1	2,7	+0,76	0,77
<i>c</i>	5,6	1,5	+0,52	0,79	5,2	1,2	-0,53	0,82
<i>b'</i>	29,5	3,9	+0,16	0,76	26,4	6,0	-0,08	0,81
<i>f'</i>	44,0	8,5	+0,40	0,78	44,7	7,1	+0,17	0,76
<i>m'</i>	38,3	8,5	+0,22	0,80	36,4	11,4	+0,22	0,78
<i>c'(-a')</i>	16,8	10,6	-0,55	0,77	9,9	18,6	-1,0	0,78
<i>n</i>	83,9	8,7	-0,93	0,79	83,9	11,7	-1,1	0,74
Φ	10,4	8,1	+1,13	0,76	9,2	8,1	+2,0	0,68
<i>Q</i>	-11,9	4,4	+0,79	0,79	-7,5	6,5	+0,61	0,68
<i>α</i>	38,5	9,3	+0,04	0,82	37,3	10,5	-0,25	0,79
Σ Fe/Mg	2,77	1,00	-0,84	0,74	3,21	1,64	+1,37	0,67
Na/Ca	0,52	0,47	+3,81	0,50	0,61	0,48	+2,87	0,54
Na/Al	0,32	0,09	+0,49	0,78	0,31	0,10	+0,22	0,79
Ca/Al	0,78	0,24	-0,57	0,79	0,69	0,29	-0,14	0,82

Критические значения для показателей асимметрии и эксцесса:

При числе анализов <i>n</i> = 96:	$A_{05} \leq 0,40$; $A_{01} \leq 0,58$; $0,76 \leq d_{05} \leq 0,83$; $0,75 \leq d_{01} \leq 0,85$;
При » » <i>n</i> = 40:	$A_{05} \leq 0,59$; $A_{01} \leq 0,87$; $0,75 \leq d_{05} \leq 0,86$; $0,72 \leq d_{01} \leq 0,87$;
При » » <i>n</i> = 26:	$A_{05} \leq 0,70$; $A_{01} \leq 1,04$; $0,74 \leq d_{05} \leq 0,87$; $0,70 \leq d_{01} \leq 0,89$;
При » » <i>n</i> = 20:	0,73; $\leq d_{05} \leq 0,88$; $0,69 \leq d_{01} \leq 0,90$;
При » » <i>n</i> = 11:	0,72; $\leq d_{05} \leq 0,91$; $0,68 \leq d_{01} \leq 0,94$;

ской меланократовости в данном случае отражает повышенное содержание алюминия и пониженное — кальция в лавах Мрасского выступа (см. ниже). Показанные выше различия районов по вторичным минеральным парагенезисам и соотношения CO_2/H_2O^+ в базальтоидах дают основание предполагать, что разница по содержанию Ca и по *b'* могла сложиться в данном случае из-за более неблагоприятных условий вторичной фиксации кальция в Мрасском выступе в виде карбонатов. Усиленная утка кальция и вызванное этим понижение атомной его суммы с щелочами естественно всего объясняют появление в значительной части пород нехарактерной для базальтов характеристики *a'* (9 из 26 образцов пород, или 17—50% на совокупность, в Мрасском выступе; 1 из 39 образцов, или 0,1—13% пород, в Катунском).

группы пород рифейского комплекса

Мрасский выступ — 26 анализов				Центрально-Салаирский выступ — 11 анализов				В целом по области — 96 анализов			
\bar{X}	s	A	d	\bar{X}	s	A	d	\bar{X}	s	A	d
5092	242	-0,24	0,87	5241	143	+0,53	0,84	5155	240	+0,15	0,77
275	87	+1,61	0,68	308	162	+0,22	0,85	317	119	+0,35	0,79
2047	179	+0,59	0,79	1910	273	-0,20	0,86	1925	228	+0,12	0,80
2475	446	+0,29	0,78	2023	407	-0,46	0,81	2348	440	-0,07	0,79
1154	601	-0,06	0,80	604	313	+1,24	0,67	709	541	+1,09	0,80
1321	455	+0,65	0,76	1419	409	-0,27	0,86	1639	520	+0,14	0,81
856	258	+0,15	0,82	928	346	-0,45	0,78	893	310	+0,32	0,81
1055	381	+0,99	0,74	1279	532	-0,15	0,88	1283	442	+0,02	0,82
640	191	-0,54	0,80	653	251	+0,89	0,80	616	182	+0,45	0,79
173	170	+1,12	0,77	206	160	+0,95	0,73	185	135	+1,05	0,77
9,8	2,6	-0,84	0,78	10,1	3,7	+0,85	0,78	9,4	2,5	+0,45	0,79
6,1	1,6	+0,66	0,74	5,1	1,4	+0,39	0,75	5,6	1,5	+0,53	0,76
26,2	3,4	-0,43	0,78	26,5	5,9	-0,04	0,83	27,5	4,7	-0,28	0,79
50,4	8,9	+0,04	0,77	41,6	14,6	+1,65	0,60	45,8	9,4	+0,73	0,78
38,8	8,8	-0,25	0,79	40,4	11,7	-0,67	0,79	38,0	9,3	-0,19	0,81
3,2	13,1	+0,49	0,77	11,2	18,0	-0,46	0,79	11,1	15,0	-0,66	0,79
86,6	13,2	-1,08	0,76	84,0	10,4	-0,38	0,81	84,6	10,8	-0,97	0,78
23,0	12,6	+0,09	0,78	13,3	11,4	+1,94	0,63	14,0	11,3	+1,1	0,80
-11,9	5,6	-0,22	0,83	-10,3	4,3	-0,33	0,81	-10,9	5,4	+0,57	0,79
40,2	13,3	+0,99	0,80	35,1	11,0	-0,43	0,81	38,2	10,9	+0,48	0,79
3,19	1,27	+1,10	0,74	2,96	2,93	+2,24	0,57	3,02	1,51	+2,59	0,65
0,71	0,39	+0,67	0,79	0,66	0,49	+1,06	0,78	0,61	0,45	+2,62	0,65
0,31	0,94	-0,43	0,81	0,34	0,12	+0,77	0,80	0,32	0,09	+0,30	0,80
0,52	0,20	+0,73	0,77	0,71	0,37	+0,03	0,88	0,68	0,27	+0,02	0,84

Объяснение принятых в данной и аналогичных последующих таблицах символов петрохимических показателей и статистик: Si/O и т. п. — отношение весовых содержаний элемента к кислороду в породе (с исключением летучих окислов), умноженное на 10⁴; $\Sigma\text{Fe}/\text{Mg}$ и т. п. — отношение весовых содержаний элементов в породе; $a, c, f', m', c', a', n, \Phi, Q$ — числовые характеристики по А. Н. Заварицкому; α — анортитовое число; b' (исправленная характеристика b А. Н. Заварицкого) — мелановократовость по Д. С. Штейнбергу (1964); \bar{X} — среднее арифметическое; s — среднее квадратическое отклонение; A — показатель асимметрии, d — показатель эксцесса.

Статистики для весовых отношений элементов к кислороду и других петрохимических показателей по всем районам приводятся в табл. 6.

По магнию, натрию и калию между районами заметных различий не устанавливается.

Очень характерно высокое содержание TiO_2 , превышающее в подавляющем большинстве случаев (90—98% на совокупность) 1%.

Большинство вулканитов диабазовой группы недосыщено кремнеземом (68—86% пород имеют $Q < -6$).

Между лавами Центрально-Салаирского и Бийского выступов значимой петрохимической разницы не обнаружено. В остальных случаях между основными районами фиксируются частные различия (по t -критерию; Урбах, 1964).

Так, совокупность лав Мрасского выступа выделяется по сравнению с Катунским выступом повышенным содержанием алюминия (достоверность 99%) и несколько пониженным — титана.

Лавы Катунского выступа по содержанию кальция значительно превосходят лавы Мрасского (с достоверностью 99%) и Бийского выступов.

В Центрально-Салаирском выступе по сравнению с Катунским и Мрасским выступами лавы обеднены железом (достоверность 99%).

В вулканитах Бийского выступа по сравнению с породами Катунского и Мрасского выступов отмечается повышенное содержание кремнезема и показателя Q .

В Мрасском выступе выше, чем в Катунском, отношение Na/Ca (по критерию Вилкоксона), но ниже отношение Ca/Al Na/Ca (по t -критерию).

Лавы Мрасского выступа резко выделяются высоким содержанием трехвалентного железа и высоким его отношением (φ) к суммарному железу. Это соответствует повышенной встречаемости краснокаменных лав в этом районе и свидетельствует об увеличении роли окислительных обстановок при накоплении и диагенезе вулканогенной толщи. Это согласуется с представлением о геантиклинальной тенденции, которую испытывал район Мрасского выступа накануне и во время формирования рифейской вулканогенной толщи.

Из приведенных выше сопоставлений вытекает, что рифейская эффузивная ассоциация Мрасского выступа, наиболее восточного района области, имеет наибольшее количество отклонений от обычного состава, собственного комплекса.

Отмечаются (с помощью критерия Вилкоксона) петрохимические различия и между отдельными участками внутри основных районов выхода рифейских эффузивов. Так, в лавах манжерокской свиты Катунского выступа на Еландинском участке (24 анализа) по сравнению с Чепошским участком (14 анализов) понижено содержание SiO_2 и повышено содержание K_2O (достоверность отличий соответственно 95 и 99%). В Бийском выступе вулканиты р. Кондомы у пос. Спасска (7 анализов) имеют более высокое содержание валовой FeO , чем в правобережье р. Сии (8 анализов). В Мрасском выступе от участка Камзас — Азас (9 анализов) к участку Усть-Анзас (6 анализов) содержание валовой FeO в лавах понижено. Лавы участка Кайбын — Медная (5 полных и 8 неполных анализов) показали по сравнению с только что названными двумя участками более низкое содержание Al_2O_3 , но более высокое — MgO , а по сравнению с Усть-Анзасским — также повышенное содержание K_2O (достоверность сопоставлений — 99%, весовые проценты взяты без исключения летучих).

Отметим, что повышенные содержания CaO , отвечающие уровню среднего содержания для базальтов по Р. Дэли (1936), совпали с районом наиболее широкого развития в лавах вторичных карбонатов (Катунский выступ) и с участком особо интенсивного развития поствулканического эпидота (Кайбын-Медная). Вероятно, это совпадение не случайно и может быть объяснено необычно благоприятной обстановкой фиксации кальция при метаморфизме, давшем минеральные парагенезисы с обильными кальцитом и эпидотом.

Отношение CO_2/H_2O^+ в диабазовых лавах и субвулканитах Мрасского выступа (23 анализа) оказалось по статистике Вилкоксона (на доверительном уровне 99%) меньше, чем в Бийском (10 анализов) и Центрально-Салаирском (7 анализов) выступах. Это не противоречит петрографическим данным о встречаемости карбонатов и, в частности, прямо согласуется с пониженной встречаемостью петрографически фиксируемых карбонатов в рифейских эффузивах Мрасского выступа по сравнению с Центрально-Салаирским.

При минимально достаточном для статистического сопоставления чис-

де анализов были сделаны попытки уловить эволюцию химизма лав по опорным разрезам снизу вверх. Так, между нижней (6 анализов) и верхней (6 анализов) частями манжерокской свиты на Чепошском участке Катунского выступа значительных петрохимических различий не наблюдается. В разрезе той же свиты на Еландианском участке (восточнее р. Бийки) установлено, по критерию Вилконсона, более низкое содержание SiO_2 , с поправкой на летучие, в верхней трети разреза (6 анализов), чем в средней и нижней трети (12 анализов; достоверность отличия 99%).

* * *

Из изложенного следует, что все или почти все осадочные компоненты рифейской серии, вмещающей эффузивы данного комплекса, относятся к морским фациям.

Серия характеризуется общей регрессивной тенденцией изменения фаций в вертикальном разрезе. Эта тенденция выражается в смене обуглероженных известняков светлыми водорослевыми доломитами, а затем почти полном вытеснении карбонатных и кремнистых пород, в появлении и увеличении роли грубообломочных пород и местами красноцветных накоплений. Эту регрессивную серию венчает существенно вулканогенная толща.

Осадочная группа пород представлена в основном химическими, биологическими, биохимическими и тонкоилловыми, т. е. существенно аутигенными осадками (известняки, доломиты, микрокварциты и глинистые сланцы). Пока не имеется определенных оснований говорить о том, что карбонатные и кремнистые массы серии в значительной степени связаны с местными вулканическими источниками материала. В частности, главная масса микрокварцитов и доломитов приурочена к нижней части рифейской метаморфической серии, где эффузивные проявления незначительны.

Обломочные отложения с чужеродным материалом являются резко полимиктовыми, молассовидными и содержат продукты размыва древнего зеленосланцевого комплекса. Эта группа аллохтонных пород имеет в составе серии очень ограниченное распространение.

Терригенные псефо-псаммитовые породы серии относятся в общем случае к образованиям, обломочный материал которых имеет внутрiformационное происхождение.

Изредка встречаются маломощные яшмо-кварцитовые осадки, ассоциирующиеся с подводными лавами (Жамзасский участок в Горной Шории), которые можно связать с местными эксгальационными источниками.

Вулканогенные образования почти повсеместно ограничиваются базальтовой ассоциацией. Кислые (кератофировые) продукты нигде не образуют значительных масс и встречены только в виде редких субаркозовых или туффитовых осадков.

Вулканогенные породы рассредоточены по всему разрезу, причем количество их нарастает снизу вверх. Во всех районах области после первых небольших и разрозненных во времени проявлений подводного вулканизма более или менее одновременно произошло резкое нарастание интенсивности излияний, после которого сформировалась мощная и довольно выдержанная вулканогенная толща.

Повсюду наблюдается повышенная насыщенность разрезов этой толщи лавами, при небольшой доле неперекрытых туфовых пород и значительном количестве переотложенных продуктов — вулканитовых граувакк. Если даже допустить, что граувакки большей частью являются продуктами переотложения пирокластитов, то получаются невысокие значения коэффициента explosивности, которые характерны для так называемых лавовых вулканов (Ритман, 1964).

Лавам свойственна покровная форма залегания. Господствующий тип подводных каналов базальтоидных эффузий — трещинный. Главная часть вулканитов комплекса сформировалась в результате массовых трещинно-покровных излияний. Подавляющее большинство лав ассоциируется с несомненно морскими отложениями, т. е. является подводными. Довольно часто встречаются подушечные текстуры. Некоторая часть лав вулканогенной верхней толщи, судя по их красноцветному облику в покровках и обломках, извергалась в надводных условиях.

Для диабазовой группы пород характерно малое развитие порфировых выделений. Специфической особенностью является также удлиненный габитус фенокристаллов плагиоклаза.

По химическому составу диабазовая группа вулканитов относится в основном к метабазальтам. Оценки средней меланократовости этой группы соответствуют мезократовому типу. Господствуют недосыщенные кремнеземом породы. Повышенная базитовость, как отмечено ниже, отличает рифейский комплекс от большинства кембрийских комплексов области. Диагностическое значение для рифейского комплекса имеет также высокая титанистость диабазовых лав.

Вулканогенные породы, как и в других описываемых ниже комплексах, обнаруживают очень далеко зашедшее общерегиональное зеленокаменное перерождение.

Микропетрографические и петрохимические данные указывают на близкое родство диабазовых лавовых ассоциаций основных районов (Катунский, Баратальский, Бийский, Центрально-Салаирский и Мрасский выступы) и не противоречат объединению их в один вулканический комплекс. Имеющиеся частные отличия в первичном составе лавовых ассоциаций рифея, как будет видно из дальнейшего, гораздо менее рельефны, чем отличия от кембрийских комплексов и различия между последними.

Судя по встречаемости в зеленокаменных базальтоидах главных минералов-индикаторов (кальцит, эпидот, актинолит-уралит), интенсивность метаморфизма возрастает с запада (Катунский и Центрально-Салаирский выступы) на восток (Бийский, Мрасский выступы).

НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ЦЕНТРАЛЬНО-АЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ

В состав нижне-среднекембрийского вулканического комплекса включены вулканогенные образования, которые вскрыты в обоих бортах Ануйско-Чуйской впадины Алтая и погружены под ордовикские и более молодые накопления этой депрессии. Характеристика комплекса дается по двум подзонам, которые имеют различия по составу осадочной части разреза и распространенности эффузивов.

Геологическая характеристика

Прикатунская подзона

В нижне-среднекембрийский вулканический комплекс Прикатунской подзоны входят вулканогенные породы, развитые в терригенно-известняковой каянчинской свите нижнего кембрия, и более обильные вулканиты перекрывающей толщи, так называемой каймской серии.

Каянчинская свита на Еландинском и Чепошском опорных участках имеет мощность 980—1060 м. Составляющие ее покровы зелено-серых основных миндалекаменных порфиритов и пемз распространены по р. Катунь у устьев Бийки (Еландинский участок), Семы (Чепошский участок) и Устюбы (Каянчинский участок). Кроме лавовых пород, в составе каянчинской свиты установлены туфовые породы и граувакки.

Большинство вулканогенных пород каянчинской свиты внешне отличается от эффузивов подстилающей манжерокской свиты яснопорфировым обликом и обильным развитием вкрапленников, в том числе характерных крупных вкрапленников пироксена. По этим особенностям не только хорошо различаются граувакковые пачки внутриформационного происхождения, но и туфовая примесь в известняках и сланцах свиты.

Вулканогенные породы найдены в нижних и средних горизонтах каянчинской свиты. Общая доля этих пород в составе свиты невелика, не превышает первых процентов. На Еландинском участке лавовых пород в этой свите содержится около 6%.

Каянчинская свита, по материалам детальных исследований, залегает на манжерокской с отчетливым несогласием, местами (Чепошский участок) с мощным базальным конгломератом в основании. Состав последнего говорит о глубоком предшествующем размыве верхнепротерозойской серии в районе.

Отложения каянчинской свиты имеют трансгрессивную последовательность. Нижняя, существенно терригенная, пачка начинается местами базальным конгломератом, который сменяется выше чередованием глинисто-кремнистых пород и слоистых известняков, местами содержащих примесь обломочного материала. Выше лежат чистые рифогенные (археоциато-водорослевые) и пелитоморфные известняки, алевропелитовые породы и мергели.

Базальные конгломераты включают весь набор пород манжерокской и подстилающей баратальской толщ, причем породы последней представлены огромными массами обломков.

В легкой терригенной фракции иловых пород каянчинской свиты нередко обращает на себя внимание обилие монокристаллического кварца (данные А. И. Алусова и И. Л. Фишмана, 1958—1962 гг.), который мог быть принесен с участков, находящихся вне поля подстилающей рифейской «неметаморфической» серии. Заметная примесь кварца наблюдается и в некоторых песчаниках каянчинской свиты; в обломках иногда видны более древние песчаники с кварц-альбитовым составом обломков. На Еландинском участке для нижней терригенной пачки этой свиты нашими данными подтверждается указание К. В. Радугина (1941) на присутствие в гравелитах и песчаниках, наряду с кварцем, обильных окатанных обломков кислых лавовых и субвулканических пород (кварцевые и бескварцевые альбитофиры, фельзиты, микрогранит-порфиры) и алевропесчаных кератофириновых аркозов (лог Шебелик севернее дер. Еланды, р. Катунь выше устья р. Бийки). Обильное присутствие аналогичного вулканитово-аркозового материала установлено нами также в гравелитистых песчаниках из базальной пачки в стратотипе каянчинской свиты при устье р. Устюбы у пос. Нижняя Каянча.

Можно полагать, что обломочные массы поступали главным образом с востока, со стороны размывающейся приосевой части Катунского выступа, где размыву подверглись породы манжерокской и баратальской толщ, а частично и с более восточных площадей, где размывались участки с кислым эффузивным материалом (альбаганская серия).

Содержание аллохтонных конгломерато-песчаниковых пород в каянчинской свите на Чепошском и Еландинском участках достигает 15%. Появление этих сборных молассовых компонентов вместе с другими признаками свидетельствует о тектоно-формационной перестройке района в начале нижнего кембрия. Возникшая рядом на востоке зона поднятия служила источником молассовых, а затем и флишoidных образований в вышележащих накоплениях каймской серии.

Вполне вероятно, что на западной окраине Прикатунской подзоны, в бассейне р. Черги (Чергинский выступ), каянчинской свите будет соответствовать самая нижняя, пока палеонтологически немая часть кембрийской эффузивно-осадочной толщи, в которой вулканогенные породы развиты больше, чем в опорных разрезах по р. Катунь.

В вышележащей каймской серии вулканогенные породы сохраняют основные особенности внешнего облика вулканитов каянчинской свиты. Мощность каймской серии по р. Катунь и в междуречье Катунь и Урсула оценивается в 7000 м (Белоусов, 1958).

На опорных Еландинском и Чепошском участках представлена нижняя, существенно вулканогенная, часть серии — усть-семинская свита (рис. 17, 18).

Граница между каянчинской и усть-семинской свитами картируется по появлению обильного вулканогенного материала, представленного чередованием граувакк, туфовых и лавовых пород. Эта граница проходит так, что в низах усть-семинской свиты оказываются линзы известняков с нижнекембрийской фауной обручевского комплекса (Белоусов, 1962; Хоментовский, 1962), а выше идут слои со смешанной нижней и среднекембрийской фауной археоциат и трилобитов («суарьинский горизонт»), датирующих начало массовых извержений рассматриваемого вулканического комплекса.

В основании усть-семинской свиты на Чепошском участке имеются структурные признаки размыва верхних слоев каянчинской свиты, вплоть до видимого срезания их под острым углом (Белоусов, 1962). Расширенный анализ геологических соотношений между усть-семинской и каянчин-

ской свитам показывает, что в данном случае нет оснований приписывать проявлению несогласия серьезного регионального значения. Состав обломков в низах каимской серии и строение нормальных разрезов всех опорных участков не дают указаний на то, что размыв достигал в районе распространения каимской серии каких-либо толщ древнее, чем известняки каянчинской свиты. В почве усть-семиинской свиты нет базальных образований, подобных тем грубым накоплениям межформационного характера, которыми начинается трансгрессивная каянчинская свита. Непосредственное залегание усть-семиинской свиты на более древних, чем каянчинская, свитах, нигде в Прикайтунском районе не доказано. В нижней части усть-семиинской свиты среди граувакк еще сохраняются линзы рифогенных археоцито-водрослевых и пачки слоистых известняков. Фауна археоциат и трилобитов в этих известняках настолько близка к фауне верхних известняков каянчинской свиты, что ряд исследователей придерживается мнения об идентичности тех и других (Винкман, Гинцингер, 1962). Это говорит об отсутствии существенного возрастного разрыва.

Между породами каимской и усть-семиинской свит имеется литолого-петрографическая общность. Вулканогенные породы каянчинской свиты и каимской серии по основным петрографическим признакам и химическому составу образуют единую совокупность. Так же как в каянчинской свите, песчаная фракция пород усть-семиинской засорена аллохтонным обломочным кварцем, хотя в последней кварцевая примесь сильно разубожена или подавлена граувакковой кластикой.

Обстоятельства, показывающие стратиграфическую близость и формационную преемственность каимской серии с каянчинской свитой, можно дополнить тем фактом, что осадочные породы низов усть-семиинской свиты сохраняют в основном сероцветный облик, свойственный породам каянчинской свиты. Нижняя подсвита усть-семиинской свиты в изученных разрезах на Еландинском и Чепошском участках, мощностью 1200—1300 м, примерно наполовину (соответственно на 44 и 55%) сложена песчаниками, алеврито-глинистыми, мергелистыми и кремнистыми сланцами. Она примыкает к осадкам верхней части каянчинской свиты как более крупнокластический, но смежный литофациальный комплекс.

Таким образом, каимская «серия» в стратиграфическом и формационном отношении оказывается тесно сомкнутой с каянчинской свитой и пред-

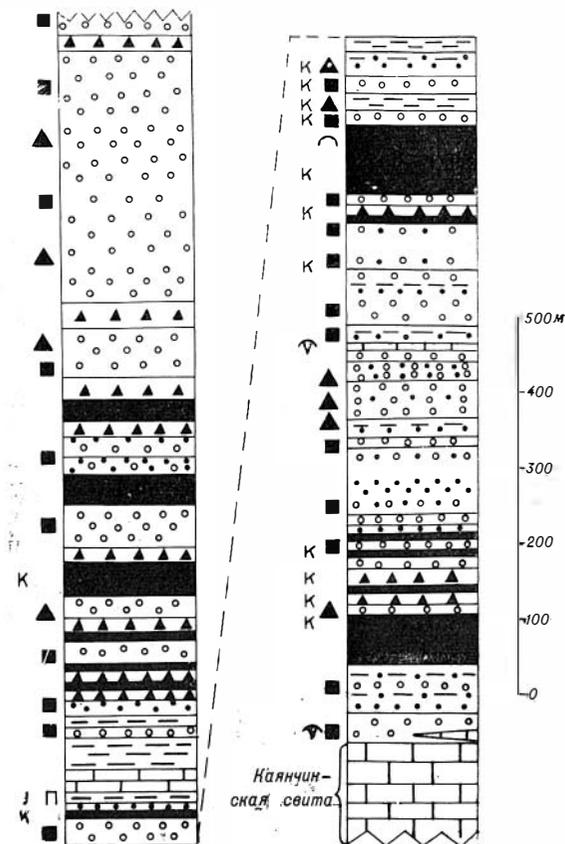


Рис. 17. Колонка усть-семиинской свиты по разрезу в правом борту р. Бйпки. Составлена А. Ф. Белоусовым.

Условные обозначения см. на рис. 6

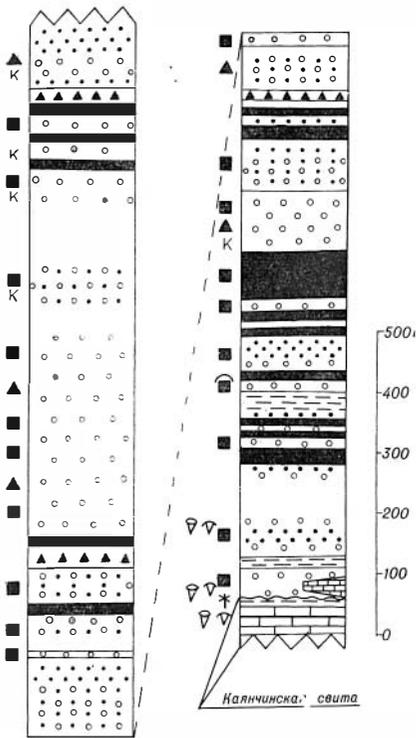


Рис. 18. Колонка усть-сеиминской свиты по разрезу в правом борту р. Катунь на Чепошском участке. Составлена А. Ф. Белоусовым

Условные обозначения см. на рис. 6

2000 м (р. Катунь и ее притоки южнее пос. Куюс). Для значительной части лавовых пород характерна лилово-красная гематитовая пигментация. Некоторые залежи имеют подушечную текстуру. Здесь присутствуют также песчаники, алевроито-глинистые и кремнистые сланцы, местами яшмо-кварциты.

На водоразделе Катунь и Урсула вулканогенные накопления верхов усть-сеиминской свиты постепенно, через переслаивание сменяет существенно осадочная верхняя часть ниже-среднекембрийской серии — ороктойская свита, мощность которой достигает 3500 м (Белоусов, 1958). Редкие покровы порфиритов, частично с подушечной текстурой, пачки грубых и песчаных граувакк и туфов залегают в ороктойской свите среди алевроито-глинистых и кремнистых сланцев и подчиненных им полимиктовых песчаников, гравелито-конгломератов, яшмо-кварцитов, мраморизованных известняков. Серо-зеленые осадочные и вулканогенные породы в низах ороктойской свиты включают местами лилово-красные разности пород. Аналогичные существенно осадочные накопления выходят по р. Катунь у курорта Чемал, по р. Чемал и в других местах.

В верхней части усть-сеиминской и в низах ороктойской свиты в грубообломочных породах, кроме внутрiformационного материала, выделяется набор галек и валунов обуглероженных карбонатных и кремнистых пород рифейской серии, а в некоторых случаях также обломки интрузивных пород плагногранитного комплекса, кислых эффузивов и метаморфических пород. Это указывает на прогрессивный размыв докембрийских и ниже-кембрийских толщ в восточной зоне поднятия, о которой говорилось выше.

ставляет с ней по существу единую ниже-среднекембрийскую серию Прикатунского района. Снизу от верхнепротерозойской серии и сверху от еландинской свиты эта серия отделяется крупными региональными несогласиями. Граница между каянчинской и усть-сеиминской свитами соответствует регрессивной смене литофаций, которая сопровождалась местными размывами.

В нижней подсвите усть-сеиминской свиты доля грубых граувакк, включая примесь туффигов и туфов пород, составляет около 35% на Еландинском и 30% на Чепошском участках, а доля лавовых пород — соответственно около 20 и 10%. Зелено-серые лавовые порфириты, разделенные пачками граувакк и нормально осадочных пород, залегают здесь в виде ясных покровов мощностью до 25 м. Изредка отмечаются подушечные текстуры.

Особенно большим количеством грубообломочных пород отличается верхняя часть усть-сеиминской свиты на Еландинском и Чепошском участках, а также в левобережье р. Катунь южнее пос. Куюс. Породы здесь приобретают существенно пестроцветную лилово-зеленую окраску; лавовые залежи наиболее обильны и мощны, составляя местами около половины всей мощности этой части разреза, которая превышает

В кровле ороктейской свиты постепенно исчезают вулканогенные и крупнообломочные горизонты и красноватая окраска пород, и разрез становится флишеподобным, песчано-сланцевым, с повышенным количеством обломочного кварца. Таким образом, регрессивная последовательность изменения литофаций, свойственная этапу накопления усть-семиинской свиты, сменилась трансгрессивной последовательностью.

Разрез усть-семиинской свиты с удалением от ядра Катунского выступа на запад, сохраняя большую мощность, испытывает заметные изменения фациального характера.

В бассейне р. Устюбы (р. Камм и др.) и в левобережье р. Семы выходит вулканогенно-осадочная кембрийская толща, которая по составу, относительно положению в разрезе и по фауне отвечает усть-семиинской свите. Эта толща отличается малым развитием грубообломочных пород, в том числе грубых граувакк, и общим преобладанием песчано-сланцевых пород, в которых обычно различима при-
 месь обломочного кварца.

По рекам Черге и Булухте (левобережье р. Семы) эффузивно-осадочная толща, сопоставимая в основном с усть-семиинской свитой, имеет мощность около 4000 м (рис. 19). Нижняя часть этой толщи включает пачки известняков, в которых обнаружены остатки археоциат и трилобитов верхов нижнего кембрия с подчиненными среднекембрийскими формами (данные М. Ф. и Е. В. Романенко и С. В. Чернышевой, Романенко, 1964). Алевропелитовые и кремнистые сланцы с яшмо-кварцитами в этом разрезе составляют около 40% его мощности, песчаники — 25%, известняки — 10%, грубые граувакки и туфовые породы — 5%. Основные лавы составляют 20%, образуя в нижней части толщи пачки мощностью до 100 м и более, а вверху — маломощные покровы до 7—8 м. Встречены подушечные разновидности лав. Кое-где отмечается лиловая окраска лавовых пород.

На рис. 20 приведена колонка разреза той же ниже-среднекембрийской толщи по р. Куюле (левый приток р. Семы). Треть мощности здесь составляют слоистые известняки с кремнистыми прослойками, столько же — зеленовато-серые алеврито-глинистые и мергелистые сланцы. Песчаники, гравелиты и конгломератовидные породы, в основном граувакковые, составляют 15%, лавовые покровы и пачки — около 10%. В большинстве покровов видна подушечная текстура. В некоторых песчаниках, туфовых породах, лавах и яшмо-кварцитах выявляется лилово-красная окраска.

Одной из характерных особенностей ниже-среднекембрийской осадоч-

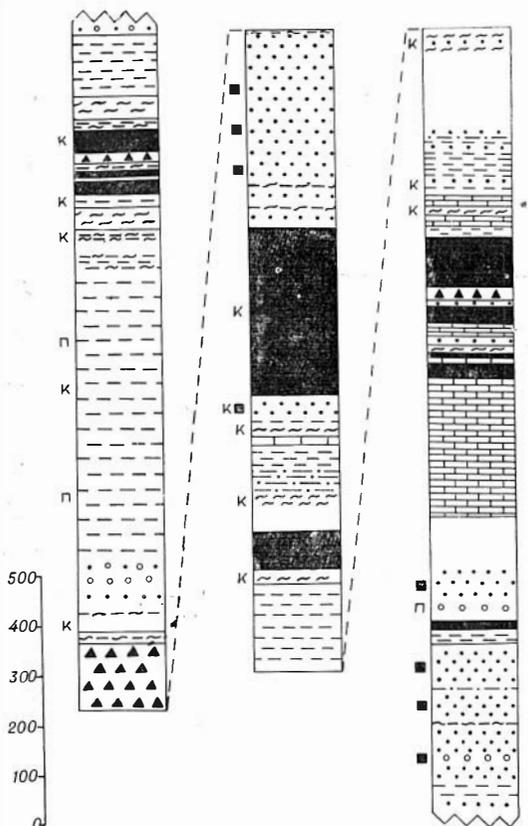


Рис. 19. Колонка кембрийской свиты по разрезу вдоль рек Черги и Булухты. Составлена А. Ф. Белоусовым

Условные обозначения см. на рис. 6

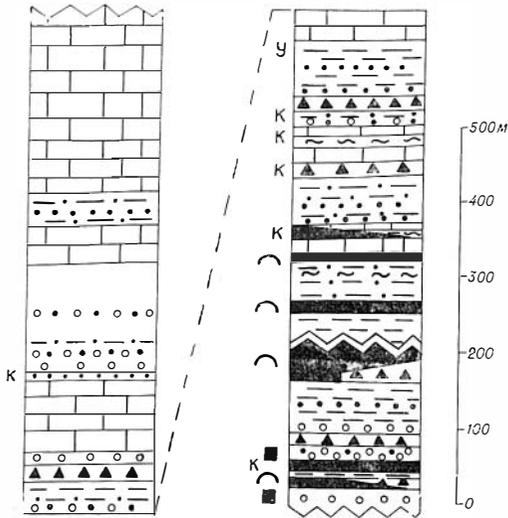


Рис. 20. Колонка частичного разреза в каменноугольной серии по р. Куюле. Составлена А. Ф. Белоусовым

Условные обозначения см. на рис. 6

переходы с алевроито-глинистыми сланцами. В то же время они тесно соседствуют с лавами и туфовыми породами. Достаточно отчетлив антагонизм кремневых пород с песчаными и псаммитовыми граувакками; в непосредственной ассоциации они встречаются редко. На некоторых участках пластовые микрокварциты тесно ассоциируются с эксгальационными яшмо-кварцитовыми образованиями, выполняющими миндалины и жилки в лавах (участок Быстрянского месторождения железистых кварцитов) или слагающими инкрустационный кварцевый гематитизированный цемент туфовых пород.

Из субвулканических образований в полях нижне-среднекембрийской серии Прикатунского района обращает на себя внимание система ортогональных к напластованию даек и межпластовых залежей зеленокаменных диабазов, диабаз-порфиритов, габбро-диабазов, изредка неполнокристаллических порфиритов. Мощность их измеряется метрами, реже десятками метров. Особенно наглядно ортогональная система трещинных и межпластовых субвулканических тел выражена на фоне слоистых осадочных пород нижней, каянчинской свиты.

Талицкая подзона

В Талицком выступе нижнепалеозойских толщ видимая, нижняя, часть разреза представлена монотонными сероцветными песчано-алеврито-глинистыми накоплениями маралихинской свиты мощностью не менее 2000 м (данные С. Ф. Дубинкина, В. И. Тихонова, Е. С. Левицкого, Ю. С. Перфильева, В. В. Волкова; Волков, 1966). С совершенно постепенным переходом маралихинская свита сменяется тысячеметровой толщей зеленых, реже лиловых песчаников, алевролитов, сланцев, редко гравелито-конгломератов засурьинской свиты, которая включает также красноцветные яшмо-сланцы, спорадические покровы основных лав и редкие граувакки. Выше с нерезким переходом следует чарышская свита зеленых песчаников, алевролитов, сланцев (всего около 2000 м), а еще выше — мощная пестроцветная существенно песчаниковая суеткинская свита (до 2000 м; см. рис. 4).

по-вулканогенной серии Прикатунской подзоны является широкое развитие в ней кремнистых накоплений, которые представлены главным образом яркоокрашенными (обычно сургучно-красными) яшмо-кварцитами. Встречаются также белые и серые микрокварциты. Эти кремнистые породы залегают в виде пачек мощностью до нескольких десятков метров, прослоев, линз, желваков и т. д. Под микроскопом в них иногда различимы спиккулы губок и ядра скелетов радиолярий. Особенно обильны кремнистые породы в нижней части ороктойской свиты, образуя здесь парагенезис пород сланцево-кремнистой формации. Микрокварциты в ороктойской и усть-семиной свитах заметно тяготеют к иловым фациям, образуя всевозможные

Перечисленные нижнепалеозойские толщи не охарактеризованы пока органическими остатками. Верхний возрастной предел всей этой мощной нижнепалеозойской серии определяется несогласным залеганием на ней бургушских сероцветной свиты с фауной среднего ордовика.

Петрографическое изучение соотношений маралихинской и засурынской свит показывает, что их терригенная основа в общем аллохтонна, нередко с четко выраженной тенденцией к мономинеральности, вплоть до образования кварц-микрокварцитовых песчаников и алевролитов. В обломках отчетливо выявляются довольно обильные продукты размыва метаморфических пород — кварц метаморфогенного облика, слюды, обломочный актинолит, филлиты, бластокварциты, хлорито- и слюдисто-кварцевые породы. Песчано-сланцевые накопления маралихинской, засурынской и чарышской свит имеют флишеидный характер. Конгломераты и грубопесчаные отложения «мусорного» состава, в том числе красноцветные, появляются только в засурынской свите.

Покровы лав основного состава, мощностью до 50 м, с яснопорфировым и афанитовым обликом, в единичных случаях зафиксированы только в засурынской свите (окрестности пос. Озерки и дер. Молчанихи). Лавы имеют зелено-серую и красно-лиловую окраску. Отмечены элементы подушечной текстуры с яшмо-кварцитовым выполнением промежутков между подушками.

Вулканогенный материал, встречающийся в виде граувакковой примеси в обломочных породах, редко образует самостоятельные граувакковые прослойки. Внутриформационными субвулканитами следует считать присутствующие в засурынской свите зеленокаменные диабаз-порфириты и диабазы (см. ниже).

В засурынской свите обильно развиты сургучно-красные яшмо-кварциты, лилово-красные и зеленоватые кремнисто-глинистые сланцы. Кремнистые породы образуют прослои, пласты, пачки мощностью до 10 м, редко больше.

Вулканогенно-осадочная ассоциация пород засурынской свиты в качественном отношении имеет очевидную аналогию с ниже-среднекембрийской серией Прикатунского района. Важно отметить значительное развитие яшмо-кварцито-кремнисто-сланцевых отложений, которые можно считать характерной литофацией открытого моря, позволяющей коррелировать ниже-среднекембрийскую серию Прикатунского района и комплекс маралихинской, засурынской и чарышской свит. Засурынская свита, вероятнее всего, отвечает каким-то горизонтам каимской серии Прикатунского района, которая богата яшмо-кварцитами.

По собранным нами ориентированным образцам красноцветных пород засурынской свиты В. Л. Широков и М. Т. Зорин (Алтайская геофизическая экспедиция Западно-Сибирского геологического управления, 1963 г.) вычислили положение палеомагнитного полюса, которое оказалось соответствующим кембрию.

Петрографическая характеристика

Петрографическая характеристика комплекса в Прикатунской подзоне дана по материалу с многочисленных участков на лево- и правобережье р. Катунь и в бассейне р. Черги. Для Талицкой подзоны использован материал из окрестностей поселков Озерки и Молчаниха на правобережье р. Чарыш.

Лавовые породы

При описании микропетрографических особенностей лав рассматриваемого кембрийского комплекса проведено сравнение с совокупностью более древних рифейских лав Катунского и Баратальского выступов Алтая.

Содержание микроафанитовых и микропорфировых пород в лавах ниж-

пс-среднекембрийского комплекса Центрально-Алтайской зоны оценивается в 18—38% (по 82 шлифам). Микроафалитовые и скуднопорфировые породы составляют 25—42% лав, крупнопорфировые разности — 26—47%. По первым двум показателям лавы комплекса значительно уступают рифейским (соответственно с надежностью 95 и 99%, с использованием 81 шлифа рифейских пород). По третьему показателю лавы комплекса, наоборот, превосходят рифейские (надежность 99%).

Распределение измеренных микроструктурных показателей лавовых пород комплекса оказывается правоасимметричным (кумуляты рис. 21), что почти во всех случаях характерно и для лав рифейского комплекса.

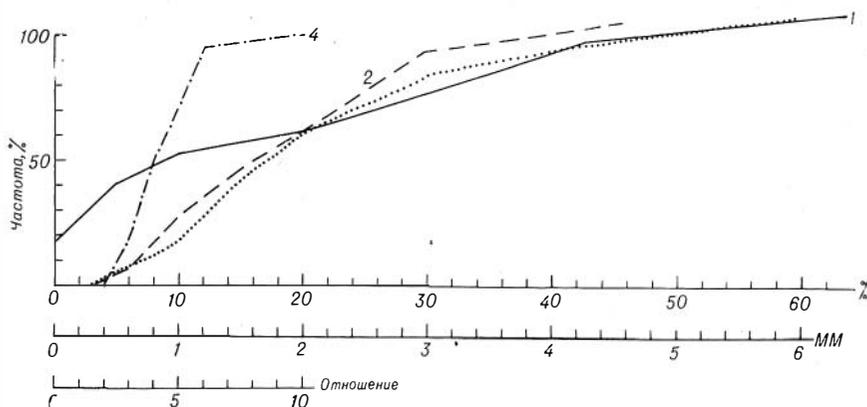


Рис. 21. Кумуляты микроструктурных показателей лавовых пород нижне-среднекембрийского комплекса Центрально-Алтайской зоны

1 — доля порфировых выделений (82 шлифа); 2 — максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфиритах (57 шлифов); 3 — максимальные размеры выделений пироксена в порфировых лавах (54 шлифа); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза (55 шлифов)

Содержание порфировых выделений в лавах рассматриваемого комплекса в общем выше, чем в рифейских.

По распределению максимальных размеров плагиоклазовых выделений значимого отклонения от порфировых разностей рифейских лав не имеется, зато по распределению наибольших размеров пироксена порфириты рассматриваемого комплекса превосходят рифейские (с достоверностью 99%).

Нередки гломеросрастания порфировых выделений плагиоклаза и пироксена, иногда совместные, а также следы оплавления и резорбции их вкрапленников.

Для порфировых выделений плагиоклаза характерен укороченный габитус в сечениях, перпендикулярных ко второму пинакoidу. Модальная группа порфиритов попадает в интервал, характеризующийся величиной удлиненности от 3 до 6. Удлиненность эта меньше, чем в рифейских порфиритах (по 50 шлифам последних; достоверность различия 99%).

Среди лавовых пород комплекса разности с большим первичным содержанием стекла в основной массе (гялиновые, гялопидитовые и близкие к ним) развиты равноправно с существенно кристаллическими (микродиабазовыми, интерсертальными, пилотакситовыми, вариолитовыми). Крайне структурные типы основной массы в лавах — микродиабазовый и чисто гялиновый — распространены ограниченно (первый не более 20%, второй до 11%). Количественное соотношение разностей с названными выше типами структуры основных масс не обнаруживает заметных отличий от рифейских лав Катунского и Баратальского выступов, что говорит о примерно одинаковых условиях застывания тех и других после излияния.

При микроскопическом сравнении структур основных масс лав рассматриваемого комплекса с рифейскими обращает на себя внимание большая распространенность среди них масс с укороченными микролитами плагиоклаза. Особенно четко укороченный габитус микролитов проявляется в полустекловатых микролито-витрофировых (гиалопилитовых) структурах. Из 35 образцов лав с такой структурой большая часть (23) оказалась с укороченным габитусом микролитов (46—79%), что с гарантией 99% отличает их от совокупности аналогичных рифейских лав. В последних, укороченные микролиты плагиоклаза оказались только в 1 случае из 39 (0,1—13%). Укороченный габитус микролитов плагиоклаза иногда обуславливает несколько своеобразный облик и более кристаллических структур — интерсертальной и микродиабазовой. Между укороченными плагиоклазами микролитов и выделений обычно наблюдаются постепенные переходы.

Короткоаблитчатый габитус выделений и микролитов плагиоклаза вместе с более или менее изометричными кристаллами пироксена обуславливают общий навитовый облик структуры большинства лавовых пород комплекса.

Среди порфировых лав комплекса выделяются порфириты плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые. В единичных случаях одновременно с порфировыми выделениями пироксена фиксируются нацело замещенные выделения другого темноцветного минерала, с иным характером псевдоморфоз, а также кристаллическими и резорбционными очертаниями, свойственными оливину. Изредка в выделениях присутствует базальтическая роговая обманка, зафиксированная в обломках из граувак.

Среди порфиритов над остальными разностями преобладают плагиоклазо-пироксеновые (46 из 69 шлифов, или 54—77%). Доля плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов оценивается доверительными интервалами соответственно 10—30% и 7—25%; значимой разницы между ними по имеющимся выборкам не устанавливается.

Порфириты с меланократовым соотношением в выделениях пироксена и плагиоклаза (*пироксен* \geq *плагиоклаз*) составляют 25—49%. По этому признаку совокупность порфировых лав комплекса не отличается от соответствующих рифейских пород.

Пироксен — моноклиновый, диоксид-авгитового ряда, в порфировых выделениях дает реликты в 37—64% случаях (по 59 шлифам порфиритов с наблюдаемыми или бывшими вкрапленниками пироксена). По встречаемости реликтового пироксена эта группа лав не отличается от аналогичной рифейской. В микролитах реликты пироксена редки. Изредка в выделениях клинопироксена удается наблюдать зонарность, структуру песочных часов, двойники.

Т а б л и ц а 7

Пироксены вкрапленников из базальтоидных вулканитов нижне-среднекембрийского комплекса Центрально-Алтайской зоны

№ п. п.	2V°	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>	№ п. п.	2V°	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>
1	51	1,730	1,709	1,704	9	56	1,697	1,677	1,671
2	52	1,716	1,697	1,689	10	56	1,704	1,683	1,677
3	52	1,691	1,672	1,666	11	56	1,697	1,674	1,669
4	54	1,699	1,681	1,675	12	56	1,690	1,672	1,666
5	55	1,706	1,683	1,678	13	56	1,701	1,684	1,679
6	55	1,718	1,702	1,698	14	57	1,705	1,686	1,682
7	55	1,707	1,692	1,687	15	58	1,697	1,676	1,668
8	56	1,708	1,689	1,684	16	58	1,700	1,682	1,677

Основные оптические константы пироксенов вкрапленников из Прикату́нского района приведены в табл. 7.

Во всех исследованных случаях зонарных кристаллов (около 15) угол $2V$ уменьшается от центра к периферии зерен.

Кумуляты оптических показателей пироксенов по всем имеющимся замерам, полным и неполным, даны на рис. 22. Отметим, что по всем оптическим константам пироксены рассматриваемого комплекса в Прикату́нском районе не обнаруживают значительного отличия от рифейских вулканитов Кату́нского выступа, с которыми ниже-среднекембрийские эффузивы территориально соседствуют или совмещены. Клинопироксены

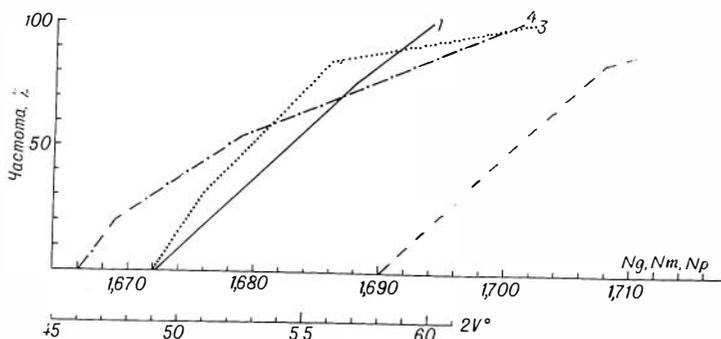


Рис. 22. Кумуляты оптических констант клинопироксенов из вулканитов ниже-среднекембрийского комплекса Центрально-Алтайской зоны

1 — 28 замеров $2V$; 2 — 15 замеров N_g ; 3 — 15 замеров N_m ; 4 — 23 замера N_p

ниже-среднекембрийского комплекса, как и в рифейских лавах Кату́нского выступа, обогащены энстатитовым миналом и обеднены ферросилитовым.

Плагиоклазы выделений и микролитов сохранились в основном только в виде псевдоморфозного альбита.

В. В. Велинским и Ю. Н. Кочкиным (Белоусов и др., 1965) встречены во вкрапленниках реликтовые плагиоклазы номеров 52—89. Из 80 исследованных шлифов в 70 (78—94% на совокупность) плагиоклаз выделений и микролитов оказывается псевдоморфозным альбитом.

Следы зонарности, выраженные в расположении вторичных продуктов, могут быть встречены в 13—35% порфиритов с выделениями плагиоклаза (по 66 шлифам), т. е. значительно чаще, чем в аналогичных рифейских порфиритах (по 55 шлифам).

Альбитом псевдоморфизовано меньше половины всего первоначального объема плагиоклаза. Остальная часть замещена другими минералами зеленокаменной группы. Из 81 шлифа в 51 (51—73%) альбит унаследовал только половину (или меньше) исходного объема плагиоклаза лав. По этому показателю совокупность лав комплекса не отличается от рифейских эффузивов.

Выборка из засурьинской свиты (3 шлифа лавовых пород) не обнаруживает существенного отличия от кембрийских лав Прикату́нского района по относительному количеству порфирировых выделений, максимальным размерам вкрапленников плагиоклаза и их удлинённости.

В 62 из 81 шлифа лавовых пород зафиксированы миндалины (76—92% случаев на совокупность). Более половины (54—77%) миндалефиров содержит небольшое количество миндалин (до 5%). Выборочное распределение доли миндалины в лавах комплекса практически совпадает с распределением в рифейских лавах Кату́нского и Баратальского выступов (по 79 шлифам).

Миндалины выполняются обычно хлоритом (65—87% случаев на совокупность миндалефров), часто карбонатом (42—67% случаев), иногда кварцем (15—36%) и альбитом (5—22%), изредка эпидотом, гематитом, пренитом и сфеном. От рифейских лав Катунского выступа отличий не устанавливается.

В большинстве пород комплекса из непостоянно присутствующих вторичных минералов отмечаются карбонаты (53—75% на совокупность лав Прикатунской подзоны, по 80 шлифам), часто эпидот (35—56%), нередко актинолит или уралит (18—38%), иногда пренит (4—19% случаев). В связи с повышенной титанистостью пород в них обычно развиты землистые лейкоксеновые массы. В небольших количествах присутствует серицит. По сравнению с рифейскими лавами Катунского выступа (достоверность 99%) характерна резко повышенная встречаемость эпидота и актинолита-уралита и несколько пониженная — карбонатов. Это различие следует объяснить проявлением более высокой интенсивности метаморфизма в троговой зоне (Центрально-Алтайской), чем в соседней позитивной зоне Катунского выступа.

Субвулканические породы

Многие породы даек и силлов в полях ниже-среднекембрийской серии Прикатунского района внешне неотличимы от лавовых порфиритов этой серии и выделяются только формой залегания и петрографическими особенностями. Теснейшая связь таких пород с лавами не вызывает сомнений.

Субвулканические порфириты (диабаз-порфириты) содержат во вкраплениях вместе или порознь пироксен и плагиоклаз. Иногда к этим минералам присоединяется базальтическая роговая обманка, редко псевдоморфозы по оливину. Основные массы порфиритов силлово-дайковой фации, как правило, полнокристаллические, диабазовые. Обильны дайки и межпластовые залежи непорфировых диабазов, принадлежность которых к данному комплексу в каждом отдельном случае является проблематичной.

Небольшая часть пород в силлах и дайках обнаруживает первичные неполнокристаллические (интерсертальные) структуры. Изредка в таких породах наблюдается, подобно лавам, лиловая окраска. Им же свойственны миндалины, которые видны местами и в породах с диабазовой структурой. Диабазы переходят в более крупнозернистые породы с долеритовой, габбро-диабазовой, редко пойкилоофитовой структурой.

Первичный состав полнокристаллических разностей содержит 40—60% плагиоклаза, 30—40% пироксена, 10—15% рудного минерала. Последний, судя по вторичным лейкоксеновым продуктам, всегда был титанистым. Из аксессуарных минералов отмечается игольчатый апатит.

Субвулканисты претерпели зеленокаменное преобразование и в этом отношении принципиально не отличаются от лавовых пород комплекса. Несколько лучше, чем в лавах, в них сохранился пироксен выделений в основных массах.

По химическому анализу клинопироксен из пироксен-плагиоклазового диабаз-порфирита 87-К с р. Апшияхты (см. табл. 28) близок к титанистому авгиту. Оптические константы его приведены в табл. 7 (№ 2).

В Талицком районе встреченные зеленокаменные дайки, которые следует считать кембрийскими субвулканами, сложены пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми диабаз-порфиритами, иногда с бурой роговой обманкой, и диабазами. В некоторых дайках отмечены миндалины, которые в местах скопления придают породам резко миндалекаменную текстуру. Вокруг миндалин под микроскопом видны бывшие полустекловатые каемки. Кроме этих структурных особенностей, о близкповерхностных условиях застывания говорит наблюдаемая в некоторых диабаз-порфиритах резкая такситовость, с бывшими неполнокристаллическими участками, и очень тонкая сетка скелетно-игольчатого рудного минерала, которая наблюдается и в лавовых породах этого района.

Пирокластолиты

В составе комплекса резко подчинены по количеству грауваккам. Они образуют отдельные прослои, иногда сплошные пачки мощностью до нескольких десятков метров (в усть-семиинской свите). Размеры обломков обычно сильно варьируют даже в пределах обнажения и штуфа. Элементы слоистости внутри туфовых тел нерезки или совсем незаметны.

Туфовые образования всегда имеют литокластический состав, роль кристаллокластических элементов невелика.

При статистическом анализе туфовых пород комплекса (Белоусов, Дударев, 1965) отмечено, что большинство их превосходит по средней плотности исходную совокупность лавовых пород. Предполагается, что указанная особенность распределения плотностей вызвана рассеиванием и удалением более легких (салических) частиц при гравитационной сепарации взрывного материала во время оседания. Этому явлению могло благоприятствовать повышенное развитие в лавах вкрапленников пироксена и плагиоклаза, которые при взрывах дают фракции с сильно различающейся плотностью.

Среди зафиксированных пирокластолитов преобладают разности с инкрустационными цементами, в сложении которых участвуют обычно хлорит и карбонат, реже пренит, альбит, кварц, изредка эпидот, гематит.

В обнажениях и в шлифах различных осадочных пород нередко встречаются рассеянные лавовые частицы взрывной формы. В некоторых из таких пород (туффитов) взрывная примесь значительна.

Порфиновый облик большинства лав комплекса прямо отражается на петрографическом составе не только туфовых пород, но и граувакк. В последних обломки пород оказываются в большинстве случаев яснопорфировыми, а кристаллокластика содержится в повышенном количестве, вплоть до образования плагиоклазовых и существенно пироксеновых песчаников.

Поскольку внутриформационные граувакки отражают в обобщенном виде состав почти одновременных с ними эффузивов, а их распространенность в разрезе в данном случае наибольшая из всех пород вулканогенного ряда, изучение петрографического состава граувакк, с учетом данных по спорадическим собственно эффузивным горизонтам, позволяет проследить общую тенденцию изменения состава эффузивов комплекса во времени. Так, в опорном разрезе усть-семиинской свиты на Чепошском участке при систематическом просмотре граувакк под микроскопом устанавливается, что обильная кластика пироксеновых и пироксено-плагиоклазовых порфиритов снизу вверх постепенно вытесняется материалом более богатых плагиоклазом пироксено-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов. Это свидетельствует о последовательном понижении меланократовости излияний.

Петрохимическая характеристика

Химический состав рассматриваемой ассоциации охарактеризован для Прикатунской подзоны анализами 97—135 (см. табл. 57) и статистиками табл. 8, а для Талицкой подзоны — анализами 136, 137 (см. табл. 57).

По показателям b' можно видеть, что кроме пород базальтового состава (38 анализов, или 80—98% на совокупность), здесь встречаются андезитобазальтовые (2 анализа) и даже андезитовые, которые, однако, редки (1 случай, или 0—13% на совокупность). Таким образом, по преобладающим породам ассоциация является metabазальной. Среднее $b' = 28,8 \pm 1,6$ укладывается в интервале мезо- и меланобазального состава.

Между породами основной синклинали структуры Еландинского участка (13 анализов), бассейна рек Аппияхты и Бертки (7 анализов) и Чепошского участка (10 анализов) по критерию Вилкоксона не устанавливается значимых петрохимических различий, за исключением того, что

Петрохимические статистики диабазовых вулканитов нижнего — среднего кембрия
Прикатунской подзоны Центрально-Алтайской зоны
(число анализов — 39)

Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d	Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d
Si/O	5235	275	+0,04	0,80	a	8,9	2,9	+0,29	0,77
Ti/O	211	156	+1,06	0,83	c	5,6	1,8	-0,37	0,88
Al/O	1853	300	-0,43	0,84	b'	28,8	5,06	-0,40	0,79
Σ Fe/O	2127	368	+0,70	0,75	f'	40,6	8,8	+0,10	0,81
Fe ⁺³ /O	542	399	+0,84	0,83	m'	40,1	7,9	-0,45	0,78
Fe ⁺² /O	1585	514	-0,20	0,79	$c' / -a'$	17,9	11,5	-0,59	0,73
Mg/O	979	322	+0,10	0,80	n	78,6	17,4	-1,35	0,73
Ca/O	1514	452	+0,25	0,81	Φ	10,1	9,1	+1,69	0,75
Na/O	571	245	+0,26	0,79	Q	-10,7	5,9	+0,45	0,73
K/O	232	213	+2,97	0,60	α	39,0	13,3	+0,23	0,78
Σ Fe/Mg*	2,38	0,83	+0,49	0,83					
Na/Ca*	0,42	0,30	+2,06	0,72					
Na/Al*	0,30	0,12	+0,09	0,79					
Ca/Al*	0,87	0,33	+0,42	0,79					

* Статистики этих показателей вычислены по 38 анализам.

При числе анализов $n = 39$: $A_{05} \leq 0,59$; $A_{01} \leq 0,87$; $0,75 \leq d_{05} \leq 0,86$; $0,72 \leq d_{01} \leq 0,88$.

на участке Апшихта — Бертка в лавах оказалось несколько меньше титана, чем в соседней Еландинской синклинали.

Совокупность вулканитов перечисленных участков, непосредственно примыкающих к Катунскому выступу докембрийских толщ, не обнаруживает достоверных отличий по химизму от соответствующих пород более западных участков Прикатунской подзоны (водораздел Катуня и Урсула, левобережье р. Семы, 6 анализов).

Вулканиты Талицкой подзоны, несмотря на малочисленность анализов, показали меньшее содержание MgO и CaO и большее — Na₂O, чем в Прикатунской подзоне (по CaO достоверность отличия 99%).

От совокупности рифейских лав Катунского выступа рассматриваемый комплекс отличается более высоким содержанием кремния и более низким — титана и валового железа (достоверность 99%).

В общем, однако, комплекс по петрохимическим особенностям не сильно отклоняется от смежной метабазальтовой ассоциации рифейских лав Катунского выступа. Как и в последнем, в нем сохраняется меланократовая тенденция и резко преобладают ненасыщенные SiO₂ разности (породы с $Q < -6$ составляют 74—96% на совокупность).

В лавовых и субвулканических породах комплекса на уровне достоверности 90% намечается (по 6 анализам) более высокое отношение CO₂/H₂O⁺, чем в нижнекембрийских вулканитах Восточно-Алтайской зоны (6 анализов). Это хорошо согласуется с различием между комплексами по встречаемости видимого в шлифах карбоната.

* * *

Из приведенных данных следует, что практически все осадочные породы серии можно уверенно отнести к морским фациям.

В вертикальном разрезе серии в Прикатунском районе прослеживается сложная литофациальная последовательность пород: внизу трансгрессив-

ная, затем регрессивная, сверху снова трансгрессивная. Существенно вулканогенная часть (усть-семиинская свита) совпадает с регрессивной частью колонки. С регрессивной же частью нормального разреза совпадают и вулканогенные проявления в Талицкой подзоне (засурыпская свита).

Среди осадочных пород серии доминируют терригенные. В Прикатунской подзоне в их составе принимают соразмерное участие аллохтонный и внутриформационный (существенно граувакковый) материал. В Талицкой подзоне автохтонные обломочные массы играют резко подчиненную роль.

Среди существенно аллохтонных терригенных образований имеются крупнообломочные резко миктитовые (молассовая группа) и мощные песчано-сланцевые более дифференцированные накопления (флишопдная группа). Первая группа наиболее заметно представлена в нижней и средней частях рассматриваемой серии в Прикатунском районе, вторая характеризует в основном кембрийские накопления Талицкой подзоны. Почти на все эти породы аллохтонного ряда накладывает свой отпечаток вулканогенно-граувакковая примесь внутриформационного происхождения, что устанавливается микропетрографически, а также анализом плотностей песчаников и алевроито-глинистых пород (Белоусов, Дударев, 1965). В аллохтонных обломочных массах серий встречаются продукты размыва докембрийского метаморфического комплекса, верхнепротерозойской «неметаморфической» серии, а также нижнекембрийской эффузивно-осадочной серии Восточно-Алтайской зоны (с кислыми эффузивами).

В Прикатунской подзоне среди нормально осадочных накоплений значительно развита рифогенная группа известковых пород с собственно рифовым (археогнато-водорослевые известняки) и шламовыми околорифовыми литофациями.

Характерны широко развитые яшмо-кварцитовые породы, которые образуют наиболее частые и крупные скопления в ассоциации с алевроитоглинистыми осадками. В мощном разрезе серии кремнистые породы тяготеют к тем частям, где имеются лавы.

Обильные вулканогенные проявления в составе нижне-среднекембрийской серии свойственны только Прикатунской подзоне. Здесь вулканогенные образования рассредоточены на большом стратиграфическом интервале (начиная с середины или верхов нижнего кембрия), но главная масса их приурочена к отложениям самых верхов нижнего и самых низов среднего кембрия, причем начало этапа интенсивных излияний выражено резко. В Талицкой подзоне кембрийские вулканогенные породы редки.

Общая насыщенность разрезов серии лавами невелика, порядка 10% в Прикатунской подзоне и доли процента в Талицкой. Пирокластитов (без следов перетолчения) сравнительно мало. Обломочные вулканогенные породы представлены в основном продуктами их перемыва — вулканитовыми граувакками. Повышенное количество грубых граувакк характерно только для крайних восточных разрезов серии в Прикатунской подзоне. Ориентировочные оценки коэффициента explosивности невысокие, характерные для лавовых вулканов.

Наблюдаемая покровная форма лавовых залежей и широко распространенный дайково-силловой комплекс субвулканических тел свидетельствуют о развитии излияний трещинно-покровного типа, который несомненно, был господствующим. Лавовые залежи и туфовые горизонты, за небольшим исключением, являются подводными образованиями. Обильные грубые, часто пестроцветные граувакки восточных разрезов серии в Прикатунской подзоне, вероятно, образовались в значительной степени за счет разрушения надводных вулканических построек.

Вулканогенные породы в составе нижне-среднекембрийской серии обеих подзон имеют только базальтоидный состав. Кислых вулканогенных продуктов внутриформационного происхождения не отмечено.

По химизму ассоциация вулканитов относится к мезо-меланобазальтовому типу, с явным преобладанием недосыщенных кремнеземом пород. По сравнению со смежной диабазовой ассоциацией рифея Катунского выступа она имеет повышенное содержание кремния и пониженное — железа и титана.

В отличие от рифейских лав эффузивы комплекса характеризуются повышенной порфирированностью, укороченным габитусом выделений плагиоклаза.

По характеру вторичных изменений вулканогенная ассоциация является типично зеленокаменной. Преобладают породы с карбонатом. Шире, чем среди рифейских эффузивов Катунского выступа, распространены минеральные парагенезисы с эпидотом и актинолитом-уралитом.

КЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ЗОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

К кембрийскому вулканическому комплексу отнесены только вулканогенные образования сугашской свиты на южной окраине Теректинского выступа. Несмотря на то, что региональное распространение и значение развитой здесь вулканогенной ассоциации еще требует уточнения, самостоятельность ее достаточно очевидна. От других древних вулканических комплексов Алтая, в том числе от соседнего ниже-среднекембрийского комплекса Центрально-Алтайской зоны, она обособлена тектонически и отличается рядом специфических особенностей состава.

Геологическая характеристика

Сугашская свита, которая вмещает вулканогенные образования комплекса, окаймляет южный край Теректинского метаморфического выступа в правом борту долины р. Катунь, на ее расширении, называемом Уймопской степью.

Первые сведения о вулканогенных породах этой свиты привел Ю. С. Перфильев (1959). Детальное изучение состава свиты проводилось А. А. Арустамовым и И. Л. Фишманом (1959—1961 гг.) и дополнительно А. Ф. Белоусовым и Ю. Н. Кочкинским (1962 г.).

Мощность сугашской свиты, по оценке выделившего ее Ю. С. Перфильева, не менее 2500 м, а по данным В. В. Волкова (1966) — 2900—4000 м.

Свита залегает непосредственно на теректинской метаморфической серии и распадается на две части.

Нижняя, осадочная, подсвита, мощностью 2000 м (по В. В. Волкову), представлена чередованием алеврито-глинистых пород и песчаников с примесью кремнисто-глинистых сланцев и яшмо-кварцитов.

Верхняя подсвита, мощностью также до 2000 м, включает, кроме тех же пород, основные лавы с граувакками и небольшим количеством туффитов.

Осадочные и вулканогенные породы свиты имеют серо-зеленоватую окраску, за исключением редких лиловых и сургучно-красных кремнистых пачек и прослоев.

В разрезе к югу от дер. Тихонькой вскрыта верхняя часть нижней, осадочной, подсвиты и верхняя, вулканогенно-осадочная, подсвита (рис. 23).

По подсчетам А. А. Арустамова и И. Л. Фишмана, в нижней подсвите у дер. Тихонькой содержится около 95% алевропелитовых пород и до 5% песчаников. Верхняя подсвита включает около 75% порфировых и афанитовых лавовых пород и до 25% терригенных — песчаников (частью гравелитистых) с подчиненными прослоями алевролитов. Этот разрез имеет максимальную насыщенность лавами; в других сечениях верхней подсвиты доля эффузивов значительно меньше.

Мощность сплошных лавовых пачек в разрезе у дер. Тихонькой достигает первых сотен метров. Параллельное переслаивание лавовых пачек и

покровов с песчано-алевритовыми осадками достаточно хорошо свидетельствует о первичной горизонтально-покровной форме залегания лав и подводном характере излияний. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие грубого грауваккового материала.

Субвулканическими аналогами лав сугашской свиты можно считать развитые в тесной ассоциации с ними дайки и межпластовые залежи диабазов, диабаз-порфириров, габбро-диабазов. Значительная часть песчаников верхней подсвиты — граувакковая или засоренная граувакковой примесью.

Сокращение содержания алеврито-глинистых пород в верхней подсвите по сравнению с нижней характерно для всего района распространения сугашской свиты. В этом отразилась общая регрессивная тенденция в смене фаций.

Нормально осадочная песчано-алеврито-глинистая основа свиты является флишовой. Об этом свидетельствует яснослоистый характер чередования пород и значительная дифференцированность существенно аллохтонных терригенных осадков.

Аллохтонный обломочный материал в песчаниках и алевролитах представлен в основном кварцем, плагиоклазом, микрокварцитами; много также обломочного хлорита, эпидота, актинолита, кварц-хлоритовых обломков. В составе обломочных пород, включая описанные Ю. С. Перфильевым (1959) гравелитистые разности, хорошо распознаются продукты размыва докембрийского метаморфического комплекса. Обломочный материал в алевролитах и наиболее дифференцированных песчаниках имеет существенно кварц-микрокварцитовый состав. По материалам А. А. Арустамова и И. Л. Фишмана (1961 г.), по химическому составу песчаники, алевролиты и глинистые сланцы сугашской свиты близки к дацитам, гранитам, т. е. являются довольно кислыми. Это свидетельствует о существенной, возможно ведущей роли довольно кислых метаморфических пород в поставке материала для сугашской свиты.

В сугашской свите палеонтологические остатки не встречены. Как уже отмечалось, она залегает в самой нижней части очень мощного нижнепалеозойского флишовой комплекса. Выше нее лежат немые флишовидные нижнепалеозойские свиты суммарной мощностью около 11 000 м, и только еще выше, в сероцветной (бирюквинской) свите, появляется фауна табулят среднего ордовика.

Основания для сопоставления сугашской свиты с накоплениями «неметаморфической» рифейской серии отсутствуют и она условно может быть отнесена к кембрию.

В формационном отношении сугашская свита близка к комплексу маралихинской, засурьинской и чарышской свит соседнего Талицкого райо-

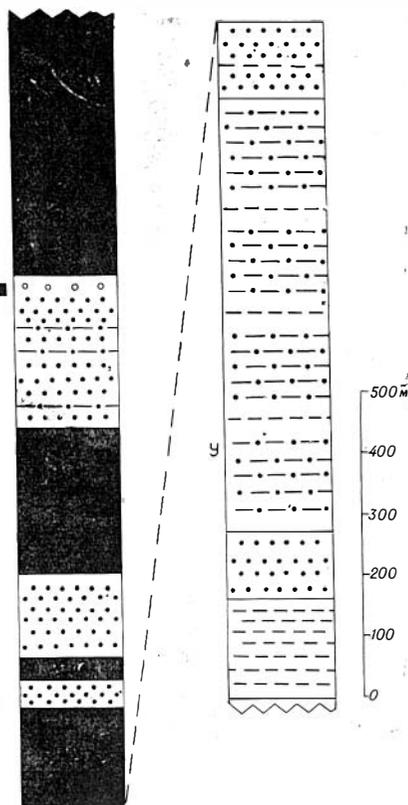


Рис. 23. Колонка сугашской свиты по разрезу у дер. Тихонькой. Составлена по данным А. А. Арустамова, И. Л. Фишмана, Ю. Н. Кечкина

Условные обозначения см. на рис. 6

на, что особенно очевидно при сравнении осадочных пород. По-видимому, эти образования одновозрастны.

По 10 отобраным нами ориентированным образцам яшмо-кварцитов из сугашской свиты Л. В. Широковым и М. Т. Зориным (1963 г.) вычислено положение палеомагнитного полюса. Оно оказалось наиболее близким к палеомагнитному полюсу засурьинской свиты.

Петрографическая характеристика

Каменный материал для петрографического описания отобран из разреза у дер. Тпхонькой.

Лавовые породы

На основании выборки из 23 лавовых пород, включая 10 химически анализированных пород, петрографическая диагностика которых была дана В. В. Велинским (1961 г.), можно считать, что микроафанитов среди лав сугашской свиты имеется 0,1—22%. Около половины или больше лав характеризуется скудными выделениями или их отсутствием.

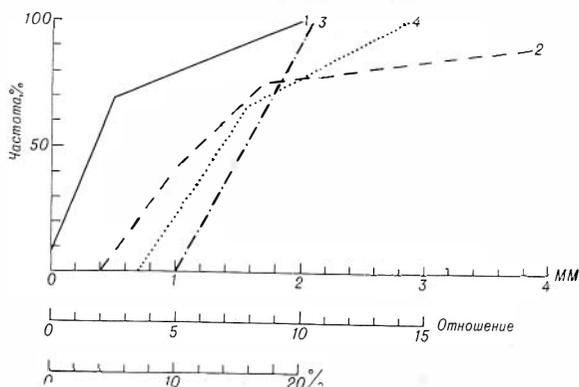


Рис. 24. Кумуляты микроструктурных показателей лавовых пород кембрийского комплекса зоны Юго-Западного Алтая

1 — доля порфирировых выделений (13 шлифов); 2 — максимальные размеры выделений плагиноклаза в порфиритах (12 шлифов); 3 — максимальные размеры выделений пироксена в порфиритах (4 шлифа); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиноклаза (11 шлифов)

Кумуляты измеренных микропетрографических показателей приведены на рис. 24.

Доля вкрапленников в лавах сугашской свиты оказывается меньше, чем в нижне-среднекембрийском комплексе Центрально-Алтайской зоны (надежность 99%). По сравнению с последним, при том же уровне достоверности, повышена удлиненность порфирировых выделений плагиноклаза в лавах сугашской свиты.

Не менее, чем столбчатая форма фенокристаллов плагиноклаза, для лав свиты характерен длиннолейстовый габитус плагиноклазовых микролитов, придающий основным массам волокнистый характер. Среди основных масс отмечены структуры: гналопилитовая, вариолитовая, шилотакситовая, интерсертальная, микродиабазовая.

Среди порфиритов зафиксированы плагиноклазовые, пироксен-плагиноклазовые и пироксеновые разности, причем плагиноклазовые по количеству превосходят каждую из остальных двух групп (в частности, пироксеновые, с надежностью 99%).

Породы с меланократовым соотношением пироксена и плагиоклаза в выделениях составляют среди порфиритов меньшинство (0,2—38% по 12 шлифам).

Реликты пироксена (клинопироксен) встречены только в одном случае из 13 ($2V = 51^\circ$; $Ng = 1,711$; $Nm = 1,690$; $Np = 1,684$).

Первичных плагиоклазов в лавовых и других вулканогенных породах не зафиксировано. Иммерсионными замерами в 6 шлифах во вкраплениях и микролитах обнаружен только альбит. Следов зональности плагиоклазов не отмечено. По степени унаследования альбитом исходного объема плагиоклаза в лавах рассматриваемый комплекс не отличается от ассоциаций рифейских и нижне-среднекембрийских лав Алтая.

Во вторичной минеральной ассоциации лавовых пород, кроме альбита, хлорита и небольшого количества серицита, обычны эпидот (55—98% случаев на совокупность) и актинолит (75—100%). Карбонат характерен для меньшинства пород (0,2—36%). Встречаемость эпидота и актинолита выше, а карбонатов ниже, чем в кембрийских лавах соседней Центрально-Алтайской зоны (достоверность 99%), что свидетельствует о более высокой интенсивности метаморфизма описываемого комплекса.

Миндалины в лавах выполнены хлоритом, иногда карбонатом и кварцем.

Субвулканические породы

Дайковые и межпластовые диабазы и диабаз-порфириты имеют обычные диабазовые структуры основных масс, иногда содержат кварц-карбонатные миндалины. Первичное содержание плагиоклаза в породах оценивается в 60—70%, пироксена — 25—30%, рудного минерала — 5%. Встречаются разности с содержанием кварца до 5%.

Более раскристаллизованные разности характеризуются габбро-диабазовой (габбро-офитовой) и даже габбровой структурой, с размерами зерен до 1,5—2 мм. В этих породах, так же как в диабаз-порфиритах, кристаллы плагиоклаза, в том числе наиболее крупные, имеют удлинённый габитус, с величиной отношения длины к толщине порядка 6, т. е. такой же, как в лавовых породах. Замеры реликтового клинопироксена в зеленокаменном габбро показали: $2V = 55^\circ$; $Ng = 1,711$; $Nm = 1,689$; $Np = 1,683$.

Субвулканические породы имеют те же признаки глубокого зеленокаменного изменения, что и лавы. Характерная для сугашской свиты актинолитизация пород существенно проявляется в полнокристаллических субвулканитах в виде уралитовых псевдоморфоз по клинопироксену. Рудный минерал (первично титанистый) замещен скелетным магнетитом с лейкоксеном.

Петрохимическая характеристика

Химические анализы лав комплекса приведены в табл. 57 (анализы 138—147), петрохимические статистики — в табл. 9.

Достоверных изменений химизма пород в разрезе (по критерию Вилкоксона) не устанавливается.

На основе биномиальной оценки по b' можно сделать вывод, что базальтовые составы характеризуют большинство лавовых пород комплекса (56—100% на совокупность), т. е. данную группу пород и комплекс в целом следует относить к метабазальтовому типу. Генеральное среднее для показателя меланократовости b' укладывается в доверительном интервале $26,4 \pm 3,5$, т. е. в пределах, принятых нами для мезократовых и лейкократовых базальтов. Соотношение щелочей характеризуется резким преобладанием натрия.

По сравнению с кембрийской диабазовой ассоциацией прикатунской части Центрально-Алтайской зоны рассматриваемый комплекс имеет более высокое содержание кремнезема и более низкое — калия.

Петрохимические статистики вулканитов Сугашской свиты
(число анализов — 10)

Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d	Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d
Si/O	5488	306	+0,02	0,74	a	7,2	2,6	-1,13	0,76
Ti/O	166	46	+0,38	0,80	c	6,4	1,5	+1,07	0,75
Al/O	1802	105	+0,10	0,76	b'	26,4	5,0	+0,07	0,81
$\Sigma Fe/O$	2150	461	+0,56	0,80	f'	44,8	5,9	+0,49	0,77
Fe ³⁺ /O	404	250	+1,60	0,65	m'	40,8	5,3	-0,30	0,81
Fe ²⁺ /O	1746	378	+0,68	0,79	$c' (-a')$	14,3	4,5	-0,43	0,76
Mg/O	868	166	+0,02	0,66	n	89,6	5,8	-0,71	0,74
Ca/O	1390	410	+0,55	0,73	Φ	8,1	4,2	+1,07	0,71
Na/O	499	186	-0,86	0,77	Q	-10,3	6,3	+1,13	0,74
K/O	89	59	+0,52	0,79	α	48,3	16,4	+1,37	0,72
$\Sigma Fe/Mg$	2,58	0,56	+0,51	0,85					
Na/Ca	0,41	0,21	-0,31	0,82					
Na/Al	0,28	0,11	-0,85	0,78					
Ca/Al	0,77	0,21	+0,61	0,77					

При числе анализов $n = 10$: $0,71 \leq d_{05} \leq 0,91$; $0,67 \leq d_{01} \leq 0,94$.

Несмотря на малочисленность анализов, по критерию Вилкоксона, устанавливается ряд отличий от кембрийской диабазовой ассоциации Талицкого района: меньшее содержание TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O и большее — FeO , MgO , CaO (с исключенными летучими), более низкие значения характеристик a и Φ , более высокие — b' , c , Q .

* * *

В соответствии с изложенными данными, мощная нижнепалеозойская (предположительно кембрийская) толща морских сероцветных накопленных сугашской свиты, включающих рассмотренную вулканогенную ассоциацию, должна быть отнесена к геосинклинально-троговым образованиям.

Осадочную основу толщи составляют терригенные, главным образом, тонкообломочные породы аллювиально-флишеидного ряда, содержащие, в частности, продукты размыва докембрийского метаморфического комплекса. В небольшом количестве встречаются цветные яшмо-кварциты.

Сугашская свита по литофациальным особенностям представляет собой крупный регрессивный ритм, к верхней части которого приурочены подводные зеленокаменные лавы, граувакки, туффиты. Насыщенность этой части лавами сильно изменяется по простиранию — местами в разрезе они преобладают.

Вулканическая ассоциация имеет диабазовый (лейкомезобазальтовый) состав, отличаясь от диабазового комплекса прикатунской части Центрально-Алтайской зоны повышенной кремнеземистостью. В составе щелочей резко преобладает натрий.

По сравнению с обычными базальтоидами остальных кембрийских комплексов, в породах понижена порфировость, удлинена габитус плагиоклаза во вкрапленниках.

Среди метабазальтоидов комплекса преобладают разности (минеральные парагенезисы) с эпидотом и актинолитом.

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНО-АЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ¹

В составе нижнекембрийского вулканического комплекса объединены вулканогенные породы нижнекембрийских толщ, которые выходят в западном и восточном крыльях Уйменско-Лебедского синклинория и его южного структурного продолжения. Географически районы выходов вулканогенно-осадочного нижнего кембрия отвечают хр. Иолго, Курайскому хребту и западной части Прителецкого района. В состав этого комплекса, по-видимому, должны быть включены также вулканогенные образования кембрийской эффузивно-осадочной толщи бассейна рек Чулышман и Башкаус, которые структурно изолированы от Уйменско-Лебедского синклинория и приурочены к отдельной, выполненной отложениями палеозоя депрессионной структуре, расположенной среди восточноалтайских метаморфических выступов. Сведения о кембрийских эффузивах этого района имеются пока только общие, по результатам среднемасштабных геологических съемок. Эти материалы свидетельствуют о геологическом сходстве и однотипности ассоциации кембрийских вулканогенных и осадочных пород Башкаусско-Чулышманской отрицательной структуры с нижнекембрийской вулканогенно-осадочной серией Уйменско-Лебедского синклинория.

Геологическая характеристика

В хр. Иолго (главный водораздельный массив между системами рек Би и Катуня) нижнекембрийский комплекс представлен наиболее мощно. Эффузивы здесь известны в досанаштыкгольской части нижнекембрийских накоплений в бассейнах рек Большой и Малой Иши и Саракокши, верховьях рек Кубы, Аксаазкана и в окрестностях горы Альбаган — главной вершины хр. Иолго.

Нормальный разрез вулканогенно-осадочной части нижнекембрийских накоплений альбаганской серии наиболее ясно представлен в окрестностях горы Альбаган и бассейне р. Аксаазкана (рис. 25). Здесь низы этой серии граничат по крупному разлому с баратальской толщей. Стратиграфический разрез серии последовательно наращивается в северо-восточном направлении, к подошве отложений девона Уйменско-Лебедской депрессии.

Нижняя — бостальская — свита альбаганской серии в районе горы Альбаган не содержит эффузивных покровов, хотя включает большие массы кератофировых аркозов, а также пачки вулканитовых граувакк внутриформационного происхождения.

Осадочная основа бостальской свиты представлена довольно характерным парагенезисом пород аспидного облика, от конгломератов до тонких осадков. Вертикальный литофациальный разрез ее имеет ясно выраженное трансгрессивное строение, завершаясь мощной толщей с резким преобладанием алевроито-глинистых сланцев, часто сильно обуглероженных и пиритизированных, чередующихся с кремнистыми сланцами и разрозненными пачками пелитоморфных известняков, иногда доломитизированных. Мощность свиты составляет 2500 м.

¹ Для данной главы оригинальные материалы по району северного окончания зоны. представил В. И. Зиновьев.

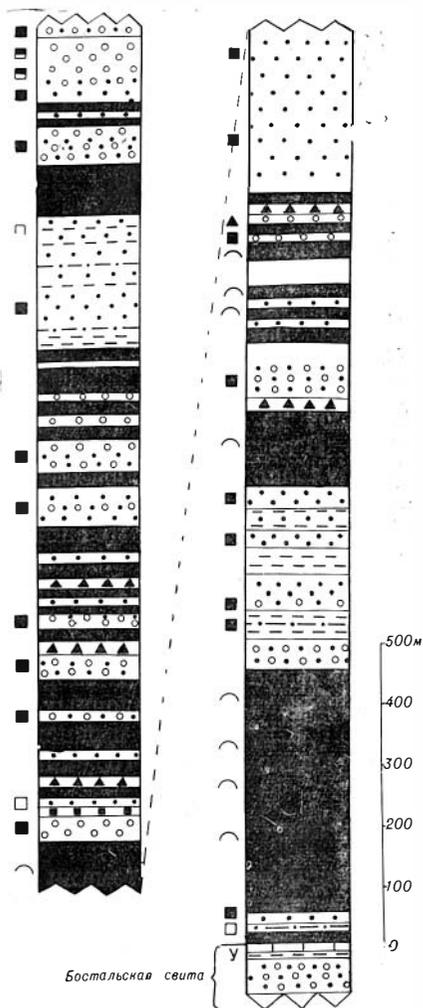


Рис. 25. Колонка сарысазской свиты по разрезу в бассейне р. Аксазкан. Составлена А. Ф. Белоусовым

Условные обозначения см. на рис. 6

тые сланцы (6%). Доля неперекрытых основных туфов и туфобрекчий не превышает первых процентов (примерно 1,5%). Незначительно содержание кератофиров (1—2%) с их аркозами и субаркозами.

Лавы образуют или отдельные покровы, или группируются в пачки мощностью до нескольких сотен метров. Часто наблюдаются подушечные текстуры. В нижней трети сарысазской свиты лавовые породы имеют существенно афанитовый облик, а выше они становятся яснопорфиритовыми, с характерными крупными выделениями клинопироксена. Это ясно отражается на внешнем и микроскопическом облике сопутствующих граувакк и помогает при корреляциях с разрезами сарысазской свиты соседних участков.

Среди крупнопорфиритовых порфиритов и их граувакк по р. Аксазкан залегает крупная рифогенная линза известняков с фауной археоциат до-санаштыкгольского комплекса.

Среди кремнистых сланцев бостальской свиты у горы Альбаган найдены спонголиты со спикулами губок из групп Monactinellida и Hexactinellida (по определению И. Т. Журавлевой, 1962 г.)

Довольно быстрый, но через промежуточную пачку переслаивания, переход к следующей — сарысазской свите характеризуется появлением массовых покровов афанитовых и порфиритовых лав с их граувакками и пирокластолитами, среди которых встречаются алевроитоглинистые и кремнистые сланцы, пелитоморфные и (вверху) рифогенные археоциатовые известняки с околорифовыми граувакко-известняковыми конгломерато-брекчиями. Отмечена 20-метровая залежь лавового кератофира вместе с кератофировыми аркозами и горизонты субаркозовых песчаников и гравелитов. Вверху разреза сарысазской свиты эффузивные покровы встречаются реже. Для осадочных пород характерны серо-зеленые окраски, нередко обуглероженность и пиритизация.

В бассейне Аксазкана видимая мощность сарысазской свиты (нижние и средние горизонты) превышает 3000 м. Снизу вверх в этой части разреза свиты заметно уменьшается количество прослоев иловых осадков и увеличивается количество грубообломочных пород. Это, вместе с появлением рифогенных фаций, свидетельствует о крупном регрессивном ритме, который совпадает с частью свиты, насыщенной основными лавами.

В разрезе сарысазской свиты (см. рис. 25) основные лавы составляют 45%, за ними идут песчаники (30%), гравийно-конгломератовые породы (15%), алевроитоглинистые и кремни-

В верховьях р. Күбы обнаженная часть сарысазской свиты имеет мощность не менее 3500 м; по правому притоку Күбы — р. Айрык (Тырган) выходят верхние горизонты свиты.

Нижняя видимая часть сарысазской свиты представлена мощной (до 500 м) пачкой лав афанитового облика, частично подушечных, которые перекрыты круто залегающей 300-метровой пачкой известняков с археоциатами досанаштыкгольского комплекса. Более верхние горизонты сложены граувакками, преимущественно песчаной размерности, с яснопорфировым обломочным материалом, алеврито-глинистыми и кремнистыми сланцами, с покровами порфиритов. Некоторые порфириты и граувакки имеют лилово-красную окраску. Встречаются горизонты гравийно-песчаных кератофировых аркозов и субаркозов и примесь кислого эксплозивного материала в граувакках. В верхней части свиты, мощностью около 1000 м, лавы и грубообломочные породы почти исчезают, разрез становится песчано-сланцевым и приобретает аспидный облик. Таким образом, сарысазская свита венчается довольно крупным трансгрессивным ритмом.

Количественное соотношение различных групп пород в сарысазской свите в верховьях Күбы следующее: основные лавы — 25%, песчаники, гравелиты и конгломераты с небольшим количеством туфовых пород — 45%, алеврито-глинистые и другие сланцы — 20, известняки — 10%. Полная мощность сарысазской свиты, включая горизонты, отнесенные ранее В. М. Сенниковым (Белоусов, Сенников, 1960) к низам тырганской свиты, составляет не менее 5000 м.

По р. Айрык сарысазская свита перекрыта терригенно-известняковой тырганской свитой, мощностью около 1500 м, с фауной археоциат и трилобитов санаштыкгольского комплекса. Она включает песчаники, гравелиты, конгломераты, рифогенные археоциатовые известняки, небольшое количество алеврито-глинистых сланцев. Эффузивы в составе свиты неизвестны. Терригенные породы имеют частично красноцветную окраску. Характерным признаком обломочных пород является резко полимиктовый состав обломков и присутствие среди последних интрузивных пород плагиогранитного комплекса и разнообразных экзоконтактовых образований. Накопления тырганской свиты представляют собой совмещение рифогенной группы пород с ясно выраженной сборной аллохтонной молассой.

В основании тырганской свиты В. А. Асташкиным (1963 г.) зафиксировано угловое несогласие.

Накопления альбаганской вулканогенно-осадочной серии к юго-востоку от бассейна р. Аксаазкан непосредственно прослеживаются в бассейны рек Карасаазкан, Кызылтобак и Каракудюр, где они изучались Л. Г. Васютинной (1955 г.), Н. Ф. Агеенко и А. С. Быховым (1961 г.). Здесь в составе толщи указаны зеленокаменные порфириты с пироксеном и плагиоклазом в выделениях, их обломочные производные, полимиктовые гравелито-песчаники со значительным содержанием кварца и обломками кислых эффузивов. Обломочные породы в представленной части серии уступают по количеству порфиритам. Много известняков.

В бассейне рек Большой и Малой Иши в вулканогенно-осадочной толще обнаружена досанаштыкгольская фауна, которую изучали О. К. Полетаева, П. С. Краснопева, И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина, Е. В. Романенко, С. В. Чернышева, А. Ю. Розанов и другие (1944—1964 гг.).

Накопления с досанаштыкгольской фауной образуют два изолированных поля. Более полный разрез их прослеживается в бассейне р. Тырги и на соседних участках долины Малой Иши и ее притока — р. Паспаул.

В бассейне Тырги, у дер. Верхняя Тырга, наблюдается чередование крупных пачек зелено-серых и лиловых порфиритов с их туфами и граувакками, пачек и линз известняков и существенно известняковых конгломератов. Известняки включают досанаштыкгольский комплекс трилобитов и археоциат. По простиранию к северу эта толща с обильными порфири-

тами и их пестроцветными грубыми производными прослеживается до р. Малой Иши у пос. Левинского, где в ней также найдены досанаштыкгольские археоциаты.

Нашими наблюдениями подтверждены данные В. В. Хоментовского и др. (1962) о том, что эта толща к западу, по р. Малой Ише, постепенно сменяется более молодой толщей существенно песчаникового состава, в которой тоже известна линза известняка с досанаштыкгольскими археоциатами. Эта верхняя толща включает многочисленные прослои и пачки алеврито-глинистых сланцев, нередко аспидного облика, кремнистые сланцы, редкие тела лавовых порфиритов, туфовых пород. Вулканогенные породы верхней толщи изредка имеют красноватую окраску. В общем же для пород толщи характерен сероцветный облик. Песчаники, частично гравелитистые и конгломеративные, имеют довольно разнообразный состав, но во всех случаях сложены в основном вулканогенным материалом, граувакковым и аркозовым. Нередки значительно отсортированные разности песчаников, обогащенные кварцем.

Вулканогенно-осадочная толща Тырги — Малой Иши имеет мощность не менее 4000 м. Как видно из описания, нижняя часть этой толщи с мощными лавами характеризуется грубообломочными, красноцветными и рифогенными литофациями. Следующая за ней верхняя сероцветная мелко-терригенная часть разреза с редкими пластами лав отвечает, очевидно, верхней части крупного трансгрессивного ритма.

Существенно песчаниковой толще Малой Иши и Паспаула аналогична сероцветная толща р. Большой Иши на участке между пос. Советское и устьем р. Узлек. Последняя обнажена на мощность около 400 м. Здесь, кроме преобладающих песчаников, имеются алеврито-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, гравелиты, граувакковые конгломерато-брекчии с обломками археоциатовых известняков, зелено-серые афанитовые и яснопорфировые лавы основного состава, частично подушечные. Среди обломочных пород преобладают образования грауваккового ряда, но имеются песчаники со значительным количеством кварца, обломками фельзитов и альбитофиров.

Ниже устья Узлека по р. Большой Ише выходит сероцветная сланцево-известняковая пачка с досанаштыкгольской фауной трилобитов и археоциат. Эта пачка, по-видимому, является составной частью рассматриваемой вулканогенно-осадочной толщи. В. В. Хоментовский (1962) считает и археоциаты из конгломерато-брекчии рассматриваемой толщи Большой Иши досанаштыкгольскими. Эта толща известна под названием большеишинской свиты. Выше устья р. Узлек (Шиловка) толща образует усложненную антиклинальную складку субширотного простирания. В ядре складки в 600—1500 м от устья Узлека выходят пестроокрашенные и красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники с алеврито-глинистыми прослоями, мощностью порядка 400 м.

В северном крыле по направлению к р. Узлек, конгломерато-песчаники приобретают зелено-серую окраску и более полимиктовый состав и включают пачки и прослои зелено-серых алеврито-глинистых и мергелистых пород, линзы известняков. Здесь в породах появляются гальки плагиогранитов. Гранито-аркозовый материал становится особенно обильным при устье Узлека. Зелено-серая пачка имеет мощность около 450 м. В этой пачке известна типично санаштыкгольская фауна трилобитов, археоциат и пелеципод.

Лавы в данном разрезе большеишинской свиты не установлены, но часть пестроцветных конгломератов и песчаников ядра антиклинальной структуры имеет субграувакковый и чисто граувакковый состав. По общему облику, составу и парагенезису пород большеишинская свита по Большой Ише имеет много общего с тырганской свитой верховьев р. Кубы. От досанаштыкгольской вулканогенно-осадочной толщи р. Большой Иши

ниже устья Узлека большеишинская свита отделена тектоническим нарушением, вследствие чего нельзя установить согласный или несогласный характер их соотношений.

В последнее время доказано, что нижнекембрийские эффузивы в рассматриваемом районе имеются и на уровнях выше санаштыкгольского. А. В. Кривчиковым, А. С. Бояриновым и Е. В. Ромащенко (1962 г.) установлено, что в вулканогенно-осадочном разрезе между ключами Болотным и Тургузенем в левобережье р. Верхней Ынырги известняки содержат фауну трилобитов и археоциат солонцовско-обручевского комплекса. На этом участке выделяются мощные порфириды с их обломочными продуктами, песчаниками и гравелитами (в том числе с большим содержанием обломочного кварца), конгломераты и несколько пачек известняков. В конгломератах отмечены окатанные гальки плагиогранитов и гранит-порфи́ров.

В соседнем поле Спюшинского золоторудного месторождения вскрыта аналогичная по составу толща с мощными зеленокаменными порфиридами (данные А. В. Кривчикова, Б. Н. Лузгина, Е. Н. Зыкова и др. 1962—1964 гг.). В обломочных породах здесь зафиксированы, кроме граувакковых, обильные кварц-альбитофировые частицы, образующие местами прослой субаркозового и аркозового состава.

Несмотря на фрагментарность нижнекембрийского разреза в бассейнах Большой и Малой Иши и Саракоккли, по фауне в нем достаточно уверенно различаются две толщи — нижняя, досанаштыкгольская, и более молодая, охарактеризованная фауной санаштыкгольского и солонцовско-обручевского комплексов. Вторая из этих толщ, особенно в нижней части (с санаштыкгольской фауной), характеризуется сильным развитием грубообломочных и красноцветных литофаций. Таким образом, после формирования верхов досанаштыкгольской толщи здесь вновь возникает регрессивная тенденция в изменениях фаций. Только на уровне солонцовско-обручевских слоев намечается усиление роли сероцветных песчаных литофаций и пелитоморфных известняков. Некоторые участки верхней толщи сильно насыщены основными лавами (ориентировочно до 50% на водоразделе Тургузень — Болотный, до 30% — в поле Спюшинского месторождения).

Вопрос о характере стратиграфического соотношения санаштыкгольских слоев с подстилающими в рассматриваемом районе не решен. Однако достаточно ясно, что ассоциация пород, в том числе и парагенезис вулканогенных пород, остается в принципе единой для всего разреза нижнекембрийских отложений района. Другими словами, между санаштыкгольскими и более древними накоплениями не происходит существенной формационной смены. Это обстоятельство важно для оценки значения структурного несогласия, которое выявлено в основании санаштыкгольских слоев (тырганская свита) в хр. Иолго. Это несогласие, так же как и отсутствие лав в стратотипе тырганской свиты, может быть отнесено к числу местных явлений. Вместе с тем санаштыкгольские слои по р. Большой Ише и в хр. Иолго в низах тырганской свиты имеют важные объединяющие их особенности — приуроченность к участку регрессивного изменения фаций в разрезе, появление обильных молассовых образований с обломками гранитоидов. Эти особенности вместе с палеонтологическими данными позволяют довольно уверенно идентифицировать большеишинскую свиту с тырганской.

Представляется вполне оправданной также корреляция досанаштыкгольской эффузивно-осадочной толщи бассейна Большой и Малой Иши с сарысазской свитой хр. Иолго. Эти толщи вполне сопоставимы по археоциатовой фауне и парагенезису пород.

С нижнекембрийскими накоплениями хр. Иолго А. Ф. Белоусовым (1961—1962 гг.) была сопоставлена вулканогенно-осадочная толща южно-

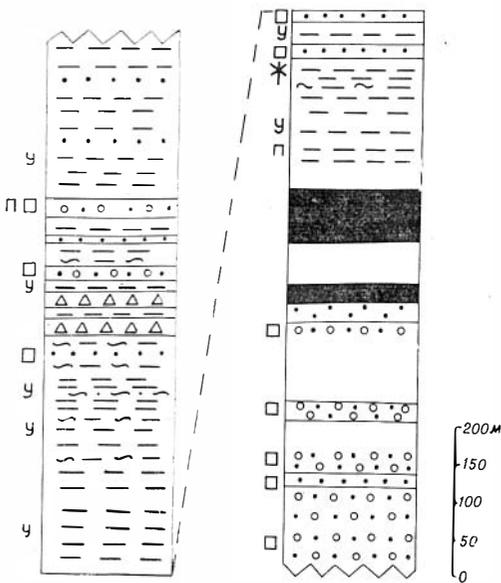


Рис. 26. Колонка по частичному разрезу альбаганской серии в районе ключа Сухой Тыдтугем. Составлена А. Ф. Белоусовым

Условные обозначения см. на рис. 6

нопорфировыми зеленокаменными лавами, с выделениями плагиоклаза и пироксена, и их обломочными производными. Есть упоминания о послойных, невыдержанных по простиранию телах кварцевых и бескварцевых альбитофиров.

В опорном разрезе по ключу Сухой Тыдтугем (рис. 26) мощность нижнекембрийской толщи составляет 1700 м. Низы ее слагают северный водораздел ключа, верхи выходят ниже по течению в замковой части синклинали структуры. Основные вулканогенные породы лежат в нижней части разреза. Они представлены афанитовыми и яснопорфировыми лавами, граувакками и небольшим количеством туфовых пород. Кислые вулканогенные продукты в виде аркозов и субаркозов встречены на разных горизонтах. В верхней половине разреза среди глинистых и кремнистых сланцев резко выделяются пласты кислых туфов псаммитовой и лапиллевой размерности. Критерием эксплозивного поступления и неперемешанности обломочной массы (кроме микропетрографических признаков) служит необычная ассоциация грубого материала с вмещающими тонкопелловыми осадками, с резкими границами в почве и кровле, без постепенных переходов или микропереслаивания.

В разрезе намечается трансгрессивная тенденция литофациальных изменений, причем в нижней части осадочные образования имеют в основном гравийно-песчаную, а в верхней — глинистую размерность частиц.

Осадочные породы в разрезе по ключу Сухой Тыдтугем сероцветны и имеют аспидный облик. Красноцветные прослой редки и маломощны. Эти особенности выдерживаются в нижнекембрийской толще в пределах всего южного склона Курайского хребта. Доля лавских пород в общем невелика, только в нижней части толщи она повышается до 20—25 %.

Для участков восточнее ключа Сухой Тыдтугем общий нормальный разрез нижнекембрийской вулканогенно-осадочной серии по имеющимся

го склона Курайского хребта. При этом было принято во внимание большое сходство по составу толщ, прежде всего их идентичность по ассоциациям пород. Палеонтологические данные по нижнекембрийской вулканогенно-осадочной серии южного склона Курайского хребта к этому времени ограничивались находкой спонголитов по ключу Сухой Тыдтугем, находками экземпляра археоцита в обломке конгломерата К. В. Радугиным (1932 г.) и эпифитонов Ю. А. Кузнецовым (1939) у оз. Чубеккуль.

Общее представление о вещественном составе нижнекембрийской толщи на южном склоне Курайского хребта дают материалы геологических съемок (А. В. Дергунов, В. И. Тараско, С. Г. Кальсин, В. А. Зыбин и др., 1956—1963 гг.). В составе этой толщи преобладают песчаные и алевроит-глинистые породы, нередко встречаются кремнистые сланцы и известняки. Присутствуют также гравелиты, конгломераты. Вулканогенные породы представлены афанитовыми и ясно-

данным достоверно представить нельзя, однако можно считать, что здесь она имеет мощность не меньше 2500—3000 м. Большие интервалы разреза лишены лавовых залежей, но другие столь же крупные его отрезки изобилуют афанитовыми и яснопорфировыми основными лавами. Последние составляют в наиболее протяженном опорном разрезе по р. Балхаш и ее водоразделу с р. Мештуярык в среднем около 25—30% (подсчитано по детальным разрезам, составленным В. А. Зыбиными и др., 1963 г.). При этом крупные части, насыщенные лавами, явно более крупнообломочны и почти не содержат алевропелитовых пород, которыми изобилуют безэффузивные части разреза.

По р. Тыдтугем в разрезе мощностью около 900 м доля лав составляет 25% (В. А. Зыбин и др., 1963 г.).

Для более западных участков (реки Курай, Рыжий Лог, Арталук, Таджилу, Корумду-Айры, Чибит) В. И. Тараско и др. (1956—1958 гг.) считают мощность аналогичной кембрийской вулканогенно-осадочной толщи не менее 1400 м. Довольно редкие зеленокаменные лавы основного состава здесь приурочены к низам толщи (реки Рыжий Лог, Арталук), где они ассоциируют с граувакками псефитовой и псаммитовой размерностей. Здесь же отмечены невыдержанные по простиранию межслойные тела кварцевых и бескварцевых альбитофиров. Верхняя часть толщи сложена главным образом алеврито-глинистыми породами с примесью мелкозернистых кварц-плагноклазовых песчаников, мергелями и пачками известняков. Здесь представлен, возможно, тот же самый крупный трансгрессивный ритм, что и по ключу Сухой Тыдтугем.

В 1962—1963 гг. В. А. Зыбиным и М. Ф. Романенко на южном склоне Курайского хребта установлены коренные местонахождения фауны археоциат санаштыкгольского возраста. Фауна обнаружена в известняках левого борта низовьев р. Балхаш (правый приток р. Чуи), залегающих в осадочной толще мощностью около 1000 м, которая включалась в состав так называемой курайской свиты. Толща состоит главным образом из песчаников с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов, известняков. Среди песчаников нередки известковые и граувакковые разности. Породы обычно имеют серую и серо-зеленую окраску, но встречаются и красноцветные горизонты. В конгломератах и гравелитах содержатся обломки осадочных пород, порфиритов, изредка кератофиров. В очень сходной по составу толще на горе Сукур (левобережье р. Чуи) в известнякских конгломерато-брекчиях также была собрана археоциатова фауна санаштыкгольского возраста.

Охарактеризованные археоциатами толщи низовьев р. Балхаш и горы Сукур имеют с докембрийскими толщами левобережья Чуи и с толщей верховьев Балхаша, аналогичной эффузивно-осадочной толще ключа Сухой Тыдтугем, только тектонические контакты. Однако значительное присутствие граувакк позволяет считать, что толщи низовьев р. Балхаш и горы Сукур представляют собой часть (скорее всего верхнюю) мощной эффузивно-осадочной серии нижнего кембрия.

С нижнекембрийской серией южного склона Курайского хребта вполне сопоставима по составу тектонически изолированная зеленокаменная вулканогенно-осадочная толща в бассейне рек Каракудюр и Аспатты (левые притоки р. Башкауз). Мощность ее оценивается первыми тысячами метров. По материалам Ю. Б. Алешко и др. (1954 г.), нижняя часть толщи сложена яснослойными песчано-глинистыми породами кварц-альбит-хлоритового состава, с пачками осланцованных граувакк и известняков. Часть обломочных пород представляет собой продукты переотложения кислого вулканогенного материала. Выше с постепенным переходом следует существенно эффузивная толща (мощностью около 1000 м), представленная чередованием афанитовых и яснопорфировых основных лав с их обломочными производными. Здесь же указываются кератофиры и их обло-

мочные продукты. Выше идет «туфогенная» часть толщи, мощностью около 1500 м, представленная чередованием грубопесчаных пород грауваккового и кератофиро-аркозового состава с песчано-глинисто-известковистыми пачками. Венчается толща 800-метровой терригенной пачкой яснослонистых песчано-глинистых пород с существенным содержанием обломочного кварца, частью известковистых. Породы всей толщи серо-зеленоцветные. Эффузивы в значительной мере осланцованы (до порфиритов и сланцев).

Из приведенных описаний следует, что нижнекембрийские накопления бассейна р. Иши, хр. Иолго, Курайского хребта и промежуточных участков представляют собой довольно выдержанный парагенетический комплекс пород, в котором вулканогенная часть представлена обильными продуктами основного и кислого состава.

Полоса зеленокаменных вулканогенно-осадочных пород бассейна рек Каракудюра и Аспатты принадлежит к восточному борту Уйменско-Лебедской депрессии. Она тектонически зажата между девонскими толщами и Прителецким метаморфическим массивом.

Севернее в такой же тектонической позиции находится вулканогенно-осадочная зеленокаменная полоса горы Чокрак. Л. Г. Васютина (1954 г.) отмечает здесь зеленокаменные порфириты, альбитофиры, обломочные производные тех и других, песчаники, алеврито-глинистые породы, известняки.

Еще севернее, на западном побережье Телецкого озера, аналогичная толща мощностью 2200—3000 м картировалась В. М. Сенниковым и другими исследователями. Она представлена чередованием зелено-серых порфиритов, с выделениями пироксена и плагиоклаза, туфовых пород, граувакк, полимиктовых песчаников, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и известняков. Вверху толщи в известняках С. В. Чернышевой определена досанаштыкгольская фауна археоциат (Белоусов, Сенников, 1960).

В. Н. Коновалов и В. И. Зиновьев (1962 г.), выполнившие детальную геологическую съемку в верховьях бассейнов рек Кондомы и Лебеди, описали под названием атлинской свиты эффузивно-осадочную толщу с нижнекембрийской фауной.

Нижняя часть этой толщи состоит из порфиритов с выделениями пироксена и плагиоклаза, с резко подчиненными линзами туфовых пород, конгломератов и песчаников (рис. 27). Верхняя часть — существенно осадочная, видимая мощность ее 1350 м. Эта часть состоит на 60% из песчаников и алеврито-глинистых пород. Среди песчаников различаются как граувакковые разности, так и смешанные, со значительным количеством кварца. Присутствуют лавы и туфы пироксено-плагиоклазовых порфиритов. В линзе мраморов среди песчаников найдены археоциаты досанаштыкгольского комплекса (заключение И. Т. Журавлевой по определениям А. С. Бояринова, 1962 г.).

Среди вулканогенных и осадочных пород атлинской толщи нередко красноцветные разности. Дайки яснопорфировых порфиритов пересекают выходящую по соседству толщу афанитов рифея. В конгломератах нижней и верхней частей атлинской толщи встречаются обломки плагиогранитов.

С атлинской толщей без особых затруднений сопоставляются аналогичные эффузивно-осадочные накопления соседних участков северного замыкания Уйменско-Лебедского синклиория (Кузьмин, 1924; Кузнецов, Нагорский, 1939; Шинкарев, 1957; Перепелицын, 1963, и др.). Здесь еще в нескольких пунктах отмечены конгломераты с галькой и валунами плагиогранитов, археоциатовых известняков. В составе обломочных пород встречаются также частицы кислых вулканитов. С атлинской свитой идентична вулканогенно-осадочная толща, охарактеризованная В. Н. Коноваловым и др. (1964 г.) севернее, в левобережье

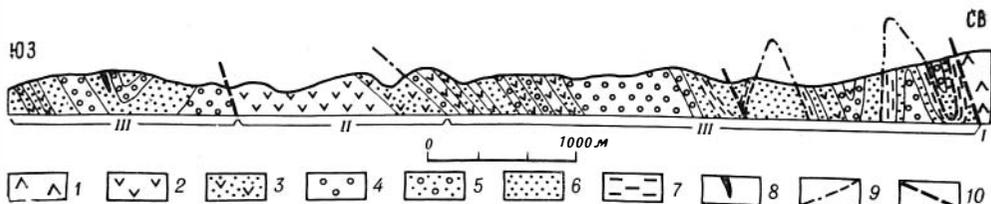


Рис. 27. Разрез нижнекембрийской толщи по р. Атле. Составлен В. И. Зиновьевым
 1 — зеленокаменные афаниты; 2 — порфириты; 3 — туфы и туфобрекчии пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов и аналогичные по составу граувакки; 4 — конгломераты смешанного состава; 5 — гравелиты, конгломеративные песчаники смешанного состава; 6 — песчаники смешанного состава; 7 — алевро-глинистые сланцы; 8 — мраморизованный известняк с археоциатами; 9 — стратиграфические границы; 10 — дизъюнктивные границы
 I — древнейшая эффузивная толща; II — нижняя часть нижнекембрийской (атлинской) толщи; III — верхняя часть атлинской толщи

р. Кондомы, под названием кондомской свиты. У поселков Чулеш и Большой Лабьш (в западном экзоконтакте Верхне-Кондомской гранитоидной интрузии) низы этой свиты представлены толщей мощностью не более 1000 м, которая состоит в основном из мраморизованных известняков и доломитовых мраморов. Карбонатные породы переслоены зелеными и серыми алевро-глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками с кварцем, а также конгломератами и брекчиями из обломков афанитов, порфиритов, микрокварцитов, кварца. В известняках при устье ключа Краюшкинского найдены эпифитоны и археоциаты плохой сохранности.

На западе эта толща связана переслаиванием с эффузивно-осадочной толщей (залегание обеих очень крутое). Последняя состоит из порфиритов с уралитизированным пироксеном и плагиоклазом в выделениях, афанитовых лав и большого количества грубых граувакк в прослоях полимиктовых алевролитов и песчаников. Песчаники в кристаллокластической части содержат обильный плагиоклаз, кварц, пироксен.

Нетрудно видеть, что по общему парагенезису пород кембрийские вулканогенно-осадочные накопления восточной окраины Уйменско-Лебедской депрессии не отличаются от нижнекембрийских накоплений ее западного борта и южного склона Курайского хребта.

В пределах Восточно-Алтайской зоны стратиграфические контакты между нижнекембрийской эффузивно-осадочной серией и верхнепротерозойской «неметаморфической» серией не наблюдаются. Непосредственные стратиграфические соотношения с рифейской серией достоверно известны только для возрастных аналогов рассматриваемой серии в примыкающих районах — нижнекембрийской таштагольской свиты в Кондомской зоне и нижнекембрийских толщ на окраине Бийского и Мрасского выступов.

Всеми геологами, исследовавшими поля распространения рассматриваемой вулканогенно-осадочной серии, отмечалась субвулканическая фация зеленокаменных диабазов, диабаз-порфиритов, иногда габбро-диабазов. Высказывались общие предположения о том, что с основными эффузивами комплекса можно параллелизовать некоторые измененные небольшие штоки габбро и габбро-диабазов. Система субвулканических базальтоидных тел данного комплекса определяется главным образом ортогональными к напластованию дайками и в меньшей степени межслойными залежами. Трещинную, иногда неправильно-жильную, форму имеют и тела альбитофиров, которые удается идентифицировать с кислыми вулканогенными породами разреза. Вопрос о распространенности кислых субвулканов центрального типа остается пока открытым. Следует отметить, что кис-

лые внедрения субвулканического облика в полях развития серии несравненно более редки, чем базальтоидные. Последние местами сильно насыщают разрез (до 30% и более объема вмещающих пород).

Петрографическая характеристика

Последующее описание основано на каменном материале с многочисленных участков бассейнов рек Большой и Малой Иши, хр. Иолго и южного склона Курайского хребта. Используются также шлифы и петрографические описания В. И. Зиновьева по бассейну верховьев р. Лебеди.

Левые породы диабазовой группы

При описании петрографических особенностей базальтоидных лав комплекса будет проведено их сравнение с совокупностью рифейских лав из соседних участков (бассейн р. Сии в Бийском выступе и левобережье р. Чуи в Баратальском выступе, а также южная часть Мрасского выступа).

Прежде всего надо отметить, что нижнекембрийские лавы по сравнению с рифейскими имеют более высокие показатели интрателлурической раскристаллизации.

Доля афанитовых и микропорфировых разностей в нижнекембрийском комплексе невелика (8—19%, по 136 шлифам), меньше, чем в рифейских лавах соседних участков (44—56%). Крупнопорфировых лав здесь, наоборот, больше (29—51% против 3—12%; достоверность отличий 99%).

Кумуляты микроструктурных показателей для диабазовой группы приведены на рис. 28.

Доля порфировых выделений в основных лавах нижнекембрийского комплекса превышает содержание таковых в рифейских эффузивах. Отчетливое превышение устанавливается также по размерам наиболее крупных вкрапленников пироксена в порфиритах (достоверность 99%).

В плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритах в 15—40% случаев можно встретить гломеросростки вкрапленников плагио-

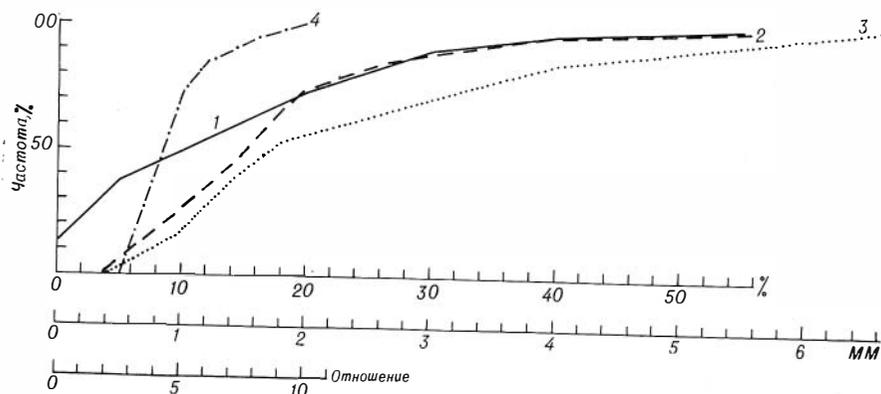


Рис. 28. Кумуляты микроструктурных показателей базальтоидных лавовых пород нижнекембрийского комплекса Восточно-Алтайской зоны

1 — доля порфировых выделений (83 шлифа); 2 — максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфиритах (63 шлифа); 3 — максимальные размеры выделений пироксена в порфиритах (49 шлифов); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза (65 шлифов)

клаза. Для пироксена такие сростки нехарактерны. Изредка в выделениях фиксируются следы оплавления плагиоклазов и пироксена. Отчетливо преобладают разности лав с укороченным габитусом выделений плагиоклаза. Модальная группа, представляющая явное большинство лав (в 99%-ных доверительных пределах), относится к интервалу 2,5—5 в принятых нами единицах оценки. По этому показателю порфириты комплекса отличаются от рифейских.

Среди основных масс лав встречаются существенно раскристаллизованные — пилотакситовые, интерсертальные, микродиабазовые (48—67%, по 122 шлифам). В этом отношении основные лавы комплекса существенно не отличаются от рифейских лав соседних участков. Из полустекловатых и стекловатых структур распространена гиалопилитовая и переходные к ней разновидности; гиалиновые образования редки.

В гиалопилитовых и близких к ним основных массах микролиты плагиоклаза, как правило, укорочены, что придает полустекловатым эффузивным тканям навитовый облик. Из 62 полустекловатых лав укороченный габитус микролитов отчетливо наблюдался в 41 случае, в то время как из 86 рифейских полустекловатых лав все характеризовались удлиненными микролитами плагиоклаза (гарантия различия 99%). В некоторых случаях укороченный габитус плагиоклаза свойствен интерсертальным и даже микродиабазовым основным массам нижнекембрийских лав. Навитовая тенденция в морфологии плагиоклазов рассматриваемого комплекса является легко доступным признаком отличия нижнекембрийских эффузивов от соседних рифейских.

Среди порфировых лав обычны порфириты плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые. В редких случаях отмечаются плагиоклаз-пироксен-роговообманковые и плагиоклаз-роговообманковые порфириты. В единичных шлифах пироксено-плагиоклазовые порфириты содержат псевдоморфозы предположительно по вкрапленникам оливина. Доля пироксено-плагиоклазовых порфиритов (36—55%, по 112 шлифам) и плагиоклазовых (27—46%) превышает содержание пироксеновых порфиритов (12—28%), с достоверностью соответственно 99 и 95%.

Породы с объемным соотношением выделений *пироксен* \geq *плагиоклаз* составляют 37—60% порфиритов комплекса (по 72 шлифам); достоверного отличия от рифейских порфиритов по этому признаку нет.

Пироксен основных эффузивов относится к диопсид-авгитовому ряду. Реликты его часто сохраняются во вкрапленниках (встречаемость в пироксеновых и пироксено-плагиоклазовых порфиритах может составлять 56—78%, по 74 шлифам). В основной массе реликты пироксена редки.

Двойникование и зонарность в пироксенах проявляются редко.

В главе XII приведены химические анализы пироксенов (см. табл. 28) из пироксенового порфирита (№ 1), пироксеновых диабаз-порфиритов № 2 и 3. По химическому составу эти клинопироксены отвечают авгиту. Оптические константы указанных пироксенов приведены соответственно под номерами 4, 1 и 2 в табл. 10, где приведены также все имеющиеся полные замеры.

Большинство пироксенов относится к образованиям сарысазской свиты в бассейне р. Аксазкан. Пироксен № 4 взят из этой же свиты в верховьях р. Кубы, № 18 и 19 — из нижнекембрийской толщи рек Большой и Малой Иши.

В таблицу включены пироксены не только из лавовых пород, но и из субвулканических диабаз-порфиритов (№ 1, 2, 6, 7, 10).

Кумуляты по всем собранным замерам в пироксенах приведены на рис. 29.

Отметим, что пироксены из сарысазской свиты рек Аксазкана и Кубы обнаруживают более низкое светопреломление, чем в нижнекемб-

Пироксены вкрапленников из базальтоидных вулканитов нижнекембрийского комплекса Восточно-Алтайской зоны

№ п. п.	2V°	Ng	Nm	Np	№ п. п.	2V°	Ng	Nm	Np
1	50	1,692	1,672	1,669	11	55	1,692	1,675	1,670
2	50	1,700	1,680	1,674	12	55	1,702	1,680	1,675
3	50	1,690	1,668	1,662	13	56	1,692	1,673	1,665
4	52	1,700	1,680	1,674	14	56	1,689	1,670	1,662
5	52	1,695	1,676	1,670	15	56	1,692	1,680	1,675
6	53	1,702	1,680	1,675	16	57	1,685	1,668	1,663
7	53	1,690	1,667	1,661	17	58	1,695	1,676	1,669
8	55	1,703	1,677	1,669	18	56	1,720	1,698	1,692
9	55	1,690	1,668	1,662	19	53	1,705	1,686	1,680
10	55	1,686	1,664	1,658					

рийской толще Большой и Малой Иши (достоверность 99%). Показатели преломления первых понижены и по сравнению с клинопироксенами лав рифея из бассейна р. Сии (гарантия отличия 99%), что говорит о невысоком содержании в них ферросилитовой молекулы и повышенном — энстатитовой. Пироксены из отложений нижнего кембрия Большой и Малой Иши отличий от тех же рифейских пироксенов не обнаруживают.

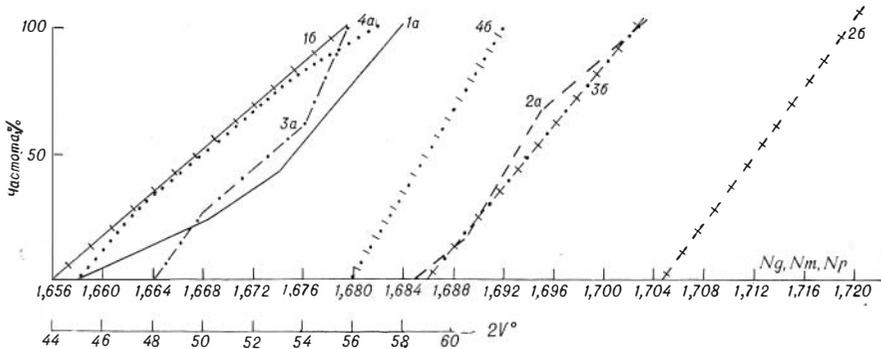


Рис. 29. Кумуляты оптических констант клинопироксенов из вулканитов нижнекембрийского комплекса Восточно-Алтайской зоны

Хр. Иолго: 1а — 21 замер 2V; 2а — 18 замеров Ng; 3а — 17 замеров Nm; 4а — 19 замеров Np. Бассейн рек Большой и Малой Иши: 1б — 4 замера 2V; 2б — 3 замера Ng; 4б — 3 замера Np

В агрегатах зеленокаменного замещения выделений пироксена в подавляющем большинстве случаев присутствуют хлориты. За ними по встречаемости следуют актинолиты и уралит, затем карбонаты, эпидот и кварц¹.

Плагноклаз в порфировых вкрапленниках лавовых пород зафиксирован только в виде альбита (иммерсионные измерения и диагностическое окрашивание в 20 шлифах порфиритов). Псевдоморфные следы первичной зонарности плагноклаза выделений в плагноклазовых и пироксен-плагноклазовых порфиритах могут быть встречены в 15—41% случаев.

¹ Здесь и далее биномальные статистики для вторичных минералов не приведены, за исключением тех случаев, когда они имеют конкретный интерес для петрографических сравнений.

В лавовых тканях нижнекембрийских эффузивов обращает на себя внимание повышенная сохранность объема плагиоклазовой фазы. Наполовину или больше плагиоклаз уничтожен только в 39—57% лав комплекса, это количество меньше, чем среди рифейских лав соседних участков (59—74% случаев).

В пределах бывших порфировых выделений плагиоклаза альбит присутствует практически в каждом шлифе (оценка по 48 шлифам). За ним по встречаемости следуют хлорит, минералы эпидотовой группы и карбонаты и, наконец, пренит с актинолитом. Часто наблюдается сыпь серицита.

Роговые обманки во вкрапленниках порфиритов распространены мало, они отмечены в бассейне р. Иши и на южном склоне Курайского хребта. Роговые обманки имеют обычный удлиненно-призматический габитус, иногда оплавлены. Реликты их плеохроируют в буро-зеленых и зелено-желтых тонах. Иногда сохраняются признаки раннего опацитового распада.

Присутствие роговой обманки в одном случае (см. табл. 56, плагиоклаз-роговообманковый порфирит, анализ № 177) определенно связано с андезитобазальтовым химизмом породы.

Замеры роговой обманки из плагиоклаз-пироксен-роговообманкового порфирита с р. Малой Иши показали $2V = -80^\circ$; $Np = 1,650$.

Вторичные минералы по роговой обманке представлены хлоритом, карбонатом, магнетитом.

В общем агрегате зеленокаменного замещения лавовых тканей всегда содержатся хлорит и альбит. Далее по встречаемости идут минералы группы эпидота, актинолит и уралит, карбонат. Изредка встречается пренит. В качестве рассеянных минеральных примесей довольно обычно магнетит, серпичит, отмечается лейкоксен.

От рифейских лав соседних участков (без участка Кайбын) зеленокаменные лавы комплекса отличаются повышенной встречаемостью эпидота (37—60% случаев, вместо 17—37%) и уралита-актинолита (43—65% случаев, вместо 15—35%).

Из 79 шлифов лавовых пород в 64 удалось различить миндалины (70—88% на совокупность). Из миндалефиров около половины или более характеризуется малым содержанием миндалин (не более 5%). В миндалинах обычно фиксируется хлорит, реже карбонаты, еще реже кварц, эпидот, альбит, пренит. Карбонаты в миндалинах иногда железисты. По встречаемости названных выше инкрустационных минералов нижнекембрийские миндалефиры не отличаются от соседних рифейских лав.

Субвулканические базальтоидные породы

Из базальтоидных интрузивных пород даек и межпластовых залежей в полях нижнекембрийской эффузивно-осадочной серии следует отметить прежде всего разнообразные диабаз-порфириты, которые под микроскопом по степени развития и морфологии выделений плагиоклаза и пироксена оказываются аналогичными порфировым лавам комплекса. От лавовых порфиритов они отличаются полно или почти полно раскристаллизованными основными массами (диабазовые, иногда интерсертальные и пилотакситовые), обычно укрупненными кристаллами диабазовых тканей (0,5—1 мм) и редкой встречаемостью миндалин.

Пироксены субвулканических диабаз-порфиритов по оптическим показателям не отличаются от пироксеновых выделений в лавах.

Принадлежность диабаз-порфиритов к рассматриваемой вулканической ассоциации подтверждается отсутствием петрохимического отличия их от лав (см. ниже).

Некоторые диабаз-порфириты содержат в основной массе кварц, что

отражает свойственную базальтоидным лавам комплекса несколько повышенную насыщенность кремнеземом.

В бассейне р. Малой Иши с лавами андезитобазальтового состава, содержащими в выделениях роговую обманку, по общим микропетрографическим признакам и тесной пространственной ассоциации удается связать трещинные тела аналогичных по составу порфировых пород, имеющих микрозернистую основную массу. Одним из связующих признаков является оптическая идентичность клинопироксена выделений ($2V = 54^\circ$; $N_g = 1,709$) с пироксеном выходящего по соседству лавового плагиоклаз-пироксен-роговообманкового порфирита (см. табл. 9, № 19).

К рассматриваемому вулканическому комплексу относится, вероятно, и большинство зеленокаменных даек и межпластовых залежей непорфировых диабазов, иногда кварцевых, которые распространены в полях нижекембрийской серии. Однако, поскольку эти породы по внешним и общим микропетрографическим признакам аналогичны диабазам, связанным с несколько более поздним кембрийским габбро-диоритовым интрузивным комплексом, для выделения субвулканических диабазов нужен специальный анализ.

Габбро-диабазы, отмеченные в виде послойных тел и даек мощностью до нескольких десятков метров и тесно ассоциирующие с лавами, имеют долеритовые, офитовые и пойкилофитовые структуры. В составе этих пород 40—60% плагиоклаза, 30—50% пироксена, 5—10% рудного, иногда до 1% апатита.

Субвулканисты, включая габбро-диабазы, всегда несут признаки зеленокаменного изменения. В них обычно не сохранился первичный плагиоклаз. В одном случае удалось зафиксировать реликтовый плагиоклаз № 36.

Пирокластолиты базальтоидного состава

Породы из рассматриваемого комплекса, для которых удалось достаточно надежно установить пирокластическую природу обломков, отсутствие переотложения и осадочного перемешивания материала, представляют собой в основном туфобрекчии, изредка туфы псаммитовой размерности. Все или почти все зафиксированные туфовые горизонты, судя по их ассоциации с соседними осадочными породами, являются подводными отложениями. Изредка туфобрекчии имеют пеструю лилово-зеленую окраску; среди таких пород есть, вероятно, выбросы надводных вулканов.

Состав обломков в основном литокластический. В каждой отдельной породе, как правило, набор лавовых обломков довольно однообразен и представлен преимущественно или исключительно разновидностью какого-либо одного микропетрографического облика. Лавовые обломки в ряде случаев пемзовидны.

Цемент пирокластолитов почти всегда скудный, очень часто микро-стационарный. В минеральном выполнении пор туфовых осадков участвуют хлорит, карбонат, кварц.

Иногда в граувакках и других осадочных породах в виде рассеянной примеси удается наблюдать базальтоидные частицы явно эксплозивной формы.

Кислые лавовые и субвулканические породы

Характеристика этих пород дана в основном по обломкам псефитовой размерности в вулканитовых аркозах, субаркозах и туфовых породах, с учетом образцов из единичных лавовых залежей и тех кислых даек, которые достаточно уверенно можно считать внутрiformационными для нижекембрийского комплекса.

Кислые вулканисты в имеющейся выборке (29 шпифов) во всех случаях содержат порфиновые выделения, обычно макропорфиновые (68—96%

случаев). При этом между скудно- и нормальнопорфировыми разностями значительных различий по встречаемости не устанавливается; доля первых находится в доверительном интервале 32—70%.

На рис. 30 приведены кумуляты распределения микроструктурных за- меров.

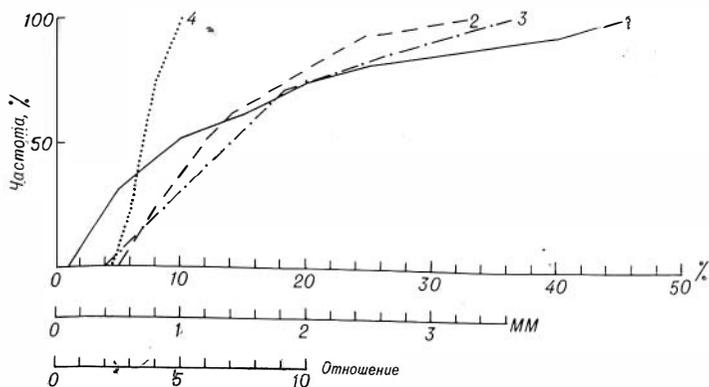


Рис. 30. Кумуляты микроструктурных показателей вулканитов альбитофировой группы нижнекембрийского комплекса Восточно-Алтайской зоны

1 — доля порфировых выделений (29 шлифов); 2 — максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфирах (29 шлифов); 3 — максимальные размеры выделений кварца в порфировых породах (21 шлиф); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза (24 шлифа)

По распределению порфировых выделений и максимальным размерам вкрапленников плагиоклаза кислые вулканиты не отличаются от базальтоидных лав комплекса, однако габитус порфировых выделений плагиоклаза в общем гораздо более укорочен, чем в базальтопдах (достоверность отличия 99%).

В основных массах зафиксированы следующие структуры: фельзитовые, фельзит-микролитовые, фельзит-трахитовидные, аплитовые, аплитовидные с таблитчатыми микролитами плагиоклаза (микроплагиогранитные). В большинстве случаев (53—87%) основные массы оказываются фельзитовыми и полуфельзитовыми. Иногда в фельзитовых агрегатах отмечается пятнистая перекристаллизация с образованием микроальбититовых участков.

Среди кислых вулканитов различаются кварцевые и бескварцевые альбитофиры, с редкими выделениями роговой обманки (4—32%). Выделения плагиоклаза присутствуют во всех изученных порфировых разностях, а фенокристы кварца — в большинстве их (53—87% на совокупность). Таким же доверительным интервалом характеризуется и котектоидное сонахождение кварца и плагиоклаза во вкрапленниках. Распределения максимальных размеров зерен кварца и плагиоклаза во вкрапленниках не имеют существенных отличий.

Плагиоклаз альбитизирован. Только в одном случае (р. Айрык) в обломке рогообманково-плагиоклазового порфира удалось найти выделение плагиоклаза со сложной реликтовой зонарностью состава. В других случаях отмечены псевдоморфные следы зонарности плагиоклаза.

Выделения плагиоклаза сериальны, нередко дают гломеросрастания. Обычно они идиоморфны, имеют следы оплавления.

В альбитовых псевдоморфозах по выделениям плагиоклаза в большинстве случаев развиты хлорит и серпцит, довольно обычен также карбонат, изредка отмечается эпидот.

В альбите иногда видны буроватые участки тонкой пелитизации. В некоторых шлифах в альбите выделений наблюдается абсорбированное тонкодисперсное черное углеродистое вещество.

Сохранность первичного объема плагиоклазовой фазы, которую удается оценить по вкрапленникам, выше, чем в базальтоидных лавах комплекса. Доля кислых пород с уничтожением более половины первоначального объема плагиоклаза оказывается меньше, чем соответствующих базальтоидных пород (достоверность 99%).

Кварц выделений бипирамидален, в подавляющем большинстве содержащих его пород (20 из 21 шлифа, или 76—99% на совокупность) имеет признаки оплавления или резорбции. Изредка в нем отмечаются мелкие пузырьки, вышолненные хлоритом. Иногда вокруг выделений видны замутненные каемки регенерационного разрастания кварца.

Роговая обманка, в идиоморфных призматических выделениях длиной до 3,7 мм, поражена или нацело замещена хлоритом и карбонатом с магнетитом. Зафиксированы реликтовые участки зеленой роговой обманки.

Калиевых полевых шпатов в выделениях и основных массах не установлено. Практически весь калий связан во вторичных слюдках. Повышенное количество серицита в породе (около 10% и больше, по визуальным оценкам в шлифах) свойственно явному меньшинству пород (2—27% на совокупность). Следовательно, содержание окиси калия в подавляющем большинстве их не достигает 1% (Штейнберг, 1964).

Ассоциация вторичных минералов в рассматриваемых кислых вулканитах является типично зеленокаменной, отличаясь от базальтовых пород только малым объемом фемических новообразований. Постоянно в породах присутствуют альбит и хлорит. В большинстве случаев (60—92% на совокупность) присутствует различимый под микроскопом серицит и часто (29—68% случаев) кальцит. Отмечен также эпидот.

Миндалины встречаются в меньшей части рассматриваемых кислых пород комплекса. В миндалинах отмечены хлорит, кварц, карбонат.

Кислые пирокластолигты

Туфобрекчии из обломков кварцевых альбитофиров, с размерностью от пепловых частиц до липилли, отмечены по ручьям Сухой Тыдтугом и Суукпанды на южном склоне Курайского хребта. Цемент этих пород пепловый, неравномерно распределенный, обуглероженный.

Образования типа туффитов отмечены среди вулканитово-аркозовых и субаркозовых пород по ручью Сухой Тыдтугом, а также по рекам Айрык (сарысазская свита) и Коной (бостальская свита) в хр. Иолго. Эти породы содержат среди массы гравийно-песчаных обломков литокластические частицы сложных взрывчатых очертаний, представленные в разных случаях кварцевым, бескварцевым и роговообманковым альбитофиром.

Петрохимическая характеристика

Диабазовая группа

Химические анализы пород этой группы приведены в табл. 57 (148—179), петрохимические статистики — в табл. 11. 19 анализированных пород взято из хр. Иолго (реки Куба, Южума, Бостал, Чевош, Аксазкан), 7 — из бассейнов рек Иши и Саракокши, 4 — из бассейна р. Лебеди, 2 — из Курайского хребта.

Между лавами этих отдельных районов, при сравнении по способу Вилкоксона, не устанавливается надежных различий по содержанию SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O (в весовых процентах, с исключенными летучими). Некоторая разница улавливается по меланократовым составляющим. Так,

Петрохимические статистики пород диабазовой группы нижнекембрийского комплекса Восточно-Алтайской зоны
(число анализов — 32)

Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A_0	d	Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d
Si/O	5567	240	+0,34	0,79	a	8,5	3,5	-0,30	0,84
Ti/O	100	45	+0,52	0,82	c	5,2	1,9	+0,43	0,75
Al/O	1742	356	-0,09	0,87	b'	26,8	6,8	+0,25	0,83
$\Sigma Fe/O$	1917	273	-0,25	0,76	s	59,4	3,8	+0,04	0,77
Fe ⁺³ /O	363	301	+1,77	0,68	f'	40,1	10,5	+0,19	0,88
Fe ⁺² /O	1554	377	-0,78	0,71	m'	43,7	8,9	-0,04	0,82
Mg/O	1017	439	+0,32	0,85	$c' (-a')$	15,1	10,0	-0,53	0,75
Ca/O	1265	464	+0,04	0,75	n	90,0	8,3	-1,31	0,76
Na/O	605	268	-0,33	0,87	φ	7,7	6,8	+1,79	0,71
K/O	83	50	+0,89	0,76	Q	-3,1	6,9	+0,42	0,85
$\Sigma Fe/Mg^*$	2,25	1,02	+0,49	0,88	α	40,7	17,1	+0,47	0,85
Na/Ca *	0,69	0,65	+2,16	0,65					
Na/Al *	0,34	0,14	-0,14	0,86					
Ca/Al *	0,79	0,43	+1,05	0,73					

* Статистики этих отношений подсчитаны по 31 анализу.

При $n = 32$: $A_{05} \leq 0,65$; $A_{01} \leq 0,97$; $0,74 \leq d_{05} \leq 0,86$; $0,71 \leq d_{01} \leq 0,88$.

в вулканитах хр. Иолго по сравнению с лавами Курайского хребта повышено содержание MgO (достоверность 99%), что сопровождается обратным весовым соотношением Fe и Mg (достоверность 98%). По сравнению же с лавами бассейна р. Лебеди в них меньше CaO, а с лавами рек Иши и Саракокши — выше содержание суммарного FeO. Последнее показывает противоречие с оптическими константами выделений клинопироксена, которые в бассейне р. Иши по светопреломлению оказываются более железистыми, чем в хр. Иолго. Однако лавы хр. Иолго превосходят первые по нормативному показателю магнезиальности пироксена (m'), т. е. по доле энстатитового минала. В данном случае показатели m' , по-видимому, правильно отражают первичное соотношение лав двух районов по содержанию энстатитового компонента, увеличение которого понижает светопреломление клинопироксенов.

По показателю b' диабазы образуют ряд пород от базальтового до андезитобазальтового и даже андезитового состава. Андезитами могут быть только 0,1—15% пород данной совокупности. Преобладание базальтов (28 анализов, или 71—97% на совокупность) над андезитобазальтами и андезитами, взятыми вместе (4 анализа), позволяет отнести рассматриваемую диабазовую группу к метабазальтовому типу. Среднее $b' = 26,8 \pm 2,7$ укладывается в интервале мезократовых и лейкократовых базальтов.

Характерно повышенное развитие разностей, насыщенных и слабо пересыщенных кремнеземом. Доля пород с $Q > -6$ составляет 37—74% на совокупность.

От рифейских лав Бийского и Мрасского выступов рассматриваемая группа отличается более высоким содержанием кремнезема, но более низким — титана и калия. В ней меньше железа, чем в лавах Бийского выступа, и меньше алюминия, чем в рифейских лавах Мрасского (достоверность отличий 99%, по t -критерию). Особенно резко она отличается низким содержанием TiO₂. Из 40 анализированных на титан нижнекембрийских базальтоидных вулканитов зоны только 8 (или 9—35% на сово-

купность) показали содержание $TiO_2 < 1\%$. В то же время среди рифейских лав района Чаган-Узуна (арыджанская свита) и правобережья р. Спирезко преобладают разности с содержаниями $TiO_2 > 1\%$ (16 из 17, или 71—100% на совокупность). По малой типности нижнекембрийские вулканиты можно отличить от соседних рифейских даже по небольшому числу анализов. Так, из 7 образцов нижнекембрийских лав с южного склона Курайского хребта все (т. е. 59—100% на совокупность) оказались с содержанием $TiO_2 < 1\%$, из 9 рифейских вулканитов — тоже все (т. е. 66—100% на совокупность) с $TiO_2 > 1\%$. Сопоставлением долей вариант и сравнением распределений по Вилкоксону различие устанавливается с достоверностью 99%.

Довольно рельефно рассматриваемая совокупность нижнекембрийских базальтоидов отличается также от кембрийской днабазовой ассоциации Центрально-Алтайской зоны (повышенные содержания Si и пониженные — Ti, Ca и K).

Кератофировая группа

Кератофиры охарактеризованы анализами 180—185 табл. 57 и статистиками табл. 12.

Таблица 12

Петрохимические статистики кератофировой группы нижнекембрийского комплекса Восточно-Алтайской зоны

Петрохимические показатели	\bar{X}	s	Петрохимические показатели	\bar{X}	s
Si/O	6921	357	a	10,0	1,3
Ti/O	60	19	c	2,1	2,0
Al/O	1440	197	b'	7,1	3,5
$\Sigma Fe/O$	798	306	f'	45,9	8,4
Fe^{+3}/O	153	105	m'	20,6	7,8
Fe^{+2}/O	645	285	c' (-a')	-25,1	29,2
Mg/O	162	86	n	88,1	8,1
Ca/O	333	308	φ	8,4	3,8
Na/O	647	135	Q	+34,1	9,9
K/O	141	90	α	19,4	13,2
$\Sigma Fe/Mg$	43,62	20,39			
Na/Ca	7,66	12,28			
Na/Al	0,46	0,11			
Ca/Al	0,33	0,27			

По имеющимся анализам генеральное среднее b' определяется в доверительном интервале $7,1 \pm 3,7$, т. е. в области метариполито-дацитового состава.

* * *

Подводя итог проведенным исследованиям нижнекембрийских накоплений Восточно-Алтайской зоны, можно сделать следующие выводы.

Осадочные массы комплекса представлены нормально морскими отложениями. Мощный разрез нижнекембрийских отложений зоны включает несколько сменяющих друг друга трансгрессивных и регрессивных ритмов. Основные лавы в главной своей массе тяготеют к тем частям нормального разреза, где литофации регрессивные.

Осадочные породы представлены в основном терригенными, преимущественно песчано-глинистыми образованиями. В яснообломочных породах господствующая роль принадлежит базальтоидным и кератофировым обломкам внутриформационного происхождения.

Аллохтонный кластический материал в больших количествах встречается в слоях с санаштыгтольской фауной в хребте Иолго и в бассейне рек Иши, Лебеди и верховьев Кондомы (с продуктами размыва плагиогранитов) и в небольшом количестве в низах комплекса на востоке зоны (с обломками метаморфических сланцев).

Рифогенные археоциант-водорослевые известняки и сопровождающие их рифифовые образования рассредоточены в виде отдельных небольших или мощных, но быстро выклинивающихся линз.

Рассматриваемые накопления включают в нижней и средней частях значительное количество слоистых кремнистых пород. Последние связаны разнообразными переходами с глинистыми сланцами. Цветные яшмо-кварциты для комплекса нехарактерны. В единичных случаях встречены аэргалационно-жильные гематитизированные микрокварциты.

Для подавляющего большинства обломочных и иловых (глинистых, кремнистых, известняковых) накоплений характерен сероцветный, часто асидный облик. Красноцветные литофации для пород комплекса малохарактерны и распространены только в северной части зоны.

Базальтоидная группа эффузивов представлена главным образом лавами и небольшим количеством туфовых пород. В целом в нижнекембрийском эффузивно-осадочном комплексе зоны доля основных лав не очень велика (не более 20%). Тип базальтоидных извержений, вероятно за небольшим исключением, был трещинно-покровным, подводным. Часть излияний северного отрезка зоны была, по-видимому, наземной. Объемы основных лав и их обломочных продуктов, включая граувакки, соизмеримы. Эксплозивность базальтоидных извержений была ниже уровня, свойственного островным дугам, и соответствует существенно лавовым эффузиям.

Кислые вулканогенные продукты по объему явно уступают базальтоидным, хотя общая их масса велика. Они представлены в основном перетолженными осадками. Лавы и настоящие туфовые породы в разрезах встречаются редко. Несколько чаще фиксируются субвулканические тела. Аркозовые вулканогенные массы, по-видимому, в каком-то количестве поступали в пределы зоны извне, со стороны поля метаморфических выступов. Повсеместная зараженность нижнекембрийских накоплений зоны кислым вулканогенным материалом служит одним из качественных признаков их отличия от рифейских вулканогенно-осадочных накоплений соседних участков.

Кислые вулканиды и их аркозы рассредоточены на разных горизонтах комплекса, перемежаясь с эффузивами основного состава. Только в очень грубом приближении можно говорить об общей антидромной тенденции смены состава, имея в виду большое обилие кератофировых аркозов внизу комплекса (бостальская свита) и незначительность кислых вулканогенных продуктов вверху.

Диабазовая группа пород отличается от соседних рифейских лав повышенными показателями интрателлурической раскристаллизации и укороченным габитусом вкрапленников плагиоклаза. По оценкам средней меланократовости эта группа относится к мезократо-лейкобазальтовому типу. Имеется также ряд петрохимических отличий от смежных диабазовых вулканидов рифея, в частности повышенное содержание кремнезема и низкое — титана и калия.

Кератофировая группа представлена кислыми метапородами натровой линии — альбитофирами, часто кварцевыми. По меланократовости эта группа относится к метариолито-дацитовому типу и имеет резко выраженный натровый уклон в балансе щелочей.

Таким образом, рассматриваемый комплекс представляет собой весьма обычный для зеленокаменного ряда геосинклинальных формаций эффузивный парагенезис диабазово-альбитофирового типа.

Для метабазальтоидов зоны характерно повышенное развитие зеленокаменных минеральных ассоциаций с эпидотом и актинолитом.

НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ КОНДОМСКОЙ И МРАССКОЙ ЗОН¹

В данной главе описываются два вулканических комплекса с различающимся составом и различной тектонической позицией. Площади их развития разграничены зоной древнего Алтайско-Кузнецкого разлома. Вместе с тем эти комплексы непосредственно смыкаются, а вмещающие их осадочные породы связаны сходством состава и фаціальными переходами. Поэтому оба комплекса рассматриваются параллельно.

Геологическая характеристика

Выше было отмечено, что по восточному краю Бийского выступа в разрезах по р. Коуре, близ ее устья, и по р. Кондоме, у устья р. Алчек, наблюдается непосредственное стратиграфическое налегание нижнекембрийской эффузивно-осадочной толщи на рифейскую (мунжинскую) с резкой сменой облика, состава и ассоциаций пород. На обоих участках базальная сероцветная пачка нижнекембрийской толщи имеет песчано-сланцевый состав, с участием гравелитистых песчаников. В последних наблюдаются обломки разнообразного состава, среди которых много кварца разной окатанности (в том числе вкрапленникового облика), альбитизированного плагиоклаза и микрокварцитов. В многочисленных обломочках отмечаются основные массы кислых вулканитов с фельзитовой, трахитовидной, гранофировой структурой. Отмечаются среднезернистые кварц-плагиоклазовые сростки — вероятные обломки плагиогранитов. Многочисленны зеленокаменно измененные обломки вулканитов основного состава. В песчаниках базальной пачки отмечены марганцовистые карбонатные конкреции.

В опорных разрезах в основании нижнекембрийской толщи признаков структурного несогласия не отмечается, однако парагенезис пород на этой границе меняется очень четко. Одним из показателей качественного скачка является массовое появление вулканитово-аркозового материала в базальной пачке нижнекембрийской толщи.

Базальная терригенная пачка нижнего кембрия по р. Кондоме имеет мощность около 150 м, по р. Коуре — несколько более 250 м. Выше следует мраморизованный известняк мощностью 120 м по р. Кондоме и до 500 м по р. Коуре.

В коуринском известняке известна фауна археоциат (Радугин, 1936) и находка нижнекембрийского трилобита *Eodiscus* (Н. Г. Булатова, Е. С. Федянина, 1954 г.). Археоциаты изучались П. С. Краснопеевой и А. С. Бояриновым (1954—1960 гг.); по мнению И. Т. Журавлевой, фауна сочетает в себе элементы санаштыкгольского и обручевского комплексов.

Стратиграфически выше по разрезу вдоль Кондомы и Коуры выходит мощная (2000—2500 м) серо-зеленоцветная терригенно-эффузивная толща,

¹ При составлении настоящей главы использованы оригинальные данные В. И. Каминской по Кондомской зоне.

которая непрерывно прослеживается в междуречье указанных рек. В низах толщи отмечены яснопорфировые пироксеновые и пироксен-плагноклазовые порфириты с их обильными граувакками. В поле этой толщи в небольших телах известняков также известны археоциаты плохой сохранности (Тюменцев, 1934; Калугин, 1947). Толща образует крупную синклиналиную структуру, юго-восточное крыло которой проходит вдоль правобережья р. Коуры к верховьям р. Александровки (правый приток р. Коуры).

Низы эффузивно-осадочной толщи в юго-восточном крыле на значительном протяжении (от пос. Габовского до пос. Надеждинки) маркируются пачкой известняка, имеющей одинаковое или близкое стратиграфическое положение с коуринским археоциатовым известняком. Из-под известняка выходит сероцветная сланцево-песчаниковая пачка несколько большей мощности, чем базальная пачка при устье р. Коуры.

По р. Кондоме рассматриваемая вулканогенно-осадочная толща обнажается от устья р. Алчек вверх до ключа Холодного. С приближением к Таштагольскому железорудному месторождению породы толщи входят в зону сильного дислокационного, контактового и окolorудного метаморфизма.

За всей эффузивно-осадочной свитой, залегающей на мунжинской, может быть закреплено название таштагольской, предложенное А. Г. Володиным (1951 г.). Верхние горизонты таштагольской свиты, возможно, относятся к самым верхам нижнего кембрия или переходным слоям среднего кембрия, поскольку выше по Кондоме эта толща сменяется более молодой свитой с достоверной фауной низов среднего кембрия.

В составе таштагольской свиты преобладают обломочные породы и среди них яснослоистые песчано-алевритоглинистые. С глинистыми иногда ассоциируются кремнистые сланцы.

Из вулканических пород таштагольской свиты в наиболее заметном количестве распространены базальтоидные лавы, отличающиеся от мунжинских яснопорфировым обликом. На долю этих лав приходится небольшая часть мощности свиты — порядка 15%. Местами они образуют лавовые пачки мощностью в сотни метров, сопровождаясь грубыми псефитовыми граувакками и пластинами туфобрекчий (р. Кондома выше устьев Алчека и Шалыма и у ключа Ряскова; р. Коура и ее правые притоки рр. Сокол и Александровка).

Особенностью разреза северо-западного крыла синклиналиной структуры, сложенного породами таштагольской свиты, является присутствие послойных тел бескварцевых кератофиров ортофирирового ряда с их обломочными продуктами. Наличие таких горизонтов было отмечено еще Н. А. Батовым (1935) и подтверждено в 1963—1964 гг. А. Ф. Белоусовым и А. А. Митякиным. Кроме самостоятельных вулканогенных и аркозовых пачек и прослоев, обломочный материал бескварцевых кератофиров образует примесь в некоторых песчаниках из разреза по р. Кондоме и с Кокуринского железорудного месторождения. Кислые вулканогенные горизонты выделяются в обнажениях светлыми тонами окраски. В значительной мере они превращены в серицитовые сланцы и порфиронды.

В зоне этого же крыла в верховьях рек Сокола и Кабырзинки Н. Г. Булатовой (1953—1954 гг.) была выделена полоса высокощелочных порфировых пород с нефелином, с которыми пространственно ассоциируются штокообразные тела нефелиновых сениитов и сениит-порфиров. В. А. Курепин (1965) установил, что породы послойной полосы по химизму относятся к ортофир-латитовой группе, и считает их лавовыми аноплецитовыми порфирами, принадлежащими к кембрийской толще. Отметим, что достоверное присутствие в таштагольской свите внутриформационного ортофирирового материала свидетельствует в пользу такого вывода.

В разрезе юго-восточного крыла синклиналиной структуры ортофирировый материал зафиксирован только в виде обломков в некоторых конгло-

мератах и песчаниках таштагольской свиты (р. Александровка, по данным А. А. Митякина, а также р. Коура).

Значительные части разреза таштагольской свиты лишены лав и грубых вулканито-обломочных пород и сложены яснослоистыми песчано-алевритно-глинистыми накоплениями. Песчаники таких пачек имеют резко полимиктовый состав и содержат обычно заметное количество кварца.

В нормальном разрезе таштагольской свиты намечаются два интервала, обогащенных основными лавами и грубыми граувакками, где одновременно происходит общее погрубение обломочных пород и значительную роль приобретают гравийно-галечные (до валунных) отложения с резко миктитовым составом обломков. Первый интервал находится выше нижних известняков (р. Коура и р. Шалым в приустьевой части), второй — вверху свиты (ключи Ряскова и Холодный).

В эффузивно-осадочной части свиты (явно выше нижних известняков) в юго-восточном крыле синклинальной структуры в нескольких пунктах известны конгломераты, которые, кроме обломков внутриформационных яснопорфировых порфиритов и разнообразных осадочных пород, включают гальку и валуны плагиогранитов, сиенитов, кислых вулканогенных пород (р. Коура ниже впадения р. Сокол, реки Александровка и Черная). Эти конгломераты залегают скорее всего на разных стратиграфических уровнях свиты.

Более молодая, среднекембрийская, толща в районе Кондомской группы железорудных месторождений давно уже выделяется в качестве отдельной свиты по обилию кератофиров и их производных. Границы этой свиты с таштагольской по р. Кондоме у Таштагольского месторождения, а также в верховьях ключей Ряскова и Тургеневского (правые притоки Кондомы) проводится более или менее однозначно, так как верхняя пачка таштагольской свиты здесь представлена зелеными порфиритоидами, вишнево-зелеными граувакками (до конгломератовых), которые не характерны для нижних горизонтов более молодой свиты.

В нижней части среднекембрийской свиты, по данным В. И. Каминской (1961а, б), залегают терригенная пачка мощностью до 500 м, обломки которой имеют сборный состав. Среди них имеются порфириты и осадочные породы, внешне аналогичные породам таштагольской толщи, обуглероженные кремнистые породы, сходные с микрокварцитами енисейской серии докембрия, а также обильные обломки бескварцевых кератофиров.

Остальная часть нормального разреза среднекембрийской толщи состоит из вулканито-аркозовых песчаников, гравелитов, алевритно-глинистых сланцев. По количеству им уступают щелочно-салические лавы и пирокластиты, составляющие в общей сложности не более 10—15% мощности свиты. Обломочные породы сероцветные, изредка красноцветные. По всему разрезу свиты среди песчаников встречаются разности, в которых к вулканито-аркозовому материалу примешаны обломки осадочных пород и эффузивов основного ряда. Однако в составе свиты решительно преобладает внутриформационный кератофировый материал, составляющий примерно 80% ее объема. Имеются редкие пачки и прослои известняков и мергелистых пород.

По р. Кондоме выходы пород среднекембрийской свиты начинаются от железнодорожной станции Таштагол и оканчиваются на востоке, выше впадения р. Тельбес. При этом по направлению от Таштагола до устья р. Большой Каменушки при крутом залегании сохраняется общая северо-восточная нормальная экспозиция кровли слоев свиты, и разрез нарастает стратиграфически вверх. В этом же направлении крупность обломочного материала в общем уменьшается, и свита в бассейне Большой Каменушки и Тельбеса венчается мощной пачкой (или подсвитой) песчано-алевритно-глинистых пород. Строение литофациальной колонки свиты является, таким образом, трансгрессивным.

У устья Тельбеса и при впадении Малой Каменушки в сланцах установлена трилобитовая фауна зоны *Paradoxides oelandicus* низов среднего кембрия (Поспелов, Федякина, 1958).

От р. Кондомы среднекембрийская свита протягивается к северо-западу, где слагает железорудные поля Шалыма и Шерегеша.

Субвулканические аналоги щелочно-салических лав залегают в виде даек мощностью до нескольких десятков метров. По разведочным данным указываются также небольшие штокообразные их тела (Каминская, 1961а, б).

Породы шалымской толщи на значительных участках ороговикованы сиенитовой интрузией. Вне зон ороговикования щелочно-салические эффузивы и аркозы часто превращены в порфиroidы и псевдопорфиroidы со сланцеватыми серицитизированными основными массами.

По керну скважин в поле Шалымского месторождения А. Ф. Белоусовым совместно с В. И. Каминской (1963 г.) установлено присутствие зеленокаменных лавовых порфиритов вместе с их граувакками или туфовыми образованиями.

На некоторых участках (левый берег р. Кондомы выше впадения ключа Телетингола и ниже устья р. Большой Каменушки, Шалымское месторождение) мелкогалечные конгломераты и гравелито-песчаники в шалымской толще представляют смесь из обломков главным образом основных эффузивов и бескварцевых кератофиров. В перекристаллизованном цементе появляется обильный хлорит. Граувакковый материал в данном случае следует отнести за счет перемива почти одновременных базальтоидных эффузивов на соседних участках вулканической зоны. Предполагать существенную роль размыва более древних толщ района в поставке базальтоидной кластике трудно, так как в этом случае следовало бы ожидать более миктитовый состав обломочного материала.

Полную мощность свиты В. И. Каминская оценивает в 1700—2000 м; те же значения приводит Ю. Г. Щербаков (1961). Породы свиты слагают крупную синклиналичную структуру, приуроченную к осевой части Кондомского синклинория.

При детальнейших геологических съемках среднекембрийская толща сейчас выделяется под названием мундыбашской свиты, по аналогии со среднекембрийской толщей бассейна р. Мундыбаш. Однако щелочно-салическая вулканогенно-осадочная свита района Тапштагол — Шалым — Шерегеш относится к другой тектоно-формационной зоне и по составу существенно отличается от мундыбашской свиты, поэтому она заслуживает особого наименования. В. И. Каминская предлагает называть ее шалымской свитой.

Делались попытки, главным образом на основании полевого отличия, выделить из поля щелочно-салической вулканиито-аркозовой толщи участки пород массивного габитуса в качестве самостоятельной, более молодой эффузивной толщи, генетически связанной с соседними гранитами или сиенитами (Тюменцев, 1931; Т. В. Пятницкая, 1935 г.; В. И. Каминская, 1963 г.).

Н. А. Батов (1935) привел доказательства, что такой своеобразный облик пород в районе вызван контактовым метаморфизмом возле интрузивных тел. К такому же выводу на основании полевых и сравнительных петрографических наблюдений пришел А. Ф. Белоусов (1963—1964 гг.). Темные «литонидные» породы фельзитового и порфириового облика тяготеют к сиенитовым штокам. В них улавливаются реликты слоистости и другие элементы напластования, характер залегания которых заметно не отличается от пород окружающих полей шалымской толщи. Щелочно-салические лавы и туфы «литонидных» участков также не имеют характерных особенностей, кроме наложенного ороговикования. Вопрос о возможном выделении из шалымской свиты самостоятельной, гораздо более молодой вулка-

ногенной толщ, по мнению А. Ф. Белоусова, не вытекает из имеющегося фактического материала. В. И. Каминская считает этот вопрос заслуживающим дальнейшего обсуждения.

Характер стратиграфического контакта между таштагольской и шалымской свитами и его точное положение до сего времени не установлены. Но тем не менее не вызывает сомнений, что обе свиты в формационно-парагенетическом отношении представляют собой единое целое и близки по возрасту. Крупное несогласие между ними следует считать мало вероятным, и обе они могут рассматриваться как части единой ниже-среднекембрийской вулканогенно-осадочной серии.

В поле шалымской и таштагольской свит встречаются небольшие трещинные субвулканические тела сильно серицитизированных бескварцевых кератофиров.

К востоку от поля шалымской свиты до западной окраины Мрасского выступа протягивается широкая полоса, сложенная толщей, вполне аналогичной по общему облику, ассоциации пород и петрографическим признакам таштагольской свиты (Филимонов, 1936; Щербаков, 1961; В. И. Каминская, 1963 г.; Г. И. Левин, А. М. Друзев, 1961—1962 гг.). Из вулканогенных образований в составе этой толщ отмечаются яснопорфировые порфириты с вкрапленниками пироксена, уралита, плагиоклаза и их обломочные производные. Проблематично внутриформационными можно считать редкие залежки бескварцевых кератофиров, а также часть салического материала песчаников, в которых иногда отмечаются калиевый полевой шпат (Филимонов, 1936) и обильный серицит.

Породы указанной полосы часто ослаблены до превращения в различные метаморфические сланцы, порфиритонды, порфиронды (Кондомско-Ташелгинская зона смятия).

Как и на ранее описанных участках распространения таштагольской свиты, породы здесь серо-зеленоцветные. Лилово-красная окраска редка.

У западной окраины Мрасского выступа на горе Джелсай (у одноименного поселка) выходит граувакковая толща, которая по составу в целом и особенно по составу вулканогенного материала должна быть отнесена к нижекембрийской таштагольской свите. По многочисленным данным (А. С. Калугин, К. В. Радугин, Ю. Г. Щербаков, Ю. Ф. Сипливый, А. Ф. Белоусов, 1945—1964 гг.) толща горы Джелсай залегает в синклинальной структуре непосредственно на карбонатной толще рифея. В основании граувакковой толщ лежит небольшая пестроцветная терригенная пачка с полимиктовыми конгломератами из обломков терригенных пород, известняков, яшмо-кварцитов, обуглероженных силицилитов, порфиритов, бескварцевого кератофира. Выше идут довольно массивные зеленовато-серые грауваки гравийно-песчаной, меньше валунно-галечной размерности, с маломощными алевроито-глинистыми прослоями и редкими залежками порфиритов. Часть грубых граувакк имеет характер конгломерато-брекчий. Вулканогенные обломки в граувакках представлены набором лав основного состава, главным образом с яснопорфиревыми и навитовыми структурами, которые характерны для нижекембрийских внутриформационных граувакк Кондомского синклинория и западной части Мрасского выступа.

Мощность граувакковой толщ на горе Джелсай около 1000 м.

Остановимся на вулканогенных образованиях в составе нижекембрийских накоплений западной части Мрасского выступа.

Вулканогенные породы в нижекембрийских разрезах здесь приурочены практически только к терригенным их частям. Эти разрезы в ряде участков непосредственно смыкаются с эффузивно-терригенными накоплениями восточной окраины Кондомской впадины.

Прежде всего следует упомянуть крупную вулканогенно-осадочную полосу, которая пересекает долину р. Мрас-Су ниже пос. Средний Челей.

протягивается по водоразделу ее левых притоков — Малой и Большой Суеты и вновь выходит в долину Мрас-Су у пос. Усть-Кабырзы.

У пос. Средний Челей К. В. Радугин (1936) описал эту толщу под названием мрасской формации. Она датирована досанштыкгольскими археоциатами, встреченными в так называемом вологдинском известняке по ключу Тандран и в нескольких других пунктах в Бассейне Малой и Большой Суеты.

По р. Мрас-Су у Среднего Челея (ниже ключа Куйтугол) представленная мощность мрасской толщи около 1000 м. Анализ экспозиции кровли смятых слоев в обнажениях, по данным А. Ф. Белоусова (1963 г.), показывает, что общая смена пород от древних к более молодым здесь идет вверх по течению Мрас-Су.

Мрасская толща, сменяя выходящий северо-западнее карбонатный комплекс рифея, начинается отвесно поставленной пачкой конгломератов, существенно граувакковых, с линзами мраморизованных известняков мощностью до 30 м, пластинами песчаников и черных глинистых сланцев. Мощность существенно конгломератовой пачки около 700 м.

Стратиграфически выше залегает пачка переслаивающихся серых и черных глинистых сланцев, мергелей и известняков, мощностью до 350 м, внизу с пластинами известковистых гравелитов и песчаников. В известняках содержатся археоциаты. Вертикальная смена пород трансгрессивная.

На юго-востоке граница мрасской толщи с сильно рассланцованными черными известняками рифейского карбонатно-микр кварцитового комплекса является дизъюнктивной. Слои первой близ устья ключа Тандран обращены к рифейским породам своей верхней частью.

В обломочных породах мрасской толщи, несомненно, присутствуют обломки пород рифейской карбонатно-микр кварцовой серии и афанитовые лавы докембрийской эффузивной толщи, но главная масса обломков представлена характерными нижнекембрийскими внутрiformационными порфиритами. В граувакках отмечены обломки именно таких порфиритов с явно эксплозивными очертаниями.

В конгломератах при устье ключа Тандран встречаются обломки кварцевых и бескварцевых альбитофиров.

На водоразделе Малой и Большой Суеты в мрасской толще Г. П. Болговым (1933 г.) и Ю. А. Кузнецовым (1932) отмечены лавовые пироксеновые порфириты. Плагиоклазовые и прроксено-плагиоклазовые миндалефиры в составе этой же толщи указаны А. М. Друзовым (1961 г.) на водоразделе рек Пурлы и Нижнего Анзака, где они образуют полосу шириной до 0,8 км и протяженностью 7 км.

Еще южнее О. Е. Шевченко и Ю. Ф. Спливий (1961 г.) внизу разреза мрасской толщи при крупномасштабной съемке выделили прерывистую пачку обломочных пород кератофирового состава («туфы кислых эффузивов»). Вдоль западной границы толщи, где, несомненно, выходят ее низы, установлено залегание последней на разных горизонтах карбонатного протерозоя.

Выше уже упоминалась сероцветная толща, аналогичная мрасской, с полимиктовыми конгломератами, залегающая на усть-анзасских эффузивах по р. Мрас-Су выше впадения Малой Суеты (около 5 км от ключа Тандран). Примечательной особенностью конгломератов этой толщи является большое количество кислых разноокатанных обломков эффузивного и субвулканического облика, микрофельзитовых, реже с выделениями альбита и кварца, иногда миндалекаменных. Относительное однообразие петрографического состава обильных кислых частиц свидетельствует об их внутрiformационном, а не сборно-аллохтонном происхождении. В разрезе толщи здесь же установлены в коренном залегании темно-серые и зеленовато-серые бескварцевые альбитофиры и туфобрекчия миндалекаменного альбитофира. Бескварцевые альбитофиры в виде даек рассекают на этом

участке подстилающую усть-анзасскую свиту. Часть обломков гравелитов и конгломератов петрографически аналогична некоторым телам альби-тофиров.

Большинство исследователей (Г. П. Болгов, 1933 г.; Ю. А. Кузнецов, 1932; Г. А. Курганов, 1945 г.; Щербаков, 1961; А. М. Друзев, 1961 г.; Г. А. Сидаугас, 1964 г.) считает, что мрасская толща фациально замещает граувакковый комплекс участка Усть-Кабырзы и в том числе пызасскую толщу, выделенную К. В. Радугиным (1936). Ю. Г. Щербаков и А. М. Друзов ссылаются, по материалам проведенных ими геологических съемок, на постепенные переходы между мрасской и пызасской толщами по простираанию в пределах единой вулканогенно-граувакковой полосы.

Пызасская толща в типовом разрезе при устье р. Пызас состоит из зеленовато-серых граувакковых песчаников, алевролитов и гравелитов с прослоями черно-серых глинистых сланцев. Эффузивный материал в граувакках имеет петрографический облик, свойственный основным нижнекембрийским эффузивам района, в том числе мрасской толще. В гравийных граувакках это главным образом яснопорфировые порфириды с навитовым характером структур, в песчаниках — огромное обилие вкрапленникового плагноклаза.

В гравелите из основного разреза пызасской толщи с левого берега р. Мрас-Су, в 0,4 км ниже впадения р. Пызас (западнее так называемых унушкольских известняков с *Newlandia*), А. Ф. Белоусовым (1963 г.) найден известняковый обломок с нитчатými водорослями *Epiphyton* ex gr. *jasciculatum* Sharp. (определение И. Т. Журавлевой).

Пызасская толща имеет мощность около 1500 м и круто перекрывает выходящий юго-западнее карбонатно-микрoкварцитовый комплекс рифея. Экспозиция кровли слоев в пызасской толще отчетливо устанавливается по ритмической смене крупности материала (уже упомянутые исследования Ю. А. Кузнецова, К. В. Радугина, А. Ф. Белоусова, Г. А. Сидаугаса, О. Е. Шевченко и Ю. Ф. Сипливого). К выходящим восточнее унушкольским известнякам пызасская толща подходит своими верхними горизонтами, что дало основание К. В. Радугину (1936) и некоторым другим геологам считать, что она нормально подстилает унушкольскую и является докембрийской самостоятельной толщей, несопоставимой с мрасской. Учитывая весьма сложные условия тектоники участка, это мнение, основанное на косвенных структурно-стратиграфических предпосылках, можно рассматривать только как одну из возможных рабочих гипотез, тем более что контакт между пызасской и унушкольской толщами в естественных выходах нигде не наблюдался.

На участках картировочных и разведочных выработок граница между этими толщами оказалась вторичнотектонической (данные Г. А. Сидаугаса, 1964 г., и др.). Тектонический характер части этой границы ясно читается на крупномасштабных геологических картах. Большое сходство вещественного состава пызасской и нижнекембрийской мрасской толщ, в том числе петрографическая идентичность основных вулканогенных компонентов, а также находка эпифитонов в пызасской толще позволяют предположить, что обе толщи представляют собой единую стратиграфическую единицу и формацию.

По р. Мрас-Су ниже пос. Усть-Кабырзы унушкольская толща с востока довольно круто перекрывается сложно дислоцированной сероцветной толщей, мощностью от нескольких сотен до тысячи метров, которая состоит из черных и серых глинистых сланцев и мергелей, песчаников, гравелитов, известняковых конгломерато-брекчий и прослоев обуглероженных известняков. Обломочный материал в гравелитах и песчаниках имеет полимиктовый состав (плагноклаз, пироксен, амфиболы, кварц, обломки глинистых сланцев, карбонатных пород, микрoкварцитов, порфиритов). В одном из обломков сланца из гравелитов отмечены спикулы губок.

Порфиристы в псефитовых обломках частично представлены характерными для нижнекембрийских отложений района навитовыми разностями. Песчаники имеют отчасти граувакковый состав.

Граница сероцветной толщи с унушкольскими известняками очень резкая.

Данная толща непрерывно прослеживается к северу в правобережье р. Мрас-Су почти до пос. Шор-Тайга. Здесь на широтном отрезке долины Мрас-Су К. В. Радугин (1955 г.) обнаружил мшидалекаменные лавовые порфиристы с элементами подушечной текстуры, среди которых нами найдены шлаково-пемзовидные разности. Лавы обнаруживают черты химического состава, характерные для основных вулканитов нижнего кембрия района. Среди порфиритов здесь залегает пачка грауваккового песчаника с прослоями черно-серого глинистого сланца. Лавы подстилаются полимиктовой конгломерато-брекчией мощностью в несколько метров. Конгломерато-брекчия включает обломки разнообразных известняков, микрокварцитов, глинистых и кремнистых сланцев, порфиритов. Она подстилается черными глинистыми сланцами, причем ее слоистость параллельна слоистости сланцев. В обломке известняка из конгломерато-брекчий К. В. Радугиным (1955 г.) обнаружены остатки археоциат.

Некоторыми исследователями (Щербаков, 1961; Кузнецов, 1932; Д. Е. Шевченко, 1961 г.) было обращено внимание на общее сходство по составу рассматриваемой надунушкольской толщи с пызаской и мрасской, и на этом основании первая приблизительно коррелирована со второй и третьей. Такое мнение нам представляется правомерным. Не исключал возможную параллелизацию надунушкольской толщи с мрасской и К. В. Радугин (1936).

В самой южной части Мрасского выступа, в бассейне р. Камзас и ключа Пьянковского известен существенно осадочный разрез, богато охарактеризованный нижнекембрийской фауной. В грубых конгломератах из низов нижнекембрийской толщи здесь наряду с обломками внутриформационных известняков и сланцев (в том числе с кембрийской микроорганизацией *Epiphyton* и спикул губок) обильны обломки зеленокаменных афанитовых лав, идентичных с породами из подстилающей рифейской эффузивной толщи. Выше появляется граувакковый порфиритовый материал с обычным для нижнекембрийских отложений района яснопорфиритово-навитовым обломком, вплоть до образования почти чистых граувакк. В песчаниках встречается обильный вкрапленниковый плагиоклаз. Имеется примесь лавовых обломков с эксплозионными очертаниями.

В правом склоне долины ключа Большой Курлан (восточнее ключа Пьянковского) можно наблюдать покров пемзовидного порфирита, залегающего между пестроцветными гравелито-конгломератами и песчанистым известняком. В виде редкой примеси в песчаниках (ключ Пьянковский) встречаются обломки фельзита с фельзито-трахитоидной структурой.

Среди яснообломочных пород залегают пачки известняков с археоциатами и нижнекембрийскими трилобитами досанаштыкгольского комплекса, пачки яснослоистых алевроито-глинистых и кремнистых сланцев.

Мощность нижней, терригенной, части нижнекембрийского разреза около 500 м. Выше залегают археоциатовые известняки мощностью до 750 м, с фауной санаштыкгольского комплекса, включающей также элементы оброчевского (Винкман, Гинцингер, 1962, и др.). В общем нижнекембрийские накопления образуют здесь крупный трансгрессивный ритм.

Несколько севернее по р. Мрас-Су, между реками Мазас и Колзас, выходит существенно граувакковая толща, в которой у устья р. Узас давно известны тела лавовых порфиритов. Толща выполняет синклиналиную структуру, залегая на карбонатно-кремнистом комплексе рифея (А. А. Кротова, Г. И. Спандерашвили, 1964 г.; Винкман, Гинцингер, 1962).

Нижняя часть толщи, мощностью от нескольких сотен до тысячи метров, представлена лилово-зелеными граувакками, преимущественно грубыми, массивными, частично туффитовыми. В обнажениях и шлифах нередко видны лавовые частицы явно эксплозивных форм, в том числе красноцветные. Кроме грауваккового материала, встречаются обломки известняков, сланцев, яшмо-кварцитов. Лавы устья р. Узас ассоциируются с этой грубообломочной частью толщи. В верхней части толщи обломочные породы становятся менее грубыми (гравелиты, песчаники), появляются яснослоистые алеврито-глинистые и кремнистые пачки, а в самом верху — известняки с археоциатами. Таким образом, здесь такой же в общем трансгрессивный разрез, как на Камзасском участке.

В граувакках и туффитах среди обломочного материала преобладает кластический материал яснопорфиново-навитовых порфиритов, свойственных нижнекембрийскому комплексу района. По присутствию этого материала немая нижняя часть рассматриваемой толщи несовместима с вулканогенной рифейской свитой верховьев р. Камзас и ключа Пьянковского, с которой она некоторыми геологами при проведении геологических съемок. Первая относится к базальной части нижнекембрийской свиты. При таком решении вопроса естественно объясняется наличие древних карстовых брекчий на докембрийских известняках правобережья р. Колзас в основании рассматриваемой вулканогенно-осадочной толщи (А. А. Кротова, Г. И. Спандерашвили, 1964 г.; Винкман, Гинцингер, 1962). Эти брекчи, по-видимому, относятся к базальным образованиям трансгрессивно залегающей нижнекембрийской свиты. По р. Мрас-Су, между реками Колзас и Кабырза, и во всей проходящей через этот интервал широкой полосе северо-восточного простирания вулканогенно-обломочные образования внизу нижнекембрийской толщи почти исчезают, и последняя представлена рифогенными и слоистыми известняками общей мощностью до 1000 м и более. Нижнекембрийские известняки здесь обычно лежат непосредственно на карбонатных породах рифея и включают фауну археоциат, в том числе досанаштыкгольского комплекса (Радугин, 1936; Журавлева и др., 1959; Щербаков, 1961; Винкман, Гинцингер, 1962).

Следует отметить, что чужеродные обломочные компоненты внутри рассматриваемой вулканогенно-осадочной нижнекембрийской свиты по западной периферии зоны Мрасского выступа представлены в основном продуктами размыва рифейских неметаморфических толщ, имеющими, по-видимому, местное происхождение. Метаморфогенные и интрузивные экзотические породы в обломках, в том числе в базальной части свиты, сравнительно редки. Здесь следует упомянуть гнейсо-граниты, микроклиновые граниты, диориты, отмеченные К. В. Радугиным (1936) у ключа Тандран, хлоритовые, кварц-хлоритовые, серицито-хлоритовые, серицитовые и биотитовые сланцы и обломочные таблички слюд, которые наблюдались К. В. Радугиным (1936) и А. Ф. Белоусовым (1963 г.) в породах по р. Мрас-Су ниже устья Верхнего Кезека, в нижнем течении р. Пызас и у пос. Камзас.

Петрографическая характеристика

Описание пород Кондомской зоны дается по каменному материалу, отобранному из разрезов по рекам Кондоме, Коуре и их притокам и на горе Джелсай. Использована также шлифовка В. И. Каминской по району Кондомской группы железорудных месторождений. Нижнекембрийские породы Мрасского выступа характеризуются по материалу с нескольких участков р. Мрас-Су (у пос. Камзас, ниже устья р. Мазас, выше пос. Шортайга, выше устья ключа Печерлухол).

Прежде всего следует отметить, что по большинству микропетрографических признаков базальтоидная группа лав Кондомской зоны не отличается от соответствующих лав Мрасского выступа. По некоторым объединяющим признакам характеристика лав дана обобщенно. По суммарным показателям проводятся некоторые сопоставления с диабазовой группой пород рифейского комплекса Бийского и Мрасского выступов, которые подчеркивают резкое своеобразие базальтоидных лав рассматриваемой ассоциации.

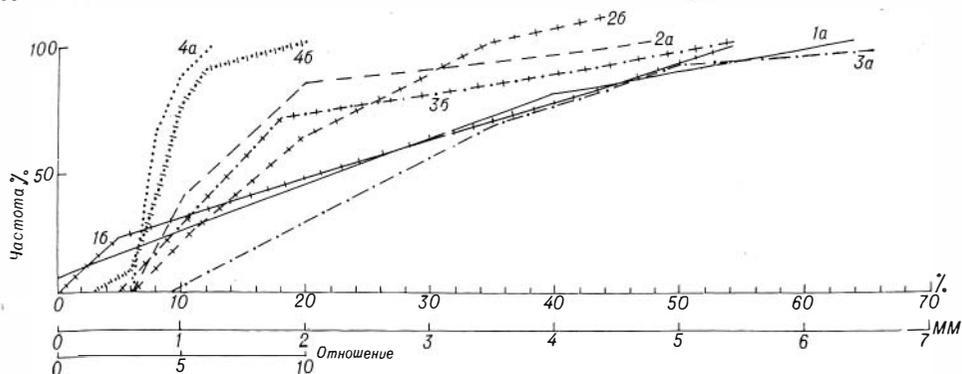


Рис. 31. Кумуляты микроструктурных показателей лавовых пород базальтоидной группы в нижне-среднекембрийской серии Кондомской и Мрасской зон

Доля порфировых выделений: 1а — Кондомская зона (35 шлифов); 1б — Мрасская зона (49 шлифов). Максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфиритах: 2а — Кондомская зона (30 шлифов); 2б — Мрасская зона (49 шлифов). Максимальные размеры выделений пироксена в порфиритах: 3а — Кондомская зона (33 шлифа); 3б — Мрасская зона (26 шлифов). Максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза: 4а — Кондомская зона (30 шлифов); 4б — Мрасская зона (48 шлифов)

Петрографическая характеристика лавовых пород дана в значительной мере по обломкам из внутриформационных граувакк. Базальтоидные лавы обладают довольно высокими показателями интрателлурической раскристаллизации. Непорфировые и микропорфировые разности имеют резко подчиненное значение (6—26%, по 55 шлифам в Кондомской зоне и 2—20%, по 49 шлифам в Мрасской), микроафанитовые и скуднопорфировые вместе — подчиненное (20—44% и 15—41% соответственно по зонам). Доля крупнопорфировых разностей в Мрасской зоне составляет 29—58%, в Кондомской — 59—84%.

Кумуляты числовых микроструктурных показателей приведены на рис. 31.

По содержанию порфировых выделений совокупности нижнекембрийских лав обеих зон не различаются. Доля выделений в них выше, чем в рифейских лавах Бийского и Мрасского выступов (достоверность 99%).

Распределения максимальных размеров выделений плагиоклаза в порфиритах обеих зон можно считать идентичными. Экстремальные размеры пироксенов в Кондомской зоне, однако, оказываются больше, чем в порфиритах Мрасской, что связано с пониженной меланократовостью последних (см. ниже).

Вкрапленники плагиоклаза, в отличие от соседних рифейских лав, имеют в основном укороченный габитус. Величины максимального отношения длины к толщине фенокристаллов образуют модальную группу в интервале 3—5 единиц. По этому показателю имеется существенное отличие от «длинноплагиоклазовых» порфиритов рифея.

На выделениях плагиоклаза и пироксена иногда видны следы оплавления и резорбции.

В основных массах зафиксированы микродиабазовые, интерсертальные, пилотакситовые (иногда с вариолитовыми элементами), гналопилитовые структуры, в единичных случаях гналоофитовые и гналиновые. Бывшие существенно стекловатые разности в Мрасской зоне составляют более значительную долю (65—91%).

Для полустекловатых основных масс нижнекембрийских лав обеих зон, в отличие от лав рифея, в большинстве случаев характерен навитый рисунок, обусловленный коротким габитусом микровыделений и микролитов плагиоклаза.

Порфириты представлены тремя обычными разновидностями — плагиоклазовыми, пироксено-плагиоклазовыми, пироксеновыми. В единичных случаях отмечены псевдоморфозы по опациitized выделениям розового обманки, вместе с пироксеном и плагиоклазом.

Существенное петрографическое различие между нижнекембрийскими лавами Кондомской и Мрасской зон заключается в том, что в первой они оказываются более меланократовыми. Доля плагиоклазовых порфиритов по зонам составляет соответственно 6—25 и 28—58%, пироксеновых — 11—32 и 0—7%, порфиритов с соотношением в выделениях *пироксен* \geq *плагиоклаз* — 46—72 и 3—20% (оценки сделаны соответственно по 60 и 48 шлифам порфиритов; достоверность различия 99%).

Литокластический вулканогенный материал разреза Джелсайского участка у западной границы Мрасского выступа (по 13 шлифам) по меланократовости, так же как и по остальным петрографическим признакам, соответствует диабазовым эффузивам Кондомской зоны, в то же время отличаясь по первому показателю от лав Мрасской.

Диабазовые вулканыты из шальмской и таштагольской толщ (включая в последнюю и породы Джелсая) по меланократовости и всем остальным петрографическим показателям, по-видимому, принадлежат к единой, однородной, группе пород, поскольку первые (по 10 шлифам) не имеют значимого отличия.

По петрографическому показателю меланократовости нижнекембрийские порфириты в Мрасском выступе не отличаются от соседних рифейских, а в Кондомской зоне превосходят рифейские лавы Бийского выступа (достоверность 98%). Порфириты Кондомской зоны не отличаются по этому показателю от восточноалтайских, а нижнекембрийские порфириты Мрасского выступа в этом отношении уступают последним (достоверность 99%).

Пироксены — моноклинные, в реликтах выделений пироксеновых и пироксено-плагиоклазовых порфиритов в Кондомской зоне могут быть встречены в 38—66% случаев (по 52 шлифам), а в Мрасской — в 6—38% случаев (по 32 шлифам), т. е. реже. Это связано с различными размерами выделений в этих ассоциациях и с отличиями в характере вторичных изменений пород, о которых будет речь ниже. В остальных массах лав реликты пироксена редки. Зонарность и двойники в пироксенах наблюдаются редко.

Нижнекембрийские диабазовые эффузивы Кондомской зоны и Мрасского выступа в целом оказались довольно специфичными по оптическим константам клинопироксена. Комплектные замеры в пироксенах выделений приведены в табл. 13, а кумуляты по всем имеющимся замерам — на рис. 32.

Пироксены вулканытов Кондомской зоны представлены замерами 1—3 (Джелсай) и 4—6 (бассейн р. Коуры), а Мрасской зоны — замерами 7, 9 (р. Мрас-Су ниже р. Большой Курлан) и 8, 10, 11 (пызасская толща, нижнее течение р. Пызас).

По величине углов $2V$ в пироксенах данная совокупность в целом

превосходит рифейские лавы Мрасского и Бийского выступов (достоверность 99%), а также нижнекембрийские лавы Восточного Алтая. По сравнению с последними более высоки и показатели преломления (достоверность отличий 99%).

Характерные повышенные значения углов оптических осей в клинопироксенах из граувакк стратотипического разреза пызасской толщи (8 замеров углов оптических осей, которые учтены при построении кумуляты

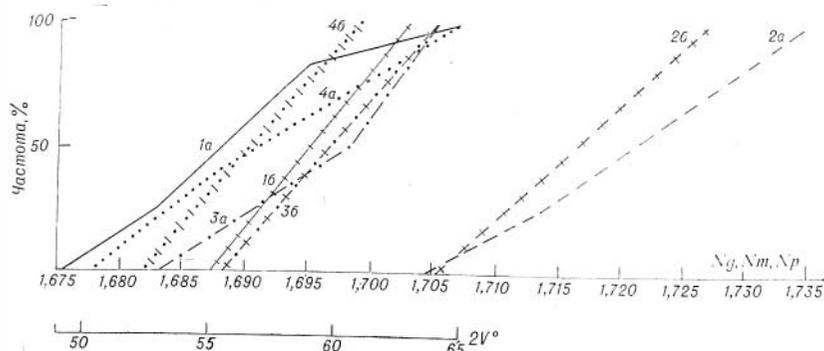


Рис. 32. Кумуляты оптических констант клинопироксенов ниже-среднекембрийской вулканической серии Кондомской и Мрасской зон

Мрасская зона: 1а — 23 замера 2V; 2а — 11 замеров Ng; 3а — 8 замеров Nm; 4а — 11 замеров Np. Кондомская зона: 1б — 4 замера 2V; 2б — 4 замера Ng; 3б — 3 замера Nm; 4б — 3 замера Np

2V на рис. 32) сближают эти граувакки с вулканогенными нижнекембрийскими породами Мрасского выступа. Между теми и другими не устанавливается различия по показателям преломления клинопироксенов (соответственно 3 и 8 определений). Это свидетельствует о стратиграфической принадлежности пызасской толщи к нижнему кембрию Мрасской зоны.

Т а б л и ц а 1

Пироксены вкрапленников из базальтоидных вулканитов ниже-среднекембрийской ассоциации Кондомской и Мрасской зон

№ п. п.	2V°	Ng	Nm	Np	№ п. п.	2V°	Ng	Nm	Np
1	55	1,722	1,702	1,696	7	53	1,713	1,692	1,687
2	56	1,718	1,698	1,691	8	57	1,712	1,692	1,687
3	56	1,727	1,704	1,699	9	58	1,704	1,683	1,678
4	57	1,726	1,704	1,699	10	58	1,735	1,714	1,707
5	58	1,727	1,705	1,699	11	62	1,725	1,705	1,701
6	63	1,705	1,688	1,682					

Клинопироксены из порфиритов таштагольской свиты Кондомской зоны по оптическим константам не отличаются от нижнекембрийских пироксенов Мрасского выступа. Подобно последним, по величине углов 2V они превосходят пироксены рифейских лав Бийского и Мрасского выступов (достоверность 99%) и нижнекембрийских лав Восточно-Алтайской зоны, а только что названную ассоциацию — еще и по показателям преломления (достоверность 99%).

По оптическим показателям пироксены рассматриваемой ассоциации не отличаются от салитов (на основании выборки 32 химически анализированных салитов по работе У. А. Дира и др., 1965). В то же время по значениям углов 2V рассматриваемые пироксены превосходят авгитовую группу и даже ферроавгиты (на основании статистики Вилкоксона, по вы-

горке 10 ферроавгитов из той же работы). На диаграммах А. Н. Винчелла и Г. Винчелл (1953), а также В. А. Жарикова и Д. К. Власовой (1955) и В. П. Костюка (1964) они укладываются в интервале от диопсида до салитов с содержанием геденбергитовой молекулы около 50%, т. е. относятся к диопсидо-салитам.

Появление салитовой группы на фоне обычной для рассматриваемых комплексов диопсидо-авгитовой ассоциации пироксенов несколько неожиданно. Оно находит некоторые объяснения в химическом составе пород (см. ниже). Можно отметить, что салитовая тенденция свойственна клинопироксенам из габбро и габбродиоритов нижнепалеозойской габбро-сиенитовой формации Кузнецкого Алатау и Горной Шории (Довгаль, 1965 г.), с которой комплекс Кондомской зоны имеет аналогичный состав.

Во вторичном замещении пироксена выделений в большинстве пород фиксируется хлорит, за которым по встречаемости следуют уралит и актинолит, кальцит, эпидот, магнетит, редкие гематит, кварц. Лавы Мрасской зоны отличаются от лав Кондомской более редкой амфиболизацией пироксена (7—41% случаев, по 25 шлифам, вместо 48—84%, по 28 шлифам), но более частой его карбонатизацией (31—72% по сравнению 4—33% пород).

Уралитовые замещения пироксена, по описаниям образцов из Кондомской зоны, выполнены амфиболом актинолитового ряда ($cNg = 14^\circ$; $2V = -74^\circ$, по А. А. Митякину, 1964 г.), с плеохроизмом в светлых зеленожелтых тонах. Уралит часто поражен более поздним хлоритом.

Плагиоклаз, по иммерсионным замерам в 27 шлифах (22 из нижнекембрийских толщ, в том числе 14 из Кондомской зоны, и 5 из шалымской толщи среднего кембрия), представлен псевдоморфозным альбитом.

Часто видны следы первичной зонарности.

Роговая обманка представлена призматическими выделениями ромбического сечения, которые замещены хлоритом, эпидотом, актинолитом. Характерны реликты опацитовых каемок магнетита.

В большей части рассматриваемых вулканитов (55—82% на совокупность в Кондомской зоне и 63—87% в Мрасской) фиксируются миндалиты. Большинство миндалефиров содержит инкрустационный хлорит, реже встречаются кварц и эпидот, изредка альбит. В миндалефирах Мрасской зоны чаще, чем в Кондомской, встречается инкрустационный карбонат (54—85% случаев, по 38 шлифам, вместо 9—32%, по 49 шлифам).

Агрегаты зеленокаменного замещения базальтоидных эффузивных тканей, кроме обычных альбита и хлорита, непостоянно содержат карбонаты, актинолит и уралит, минералы эпидот-цоизитового ряда, пренит. При этом в Кондомской зоне, по сравнению с Мрасской, распространенность минеральных парагенезисов с актинолитом-уралитом и эпидотом больше, а с карбонатом и пренитом — меньше (табл. 14).

Т а б л и ц а 14

Встречаемость вторичных (кальцевых) минералов в базальтоидных лавовых породах нижне-среднекембрийской ассоциации Кондомской и Мрасской зон

Разновидности зеленокаменных минеральных парагенезисов (пород)	Численность и доля в 95%-ном доверительном интервале		Доверительный уровень различия долей между зонами
	Кондомская зона (по 72 шлифам)	Мрасская зона (по 49 шлифам)	
С уралитом и актинолитом	46 (51—75%)	4 (2—20%)	99%
С эпидотом-цоизитом	30 (30—54%)	10 (10—34%)	95%
С карбонатами	19 (17—39%)	43 (75—95%)	99%
С пренитом	2 (0,3—10%)	11 (12—37%)	99%

Приведенная детальная сравнительная статистика вторичных минеральных парагенезисов однозначно и достоверно показывает более высокую интенсивность метаморфизма Кондомской зоны.

Субвулканические породы диабазовой группы

Выделение субвулканической фации базальтоидных пород рассматриваемой вулканической ассоциации сильно затруднено тем обстоятельством, что в районах ее развития имеются многочисленные генерации мелких тел габбро-диабазового ряда, связанные с более поздними интрузиями, а также с эффузивами рифея и девона. При выделении ниже-среднекембрийских субвулкаников в ряде случаев удается использовать аналогию их петрографического состава с базальтоидными лавами: обильное развитие вкрапленников, в том числе выделений клинопироксена, укороченный габитус плагиоклаза и т. д.

Субвулканики, относимые к рассматриваемой вулканической ассоциации, претерпели, как и собственно эффузивы, глубокое зеленокаменное перерождение.

Сравнительно уверенно к ниже-среднекембрийской ассоциации можно отнести многие яснопорфирные диабаз-порфиры, прорывающие подстилающие рифейские вулканогенные свиты (мунжинскую, усть-анзасскую) или заключенные в самих нижекембрийских толщах. Они характеризуются диабазовой структурой основной массы, иногда содержат минералы.

Диабаз-порфиры залегают в основном в виде даек, которые в полях развития вмещающих толщ обычно ортогональны к напластованию.

Пирокластические образования базальтоидной группы

Из редко встречающихся в составе ассоциации настоящих пирокластолитов можно отметить найденную в лилово-зеленой граувакковой пачке верхов таптагольской свиты по ключу Холодному туфовую породу с размерностью эксплозивных частиц от псаммитовой до мелкоцефитовой. Частицы представлены лиловыми (от обилия гематита) однообразными плагиоклазовыми микропорфиритами, спаянными скудным карбонатным цементом. Чаще отмечается примесь эксплозивных частиц плагиоклазов и пироксен-плагиоклазовых порфиритов в граувакках, особенно в западной части Мрасского выступа.

Эксплозивным лавовым частицам, как и лавам, свойственны укороченный габитус выделений плагиоклаза и гналопилито-навитовые структуры основных масс.

Кератофиры (ортофиры) ниже-среднекембрийского комплекса Кондомской зоны

В эту группу мы объединяем специфические по составу калийные вулканики ортофирного ряда, которые дали главную массу материала для накоплений шалымской свиты, а также материал для некоторых горизонтов таптагольской свиты.

В тканях этих пород почти всегда (88—100% на совокупность, по 45 шлифам) имеются порфирные выделения. Фельзитов и микропорфиров сравнительно немного (5—26%). Однако общая степень развития интра-теллурических фаз невысока. Это видно из того, что микроафанитовые и скуднопорфирные разности вместе образуют подавляющее большинство (74—95%); крупнопорфирных разностей немного (4—24%).

Распределения микроструктурных замеров даны на кумулятах рис. 33. Общая доля вкрапленников, так же как и доля микроафанитовых и скудно-

порфировых разностей вместе, такая же, как в кислых вулканитах Мразской толщи. Не намечается отличия от последних также по распределению максимальных величин вкрапленников плагиоклаза и по габитусу плагиоклаза.

Характерной особенностью первичного петрографического состава рассматриваемой группы пород является отсутствие вкрапленников кварца.

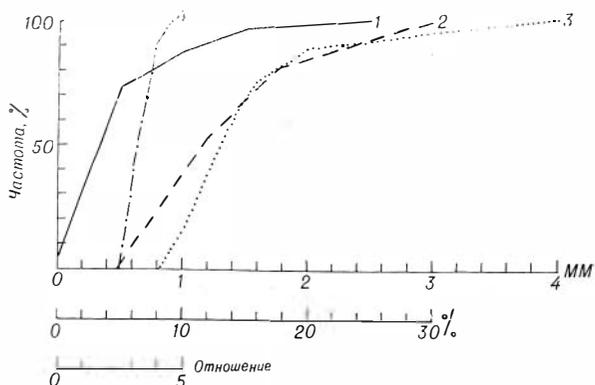


Рис. 33. Кумуляты микроструктурных показателей вулканитов ортофировой группы ниже-среднекембрийского комплекса Кондомской зоны

1 — доля порфировых выделений (45 шлифов); 2 — максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфирах (38 шлифов); 3 — максимальные размеры выделений калиевого полевого шпата в порфирах (24 шлифа); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза (34 шлифа)

что следует не только из изучения имевшейся в нашем распоряжении выборки вулканитов, но и из просмотра в шлифах большого количества аркозов пазыгской свиты.

В порфировых породах в большинстве случаев (56—84%) наблюдаются только альбитовые вкрапленники. Следовательно, ведущую по численности группу составляют бескварцевые альбитофиры. Однако большинство этих «альбитофиров» не является, как обычно, породами с резко натровым уклоном химизма, и рассматриваемая их петрографическая особенность в ряде случаев возникла в результате полной замены выделений калиевого полевого шпата альбитом и серицитом.

Реликтовый калиевый полевой шпат во вкрапленниках удалось зафиксировать только в 12 из 42 порфировых пород и еще в 4 случаях — специфические рамочные псевдоморфозы, несомненно, по калиевому полевому шпату. В общей сложности это может составить 23—53% случаев на совокупность. Однако первоначальная распространенность пород с калиевым полевым шпатом в выделениях была, безусловно, больше.

По распределению максимальных размеров вкрапленники калиевого полевого шпата не отличаются от выделений плагиоклаза. Те и другие нередко имеют следы оплавления.

Калиевый полевой шпат в реликтовых участках выделений имеет отчетливую спайность, прозрачен или поражен бурой пелитовой сыпью. Изредка он обнаруживает тонкую микроклиновую решетку. Иногда внутри реликтового калиевого полевого шпата наблюдаются идиоморфные пойкилитовые вроски альбитизированного плагиоклаза. Как редкое образование отмечена пертитовая микроструктура распада в калиевом полевым шпате.

В разной степени калиевый полевой шпат выделений замещается альбитом и серицитом, порознь или совместно. В последнем случае нередко получаются характерные полные псевдоморфозы с альбитовой рамкой по периферии и серицитовым ядром. Псевдоморфозный альбит по выделениям калиевого полевого шпата часто имеет шахматное двойникование. Иногда он образует полные псевдоморфозы с ориентировкой всех полисинтетических пластинок альбитового двойникования поперек удлинения вкрапленников калиевого полевого шпата, что не характерно для апоплагиоклазовых альбитов. Начальная альбитизация вкрапленников калишпата распространяется от краев и трещин спайности.

Плагиоклаз выделений альбитизирован (по данным иммерсионных замеров в 55 шлифах вулканитов и кератофировых аркозов). Альбит образует обычные апоплагиоклазовые псевдоморфозы, параллельно-сдвойникованные по плоскости (010). Породы с уничтожением полсовины или больше от первоначального объема плагиоклазовой фазы сравнительно редки. В 77—97% случаев в виде альбита сохранено больше половины исходного объема плагиоклаза.

Кроме альбита, в псевдоморфозах по вкрапленниковому плагиоклазу обычно образуется серицит, нередко также хлорит, железистый карбонат, изредка эпидот. Следует отметить, что железистый карбонат относится к наиболее поздним метасоматическим образованиям в породах, накладываюсь, в частности, на метасоматическую генерацию калишпата, о которой пойдет речь ниже.

Псевдоморфозный альбит выделений нередко обнаруживает по периферии и микротрещинкам совершенно отчетливую наложенную калишпатизацию, которая является одним из проявлений калиевого метасоматоза, выявленного в последнее время во вмещающих толщах сиенитовой рудоматеринской интрузии поля месторождений Кондомской группы (данные А. Ф. Белоусова, 1963 г. и Г. М. Ивановой, 1963—1964 гг.). Поздний калишпат обычно чистый, лишь изредка бывает замутнен бурой пелитовой сыпью. Темноцветных выделений или достоверных псевдоморфоз по ним в породах не отмечено. Часто наблюдаются порфириовидные таблички биотита (длиной до 0,5 мм), обычно гидратизированные до бесцветной слюды, с выпадением магнетита и гидроокислов железа. Этот биотит может быть связан с контактовым воздействием сиенитов, которое обычно в районе сопровождается образованием биотитовых роговиков. Распределение в породах биотитовых табличек отчасти контролируется микротрещинами.

Из структур основной массы отмечены фельзитовые, фельзито-микрولитовые, микросферолитовые, трахитовые, редко зернистые структуры типа микроаплитовой и микрогранитной. В подавляющем большинстве случаев (82—89%) основа ткани вулканитов оказывается целиком или преимущественно фельзитовой. Микрولиты и сферолиты чаще всего представлены альбитизированными полевыми шпатами, иногда кварцем.

Нередко встречаются разности с ленточной текстурой, которая обусловлена чередованием слоевидных, иногда линзовидных полос с разной микроструктурой. Характерным элементом таких пород являются призматически-зернистые ленты микроальбититовой перекристаллизации.

В ассоциации вторичных минералов всегда присутствуют альбит и серицит, довольно часто хлорит и биотит, изредка эпидот.

В общем, несмотря на ороговикование многих пород из рассматриваемой группы, обычная метаморфическая ассоциация минералов в ней является альбит-серицит-хлоритовой, т. е. не противоречит зеленокаменному парагенезису.

Процесс роговиковой биотитизации в вулканитах наложен на микротрещиноватость и рассланцовку. Метасоматическая калишпатизация парагенетически близка к роговиковой биотитизации. Диагностическое окрашивание шлифов показывает, что калишпатизация контролировалась в

значительной мере микротрещиноватостью и рассланцовкой пород, так же как прошедшая несомненно позже главная стадия серицитизации. Последняя, как будет показано при характеристике химического состава, местами имела метасоматически-привносной характер.

Несколько позже, чем калишпатизация, но, по-видимому, в тесной парагенетической связи с ней в некоторых породах прошло окварцевание. Метасоматически наложенные ромбоэдрические зерна и агрегаты железистого карбоната явно пересекают текстурные элементы, подчеркнутые или образованные калпевым метасоматозом и окварцеванием.

Кроме дороговиковой псевдоморфной альбитизации пород, в некоторых случаях несомненна поздняя альбитизация метасоматически-привносного характера, которая давно уже установлена в эндо- и экзоконтактах сениитов и у скарново-магнетитовых тел района (Батов, 1935; Сумин, 1953; Вахрушев, 1959; Корель, 1957а, б, и др.).

Миндалины, обычно скудные, встречаются в 10—35% случаев на совокупность. В миндалинах отмечены кварц, альбит, хлорит.

Пирокластические продукты ортофиоров

Собственно пирокластолиты, состоящие из неперекрытых частиц взрывной формы, довольно редки и не образуют крупных пачек.

Туфы, отмеченные в шалымской свите в бассейне рек Большой и Малой Каменушки, имеют псаммитовую и мелкоцефитовую размерность вулканических частиц, с четко выраженными оскольчатыми, серповидными, рогульчатыми, разбухтованными и волосовидными фельзитовыми образованиями в перекристаллизованном пепловом цементе. Часть обломков в туфах сохраняет тонкую гематитизацию, которая может указывать на воздушный обжиг при некоторых выбросах.

Характерные порфиоровые и фельзитовые взрывные частицы присутствуют также в туффидах, которые отмечаются чаще, чем туфовые породы.

Кератофиры (альбитофиры) Мрасской зоны

В выборку включены кислые вулканы с участка по р. Мрас-Су, между ключом Верхний Кезек и р. Малая Суэта (коренные выходы в низах мрасской толщи, дайки в подстилающей усть-анзасской свите рифея и обломки в конгломератах), и из обломков в нижнекембрийских конгломератах соседнего участка при устье ключа Тандран.

Кроме фельзитовых пород с различными микроструктурами основных масс, под микроскопом в рассматриваемой группе различаются бескварцевые и кварцевые альбитофиры, а также кварцевые микропорфиры (без выделений альбита).

Следует отметить слабую интрателлурическую раскристаллизацию пород данной группы, которая в общем меньше, чем в Восточном Алтае. Значительную долю (25—63%, по 30 шлифам) составляют фельзиты. Около половины или больше (47—83%) пород являются микрофанитовыми и микропорфиоровыми и подавляющее большинство (73—98%) — микрофанитовыми и скуднопорфиоровыми. Доля порфиоровых выделений во всей описываемой группе пород (рис. 34) меньше, чем в аналогичных породах Восточного Алтая.

Плагиоклазу выделений свойствен характерный для кислых вулканитов укороченный габитус, оплавленность для него не характерна. Иногда встречаются гломеросростки. Во всех альбитофирах из имеющейся выборки (15 шлифов) больше половины первоначального объема плагиоклазовых выделений псевдоморфизовано альбитом. Кроме альбита, здесь же наблюдаются в разных сочетаниях хлорит, серицит, карбонат.

Рост выделений кварца, которые отмечены только в виде микровыделений, сильно подавлен. Кварц образует идиоморфно-бипирамидальные, скелетные и полуоплавленные микровыделения.

В основных массах отмечены фельзитовые, трахитовидные и промежуточные между ними структуры, а также подчиненные (6—35% на совокупность), структуры с признаками полной первичной раскристаллизации — микроаплитовая и микрогранитная. Последняя содержит элементы трахитовидной и микропиклитовой структур.

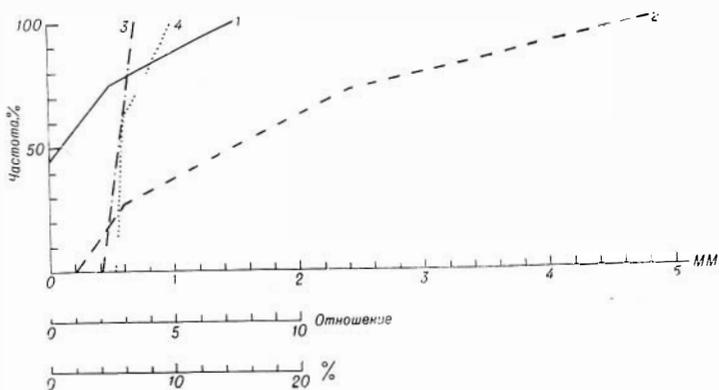


Рис. 34. Кумуляты микроструктурных показателей для вулканитов альбитофировой группы нижнекембрийского комплекса Мрасской зоны

1 — доля порфировых выделений (29 шлифов); 2 — максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфирах (15 шлифов); 3 — максимальные размеры выделений кварца в порфирах (4 шлифа); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза (8 шлифов)

Калиевого полевого шпата и признаков первичного присутствия темноцветных минералов в выделениях не зафиксировано. Во вторичной минеральной ассоциации в породах всегда фиксируются альбит и хлорит, в большинстве случаев также серицит и карбонат, изредка биотит (вместо серицита или совместно с ним) и эпидот.

Калий частично заключен в слюдах. По визуальным оценкам, больше чем в половине пород (58—90% на совокупность) количество серицита явно не достигает 10% площади шлифа, что отвечает содержанию калия до 1%. Остальной калий (см. петрохимическую характеристику) должен быть отнесен за счет трудно разрешимого калиевого полевого шпата основных масс.

Миндалины встречаются в меньшей части пород (5—35% на совокупность). В них отмечены кварц, хлорит, карбонат.

Кислые пирокластолиты

Вместе с субаркозами, сопровождающими кислые вулканиты, на участке между устьями Малой Суеты и Верхнего Кезека отмечена туфобрекчия из однообразных сложноочерченных обломков бескварцевого альбитофир с микрогранофировой основной массой.

В миндалинах и инкрустированных полостях между обломками наблюдается почковидный кварц с кальцитом. Мелкая (пепловая) фракция нацело замещена серицитом, поражающим с краев и некоторые псефитовые обломки.

Петрохимическая характеристика

Породы диабазовой группы

Базальтоидная группа пород из Кондомской зоны охарактеризована химическими и квантометрическими анализами 186—206 (см. табл. 57) и статистиками табл. 15, а из Мрасской зоны — химическими анализами 224—227 (см. табл. 57).

Таблица 15

Петрохимические статистики базальтоидных вулканитов нижнего — среднего кембрия Кондомской зоны
(число анализов — 21)

Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d	Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d
Si/O	5430	229	+0,62	0,72	a	9,96	2,9	-0,43	0,79
Ti/O	134	33	+0,34	0,83	c	5,6	1,6	-0,54	0,81
Al/O	1974	313	-0,16	0,83	b'	23,8	7,3	-0,11	0,85
$\Sigma Fe/O$	1796	383	+0,49	0,78	j'	42,4	10,4	+0,29	0,83
Fe ⁺³ /O	586	377	+0,71	0,79	m'	38,1	8,9	+0,04	0,80
Fe ⁺² /O	1210	530	-0,43	0,81	$c'(-a')$	10,9	19,3	-1,4	0,73
Mg/O	804	388	+0,47	0,85	n	72,5	12,1	+0,20	0,77
Ca/O	1285	462	-0,51	0,74	φ	13,1	8,1	+0,54	0,82
Na/O	552	185	-0,29	0,83	Q	-6,2	6,1	+1,42	0,70
K/O	339	163	+0,17	0,77	α	37,1	11,6	+0,12	0,81
$\Sigma Fe/Mg$	2,67	1,08	+0,61	0,82					
Na/Ca	0,61	0,47	+1,71	0,68					
Na/Al	0,28	0,08	-0,47	0,75					
Ca/Al	0,69	0,33	-0,27	0,78					

При числе анализов $n = 21$: $0,73 \leq d_{05} \leq 0,88$; $0,69 \leq d_{01} \leq 0,90$.

По показателям b' рассматриваемые породы в обеих зонах отвечают ряду от базальтов до андезитов. Наиболее кислыми (андезитовыми) оказались лиловые порфирыты из верхней пачки таштагольской толщи (см. табл. 57, анализы 193, 194), по химическому составу приближающиеся к трахиандезитам-латитам, и вариолитовый порфирит (анализ 225) с р. Мрас-Су.

Для диабазовой группы пород Кондомской зоны среднее $b' = 23,8 \pm 3,3$ укладывается в интервале лейко- и мезобазальтовых составов. Значительной здесь оказывается доля диабазовых лав, насыщенных и слабо пересыщенных кремнеземом; к классам с $Q > -6$ относится 39—57% пород, в расчете на совокупность.

Малое число анализов не позволяет определить в достаточно узких пределах тип базальтоидной группы для нижнего кембрия Мрасской зоны (оценка среднего $b'_{ср} = 20,25$, стандартное отклонение $s = 8,7$). По составу вкрапленников эти базальтоиды, как уже отмечалось, более лейкократовые, чем в Кондомской зоне, хотя лейкократовые основные массы (вариолитовые, андезитовидные) сравнительно редки. Поэтому можно принять, что в Мрасской зоне мы имеем группу метабазаальт-андезитобазальтового типа.

В Кондомской зоне породы восточного участка (Джелсай) отличаются от базальтоидных лав участка Таштагол — Коура только несколько более высоким содержанием титана (достоверность 99%, по статистике Вилкоксона).

Проверкой по критерию Вилкоксона, при имеющемся малом числе анализов из Мрасской зоны, не устанавливается надежных отличий от базальтоидных лав Кондомской. Лишь на 80%-ном уровне надежности для лав последней намечается повышенное содержание MgO и соответственно более низкие показатели f' и отношение $\Sigma Fe/Mg$.

Базальтоидная группа из Кондомской зоны имеет ряд петрохимических отличий от одноименных нижнекембрийских лав смежной Восточно-Алтайской зоны: более низкое содержание кремния (надежность 99%) и железа, но повышенное — титана и калия (достоверность 99%), алюминия и трехвалентного железа, более низкие значения показателей n (надежность 99%) и m' .

По сравнению с рифейскими эффузивами Бийского и Мрасского выступов в базальтоидах Кондомской зоны понижено содержание TiO_2 . Особенно резко это различие на западе Кондомской зоны, где кембрийские эффузивы можно отделить от соседних кембрийских лав Бийского выступа даже по малому числу анализов. Из имеющихся в нашем распоряжении 32 анализов на титан лав нижнего кембрия из района Таштагол — Коура в 31 случае (84—100% на совокупность) содержание TiO_2 не превышает 1%. В рифейских же базальтоидах восточной периферии Бийского выступа содержание TiO_2 превышает 1% в 28 случаях из 29 (82—100% на совокупность). Кроме того, кембрийские диабазовые лавы Кондомской зоны от рифейских лав Бийского выступа отличаются низким общим содержанием железа, но более высокой долей трехвалентного железа (φ).

В Мрасском выступе для нижнекембрийских базальтоидных лав по критерию Вилкоксона устанавливается меньшее содержание TiO_2 и суммарной FeO , чем в рифейских лавах.

Кератофировая (ортофировая) группа Кондомской зоны

Кератофиры охарактеризованы анализами 213—215 табл. 57 из таштагольской и 207—212, 216—223 из шалымской толщ и статистиками табл. 16.

Выборки из обеих толщ, по критерию Вилкоксона, не дают значимых петрохимических различий.

По характеристикам b' и Q достоверное большинство рассматриваемых кератофиров отвечает составам трахитов и трахилипаритов. Принимая для глубоко измененных палеотипных пород этих составов термин «ортофиры», мы относим данную группу пород к ортофировому типу.

Отметим, что по тем же обобщенным петрохимическим характеристикам в поле составов трахитов и трахилипаритов укладываются кератофировые аркозы из шалымской толщи (5 анализов, здесь неприводимых), которые от выборки вулканитов значимо отличаются только повышенным содержанием валового железа.

Пересыщение кремнеземом ($Q > +6$) отмечается в 7—50% пород на совокупность.

Некоторые породы (см. табл. 57, анализы 214 и 218) с повышенной кремнеземистостью ($Q > 20$) уже выходят в поле риолитового состава. Отчасти это вызвано видимым вторичным окварцеванием (анализ 218), отчасти же — первично повышенным содержанием кремнезема, обусловившим базокварцевый характер основной массы, с микролитами и сферолитами кварца (анализ 214).

Рассматриваемая группа вулканитов в целом проявляет по ряду химических компонентов некоторый риолитовый уклон. Последний виден, в частности, из биномиальных оценок относительно кларка нормальных щелочно-известковых трахитов. Кларк взят как средневзвешенное по трем известным выборкам трахитов Р. Дэли (1936) и С. Ноккольдса (1954),

Петрохимические статистики кератофиров нижнего — среднего кембрия
Кондомской зоны
(число анализов — 17)

Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d	Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d
Si/O	6416	263	+0,41	0,77	a	17,6	2,6	-0,16	0,80
Ti/O	43	11	-0,09	0,88	c	1,1	1,0	+0,68	0,85
Al/O	2043	237	-0,23	0,77	b'	5,3	1,6	-0,11	0,82
$\Sigma Fe/O$	535	228	+0,02	0,79	f'	36,3	16,4	+0,03	0,85
Fe ⁺³ /O	240	104	+0,01	0,77	m'	21,2	17,8	+1,75	0,68
Fe ⁺² /O	305	182	+0,09	0,84	$a'(-a')$	-36,7	30,8	+0,72	0,80
Mg/O	144	109	+1,86	0,67	n	53,8	18,6	-0,58	0,75
Ca/O	134	147	+0,56	0,88	φ	14,8	6,1	+0,15	0,76
Na/O	703	259	-0,47	0,74	Q	+7,8	10,5	+0,15	0,80
K/O	1000	364	+0,01	0,77	α	5,5	5,2	+0,97	0,82
$\Sigma Fe/Mg$	6,71	7,57	+2,36	0,64					
Na/K	0,93	0,78	+1,61	0,69					
Na/Ca	11,54	11,34	+0,80	0,84					
Na/Al	0,35	0,14	-0,03	0,74					
Ca/Al	0,08	0,08	+0,65	0,88					

При числе анализов $n = 17$: $0,72 \leq d_{05} \leq 0,89$; $0,63 \leq d_{01} \leq 0,91$.

всего 82 анализа. Так, по SiO₂ большинство пород рассматриваемой группы (71—100% на совокупность) превышает кларк трахитов, а по суммарной FeO, TiO₂ и CaO не достигает его (соответственно 57—96, 80—100 и 80—100% пород). По Al₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O не устанавливается подобного общего отклонения от кларка нормальных трахитов.

Для пород трахито-трахиандаритового состава в нашем случае ненормально низкими оказываются содержания CaO и значения анортитового числа, которые не уклоняются достоверно от кларка обычных риолитов (последний был вычислен по анализам риолитов и ланаритов Р. Дэйла, известково-щелочных риолитов и риолитовых обидианов С. Поккольда, всего 148 пород). Можно полагать, что здесь проявляется обычное для зеленокаменных толщ региональное метаморфическое обеднение эффузивных пород кальцием.

От нормальных трахитов описываемые ортофирные породы отличаются пересыщенностью глиноземом (характеристику a' имеет 57—98% пород), свойственной многим риолитам. Это явление в какой-то мере следует связать с отмеченной потерей кальция, однако в данном случае часть пород могла быть и первично пересыщена глиноземом, судя по наблюдаемому в некоторых породах высокому его содержанию (см. табл. 5б).

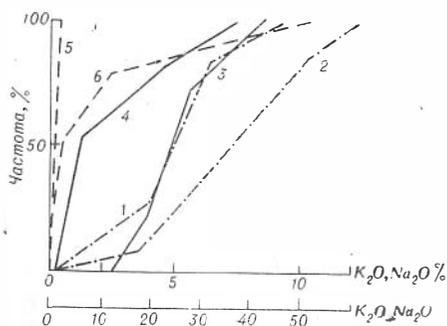
Приведенные полные химические анализы кератофиров относятся в основном к участкам, окружающим Шалымский сиенитовый массив, где породы характеризуются ороговичкованием, массивным габитусом. Для более полного выяснения поведения щелочей были дополнительно проанализированы на K₂O и Na₂O кератофиры из разрезов таштагольской и шалымской свит по р. Кондоме, где таких контактовых изменений нет, а породы обычно расслаиваются и в разной степени серицитизированы. По сумме щелочей кератофиры шалымской свиты из разреза по р. Кондоме не показали существенного отличия от кератофиров окрестностей Шалымского массива, но обнаружили существенно иное соотношение K₂O и Na₂O (без

поправки на летучие). В первых по сравнению со вторыми меньше Na_2O , но больше K_2O и выше отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 35). Достоверность различий по критерию Вилкоксона — 99%.

В кератофирах из пород, окружающих Шалымский массив, максимальные отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в основном не выходят за пределы, обычные для пород трахитового и риолитового ряда. Например, соотношение

Рис. 35. Кумуляты показателей, характеризующих соотношение калия и натрия в ортофирах шалымской толщи

1 — K_2O в ортофирах из роговиковой экзоконтактной зоны сиенитов (18 анализов); 2 — то же, вне роговиковой зоны (21 анализ); 3 — Na_2O в ортофирах из зоны ороговивания (18 анализов); 4 — то же, вне роговиковой зоны (21 анализ); 5 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в ортофирах из зоны ороговивания (18 анализов); 6 — то же, вне роговиковой зоны (21 анализ)



$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 3,5$ здесь отмечено в 18 из 18 случаев, что может составлять 82—100% на совокупность. Среди проанализированных кератофиров с р. Кондомы соотношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 3,5$ оказалось только в 9 из 21 случая, т. е. 22—66% на совокупность. Остальные характеризуются очень сильным преобладанием K_2O над Na_2O (в 10—25 и даже 50 раз), которое в значительной степени выходит за пределы, допустимые даже для калиевых трахитов и, очевидно, обусловлено метасоматическим приносом калия и удалением натрия при серицитизации пород.

В районе отмечается и противоположное явление — метасоматическая альбитизация (натровый метасоматоз) кератофиров в контактовых зонах сиенитов и около скварно-рудных тел, с потерей калия (Сумин, 1953; Корель, 1957а, б; Вахрушев, 1959).

Метасоматическая альбитизация кератофиров, с существенным приносом натрия и выносом калия, встречается кое-где и на удалении от сиенитовых плутонов и месторождений, в том числе в опорном разрезе шалымской свиты по р. Кондоме, между кератофирами, вторично обогащенными калием. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ именно вследствие сильной метасоматической альбитизации иногда падает ниже 0,3.

Полиметаморфические изменения, сказавшиеся на балансе щелочей, не позволяют восстановить точное соотношение калия и натрия в исходных эффузивах. Однако в масштабе всей рассматриваемой группы эффузивов перераспределение калия и натрия несомненно имело в значительной степени характер случайного разнонаправленного процесса типа метаморфической дифференциации. И даже если допустить некоторое общее обогащение рассматриваемых масс калием, то статистики по щелочам (табл. 17), вместе с данными по более стабильным компонентам, свидетельствуют о

Таблица 17

Статистики содержания щелочей в кератофирах нижнего — среднего кембрия Кондомской зоны (число анализов — 40).

Компоненты	\bar{X} ,	s	A	d
K_2O	6,16	3,06	—0,18	0,78
Na_2O	3,72	2,41	—0,08	—0,86

том, что первично здесь была трахито-щелочнориолитовая группа эффузивов с обычным калневым уклоном.

Таким образом, на территории Кондомской группы железорудных месторождений уже на ниже-среднекембрийском вулканическом этапе проявилась тенденция щелочного магмообразования, которая затем выразилась в появлении сенитового комплекса (близкого по химическому составу к кембрийским кератофирам).

Кератофировая группа Мрасской зоны

Группа охарактеризована анализами 228—235 табл. 57 и статистиками табл. 18. Проанализированные породы по показателям b' и характерному избытку глинозема (a') соответствуют риолитам.

Таблица 18

Петрохимические статистики кератофиров нижнего кембрия Мрасской зоны (число анализов — 8)

Петрохимические показатели	\bar{X}	s	Петрохимические показатели	\bar{X}	s
Si/O	7109	172	a	12,0	2,6
Ti/O	46	21			
Al/O	1519	151	b'	2,6	0,5
$\Sigma Fe/O$	333	104	f'	28,8	14,0
Fe^{+3}/O	133	95	m'	8,7	7,2
Fe^{+2}/O	200	58	$c'(-a')$	-49,8	44,6
Mg/O	46	27	n	63,8	20,6
Na/O	575	262	Φ	9,4	5,3
K/O	521	297	Q	+35,4	7,5
$\Sigma Fe/Mg$	10,56	8,09			
Na/K	6,42	15,20			
Na/Al	0,39	0,20			

* * *

При допущении нормальности распределения средний показатель b' попадает в 99 %-ный доверительный интервал $2,6 \pm 0,67$. Величина Q превышает рубеж $Q = 20$ во всех 8 породах, что отвечает их большинству (63—100% на совокупность). Таким образом, данную группу можно уверенно считать метариолитовой, что и определяет ее качественное отличие от ортофировой группы Кондомской зоны.

От кератофиров нижнего кембрия Восточно-Алтайской зоны рассматриваемая группа отличается меньшей общей меланократовостью (b'), более низкими содержаниями суммарного железа и MgO (во всех трех случаях достоверность отличия 99%), а также CaO. Характерны повышенное содержание калия и соответствующие отличия в соотношениях его с натрием. Сравнение проведено по Вилкоксону, при исключенных летучих.

Подытожим основные данные по рассматриваемой вулканической ассоциации.

Вулканогенно-осадочные накопления раннего — среднего кембрия Кондомской геосинклинально-троговой зоны и раннего кембрия Мрасского выступа, характеризовавшегося в это время интрагеоантиклинальной тенденцией развития, являются в своей основе подводно-морскими.

Во всех разрезах, где вскрыта стратиграфическая граница нижекем-

бийских накоплений с более древними, рифейскими, устанавливается отчетливая и глубокая по регионально-геологическому значению смена парагенезов пород. При этом на ряде участков Мрасского выступа перед нижнекембрийским накоплением имел место крупный размыв, уничтоживший мощную усть-анзасскую свиту рифея. Устойчивое нижнекембрийское накопление распространилось на юго-восточную окраину Бийского выступа, по-видимому, несколько позже, чем на более восточные участки зоны; в низах таштагольской толщи по краю Бийского выступа, так же как южнее, в сийской свите, нижний кембрий представлен только высокими биостратиграфическими горизонтами.

В вертикальном разрезе рассматриваемых накоплений наблюдается фацальная макроритмика с приуроченностью главной массы основных и салических вулканогенных продуктов к тем интервалам, которые характеризуются «регрессивным» обликом пород.

Осадочные породы представлены преимущественно терригенными образованиями. Яснообломочные массы сложены главным образом граувакковым и аркозо-кератофировым материалом внутриформационного происхождения.

Экзотический аллохтонный материал в виде обломков гранитоидов, эвдоконтактовых пород и метаморфических сланцев встречается спорадически начиная с самых нижних, досанаштыкгольских, слоев нижнего кембрия.

Крупные массы археоциато-водорослевых рифогенных известняков, наблюдаемые в Мрасском выступе (главным образом в верхах трансгрессивной нижнекембрийской вулканогенно-осадочной свиты), в сторону Таштагольской синклинальной структуры переходят в систему маломощных и редких пачек и линз среди эффузивно-терригенных накоплений.

Кремнистые породы не имеют большого распространения и в заметном количестве встречаются только в нижнекембрийской части разреза. Кремнистые сланцы ассоциируются с яснослоистыми алевроито-глинистыми пачками.

Осадочные породы в основном сероцветные. Иловые отложения в видимых низах нижнекембрийской толщи частью имеют аспидный облик. Красноцветные литофации распространены мало, спорадически встречаясь на разных стратиграфических уровнях. Поле с заметным развитием красноцветных пород охватывает нижнекембрийские отложения южной оконечности Мрасского выступа и частично распространяется на самую северную часть Восточно-Алтайской зоны. В этом поле к красноцветным породам относится не только значительное количество эффузивов и граувакк, но и часть тонких осадков.

Базальтоидные продукты ассоциируются в основном с нижнекембрийскими накоплениями, причем доля собственно эффузивных пород — лав и подчиненных им туфов — невелика, в том числе и в нижнекембрийской части разреза (не более 10—15%). Вулканогенный материал основного состава представлен главным образом переотложенными граувакковыми массами. В наблюдаемых эффузивно-осадочных разрезах лавы обычно залегают среди параллельно наложенных морских отложений в виде протяженных залежей покровного характера, изредка с подушечной текстурой.

Собственно кислые вулканогенные образования найдены в довольно низких горизонтах нижнекембрийской толщи в Мрасском выступе.

В Кондомской зоне (Таштагольская синклинальная структура) развиты щелочно-салические эффузивы и их производные. Здесь они встречаются на разных стратиграфических уровнях вулканогенно-осадочной серии нижнего — среднего кембрия, но главная их масса сосредоточена сверху, в среднекембрийской шалымской свите. Большие мощности и сравнительная чистота щелочно-салических аркозов свидетельствуют о том, что ареал мощного щелочно-салического вулканизма в пределах Кон-

домской зоны был довольно обширен, во всяком случае значительно шире современной площади выходов палымской свиты. Об этом же говорит довольно широкое рассредоточение трещинных тел щелочно-салических субвулканитов в окружающих полях более древней таштагольской свиты (нижний кембрий).

Между вулканическими комплексами Кондомской и Мрасской зон несомненно существенные различия по составу, касающиеся как диабазовой, так и кератофировой группы пород.

В Кондомской зоне базальтоидная группа относится по химическому составу к лейко-мезобазальтовому типу, в Мрасской — к метабазальто-андезитобазальтовому. Повышенная лейкократовость базальтоидов последней проявляется в количественном соотношении вкрапленников минералов, хотя почти во всем остальным микропетрографическим показателям эти две группы не различаются. Кембрийские базальтоиды обеих зон сходны по диопсидо-салитовому составу клинопироксенов, не встречающемуся в других комплексах рассматриваемой области.

Кембрийские базальтоиды от смежных рифейских отличаются в петрографическом отношении повышенной порфирированностью, укороченным габитусом плагиоклазов, а в петрохимическом — пониженным содержанием железа и особенно титана.

Кератофировая группа в Кондомской зоне по химизму является калиево-трахитовой (с некоторым щелочнориолитовым уклоном), в Мрасской выступе — метариолитовой (с несколько повышенным содержанием калия по сравнению с резко натровыми альбитофирами области).

Таким образом, вулканические комплексы Кондомской и Мрасской зон различны, представляя соответственно диабазо-ортофировую и диабазо-альбитофировую ассоциацию. Аналогично качественное отличие Кондомской зоны (Таштагольская синклиальная структура) от Восточно-Алтайской, хотя в современной структуре обе эти зоны выражены в виде единого линейного тектонического элемента.

Диабазовая группа в Кондомской зоне по сравнению с Мрасской имеет повышенное распространение минеральных парагенезисов с энидотом и особенно с актинолитом, в чем первая идентична с Восточно-Алтайской зоной.

НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ АМЗАСКОЙ И ТЕЛЬБЕССКОЙ ЗОН

Амзасская и Тельбесская тектоно-формационные зоны расположены между северо-восточным окончанием Бийского выступа и Кузбассом. От одной зоны к другой устанавливается четкое изменение состава эффузивов как диабазовой, так и кератофировой группы, при сохранении примерно одних и тех же возрастных рамок вулканической ассоциации.

Разрезы вмещающей нижне-среднекембрийской серии в этих зонах имеют много общих черт, весьма сходен литофациальный облик осадочных пород. Поэтому целесообразно охарактеризовать вулканические комплексы этих зон параллельно.

Геологическая характеристика

Общий состав и последовательность верхней части нижнекембрийских и среднекембрийских вулканогенно-осадочных накоплений до последнего времени были лучше изучены в юго-восточной части Амзасско-Тельбесского района по опорному разрезу в низовьях р. Амзас — правого притока р. Мулдыбаш (Батулин, 1936; Радугин, 1936; Филимонов, 1936; Поспелов и Федянина, 1958; А. И. Скоморохов, 1959 г.).

По р. Амзас, в 2—2,5 км от устья, в выемках железной и автомобильной дорог толща норфритов с выделениями илагиоклаза и пироксена и их массивных граувакк перекрывается более яснослоистой вулканогенно-осадочной толщей, которая имеет общее не очень крутое (40—45°) северо-западное падение слоев (рис. 36).

Порфириты и граувакки немного выше по течению Амзаса включают пачку известняка с археоциатами обручевского комплекса (Поспелов, Федянина, 1958). Порфирито-граувакковая толща с телами известняков, содержащих археоциаты, протягивается отсюда вверх по течению р. Амзас к устью р. Алгана, а также в левобережье Амзаса (р. Березовая, ключ Дисковый). Здесь в составе толщи в более низких горизонтах, чем по р. Амзас, появляются кварц-кератофировые субаркозы и аркозы, среди которых К. В. Радугин (1945) отметил грубообломочные разности.

В правобережье р. Березовой имеется значительный участок известняков, которые, вероятно, слагают низы видимой части разреза нижнекембрийской толщи. Мощность всей нижнекембрийской толщи в бассейне р. Амзас, по ориентировочной оценке А. И. Скоморохова (1959 г.), составляет не менее 1500 м. В последнее время эту толщу условлено называть березовской свитой.

Среднекембрийская толща низовьев р. Амзас (мулдыбашская свита) содержит богатую трилобитовую фауну амгинского яруса среднего кембрия (зона *Paradoxides oelandicus*).

В нижней части того интервала, который принято относить к мулдыбашской свите, залегает терригенная пачка мощностью до 200 м. Внизу эта пачка состоит из песчаников, частью гравелитистых, темно-

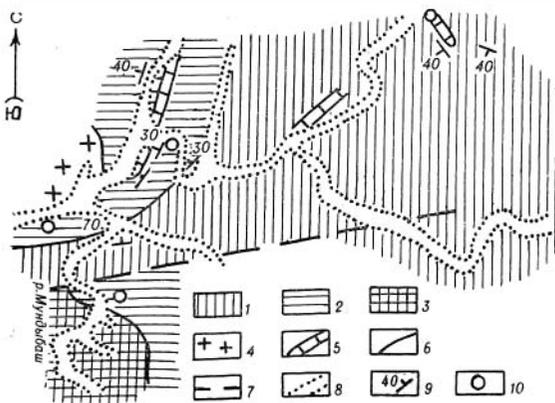


Рис. 36. Схема геологического строения участка низовьев р. Амзас. Составлена А. Ф. Белосуховым

1 — березовская свита (нижний кембрий); 2 — мундыбашская свита (средний кембрий); 3 — девон; 4 — гранит-порфиры; 5 — пачки и линзы известняков; 6 — границы стратиграфические и границы интрузий; 7 — дизъюнктивные границы; 8 — контуры рыхлых долинных отложений; 9 — элементы залегания слоистости; 10 — местонахождения кембрийской фауны

лилового и зелено-серого цвета и включает по крайней мере два конгломеративных пласта с базальным, гравийно-песчаным цементом. Пласт в основании терригенной пачки, рассеченный несколькими дайками разного состава, имеет мощность несколько метров. Он включает обломки гравийной и мелкогалечной размерности, в основном неокатанные — порфиритов, кремнисто-глинистых, кремнистых и алевроито-глинистых сланцев и известняков. Здесь же много кислых вулканических обломков с оскольчатыми и усложненными формами взрывного облика. Несколько выше в песчанике виден еще один, 1,5-метровый, пласт конгломерато-брекчии с обломками светло-серых и розоватых известняков, зелено-серых кремни-

стых сланцев, песчаников. В средней и верхней частях терригенная пачка сложена в основном янослоистыми сланцами зеленовато-серого, реже лилового цвета, с прослоями лиловатых и зелено-серых мелкозернистых песчаников и с фауной трилобитов.

По составу песчаного материала нижняя пачка является в основе граувакковой, хотя в ней появляется заметная примесь кварца, а в верхней части — даже обильный кварц.

Выше идет примерно 175-метровая пачка зелено-серых и лиловых псаммитовых и псефитовых граувакк с небольшими послойными залежами миндалекаменных и пемзовидных порфиритов и туфов. Еще выше следует 90-метровая пачка массивного лилового порфирита. Затем обнажаются янослоистые темно-лиловые и зеленовато-серые мелкопесчано-алеврито-глинистые и мергелистые породы с тонкими известковыми прослойками, мощностью 90 м. Еще выше выходят серые известняки с прослоями кремнистых сланцев, общей мощностью не менее 150 м, а над ними — зелено-серые алевроито-глинистые сланцы. В этой осадочной пачке также имеется фауна трилобитов.

Описанная стратиграфическая последовательность пачек выявляется совершенно отчетливо благодаря не очень крутому залеганию слоев в опорном разрезе.

По данным А. И. Скоморохова и Б. А. Блюмана (1959 г.), в правобережье Амзаса мундыбашская свита венчается 700-метровой пачкой порфиритов, граувакковых конгломерато-брекчий, гравелитов, песчаников, бескварцевых алевролитов, глинистых сланцев, мергелей.

Для обломочных пород мундыбашской свиты по р. Амзас в основном характерен граувакковый состав, так же как и для верхней части березовской свиты.

Общая мощность мундыбашской свиты не менее 1400 м.

Между березовской и мундыбашской свитами большинство исследователей предполагает серьезное стратиграфическое несогласие, придавая конгломератам нижней пачки мундыбашской свиты межформационное

значение. Однако доводы в пользу такого несогласия нельзя признать удовлетворительными. Описанный выше состав конгломератов из нижней пачки мундыбашской свиты не дает оснований говорить о существенном размыве перед ее отложением, так как ни одну из разновидностей пород обломков нельзя считать характерной только для подстилающей толщи и экзотической для мундыбашской. Внутриформационное происхождение части обломков из конгломеративных пластов вполне очевидно (кислые вулканиты, лиловые известковистые песчаники с характерной лимонитизацией). Надежных структурных признаков несогласия в основании мундыбашской свиты никем не установлено. Обручевский возраст фауны археоциат в верхах подстилающей березовской свиты достоверен, поэтому нет оснований говорить о вымывании из разреза значительного стратиграфического интервала. Наконец, нижнюю границу мундыбашской свиты нельзя считать межформационным разделом, поскольку она проходит внутри однотипной вулканогенно-осадочной толщи. Выше и ниже этой границы ассоциация пород в целом, а также состав вулканогенных и обломочных пород существенно не изменяются.

Все это не подтверждает предположения о том, что между березовской и мундыбашской свитами существует крупное несогласие. Следовательно, березовскую и мундыбашскую свиты можно рассматривать как единую стратиграфическую серию и единую вулканогенно-осадочную формацию.

Нижняя половина описанного выше разреза мундыбашской свиты бассейна р. Амзас имеет трансгрессивный характер, который выражен в преобладании тошких сероцветных осадков, и содержит мало эффузивов в отличие от верхней части той же мундыбашской и верхов березовской свит, характеризующихся грубыми и отчасти лестроцветными литофациями и повышенной насыщенностью основными лавами (до 30—35%).

Более молодые нижнепалеозойские толщи в бассейне р. Амзас представлены хорошо палеонтологически охарактеризованными осадочными накоплениями верхнего кембрия и ордовика. Эти отложения имеют сборно-молассовый и частично флишoidalный характер и образуют совершенно самостоятельный в стратиграфическом и формационном отношениях комплекс.

Севернее Амзасского участка сравнительно мощный фаунистически охарактеризованный разрез нижнего кембрия с участием вулканогенных продуктов известен по р. Мундыбаш и ее притокам в районе Сухаринской группы железорудных месторождений.

По материалам детальных геологосъемочных и разведочных работ Западно-Сибирского геологического управления, здесь выделяется примерно 1000-метровая толща известняков с археоциатами, в которой встречаются редкие прослой глинистых, мергелистых и кремнистых сланцев. Известняки местами доломитизированы.

Аналогичные мощные известняки с археоциатами выступают западнее по р. Кондоме, у пос. Белый Камень, из-под девонских накоплений, а также восточнее, в верхнем течении р. Большой Таз, где они образуют крупные горстообразные блоки. Мощность известняков в этих блоках, по В. Г. Руткевичу (1964 г.), достигает 1500 м. Заключенные в мощных известняках археоциаты относятся к досанаштыкгольскому фаунистическому комплексу, иногда в фауне появляются санаштыкгольские формы.

Наличие вулканогенного материала в этих отложениях не установлено. По-видимому, ниже санаштыкгольского уровня в нижнем кембрии Амзасско-Тельбесской зоны отсутствуют внутриформационные вулканогенные продукты.

По р. Мундыбаш, у пос. Самарский Лог, непосредственно к югу и к северу от западного окончания полосы самарской метаморфической толщи (рис. 37, 38) вскрывается уже отмеченная выше (см. гл. II) существ-

венно терригенная асидная пачка мощностью 300—400 м, которую следует считать базальной для мощных нижнекембрийских известняков Сухаринского рудного поля.

На Кедровском месторождении Сухаринской группы мощные нижнекембрийские известняки в разбуренном своде антиклинали вверх постепенно сменяются слоистыми сероцветными серицитизированными сланцами и алевролитами с подчиненными мергелями, песчаниками и гравелито-песчаниками. Слоистая терригенная пачка здесь и в бассейне р. Сухаринки имеет мощность более 350 м. Местами в нижней части этой пачки при разведке отмечены линзы конгломератов из обломков известняка, песчаников, сланцев, порфиритов. Из коренных выходов сланцев по р. Сухаринке Е. С. Федяпиной и О. К. Полетаевой (1961 г.) определены нижнекембрийские трилобиты рода *Tungusella* и семейства *Neoredlichidae*, которые, по мнению Л. Н. Репиной, свидетельствуют о

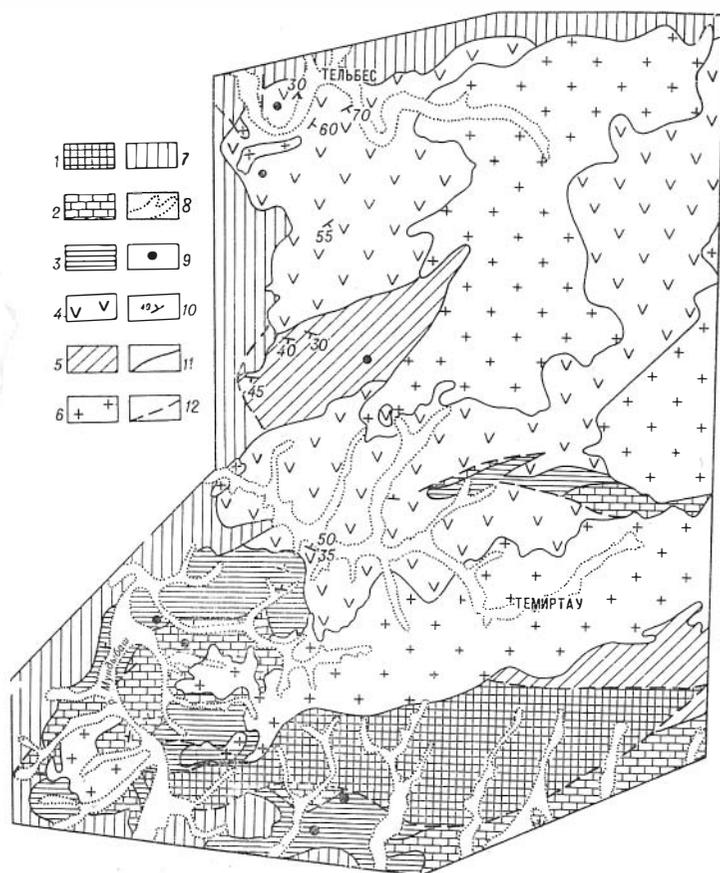
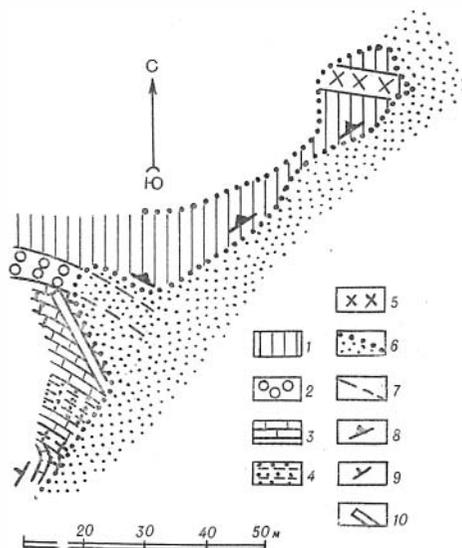


Рис. 37. Схема геологического строения части Тельбесского района Горной Шории (по данным Казской экспедиции Западно-Сибирского геологического управления, 1964 г., с небольшими дополнениями)

1 — толща метаморфических сланцев (самарская); 2 — мраморизованные известняки, нижний кембрий; 3 — терригенные пачки, нижний кембрий; 4 — вулканогенно-осадочная толща, нижний — средний кембрий; 5 — терригенная толща (агайская свита), ордовик; 6 — додевонские гранитоиды; 7 — вулканогенно-осадочные толщи, девон; 8 — рыхлые долинные отложения и их контуры; 9 — местонахождения кембрийской и ордовичской фауны; 10 — элементы залегания слоистости; 11 — границы стратиграфические и границы интрузий; 12 — дизъюнктивные границы

Рис. 38. Геологическая схема выходов коренных пород на левом берегу р. Мундыбаш, южнее пос. Самарский Дог. Составлена А. Ф. Белоусовым.

1 — толща метаморфических сланцев (самарская); 2—4 — нижнекембрийская терригенно-известняковая толща; 2 — конгломеративные гравелиты с обломками метаморфических сланцев, 3 — обуглероженные известняки, 4 — серые сланцы с алеврито-песчаниками; 5 — дайки диабазов; 6 — рыхлые отложения и их контуры; 7 — стратиграфические контакты; 8 — залегание кристаллизационной сланцеватости; 9 — элементы залегания слоистости; 10 — картировочная канава



санаштыкгольском возрасте вмещающих пород, являясь несомненно более древними, чем еланский (обручевский) комплекс.

При изучении шифров из керна пород этой терригенной пачки с участков Левая Сухаринка, Кедровка, Южный и Северный Аргыштаг, Шор-Шалбаны, а также из коренных выходов по рекам Мундыбаш и Сухаринка, не удалось установить достоверных лавовых пород, а также туфов и граувакк. Однако песчаники и гравелито-песчаники по составу должны быть отнесены к кератофировым субаркозам и даже аркозам. Они состоят из частиц вкрапленного кварца, а также сильно измененных (серцитизация и др.) полевых шпатов, обломочков фельзитовых и трахитовидных основных масс, микропорфировых кварцевых и бескварцевых альбитофиров, микрокварцитов и редко базальтоидных основных масс.

В гравелито-песчаниках по р. Сухаринке имеется значительная примесь обломков очень однообразных лавовых плагиоклазовых микропорфиров. В левом борту долины р. Мундыбаш, выше устья р. Кедровки, среди зеленовато- и черно-серых алеврито-глинистых и кремнистых сланцев верхней терригенной пачки А. Ф. Белоусовым (1964 г.) наблюдалась послойная полоса пироксен-плагиоклазового мидалефира (до немзвидного), вероятно, лавовой фации.

Следовательно, кислые и базальтоидные вулканогенные продукты появляются на уровне слоев с санаштыкгольской фауной, причем последние имеют признаки местного происхождения.

Общая мощность описанных выше известняково-терригенных нижнекембрийских накоплений в поле месторождений Сухаринской группы составляет около 1700 м.

По редким естественным выходам и разрезам буровых скважин верхняя терригенная пачка в северной части Сухаринского рудного поля имеет в общем не очень крутое (35—50°) падение на север, под эффузивно-осадочную толщу, которая выходит в долине р. Учуды у разъезда Учуден и в правобережье р. Учуды в районе ключа Казанкол. В. Г. Руткевич (1964 г.) на основе обобщения всех детальных геологоразведочных и съемочных данных по структуре участка считает северную часть Сухаринского поля северным крылом крупной антиклинали (Темирской), что согласуется с отмеченной выше последовательностью толщ.

Нижняя часть эффузивно-осадочной толщи по р. Учуде и в приустьевой части ключа Казанкол представлена, по нашим наблюдениям, мощной эффузивной пачкой, которая прослеживается вдоль долины р. Учуды в виде полосы шириной около 1 км. Пачка сложена в основном темно-зелено-серыми и темно-лиловыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами с небольшим количеством грубых туфовых пород и граувакк. Нормальная мощность этой пачки более 500 м.

Вверх по долине ключа Казанкол существенно порфиритовая пачка круто, но с нормальной экспозицией слоев перекрыта другой пачкой, которая состоит из слабо стратифицированных гравийно-песчаных, частично конгломеративных граувакк с отдельными послойными залежами зелено-серых и лиловых миндалекаменных порфиритов. В граувакках встречаются редкие прослой алеврито-глинистых, мергелистых и кремнистых сланцев. Мощность этой пачки около 350 м. Выше по течению ключа Казанкол выходит верхняя часть эффузивно-осадочной толщи, в редких обнажениях представленная лиловыми порфиритами, темно-лиловыми и зелено-серыми песчано-алеврито-глинистыми породами с небольшим количеством гравелитов.

В граувакках из керна скважины Казанкольской магнитной аномалии (ключ Казанкол) нередко отмечается примесь обломков осадочных пород, в том числе микрокварцитов и иногда обломков бескварцевых порфиров, в том числе роговообманковых. Песчаная фракция характеризуется огромным обилием плагиоклаза и полным или почти полным отсутствием обломков кварца. Доля основных лав в эффузивно-осадочной толще района Учуды — Казанкол значительна, порядка одной трети всей мощности.

Общая мощность эффузивно-осадочной толщи больше 1000 м. Породы этой толщи попадают в экзоконтактовую зону Тельбесского гранитоидного плутона и сильно ороговикованы, частично скарнированы, амфиболизированы, эпидотизированы и т. д.

Органических остатков в этой толще неизвестно. Фауна найдена в идентичной толще соседнего поля месторождений Тельбес и Одрабаш, которая вмещает эти месторождения и Тельбескую гранитоидную интрузию.

Основу толщи участка Тельбес — Одрабаш составляют граувакки, от очень грубых конгломерато-брекчий до песчано-алевритовых образований. Граувакковые массы по петрографическому составу обломочного материала вполне идентичны зелено-серым и лиловым порфиритам, которые залегают в этой толще в виде лавовых и субвулканических тел. Песчаная фракция обломочных пород оказывается почти или совершенно бескварцевой. Кроме порфиритового, в обломочных породах присутствует кластический материал осадочных пород из числа тех разновидностей, которые известны в составе самой толщи. Среди последних следует отметить ясно-слоистые алеврито-глинистые, мергелистые и кремнистые сланцы, известняки.

В ряде случаев в обломочных породах отмечена примесь обломков разной окатанности, представленных бескварцевыми кератофирами. Установлено, что на участках Одрабаш (лог Дегтярный) и Тельбес часть гравийно-песчаных пород представляет собой кератофировые аркозы и субаркозы.

Лавы и субвулканические породы основного ряда представлены ясно-порфиритовыми породами с выделениями плагиоклаза, пироксена и иногда роговой обманки. По насыщенности лавовыми порфиритами толща Тельбеса — Одрабаша сравнима с толщей Учуды — Казанкола.

В качестве образований, не имеющих большого распространения, отмечены пестроцветные туфобрекчии и туфы порфиритового состава.

Большая часть пород толщи имеет зелено-серую окраску, однако нередко наблюдается и реликтовая лилово-красная их пигментация. В породах, в связи с Тельбесской интрузией, развито ороговикование, а также амфи-

болизация, скарнирование, которые отличают рассматриваемую толщу от покрывающих вулканогенно-осадочных накоплений девона, где интрузивные и контактово-метаморфизованные породы содержатся уже в виде обломков в конгломератах.

При поисково-разведочных работах на участке аномальной зоны «Икс» Казской экспедицией были обнаружены небольшие линейные и штокообразные тела бескварцевых кератофиров, претерпевших, как и вмещающие их породы, скарнирование в связи с тельбесской интрузией.

Основную часть Тельбесско-Одрабашского поля древней эффузивно-осадочной толщи занимает несколько осложненное южное крыло антиклинальной структуры, осевая часть которой расположена у самой границы с несогласно налегающими отложениями девона по р. Тельбес. Мощность толщи в указанном южном крыле может быть оценена ориентировочно в 1500—2000 м. С юга древняя эффузивно-осадочная толща сменяется осадочной, с фауной ордовика свитой, которая внизу сложена существенно песчаными, а выше алеврито-глинистыми породами, т. е. имеет трансгрессивное строение. В основании ордовикской толщи в левобережье р. Малой Учуды А. Ф. Белоусовым (1965 г.) установлены красноцветные базальные конгломеративные гравелито-песчаники с характерным для здешних толщ ордовика обилием обломочного кварца и галечкой кварцитов.

Органические остатки (водоросли *Epiphyton*) в древней эффузивной осадочной толще впервые обнаружил С. С. Лапин (Кляровский, 1952), по ключу Акбалык (Партизанскому). В 1962 г. Ю. С. Надлер и вслед за ним В. Г. Смирнов там же нашли трилобитов *Amgaspis* и *Schistocephalus* (определения Е. С. Федяниной, 1963 г.). Эпифитоны и трилобиты происходят из известняковых глыб в существенно граувакковых конгломерато-брекчиях с базальным песчаным цементом, которые образуют пачку мощностью до 100 м и включают, кроме глыб, линзы по внешнему облику аналогичных известняков.

А. И. Скоморохов (1959 г.) собрал в пачке известняка из известкового карьера в правом борту р. Тельбес у одноименного поселка обильные брахиоподы, которые, по определению Н. А. Аксаринной (1963 г.), представляют родами *Matutella*, *Nisusia* и *Kulorgina* со стратиграфическим распространением от верхов нижнего (обручевский горизонт) до низов среднего кембрия.

Изложенными материалами вполне надежно подтвердилось предположение К. В. Радугина и В. М. Кляровского (Кляровский, 1952, 1956) о кембрийском возрасте рудовмещающей толщи Тельбеса — Одрабаша.

Биостратиграфические данные и общее сходство парагенезисов пород позволяют коррелировать эффузивно-осадочные толщи Тельбеса — Одрабаша и Учуды — Казанкола с накоплениями мундыбашской свиты и существенно граувакковой верхней частью березовской свиты бассейна р. Амзас. Возможно, терригенная (существенно аркозвая) пачка и нижележащие мощные известняки Сухаринского рудного поля являются коррелятивами мощных известняков р. Березовой и примыкающих к ним аркозов и субаркозов левобережья р. Амзас.

Восточнее Сухаринского поля, в районе Казской группы месторождений железа, В. И. Синяковым (1961) были обнаружены доордовикские вулканогенные образования.

В разведочных разрезах через участок месторождения Леспромхозное нижнеордовикские песчаники (алтаинская свита) с поверхности не очень круто залегают на доломитизированных, скарнированных и оруденелых мраморах (рис. 39). Последние довольно обычны для месторождений Казской группы. Они выступают большей частью в виде тектонических клиньев среди пород ордовика и условно относятся к кембрию. Это предположение представляется естественным, поскольку нижнекембрийские известняки Сухаринского поля близ Тельбесской интрузии местами тоже доломитизированы, а рифейская карбонатная толща, с которой можно было бы

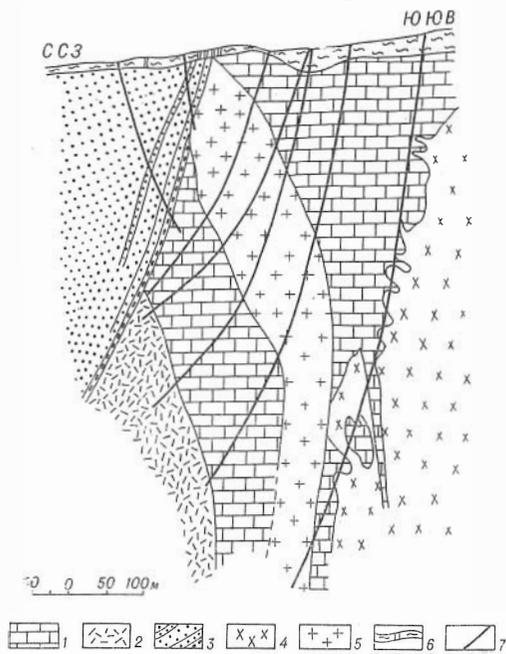


Рис. 39. Разрез месторождения Леспромхозное (по В. И. Сняжкову, 1961 г., схематизировано)

1 — доломитизированные известняки, доломиты; 2 — ортофиры, ортофирные аркозы и шпороклястолиты; 3 — терригенная свита ордовика; 4 — диориты; 5 — спонгиты; 6 — рыхлые отложения и шурфы в них; 7 — буровые скважины

не только кератофиры эффузивного облика, но и продукты их перемыва. По подсчетам В. И. Сняжкова, кератофиры составляют 45% объема пачки. В ней В. И. Сняжковым отмечены заленокаменные порфириды, среди которых он наблюдал лавовые образования. По скв. 459 тоже обнаружены плагиоклазо-пироксеновые порфириды с признаками лавовых пород (с неполнокристаллической основной массой, миндалекаменной текстурой и реликтовой гематитовой пигментацией). Не вполне ясно, слагают ли эти порфириды лавовые залежи на месте подсечения их скважинами или образуют псефитовые обломки в алюмосиликатных породах. Однако при любом толковании рассматриваемая алюмосиликатная пачка представляет собой вулканогенно-осадочное образование смешанного состава.

Эти вулканогенные образования, ассоциирующие с мощными известняками и перекрытые отложениями нижнего ордовика, можно считать кембрийскими и скорее всего нижнекембрийскими.

В восточной части Тельбесской зоны, в бассейне р. Таз, при впадении р. Черный Таз, по данным К. В. Радугина и А. И. Скоморохова (1955—1959 гг.), В. Г. Руткевича и др. (1964 г.), известна осадочно-вулканогенная толща со среднекембрийской фауной. Структура полосы среднекембрийской толщи, имеющей северо-восточное простирание, по данным геологических съемок, может быть представлена в виде усложненной антиклинали с крутыми крыльями, осевая часть которой проходит в долине Черного Таза. В ядре выходят серые известняки, мергели, подчиненные известковистые песчаники; здесь А. И. Скомороховым (1959 г.) найдены среднекембрий-

связывать доломитовые мраморы Казских месторождений, судя по уже описанному разрезу у пос. Самарский Лог, выладеет из разреза этого района.

На вскрытых скважинами более глубоких горизонтах разведочных разрезов месторождения Леспромхозное под породами ордовикской свиты залегают вулканогенные породы бескварцево-кератофирного состава, среди которых В. И. Сняжков обнаружил лавовые и обломочные образования. Кератофирные породы непосредственно контактируют с доломитовыми мраморами. Если представить, как отмечает И. В. Дербинов (1964), основание алгангской свиты первично-горизонтальным (см. рис. 39), то кератофирные породы окажутся некруто залегающими на карбонатной толще, т. е. стратиграфически выше ее.

Кератофирные породы разбурены только на мощность около 100 м. По керну из скв. 469 нами установлены бескварцево-кератофирные аркозы гравийно-песчаной и несчано-алевро-нелитовой размерностей. Таким образом, в этой пачке имеются

ские трилобиты *Pagetia* и *Agraulos*, характерные для стратотипа мундыбашской свиты (определения Е. С. Федяниной, 1959 г.). Юго-восточнее, стратиграфически выше выходят зеленовато-серые, реже лиловые существенно граувакковые песчаники, гравелиты, алевролиты. Еще выше идут песчаные и грубые граувакки, конгломераты, порфириты с выделениями пироксена и илагиоклаза, их пирокластолиты. Полная мощность толщи, по оценке В. Г. Руткевича (1964 г.), около 2800 м. Разрез имеет отчетливое регрессивное строение. На северо-западе среднекембрийская толща несогласно перекрыта красноцветной осадочной свитой, сопоставимой в бассейне р. Амзас с фаунистически охарактеризованной горношорской свитой верхнего кембрия. На юго-востоке на среднекембрийской вулканогенно-осадочной толще трансгрессивно лежат терригенные накопления амзасской свиты среднего — верхнего ордовика.

Нижне-среднекембрийские накопления Амзасско-Тельбесского района образуют сложную складчатую структуру. Важной особенностью этой структуры является развитие вдоль ее оси по линии пос. Белый Камень — пос. Самарский Лог — пос. Каз — месторождение Укем-Укес выступов мощных нижнекембрийских известняков, которыми намечается стержневая блоково-антиклинальная зона структуры. Сюда же приурочен Самарский метаморфический выступ. При наличии осевой блоково-антиклинальной зоны структура всей Амзасско-Тельбесской полосы представляется антиклинорией. По оси ее проходит серия разломов крупного масштаба, детально изучавшаяся ввиду приуроченности к ней ряда железорудных месторождений. Можно полагать, что на месте указанной блоково-антиклинальной зоны уже к нижнему — среднему кембрию существовал тектонический барьер между Амзасской и Тельбесской зонами. Наличие антиклинальной палеотектонической зоны подтверждается протягивающейся вдоль нее резкой положительной гравитационной аномалией, которую можно связать с приподнятым положением докембрийского метаморфического комплекса и выпадением здесь из разреза «неметаморфической» серии докембрия.

Петрографическая характеристика

Базальтоидные эффузивы юго-восточной, Амзасской, зоны описываются по каменному материалу с р. Амзас и примыкающего участка р. Мундыбаш, а из северо-западной, Тельбесской, зоны — по материалу с участков Учугла — Казанкол и Тельбес — Одрабаш, в том числе по шлифотекам Казасской экспедиции Западно-Сибирского геологического управления.

Лавовые породы базальтоидной группы

Из микропетрографических особенностей базальтоидных лав прежде всего обращают на себя внимание высокие показатели интрателлурической раскристаллизации.

Микроафанитовые и микропорфировые лавы практически отсутствуют, скуднопорфировые составляют незначительную долю (5—12% на совокупность, по 5б шлифам). По этим двум показателям имеется отличие от базальтоидных лав одновозрастной ассоциации соседних Кондомской зоны и Мрасского выступа. Многие лавы (41—68%) являются крупнопорфировыми.

Кумуляты микроструктурных показателей даны отдельно по юго-восточной и северо-западной зонам (рис. 40). По показателям, изображенным кумулятами, значительных различий между зонами на основании критерия Вилкоксона не обнаруживается.

Доля выделений в базальтоидных лавах рассматриваемой ассоциации в целом выше, чем в соответствующих породах Кондомской зоны. По

остальным трем показателям, отраженным на кумулятах рис. 40, эти лавы в обеих зонах можно считать идентичными.

Для выделений плагиноклаза характерен укороченный габитус. Породы с максимальным отношением длины к толщине выделений, равным 5 и выше, составляют 78—97% на совокупность (по 51 шлифу).

Оплавление и резорбция вкрапленников довольно редки. Не имеют значительного развития и гломеросрастания выделений, несмотря на обилие интрателлурических кристаллов.

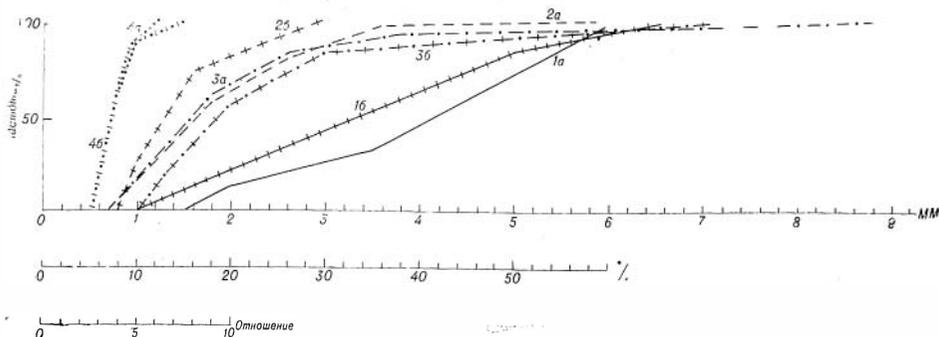


Рис. 40. Кумуляты микроструктурных показателей базальтоидных вулканитов нижне-среднекембрийских комплексов Тельбесской и Амзасской зон

Доля порфировых выделений: 1а — Тельбесская зона (31 шлиф); 1б — Амзасская зона (25 шлифов). Максимальные размеры выделений плагиноклаза в порфиритах: 2а — Тельбесская зона (30 шлифов); 2б — Амзасская зона (19 шлифов). Максимальные размеры выделений пироксена в порфиритах: 3а — Тельбесская зона (28 шлифов); 3б — Амзасская зона (24 шлифа). Максимальные отношения длины к толщине выделений плагиноклаза: 4а — Тельбесская зона (30 шлифов); 4б — Амзасская зона (18 шлифов)

Как и в Мрасско-Кондомском районе, здесь широко распространены лавы с бывшими полустекловатыми и существенно стекловатыми основными массами — гналопилитовые и близкие к ним (49—76% на совокупность, по 54 шлифам). Остальную часть составляют разности с пилотакситовой, интерсертальной, микродиабазовой основной массой. Гналопилитовые и близкие к ним ткани в подавляющем большинстве случаев оказываются навитовыми (69—96%).

Несомненное большинство порфировых лав (68—87%, по 56 шлифам) характеризуется совместным нахождением в выделениях плагиноклаза и пироксена. Плагиноклазовые порфириты составляют 2—17% на совокупность, пироксеновые — 4—22%. По относительной распространенности этих трех разновидностей Амзасский участок не отличается достоверно от участков Тельбесской зоны.

Однако между зонами имеется различие по петрографическому показателю меланократовости базальтоидных лав. В бассейне Амзаса порфириты с объемным соотношением $\text{пироксен} \geq \text{плагиноклаз}$ составляют 55—91% на совокупность (19 шлифов из 25), а на северо-западных участках — только 2—29% (3 из 27). Достоверность различия 99%.

Кроме порфиритов с выделениями плагиноклаза и пироксена, на Амзасском участке встречены порфириты с псевдоморфозами по выделениям оливина (ранее они отмечались Б. А. Блюманом, 1959 г.), а на северо-западных участках — плагиноклаз-пироксен-роговообманковые и плагиноклаз-роговообманковые разности.

Пироксен в базальтоидных лавах относится к диопсид-авгитовому ряду. Реликты его во вкрапленниках можно наблюдать часто (47—75% случаев на совокупность пироксеновых и пироксено-плагиноклазовых порфиритов, по 50 шлифам). Реликты клинопироксена в основных массах

Пироксены вкрапленников из базальтоидных вулканитов нижне-среднекембрийской вулканической ассоциации Амзасской и Тельбесской зон

№ пп.	2V°	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>	№ пп.	2V°	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>
1	52	1,719	1,699	1,694	10	56	1,716	1,694	1,690
2	53	1,715	1,692	1,689	11	57	1,729	1,710	1,704
3	53	1,713	1,692	1,686	12	57	1,720	1,701	1,694
4	53	1,719	1,699	1,694	13	57	1,724	1,703	1,697
5	53	1,714	1,695	1,690	14	57	1,714	1,696	1,690
6	54	1,719	1,701	1,694	15	58	1,721	1,702	1,695
7	55	1,725	1,703	1,697	16	58	1,717	1,698	1,692
8	56	1,729	1,709	1,704					
9	56	1,723	1,702	1,697					

редки. Комплексные оптические замеры клинопироксенов приведены в табл. 19.

Замеры 1—15 относятся к Амзасскому участку, № 16 — к участку Одрабаш; № 13 и 16 принадлежат субвулканическим диабаз-порфирирам.

Кумуляты по всем имеющимся замерам (включая некомплектные) даны на рис. 41.

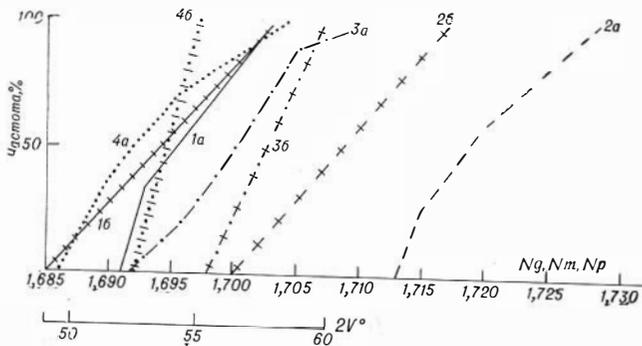


Рис. 41. Кумуляты оптических констант клинопироксенов в нижне-среднекембрийской вулканической серии Амзасской и Тельбесской зон

Амзасская зона: 1a — 17 замеров 2V; 2a — 15 замеров *N_g*; 3a — 20 замеров *N_m*; 4a — 16 замеров *N_p*. Тельбесская зона: 16 — 6 замеров 2V; 2b — 4 замера *N_g*; 3b — 2 замера *N_m*; 4b — 2 замера *N_p*

Светопреломление пироксенов в лавах Амзаса по *N_g* оказывается выше, чем в лавах северо-западных участков (достоверность 99%).

В агрегатах замещения пироксена в подавляющем большинстве случаев присутствует хлорит, значимо реже уралит и актинолит, карбонат, кварц, магнетит, эпидот.

На Амзасском участке отмечены псевдоморфозы по пироксену, выполненные лейкоксенном и сфеном.

Плагиоклаз вкрапленников альбитизирован (иммерсионные измерения и диагностическое окрашивание в 12 шлифах). При наличии выделения плагиоклаза в большинстве пород (56—83%) удается наблюдать псевдоморфные следы зонарности.

Кроме альбита, в псевдоморфозах по плагиоклазу в большинстве случаев присутствуют хлорит и серицит, реже эпидот и карбонат. На Амзасском участке в составе псевдоморфоз (по внутренней зоне кристаллов) отмечен сфен.

Роговая обманка образует удлиненно-призматические вкрапления, обычно нацело замещенные хлоритом и карбонатом.

Из плагиоклаз-пироксен-роговообманкового порфирита с участка аномалии Береговой (р. Тельбес) замерена реликтовая зеленая роговая обманка выделений: $2V = -72^\circ$, $Ng = 1,690$; $Np = 1,674$.

В псевдоморфозах по роговой обманке отмечены гематитовые каемки опацификации.

Оливин нигде не сохранился, будучи замещен карбонатом или хлоритом, обычно с тонкоагрегатным кварцем и гематитом. Выделения частично оплавлены и резорбированы.

Встречаемость основных вторичных минералов в зеленокаменных тканях (помимо постоянно присутствующих альбита и хлорита) выражается следующими доверительными интервалами: эпидот — 26—52%, актинолит и уралит — 14—39%, карбонаты — 41—68%. Эпидот и амфиболы частично (на северо-западных участках) связаны с экзоконтактовым воздействием Тельбесской интрузии и скварново-рудными процессами. Поэтому встречаемость эпидота на северо-западных участках больше (в 18 шлифах из 31), чем в бассейне Амзаса (4 из 25 шлифов). Достоверность различия 99%.

Миндалины наблюдаются в значительном большинстве базальтоидных пород, отнесенных к лавовым образованиям (69—92%). В миндалинах обычно присутствует хлорит (79—98% случаев на совокупность пород), несколько реже кварц (37—70%), карбонаты (21—53%), редко альбит, пренит, сфен.

Базальтоидные субвулканыты

В полях ниже-среднекембрийской серии отмечаются разновидности зеленокаменных диабаз-порфиритов, которые по минералогическому составу вкрапленников отвечают всем известным здесь разновидностям лавовых порфиритов — пироксеновым, пироксено-плагиоклазовым, а также лавам с вкрапленниками оливина и роговой обманки. Характер вторичных изменений в диабаз-порфиритах таков же, как и в лавовых породах.

Выделение кембрийских субвулкаников сильно затруднено тем, что в этих же полях развито несколько генераций даек диабазового ряда, связанных с более поздними интрузиями, а также с базальтоидными лавами девона.

Важным признаком отличия кембрийских базальтоидных субвулкаников от девонских может оказаться распространенность в девонских порфиритах Тельбесской зоны реликтов первичных плагиоклазов (по данным Г. Д. Афанасьева, 1935; Б. А. Блюмана, 1959 г., и нашим).

Пирокластические образования базальтоидного состава

Ясные пирокластические образования с участков Одрабаш (разведочная зона «Икс») в Тельбесской зоне и Амзас представлены лиловыми и залежно-лиловыми псефито-псаммитовыми породами с эксплозивной формой частиц. В обломках присутствует одна разновидность или простой набор порфиритов (плагиоклазовых, пироксено-плагиоклазовых, плагиоклаз-пироксен-роговообманковых). Основные массы обломков полустекловатые, навитовые, обычно с гематитовой пигментацией базиса. Текстура обломков почти всегда миндалекаменная, до пемзовидной. Цемент довольно скудный, инкрустационного типа; в нем присутствуют хлорит, карбонат. На участках Одрабаш и «Зона Икс» в составе цемента участвует также яш-

мовидная гематитизированная микрокварцевая масса, дающая переходы к более яснозернистым и щеточным инкрустациям кварца.

За счет переработки более тонкого пирокластического материала существенно кремнистый цемент становится отчасти базальным. С кремнистым веществом цемента, кроме хлорита и карбоната, ассоциирует серицит.

Породы туффитового характера, включающие гематитизированные явно эксплозивные частицы порфиринов или микропорфиринов, зафиксированы среди пестроцветных (лилово-зеленых) пород гравийно-песчаной размерности на участке аномалии Береговой (р. Тельбес) и по р. Амзас.

Кварцевые и бескварцевые альбитофиры Амзасской зоны

Альбитофирный материал изучен в обломках из субаркозов и аркозов нижнекембрийской части вулканогенно-осадочной серии и самых низов стратотипа мундыбашской свиты среднего кембрия.

В нижнекембрийских слоях кварц-альбитофирный материал наблюдался только в песчаной и мелкогравийной фракциях в виде обломков вкрапленникового кварца, альбита, основных масс с фельзитовой, фельзит-микролитовой, трахитовидной, микроаплитовой, редко микрогранитовой и микропегматитовой структурой и выделениями кварца или альбита. По альбиту и основным массам наблюдается слабая или умеренно развитая серицитовая сыпь, а вблизи гранитоидных интрузий — роговиковый биотит.

Набор более крупных кварц-альбитофирных обломков размерами до нескольких сантиметров изучен в полимиктовых конгломерато-брекчиях из низов мундыбашской свиты по р. Амзас. Как уже отмечалось, обломки кислых вулканитов здесь совершенно не окатаны, имеют остроугольно-оскольчатые и усложненные формы, частично отвечающие эксплозивным.

Выяснилось, что кислые вулканитовые породы обломков в петрографическом отношении образуют довольно однородную группу. Это подтверждает их внутрiformационное происхождение и связь с одним, недалеко расположенным вулканическим участком питания.

подавляющее большинство пород (73—99% на совокупность, по 18 шлифам) имеет порфировые выделения, причем обычно макропорфировые (59—96%). Однако общий объем вкрапленников невелик; достоверное большинство пород (59—96%) относится к скуднопорфировым и афанитовым разновидностям.

Кумуляты распределения количественных микроструктурных показателей даны на рис. 42.

В порфировых выделениях наблюдаются кварц и альбит, совместно или порознь. Следовательно, породы относятся к кварцевым и бескварцевым альбитофирам и кварцевым порфирам. Отмечен также биотитовый кварцевый альбитофир с выделениями — табличками биотита длиной до 1,6 мм.

Отметим, что от близких по петрографическому составу нижнекембрийских порфиринов Мрасского выступа рассматриваемая группа пород отличается большими размерами вкрапленников кварца и более укороченным габитусом выделений альбита.

Судя по структурам основных масс, вулканиты можно отнести в основном к субвулканическим образованиям. В большинстве случаев породы не имеют фельзитовых участков в основной массе (52—94%) и обычно характеризуются довольно полной первичной раскристаллизацией в виде микроаплитовых, микрогранитных, гранофирных агрегатов. Отмечаются фельзит-трахитовидные участки основных масс.

Характерно развитие полевошатовых сферолитов (в 52—94% случаев на совокупность). Для этой группы пород довольно специфичны сфе-

рокристаллические полевошпатовые оторочки вокруг вкрапленников кварца.

Кварц выделений во всех рассмотренных породах имеет признаки частичного оплавления и резорбции.

Плагиоклаз выделений и микролитов представлен альбитом (иммерсионные замеры в 17 шлифах). Альбит обычно включает чешуйки серицита, иногда хлорита, пятна кальцита и железистого карбоната. В выделениях альбит нередко замутнен бурой пелитовой сыпью.

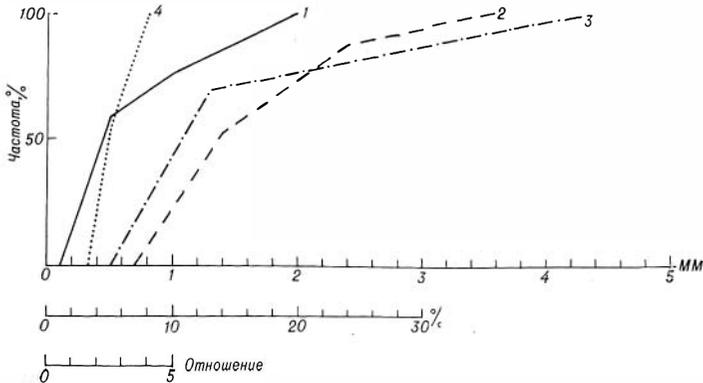


Рис. 42. Кумуляты микроструктурных показателей для вулканитов альбитофировой группы нижне-среднекембрийского комплекса Амзасской зоны

1 — доля порфирических выделений (16 шлифов); 2 — максимальные размеры выделений плагиоклаза (15 шлифов); 3 — максимальные размеры выделений кварца (10 шлифов); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза (11 шлифов)

Калиевый полевой шпат в выделениях не встречается. Он образует самостоятельно или совместно с волокнистым кварцем лучистые каемки вокруг выделений кварца и сферолиты, а также мелкие зерна и сферолиты в основной массе.

Судя по присутствию и повышенному количеству калиевого полевого шпата, выявляемому при диагностическом окрашивании, рассматриваемая группа пород не принадлежит к альбитофирмам резко натрового профиля, а уклоняется в сторону нормальных риолитов.

Редко наблюдаемые миндалины выполнены кварцем и кальцитом.

В парагенезисе вторичных минералов, кроме альбита, серицита и присутствующего всегда в небольшом количестве хлорита, часто отмечаются карбонаты (в том числе железистые), иногда эпидот. В одном случае отмечен пумпелиит.

Ортофиры Тельбесской зоны

Эти породы изучены по керну буровых скважин месторождения Лес-промхозное, а также по керну и образцам с участков Учзула — Казанкол и Тельбес — Одрабаш, в основном по псефитовым обломкам в конгломератах и породах типа бескварцево-кератофировых аркозов и туффитов.

Ортофиры имеют повышенные показатели интрателлурической раскристаллизации. Во всех 22 изученных шлифах они содержат порфирические выделения (85—100% случаев на совокупность). Скруднопорфирические и микропорфирические разности составляют подчиненную часть совокупности (соответственно 8—45% и 1—29%).

По измеренным микроструктурным показателям ортофиры северо-за-

падных участков не имеют значимых отличий от ортофиров Леспромхозного. По доле выделений (рис. 43) эти породы тельбесской зоны превосходят ортофировую группу кембрийских вулканитов Кондомского района (достоверность 99%). Однако по распределению показателей габитуса и максимальных размеров плагиноклаза, а также по доле пород с фельзитовыми и полуфельзитовыми основными массами обе эти группы пород можно считать идентичными.

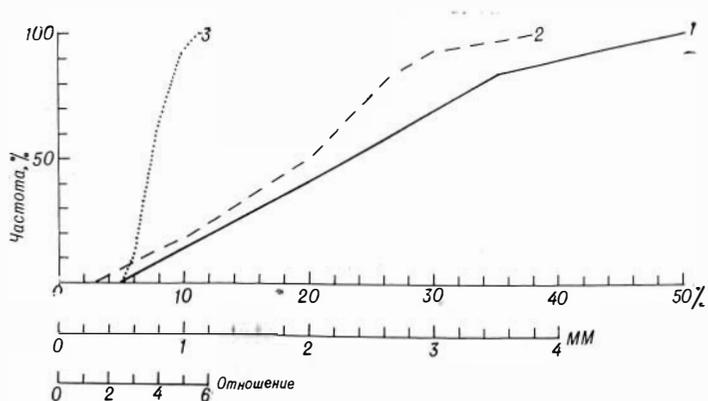


Рис. 43. Кумуляты микроструктурных показателей для вулканитов ортофировой группы нижне-среднекембрийского комплекса Тельбесской зоны

1 — доля порфировых выделений (22 шлифа); 2 — максимальные размеры выделений плагиноклаза (22 шлифа); 3 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиноклаза (21 шлиф)

Основные массы имеют фельзитовые, трахитовидно-фельзитовые и трахитовидные структуры, причем вытянутые микролиты представлены альбитом. Фельзитовый или полуфельзитовый характер свойствен большей части (45—86%) основных масс.

Обычно в порфировых выделениях ортофиров наблюдается только альбит, что дает формальное основание называть такие породы «бескварцевыми альбитофирами». Только в одном случае из 22 в совместном нахождении с альбитом отмечено резорбированное выделение калиевого полевого шпата; двухполевошпатовые порфиры в масштабе всей рассматриваемой группы пород могут составлять только 0,1—23%.

Плагиноклаз выделений альбитизирован (измерения иммерсионные и на федоровском столике в 11 шлифах). По четырем измерениям на федоровском столике, приведенным В. И. Синяковым (1961 г.), альбит относится к № 2—6. В отдельных случаях альбит, возможно, заместил выделения калиевого полевого шпата (встречаются шахматно-сдвоенные зерна), однако большое первичное развитие выделений плагиноклаза несомненно. Последнее доказывается наличием темных следов зонарности в альбитовых псевдоморфозах, а также тем, что они наследуют характерные для плагиноклазов двойниковые пакеты с полисинтетическим срастанием по (010) пластинок разной длины, неровно выступающих на концах выделений. Кроме того, идиоморфные псевдоморфозные кристаллы альбита на Леспромхозном месторождении отмечены в виде пойкиловростков в выделениях калиевого полевого шпата. По краям альбитовых выделений здесь отмечены венчики калишпатизации, которую естественнее всего связать с метасоматическим воздействием сиенитов.

Выделения альбита иногда сбиты в гломеросростки, изредка резорбированы.

Из вторичных минералов зеленокаменной группы в пределах альбитовых псевдоморфоз по плагиоклазу отмечены серицит, хлорит, карбонат, эпидот.

Калиевый полевой шпат выделений на Леспромхозном участке, по данным В. И. Синякова, представлен ортоклазом и микроклином. Иногда в нем отмечается пертитовая структура. По калиевому полевому шпату нередко развиты пелитовая сыпь, чешуйки серицита. Обычная форма нахождения калиевого полевого шпата в породах — мелкие зерна в составе фельзитовых масс.

Из первичных минералов отмечен еще апатит, в частности внутри выделений плагиоклаза. Реликтов темноцветных выделений или отчетливых псевдоморфоз по ним не наблюдалось.

Значительная часть пород (17—59%) содержит миндалины, в которых отмечены альбит, хлорит, карбонат. Общая минеральная ассоциация в породах (не считая экзоконтактовых образований — биотита, актинолита) является зеленокаменной — альбит, хлорит, серицит, карбонат, эпидот (последний частично, несомненно, экзоконтактовый). Отмечаются агрегаты лейкоксена-сфена.

На участке Леспромхозном вулканогенная пачка с ортофирами расчленена дайками розовых сиенит-порфиров, которые В. И. Синяков связывает с залегающей здесь же сиенитовой интрузией.

Более поздним сиенит-порфирам свойственны полнокристаллические трахитовидные массы, что при имеющейся у нас выборке из 6 шлифов (на уровне надежности выше 99%) отличает их от ортофиров участка Леспромхозного (10 шлифов), характеризующихся фельзитовыми или полуфельзитовыми основными массами. Сиенит-порфиры отличаются также более вытянутым габитусом выделений плагиоклаза. Эти признаки, по крайней мере второй из них, говорят об отсутствии между ортофирами и сиенит-порфирами прямой комагматичности.

В вулканогенно-осадочной пачке Леспромхозного участка в некоторых разностях обломочных пород кераатофировые частицы резко оскольчаты и представляют собой, по-видимому, взрывную примесь.

Петрохимическая характеристика

Диабазовая (метабазальтоидная) группа

В табл. 57 для Амзасской зоны приведены анализы порфиритов (236—241, 243—244), а также чисто грауваккового литокластического гравелито-песчаника (анализ 242), представляющего собой некоторую среднюю пробу лав. Для Тельбесской зоны представлены анализы (254—266) лав. Статистики приведены в табл. 20.

В Амзасской зоне все анализы показывают базальтовый состав, в Тельбесской — наиболее лейкократовые порфириты по меланократовости отвечают андезитам и даже дацитам, имея значительное (до сильного) пересыщение кремнекислотой.

Доверительный интервал среднего b' для порфиритов Амзасской зоны ($29,8 \pm 5,8$) отвечает базальтовому составу, для Тельбесской ($16,1 \pm 3,1$) — андезитово-андезитобазальтовому.

Для лав среднекембрийской части Амзасского разреза устанавливается повышенное содержание MgO по сравнению с нижнекембрийской (по критерию Вилкоксона). По остальным показателям расхождений не зафиксировано.

Петрографическое сравнение состава вкрапленников выявило резкое различие между зонами по меланократовости базальтоидов (с надежностью 99%). Меланократовость базальтоидов Амзасской зоны оказалась более высокой.

Петрохимические статистики Диабазовых вулканитов для нижнего — среднего кембрия Амзасской и Тельбесской зон.

Петрохимические показатели	Амзасская зона (8 анализов)				Тельбесская зона (13 анализов)			
	\bar{X}	s	A	d	\bar{X}	s	A	d
Si/O	5491	72	+0,63	0,72	5781	257	+0,78	0,80
Ti/O	113	49	+0,26	0,88	152	79	+1,82	0,67
Al/O	1550	382	-0,17	0,81	2008	165	-1,01	0,72
$\Sigma Fe/O$	2001	254	-0,29	0,62	1536	412	-0,67	0,74
Fe ⁺³ /O	846	241	-0,49	0,74	522	327	+0,15	0,81
Fe ⁺² /O	1155	216	+1,11	0,65	1014	420	+0,76	0,81
Mg/O	1193	414	+0,07	0,87	409	123	-0,003	0,77
Ca/O	1299	625	+0,03	0,81	1102	268	+0,56	0,84
Na/O	468	253	+0,20	0,84	556	78	+1,11	0,75
K/O	319	187	+0,22	0,84	287	149	+0,70	0,77
a	8,4	3,3	-0,38	0,83	10,1	1,6	+0,13	0,85
c	3,9	1,0	+0,92	0,70	6,8	1,1	+0,26	0,74
b'	29,8	7,5	+0,05	0,77	16,1	5,1	+0,08	0,73
f'	36,5	10,6	+0,50	0,84	55,6	6,8	-0,41	0,80
m'	45,9	9,1	+0,62	0,71	33,3	4,4	+0,21	0,85
$c'(-a')$	13,0	16,6	-0,53	0,81	9,1	10,2	-0,03	0,70
n	68,7	17,8	-0,30	0,79	77,4	9,3	-0,61	0,78
φ	15,7	7,6	+0,46	0,81	18,9	12,3	+0,33	0,82
Q	-6,0	3,4	+0,22	0,84	+6,8	8,8	+0,82	0,75
α	34,5	11,8	+1,08	0,73	40,0	6,2	+0,64	0,74
$\Sigma Fe/Mg$	1,88	0,72	+0,04	0,89	3,84	0,70	+0,16	0,82
Na/Ca	0,58	0,61	+1,52	0,80	0,53	0,15	+0,24	0,87
Na/Al	0,28	0,10	+0,23	0,79	0,28	0,04	+0,44	0,80
Ca/Al	0,99	0,70	+0,63	0,76	0,56	0,18	+1,08	0,77

При числе анализов $n = 13 : 0,72 \leq d_{05} \leq 0,90; 0,67 \leq d_{01} \leq 0,92$.

С такой же вероятностью для Тельбесской зоны устанавливаются повышенные значения средних Si/O и Q , Al/O, $\Sigma Fe/Mg$, c и φ , пониженные — $\Sigma Fe/O$, Mg/O, b' , m' , а также преобладание пород с $Q > -6$, т. е. насыщенных и пересыщенных кремнеземом. По сравнению с последней в амзасских порфиритах оказывается ниже отношение Ti/O.

Керагофировая группа Амзасской зоны

Анализы пород (245—253) приведены в табл. 57, петрохимические статистики — в табл. 21.

Проанализированные образцы по показателю меланократовости b' , а также по количеству избыточного кремнезема Q отвечают риолитам. Часть пород имеет характерный для риолитов плюмазитовый избыток глинозема a' . 99%-ный доверительный интервал среднего $b' = 2,7 \pm 1,0$ позволяет отнести группу к метариолитовому типу.

От однотипных нижнекембрийских метариолитов Мрасского выступа по основным характеристикам рассматриваемая группа не отличается. Имеются расхождения только по некоторым второстепенным показателям: в Мрасском выступе выше содержание TiO_2 и Fe_2O_3 (при достовер-

Таблица 21

Петрохимические статистики кератофириров для нижнего — среднего кембрия Амзасской и Тельбесской зон

Петрохимические показатели	Амзасская зона (9 анализов)		Тельбесская зона (7 анализов)	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s
Si/O	7095	156	5912	444
Ti/O	33	13	104	46
Al/●	1477	134	2133	230
$\Sigma Fe/O$	314	150	1071	688
Fe^{+3}/O	42	23	313	233
Fe^{+2}/O	272	149	758	552
Mg/O	42	21	266	108
Ca/O	164	82	617	290
Na/O	519	182	576	303
K/O	823	370	1322	388
a	13,9	2,6	18,5	1,7
c	0,98	0,54	3,2	1,8
b'	2,7	0,9	11,1	5,1
f'	48,0	23,3	51,1	10,2
m'	13,5	5,9	32,8	8,5
$c'(-a')$	-16,2	44,3	16,1	3,9
n	52,6	18,2	41,5	18,6
Φ	6,7	4,6	14,1	6,9
Q	+32,8	8,0	-5,9	9,5
α	6,7	4,0	14,5	8,1
$\Sigma Fe/Mg$	9,11	5,85	4,05	2,16
Na/K	0,86	0,68	0,61	0,73
Na/Ca	3,90	1,84	0,41	1,10
Na/Al	0,35	0,11	0,27	0,16
Ca/Al	0,11	0,05	0,28	0,12

ности 99%) и ниже значения CaO и m' . Следует подчеркнуть, как и для кератофириров Мрасской зоны, несколько повышенную роль калия в балансе щелочей.

*Кератофирировая (ортофирировая) группа
Тельбесской зоны*

Химический состав пород иллюстрируется анализами 267—273 (см. табл. 57). Петрохимические статистики приведены в табл. 21.

Породы 267—269 из экзоконтактовой зоны интрузий, по петрографическим данным В. И. Синякова (1960 г.) и А. Ф. Белоусова (1964 г.), испытали эпидот-амфиболовый привнос, в связи с чем фемические характеристики в них заведомо завышены по сравнению с первичными.

Однако все проанализированные породы имеют высокую щелочность (a , $Na_2O + K_2O$) и высокое содержание калия в составе щелочей, свойственные ортофирам. По классификационным признакам (b' , Q), сумме щелочей и другим петрохимическим показателям, ортофирам отвечают породы без заметного фемического метасоматоза (270—273). Таким образом, данную группу бескварцевых кератофириров следует считать ортофирировой.

По выборке, включающей породы 270—273 (см. табл. 57), рассматриваемая группа имеет, по сравнению с ортофирами Кондомской зоны, повы-

ишенные содержания TiO_2 и CaO ; других отличий по критерию Вилкоксо-па не устанавливается. Отличие от кератофиров Кондомской зоны по титану и кальцию устанавливается также по t -критерию на основании средних для всей выборки численностью в 7 анализов, учтенной в табл. 21.

* * *

Вулканогенные образования ниже-среднекембрийской серии Амзасской и Тельбесской зон занимают довольно большой стратиграфический интервал, рассредоточиваясь в разрезе большой мощности. Осадочные породы серии представлены морскими образованиями.

Собственно кислые вулканические продукты, которые по происхождению можно с достаточной уверенностью считать внутризональными, имеются в Амзасской зоне в нижней и средней частях серии. Щелочно-салические вулканогенные образования установлены в Тельбесской зоне в верхней части серии. Крупные базальтоидные массы появляются в верхах нижнего кембрия и в среднем (средняя и верхняя части серии) и сопровождаются общим регрессивным изменением литофаций. Аналогичная закономерность намечается и в более мелких литофациальных ритмах внутри серии.

Ведущими среди осадочных пород являются известняки (нижняя часть серии) и терригенные образования (верхняя часть). Среди терригенных господствуют яснообломочные породы внутриформационного происхождения, в основном продукты перемыва вулканитов.

Рифогенные водорослево-археоциатовые пририфовые слоистые известняки нижнего кембрия образуют в нижней, осадочной, части серии сплошные мощные массы, а в верхней, эффузивно-осадочной, — разбросанные линзы и отторженцы.

В небольшом количестве присутствуют яснослоистые кремнистые породы, которые ассоциируют с алевроито-глинисто-мергелистыми и сланцевато-аркозовыми пачками. Изредка кремнистые породы имеют облик цветных яшмоидов.

Аллохтонный кластический материал установлен в базальной пачке (обломки метаморфических сланцев и, вероятно, пород «неметаморфического» рифея).

В нижней, осадочной, части серии накопления имеют сероцветную окраску, в верхней, эффузивно-осадочной, — пестроцветную.

Среди базальтоидных эффузивов наибольшую роль играют лавы, значительно меньшую — туфовые породы. Доля базальтоидных лав в разрезе верхней части серии в общем повышена, хотя и варьирует от участка к участку, достигая 30—35%. Господствующей формой базальтоидных излияний в пределах изученных опорных разрезов была, несомненно, покровная, характеризующаяся чередованием лав с граувакками и другими параллельно наложенными осадками. Объем обломочных базальтоидных продуктов (в основном это граувакки) в верхней части серии значительно превышает объем лав. Возможные величины показателя эксплозивности явно не достигают уровня, характерного для островных дуг, хотя лавы в значительной части (северо-западная подзона) обнаруживают андезитобазальтовый состав.

Салические вулканогенные продукты сильно уступают базальтоидным по объему. Они представлены в основном переотложенными массами (кератофировые субаркозы и аркозы), субвулканическими телами и проблематично лавовыми залежами.

В Амзасской зоне альбитофировый материал встречен в аркозах и аркозовой примеси конгломерато-брекчий.

В Тельбесской зоне материал щелочных бескварцевых кератофиров встречается в аркозах и субаркозах на уровнях выше санаштыкгольского;

на этих же стратиграфических уровнях указываются субвулканические и проблематичные лавовые тела бескварцевых кератофиров. Мелкий и сравнительно дифференцированный кварц-альбитофирный материал в осадочных породах из более низких горизонтов, по-видимому, происходит из источников, расположенных за пределами этой зоны.

Внутри серии в обеих зонах в самом общем виде имеет место антидромная тенденция распределения калиевых и основных вулканических образований. В верхней половине серии обломочные продукты кислых и щелочно-калиевых эффузивов и субвулканические тела залегают среди базальтоидных пород.

Между базальтоидами рассматриваемых зон имеется резкая разница по общей меланократовости и ряд сопряженных с этим химических и петрографических различий. В Амзасской зоне базальтоидная группа оказывается метабазальтовой, в Тельбесской — метаандезито-андезитобазальтовой.

По большинству микроструктурных показателей между базальтоидными лавами обеих зон различий не устанавливается (одинаково повышенная порфирированность, укороченный габитус плагноклаза и т. п.).

По химическому составу и петрографическим особенностям метариолитовая группа кератофиров Амзасской зоны резко отличается от щелочной ортофирной группы Тельбесской зоны. Для амзасских кислых вулкаников характерна несколько повышенная (против резко натровых альбитофиров) роль калия в составе щелочей.

Вулканический комплекс Амзасской зоны относится к ассоциациям диабазо-альбитофирного типа (парагенезис метабазальтовой и метариолитовой групп пород). В Тельбесской зоне мы имеем диабазо-ортофирную ассоциацию, которая в данном случае объединяет метаандезито-андезитобазальтовую и ортофирную группы.

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС САЛАЙРСКОГО КРЯЖА

В нижнекембрийский вулканический комплекс Салайрского кряжа включены вулканогенные породы толщ, охарактеризованных нижнекембрийской фауной. Вулканогенно-осадочная серия нижнего кембрия на Салайре распространена в северной половине и в восточной полосе кряжа, отсутствуя только в пределах Центрально-Салайрского выступа рифейских толщ. В пределах площади развития нижнекембрийской серии состав и строение ее накоплений, в том числе эффузивы, в западной части кряжа (бассейн рек Бердь и Аламбай) обнаруживают некоторую специфику по сравнению с восточной. Этими различиями намечается слабо выраженная формационная зональность, которая не сопровождается сменой парагенетического типа вулканической ассоциации. С целью отразить эту слабую зональность выделяются Западная и Восточная подзоны.

Геологическая характеристика

В Восточной подзоне Салаира нижнекембрийские эффузивно-осадочные накопления наиболее детально изучены в районе полиметаллических месторождений северо-восточной части кряжа.

Здесь мощность нижнекембрийской серии определяется в 3500—4000 м (Винкман, Асташкин, Краевский, 1964).

Нижнюю половину серии составляет широко известная существенно известняковая гавриловская свита с досанаштыкгольской и санаштыкгольской фауной трилобитов и археоциат.

В гавриловских известняках многократно отмечались алюмосиликатная примесь и обломочные горизонты «туфогенного» происхождения (Сперанский, 1933; Лабазин, 1940; Е. И. Сорока, 1960 г.; Асташкин, 1964; Г. А. Курганов, 1965 г.). Присутствие обломочных прослоев внутриформационного вулканогенного происхождения внутри гавриловской свиты подтверждено нашими данными по участкам бассейна р. Толмовой, окрестностей с. Ариничево и др. Обломочные горизонты представлены кварц-кратофировыми аркозами, а по р. Толмовой также порфириновыми граувакками песчаной и псефитовой размерностей. Имеются и породы, представляющие собой смесь обломков кислых и основных эффузивов. Некоторые порфириновые кластолиты (р. Толмовая) по петрографическому облику близки к туфовым породам.

Встречаются алевропелитовые и мергелистые прослои. По данным В. А. Асташкина (1964), терригенные породы в отдельных пачках гавриловской свиты составляют до 15%.

Внутри полосы распространения гавриловской свиты имеются довольно крупные участки вулканогенно-терригенных пород того же состава, что отмечен выше, в частности на Салайрском рудном поле. На последнем участке Г. С. Лабазиным (Болгов, 1934) среди осланцованных алюмосиликатных пород (хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев) были

выделены лавовые и субвулканические кварцевые кератофиры и их обломочные продукты («туфы кварцевых кератофиров»), серые и черные алевропелитовые породы («туфогенные сланцы»), послонная пачка сильно мндалекаменных плагноклазовых порфиритов и афанитов с такситовыми или обломочными производными. По наблюдениям А. Ф. Белоусова в 1963 г., здесь же имеются яснослоистые кератофировые аркозы, с размерностью от гравийной до песчаной, с обуглероженными алевропелитовыми прослойками.

Стратиграфическое взаимоотношение указанных эффузивно-терригенных масс с гавриловскими известняками остается до сих пор спорным. Наряду с предположениями об их полной или частичной синхронности, имеется точка зрения о том, что они представляют собой части более молодой печеркинской свиты.

Печеркинская свита, по мнению большинства исследователей, составляет верхнюю часть нижнекембрийской серии. Строение печеркинской свиты в последнее время детально изучали Е. И. Сорока (1960 г.), В. А. Асташкин (1964), Г. А. Курганов (1965 г.) на стратотипическом участке — в бассейне р. Ур (печеркинская полоса), где установлена усложненная синклинальная структура свиты и ее наиболее полный разрез. Данные А. Ф. Белоусова (1962 г.) согласуются с представлениями В. А. Асташкина (1964) о возрастной последовательности накоплений печеркинской свиты.

Нижняя часть свиты, мощностью около 1500 м, представлена главным образом чередованием лавовых пород порфиритового и кислого состава. При этом самые низы свиты (у с. Горскино и на правом водоразделе р. Анчешевки) сложены в основном порфиритами, а выше (рис. 44) преобладают кислые лавы. Среди лав нижней части разреза отмечаются обломочные, главным образом псефитовые породы грауваккового и смешанного состава (с обломками археоциатовых известняков), а выше — гравелиты и песчаники смешанного и вулканиито-аркозового состава, кремнистые сланцы. Здесь же встречены отдельные небольшие линзы известняков.

Верхняя часть печеркинской свиты, включая самую верхнюю пачку, называемую иногда «анчешевской свитой», имеет существенно терригенный состав и мощность не более 700—800 м. Преобладают осадки песчано-пелитовых размерностей, нередко кремнистые сланцы, слоистые известняки. Встречаются гравелиты и грубопсефитовые породы. Снизу вверх крупность материала уменьшается. В обломочных массах преобладает вулканиито-аркозовый, но присутствует также граувакковый кластический материал (иногда довольно обильный клинопироксен), обломки археоциатовых известняков, кремнистые частицы (в том числе цветных яшмо-кварцитов) и обломки других осадочных пород.

В этом поле распространения печеркинской свиты известно несколько местонахождений фауны археоциат и трилобитов (Фомичев, Алексеева, 1961; Асташкин, 1964), но бесспорное значение для определения возраста имеет только фауна археоциат из известняков правого берега р. Анчешевки, западнее заимки Рассвет, и известняковых обломков из конгломерато-брекчии левого берега р. Ур у пос. Инкубатор. Эта фауна определяется как санаштыкгольская. Оба местонахождения фауны относятся к существенно осадочной верхней части печеркинской свиты и, таким образом, определяют верхний предел ее возраста. Более молодой, обручевский, комплекс фауны самых верхов нижнего кембрия здесь неизвестен.

При детальном картировании полей гавриловской и печеркинской свит многими геологами выделялся пестроцветный вулканогенно-осадочный «истокский горизонт» мощностью до нескольких сотен метров, в качестве промежуточной пачки между гавриловской и печеркинской свита-

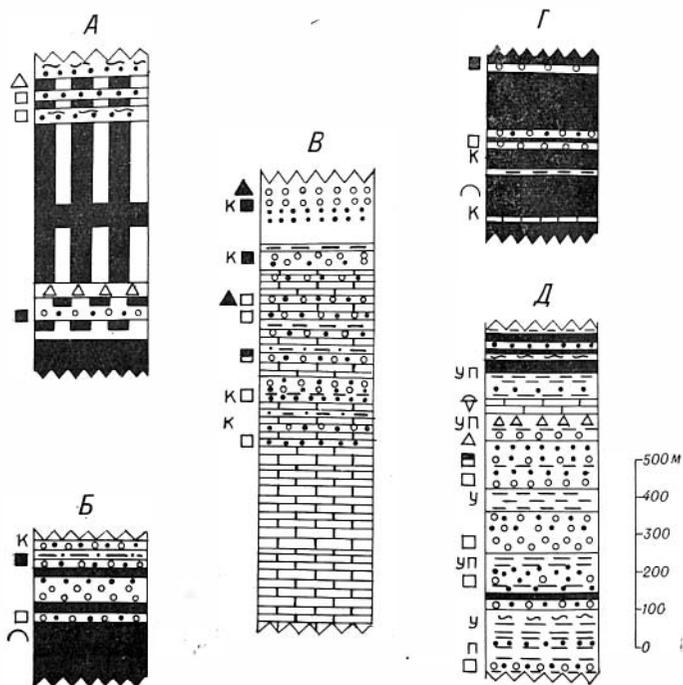


Рис. 44. Колонки по частичным разрезам нижнекембрийской вулканогенно-осадочной серии Салапра. Составлены А. Ф. Белоусовым

А — правобережье р. Анчешевки (печеркинская свита); Б — участок восточнее пос. Христиновского; В — нижнее течение р. Толмовой (интервал смыкания гавриловской и печеркинской свит); Г — правый борт р. Малый Ик, выше дер. Бухарихи; Д — р. Степной Аламабай у устья р. Ларихи.

Условные обозначения см. на рис. 6

ми. Такое промежуточное положение «истокского горизонта» не было однозначно доказано. На разных участках за этот горизонт принимались, по-видимому, разные пачки кембрийского эффузивно-осадочного разреза. Неясно, в частности, занимает ли именно промежуточное положение «истокский горизонт» на участке по р. Исток у пос. Ваганово, так как там достоверного аналога печеркинской свиты нет.

Наличие промежуточной пачки между гавриловской и печеркинской свитами и залегание этой пачки на мощных гавриловских известняках достаточно уверенно устанавливается в приустьевой части р. Толмовой. Здесь у Гурьевского пруда обнажаются светлые известняки с довольно пологим (30—40°, редко круче) юго-западным падением слоев, мощностью до 500 м, принадлежность которых к гурьевской свите не вызывает сомнения (см. рис. 44).

Юго-западнее, сохраняя то же падение, под углом 40—70°, выходит пачка (500 м) многократно переслаивающихся известняков, серо-зеленых и лиловых гравелитов, песчаников, осадочных брекчий, конгломератов, грубых туффитов, алевроито-глинистых сланцев. Известняки составляют меньше половины мощности этой пачки; нередко они загрязнены примесью обломочного материала. Обломочные породы состоят в основном из кварц-альбитофировых, альбитофировых и порфириновых частиц, а также обломков известняков и терригенных осадочных пород. В составе данной пачки преобладают псефито-псаммитовые отложения.

По р. Толмовой стратиграфически выше выходит 200-метровая пачка лилово-зеленых граувакковых конгломератов и гравелито-песчаников с прослоями алевроито-глинистых сланцев (см. рис. 44). Детальные наблюдения над ритмической сменой обломочного материала и мелкими изгибами слоев показывают, что вулканогенно-осадочная толща залегает в общем гомоклинально (с второстепенными осложнениями) и нормально перекрывает известняки гурьевской полосы. Своей кровлей описанная толща района р. Толмовой на юго-западе тектонически соприкасается с мощными известняками стратотипической полосы гавриловской свиты, которая проходит через пос. Гавриловку.

Описанная надизвестняковая толща представляет собой непосредственное юго-восточное окончание уже охарактеризованной печеркинской полосы печеркинской свиты.

Осадочно-вулканогенную толщу при устье р. Толмовой следует рассматривать как низы печеркинской свиты. Поскольку здесь происходит переслаивание пород, свойственных гавриловской и печеркинской свитам, а состав обломочного материала не выходит за рамки внутрiformационного набора пород, нет оснований говорить о существенном стратиграфическом перерыве между этими свитами. Нашими данными подтверждается широко распространенное предположение о том, что гавриловская и печеркинская свиты северо-восточного Салаира составляют единую нижнекембрийскую вулканогенно-осадочную серию.

Из приведенной выше характеристики разреза этой серии обращает на себя внимание уже знакомая по многим предыдущим примерам связь мощных эффузивов с регрессивным погрубением литофаций (нижняя часть печеркинской свиты). Верхняя часть печеркинской свиты представляет собой трансгрессивное завершение серии.

На северо-западном окончании печеркинской полосы существенно эффузивные низы печеркинской свиты частично вскрыты у восточной окраины пос. Христиновского (см. рис. 44), где выступают плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды и афаниты с пачками граувакк и прослоями кератофировых аркозов.

Насыщенность нижней части разреза печеркинской свиты лавами в этой полосе достигает 60—70%. Немного западнее расположена меньшая по размерам, окаймленная гавриловскими известняками эффузивно-осадочная полоса, слагающая поле Урской группы полиметаллических месторождений. В ее состав входят кварцевые кератофиры с их обломочными продуктами, песчанистые и алевроито-глинистые сланцы, частично обуглероженные, известняки, порфириды (Болгов, 1934; Усов, 1935; Лабазин, 1940; Зеркалов, 1960; Карелина, 1960 г.). Присутствие здесь лавовых порфиритов, по нашим данным, подтверждается наличием резко миндалекаменных, пемзовидных разностей. Здесь же устанавливается граувакковая природа некоторых песчанистых сланцев. Среди алюмосиликатных преобладают породы кислого состава.

На северо-восточной периферии Салаира для осадочных пород нижнекембрийской серии характерна в основном зеленовато-серая окраска, иногда сменяющаяся аспидно-черной (некоторые обуглероженные известняки, алевроито-глинистые и кремнистые сланцы, аркозы). На разных горизонтах спорадически отмечаются красноцветные разности известняков, крупнообломочных пород и песчаников. Красноцветная окраска обычно связана с появлением гематитизированных обломков порфиритов, иногда яшмо-кварцитов.

В южной части Восточной подзоны (междуречье Нени и Чумыша и правобережье последнего в большой излучине у впадения р. Ангуреп) раннекембрийская эффузивно-осадочная серия с археоциатовыми известняками была намечена еще геологическими съемками 20—30-х годов (Кузьмин, 1928; Зенкова, 1934).

Основное поле нижнекембрийской серии разделено на две части гнейсо-сланцевой полосой. Южная часть по правым притокам р. Ангуреп и левобережью р. Кандалеп описана А. П. Захаровым и др. (1961 г.), В. Д. Фомичевым и Л. Э. Алексеевой (1961). Мощность толщи здесь не менее 2000 м. В ее составе известняки с археоциатами (около 20%), глинистые, мергелистые, кремнисто-глинистые и алевроито-песчанистые сланцы (25%), миктитовые конгломераты и гравелиты (до 10%), порфириды и диабазы (около 30%) и псаммитопсефитовые породы грауваккового состава (до 15%).

Среди гравелитов и песчаников имеются разности с кварц-полевошпатовым составом обломков. В. Д. Фомичев и Л. Э. Алексеева (1961) описали породу, сложенную обломками кварцевого кератофира.

А. М. Кузьмин (1928) обратил внимание на присутствие в конгломератах галек доломитов и микрокварцитов, которые, особенно первые, скорее всего являются для нижнекембрийской толщи экзотическими, аллохтонными.

В разрезе нижнекембрийской толщи в низовьях р. Ангуреп и по р. Чумыш в ее нижней части залегают немые слоистые известняки с глинистыми прослоями, имеющие мощность до 700 м и тектонически соприкасающиеся с гнейсо-сланцевой толщей. С севера круто, но нормально известняки перекрыты эффузивно-терригенными породами, которые при устье р. Ангуреп испытывают синклинальный перегиб и здесь включают известняковую линзу с археоциатами.

Эффузивно-терригенная толща имеет мощность 1200—1500 м. В ней присутствуют порфириды и афаниты, в том числе подушечные, кварцевые и бескварцевые альбитофиры, пирокластолиты, конгломераты, гравелиты и песчаники грауваккового, вулканито-аркозового и более полимиктового состава (изредка с примесью метаморфогенных обломков), небольшое количество алевроитовых, глинистых и кремнисто-глинистых пород, редкие линзы известняков. Несмотря на то что расстояние между смежными разрезами не больше 2 км, они различаются между собой довольно резко (рис. 45). Бросается в глаза почти полное выпадение основных лав по р. Чумыш ниже устья р. Ангуреп, где особенно обильно представлены кислые вулканы, кератофировые аркозы и субаркозы. Здесь мы имеем эффектный пример быстрого латерального изменения состава покровно-подводной вулканогенной толщи значительной мощности.

Эффузивно-терригенная толща от устья р. Ангуреп прослеживается на север по р. Чумыш до дер. Аныштаихи, а также на восток в верховья рек Аномаса, Нени, Салмы, Бахты. Здесь среди эффузивно-терригенных пород известно несколько разобщенных участков известняков с археоциатами.

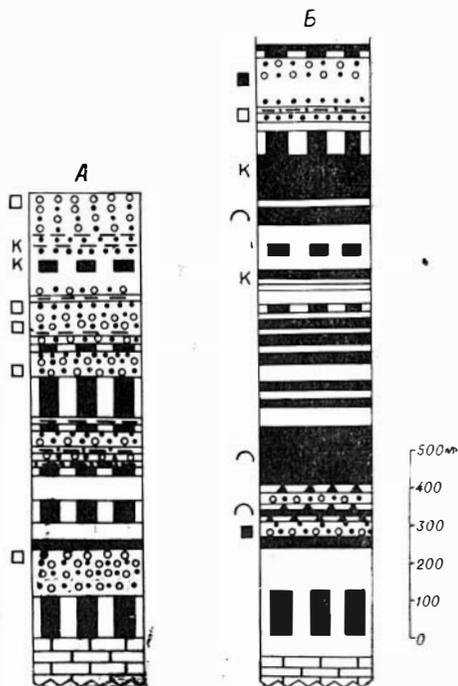


Рис. 45. Колонки по соседним разрезам нижнекембрийской вулканогенно-осадочной серии в юго-восточной части Салаира. Составлены А. Ф. Белоусовым

А — левый берег р. Чумыш, ниже впадения р. Ангуреп; Б — правый берег р. Ангуреп в нижнем течении.

Условные обозначения см. на рис. 6

Стратиграфическое положение археоциатовых известняков в рассматриваемой эффузивно-осадочной серии толковалось по-разному. В большинстве схем все археоциатовые известняки рассматриваются как отдельная свита и помещаются под эффузивно-терригенными породами (Фомичев, Алексеева, 1961; Захаров, 1961 г. и др.). Это представление о единой толще археоциатовых известняков ввиду плохой обнаженности слабо обосновано фактическим материалом и аргументируется лишь сопоставлением с северной частью Салаира, где известняки действительно образуют более или менее компактную и мощную толщу значительного площадного распространения. Однако совершенно не доказано и маловероятно то, что все археоциатовые известняки района (больше десятка сильно разобщенных выходов разных размеров среди эффузивно-терригенных пород) представляют собой единую и самостоятельную толщу. Скорее всего археоциатовые известняки рассредоточены по разным горизонтам нижнекембрийской серии. Такому предположению соответствуют оценки их возраста по археоциатам (списки приведены в работе В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой, 1961). По мнению И. Т. Журавлевой, более древний облик при довольно однородном составе имеет фауна археоциат из местонахождений к северу от гнейсо-сланцевой полосы, у поселков Локоть, Аныштаиха, Аномас, Пуштулим, Разлетайка. Эта фауна сопоставляется с досанаштыкгольским и санаштыкгольским комплексами, будучи близка к фауне гавриловских известняков. Более молодую фауну — солонцовского типа — имеют известняки вдоль рек Кандалеп и Караган. Эти известняки определенно подстилаются эффузивно-осадочными накоплениями, которые с севера и юга обрамляют выступ кивдинской свиты и по составу аналогичны эффузивно-терригенной толще низовьев р. Ангуреп и прилегающих отрезков р. Чумыш.

А. М. Кузьмин (1928) отметил вулканогенную примесь основного состава в археоциатовых известняках у дер. Аныштаихи, а А. А. Зенкова (1934) — в археоциатовом известняке по р. Аномас.

Осадочные породы нижнекембрийской серии на юго-восточном Салаире в основном сероцветные, частично они имеют аспидный облик. Редко отмечаются красноцветные породы — шлаковые лавы с гематитовой пигментацией, лиловые прослои в песчаниках и сланцах и гематизированные разности археоциатовых известняков. По внешнему литофациальному облику нетрудно усмотреть их сходство с уже описанными нижнекембрийскими породами северной части Прикузбасской зоны.

Рассмотрим разрез Западной подзоны. В северной части Салаира, начиная от его водораздела и западнее, нижнекембрийская серия приобретает некоторые макроскопические особенности, заметно отличающие ее от разновозрастной толщи соседней северной части Восточной подзоны. Многими геологами отмечено, что вместо светлых и обычно массивных гавриловских известняков здесь развиты слоистые пелитоморфные известняки, часто обуглероженные и мергелистые, с многочисленными терригенными прослоями (Сперанский, 1924; Зенкова и Матвеевская, 1937; Фомичев, Алексеева, 1961; Асташкин, 1961). В терригенных прослоях среди этих известняков, называемых кинтерепскими, валовскими, содержится перемытый вулканогенный материал кислого и базальтоидного состава.

В районе пос. Валово, по р. Большой Ик. в нижнекембрийских известняках заключены пачки порфиритовых граувакк, литокластических или существенно плагиоклазовых кератофириновых аркозов и смешанных вулканито-обломочных пород. Кислые эффузивные частицы представлены кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами, фельзитами, вкрапленниковым кварцем. Обилие кислого вулканогенного материала, с переходами к чистым аркозам, и петрографические особенности порфиритов в обломках указывают на внутриформационный характер продуктов перемыва эф-

фузивов. Нижнекембрийский возраст кинтерепских известняков установлен в последнее время по находкам трилобитов в верховьях р. Большой Ик (И. П. Дикайте, 1958 г.) и по р. Кинтереп (Лисин, Свиридов, 1968) и многочисленных археоциат, принадлежащих к досанаштыкгольскому и санантыкгольскому комплексам, в левобережье р. Берди по р. Прямой и в верховьях р. Большого Ика (Асташкин, 1964; Лисин, Свиридов, 1968). Мощность существенно известняковой толщи оценивается ориентировочно в 2000 м (Винкман, Асташкин, Краевский, 1964).

С кинтерепскими известняками пространственно ассоциируют вытянутые большими полосами выходы эффузивно-терригенных пород, которые обычно параллелизуются с отложениями печеркинской свиты северо-восточного Салаира. Наиболее крупная полоса эффузивно-терригенных пород, называемая полдневской, проходит в северо-западном направлении вдоль главного водораздела кряжа к северу от верховьев р. Касмы. По составу толща полдневской полосы аналогична печеркинской свите. Это порфириды и афаниты, кератофиры, их обломочные продукты с разной размерностью частиц, алевролиты, черные филлитовые сланцы, известняки (А. А. Арапов, 1959 г.; Б. В. Голошейкин, 1964 г.). Породы в полдневской полосе большей частью сильно осланцованы, до превращения в кварцсерицитовые, хлоритовые, эпидот-альбит-актиноитовые сланцы.

Менее метаморфизованный разрез толщи полдневской полосы наблюдается у ее северо-западного окончания по р. Малый Ик выше дер. Бухарики. Анализ экспозиции слоев показывает, что нормальная стратиграфическая смена отвесно поставленных пород здесь происходит с юга на север, вверх по течению Малого Ика.

В нижней части разреза выше впадения р. Бобровки обнажаются темно-зеленые и темно-лиловые порфириды и афаниты, частично подушечные, с подчиненными пачками кератофиро-аркозовых и граувакковых гравелито-конгломератов, а в самой нижней части также песчаников, алевро-глинистого сланца и светлого известняка. Мощность существенно порфиритовой пачки около 700 м. Нижняя ее часть показана на рис. 44.

Севернее находится пачка мощностью примерно 700 м. зеленовато-серых конгломератов и гравелитов с прослоями песчаников. В обломках отмечены альбитофиры (существенно бескварцевые), меньше порфириды и афаниты, известняки (в том числе археоциатовые) и терригенные осадочные породы. Еще севернее крупность обломочного материала в терригенном разрезе убывает, и толща венчается существенно песчано-алевро-глинистой пачкой с примесью черно-серых кремнисто-глинистых сланцев, мощностью в несколько сотен метров.

Таким образом, здесь отчетливо вырисовывается трансгрессивная последовательность слоев, с приуроченностью мощных порфиритов к грубообломочной нижней части толщи.

Эффузивные породы полдневской полосы, в частности базальтоидная группа, по составу тяготеют к вулканитам, развитым в более западных участках Западной подзоны.

Аналогичный по составу и литофацальной последовательности разрез кембрийской эффузивно-терригенной толщи устанавливается юго-западнее, в бассейне р. Тарадановки, правого притока р. Большой Ик.

При устье левого нижнего притока р. Тарадановки слоистые известняки с алюмосиликатными прослоями, протягивающиеся сюда от пос. Валово, сменяются на северо-западе валунным конгломератом, который начинается конгломерато-гравелито-песчаниковую пачку мощностью около 700 м. Породы имеют граувакковый состав, с примесью обломков осадочных пород и кислых эффузивов.

Выше залегает 500-метровая пачка переслаивающихся зелено-серых и лиловатых порфиритов и афанитовых лав с конгломерато-песчаными породами из обломков порфиритов, кислых эффузивов и осадочных пород.

Разрез венчается мощной пачкой зеленовато-серых песчано-алевритово-глинистых пород, с прослоями известняков, которая с северо-запада перекрывается толщей среднего девона. Верхняя пачка включает горизонт серо-зеленых и лиловых порфириновых миндалефиров, протягивающийся к устью р. Малый Ик.

Низовье р. Тарадановки является одним из немногочисленных участков на северо-западном Салаире, где можно предполагать нормально-стратиграфический контакт между толщей кинтерепских известняков и кембрийской эффузивно-терригенной толщей. Последняя, судя по общему крутому падению слоев на северо-запад и трансгрессивному строению разреза, перекрывает кинтерепские (валовские) известняки. Таким образом, нижнекембрийская серия на северо-западном Салаире оказывается в общем аналогичной по строению и литофациальной макроритмике комплексу гавриловской и печеркинской свит северо-восточного склона.

Возникает вопрос, не окажутся ли древнее существенно известняковой кинтерепской (валовской) толщи некоторые сравнительно мощные эффузивно-терригенные накопления, например в нижнем течении Большого Ика. Состав последних, в том числе вулканогенной части пород, не дает оснований отрывать их от нижнекембрийской эффузивно-осадочной серии. В то же время состав их имеет глубокие отличия от докембрийской аламбайской свиты кряжа.

На юго-западном склоне Салаира, в бассейне р. Степной Аламбай, при впадении р. Ларихи расположен еще один участок нижнекембрийских эффузивно-осадочных накоплений (Шатров, 1937; В. В. Введенский, 1960 г.; Л. М. Юров и др., 1961 г.; Фомичев, Алексеева, 1961). Нижнекембрийская толща образует здесь полосу шириной 2 км, тектонически зажатую среди пестроцветных пород среднего кембрия.

В составе нижнекембрийской толщи наиболее развиты продукты перетложения кислых эффузивов (состава кварцевых и бескварцевых альбитофиров), а также зеленовато- и черно-серые алевритовые и глинистые сланцы. Известны отдельные пачки серых и черных известняков с археоциатами, частично загрязненных вулканито-аркозовой примесью, прослой кремнисто-глинистых сланцев. Встречаются послойные залежи миндалекаменных порфиритов и альбитофиров, кислых туфовых пород. В некоторых обломочных отложениях отмечена примесь порфиритовой кластичности. В осадочных породах распространена обуглероженность и пиритизация. Видимая мощность толщи более 1000 м. Проведенные А. Ф. Белоусовым по рекам Степной Аламбай и Лариха наблюдения и анализ положения кровли слоев подтверждают общую их последовательность, принятую И. Е. Шатровым и В. Д. Фомичевым. Колонка верхней части толщи представлена на рис. 44. Самые верхние горизонты, включая археоциатовые известняки, выходят по р. Степной Аламбай выше устья р. Ларихи, а более низкие — ниже его. Археоциаты соответствуют санаштыкгольскому комплексу и наиболее близки к фауне из печеркинской свиты (Фомичев, Конюшков, 1960).

Известняки этого участка сравнительно маломощны, залегают несомненно внутри эффузивно-осадочного разреза и не могут выделяться в качестве отдельной свиты. По составу и, вероятно, стратиграфическому положению описанная толща сопоставима с печеркинской свитой.

О возможном развитии в этой части западного склона Салаира существенно карбонатной толщи, сопоставимой в какой-то мере с кинтерепской и гавриловской, позволяет находка археоциат среди довольно крупной полосы известняков у с. Смазнево (Фомичев, Конюшков, 1960).

Повышенная «аспидность» нижнекембрийских осадков участка Степной Аламбай — Лариха сближает их с нижнекембрийскими накоплениями более северных участков Западной подзоны.

Петрографическая характеристика

Вулканиты характеризуются по материалу с многочисленных участков из бассейнов рек Ура, Касьмы, Бачата (северная часть Восточной подзоны), р. Ангурепа и примыкающей части р. Чумыша (южная часть Восточной подзоны), рек Большого и Малого Ика, с примыкающим участком р. Берди, и р. Степного Алабамба (Западная подзона).

Лавовые породы диабазовой группы

Отметим прежде всего, что базальтоидные лавы северной и южной частей Восточной подзоны, по имеющимся данным, не обнаруживают достоверных различий ни по одному из микропетрографических признаков.

Вкрапленники в базальтоидных лавах Восточной подзоны развиты меньше, чем в Западной. Это различие проявляется при сопоставлении распределений общей доли вкрапленников (рис. 46) и доли крупнопорфировых лав (достоверность различий 99%). Среди базальтоидных лав в

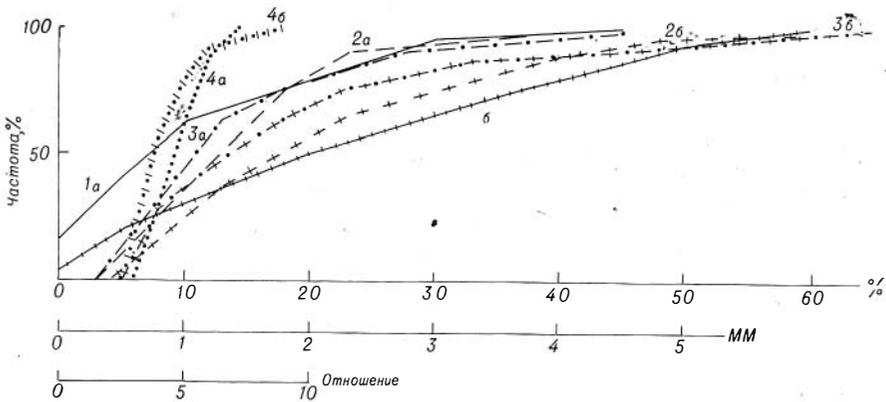


Рис. 46. Кумуляты микроструктурных показателей базальтоидных вулканитов нижнекембрийского комплекса Салаира по подзонам

Доля порфировых выделений: 1а — восточная подзона (51 шлифа); 1б — западная подзона (56 шлифов). Максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфиритах: 2а — восточная подзона (42 шлифа); 2б — западная подзона (52 шлифа). Максимальные размеры выделений пироксена в порфиритах: 3а — восточная подзона (25 шлифов); 3б — западная подзона (24 шлифа). Максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза: 4а — восточная подзона (39 шлифов); 4б — западная подзона (44 шлифа)

Восточной подзоне крупнопорфировые лавы составляют 8—30% (9 из 53 шлифов), а в Западной — 33—62% (24 из 57 шлифов). Однако в общем диабазовые лавы нижнекембрийского комплекса богаче вкрапленниками, чем рифейские лавы Салаира (достоверность отличия каждой из двух подзон от рифейской ассоциации по доле крупнопорфировых лав и общему содержанию вкрапленников — 99%).

По доле непорфировых и микропорфировых разностей между подзонами значительных различий нет. Она составляет в расчете на комплекс 14—30% (по 104 шлифам). Не различаются подзоны по распределению максимальных размеров выделений плагиоклаза и пироксена в лавах (рис. 46) и по габитусу выделений плагиоклаза, который в основном является укороченным (рис. 47).

Оплавление и резорбция вкрапленников довольно редки.

Среди структур основных масс различаются микродиабазовые, интерсертальные, пилотакситовые, вариолитовые, гиалопилитовые, гиалоофитовые, редко гиалиновые.

Устанавливается, что в Западной подзоне повышена доля бывших обильно-стекловатых разностей лав (гиалопилитовые и близкие к ним), которые составляют здесь 57—83% на совокупность (по 49 шлифам), по сравнению 28—60% в Восточной подзоне (по 41 шлифу).

В Западной подзоне для гиалопилитовых основных масс очень характерен навитовый рисунок, обусловленный короткопризматическим габитусом лейст плагиоклаза. Навитовые разности составляют здесь 69—95% на совокупность гиалопилитовых лав (по 34 шлифам), вместо 4—41% в Восточной подзоне (по 18 шлифам) (достоверность различия 99%).

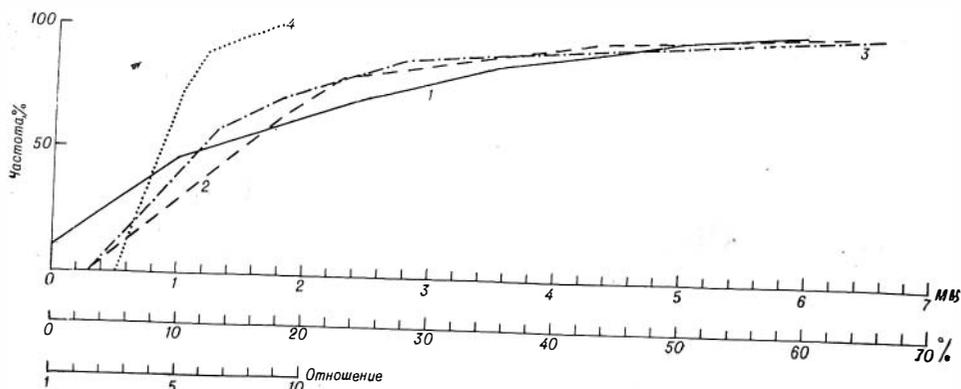


Рис. 47. Кумуляты микроструктурных показателей базальтоидных вулканитов нижнекембрийского комплекса Салапра (сводные)

1 — доля порфировых выделений (107 шлифов); 2 — максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфиритах (94 шлифа); 3 — максимальные размеры выделений пироксена в порфиритах (49 шлифов); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза (83 шлифа)

Среди порфировых разностей соразмерно распространены плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды, пироксеновые порфириды редки (0—7% случаев на совокупность, по 84 шлифам). Изредка в той и другой подзонах встречаются порфириды, в которых к выделениям плагиоклаза и пироксена добавляются кристаллы роговой обманки. Количественное соотношение отмеченных разновидностей порфиров не показывает достоверных различий между подзонами.

Однако по объемному соотношению пироксена и плагиоклаза во вкрапленниках совокупность нижнекембрийских базальтоидных лав Восточной подзоны оказывается более меланократовой, чем Западной. В первой соотношение *пироксен* \geq *плагиоклаз* выдерживается в 11—38% случаев (по 44 шлифам), во втором — в 0—9% случаев (по 39 шлифам порфиров) (достоверность различия 99%). По тому же показателю нижнекембрийские диабазовые лавы Восточной подзоны не отличаются от рифейских лав Салапра, а лавы из Западной подзоны уступают последним (достоверность 99%).

Пироксен в породах рассматриваемой группы в большинстве случаев нацело замещен вторичными минералами. Реликты его отмечены только во вкрапленниках, где пироксен может быть встречен в 7—30% пород, первично содержавших выделения пироксена (по 41 шлифу).

Пироксен в реликтах моноклинный, обычный, диопсид-авгитового ряда. Представление о кристаллооптических показателях клинопироксенов из нижнекембрийских лав и граувакк Восточной подзоны дает табл. 22.

По всем имеющимся замерам (включая 2 некомплектных), пироксены из нижнего кембрия Восточной подзоны не отличаются от пироксенов из рифейских порфиров Центрально-Салаирского выступа.

**Пироксены вкрапленников из базальтоидных вулканитов
нижнекембрийского комплекса Салаира**

№ п.п	2V°	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>
1	52	1,721	1,701	1,695
2	56	1,722	1,704	1,697
3	57	1,707	1,688	1,682

В агрегатах замещения пироксена наиболее распространен хлорит. Присутствуют также эпидот, карбонат, железорудные минералы, кварц. Особенностью порфиритов Западной подзоны является частое развитие уралитовых псевдоморфоз и актинолита по пироксену (51—88% случаев на совокупность бывших пироксенсодержащих порфиритов, по 25 шлифам, по сравнению с 0,1—23% случаев в Восточной подзоне, по 21 шлифу).

Плагиоклаз вкрапленников альбитизирован (данные 24 измерений на федоровском столике, выполненных В. В. Велинским в нижнекембрийских порфиритах из обеих подзон, а также ряд определений других исследователей по Восточной подзоне; Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965). В плагиоклазах выделений часто наблюдаются псевдоморфные следы прежней зонарности, причем чаще они свойственны порфиритам Западной подзоны.

Вместе с альбитом в псевдоморфозах по плагиоклазу в большинстве пород наблюдается хлорит, часто эпидот, карбонат и серицит, изредка пренит.

Зеленая опацизированная роговая обманка из плагиоклаз-роговообманкового порфирита (галька в граувакке) в районе р. Тарадановки (система р. Берди) характеризуется $cNg=25^\circ$, $Np=1,630$.

В породах обычно имеются миндалины (91—99% случаев на совокупность, по 94 шлифам), причем распределения доли миндалин в базальтоидных лавах обеих подзон можно считать идентичными. В большинстве миндалефиров (57—84%) в миндалинах присутствует хлорит, часто наблюдаются кварц, карбонат, редко эпидот, альбит, пренит, серицит, пумпелиит. Инкрустационный карбонат характерен для миндалефиров Восточной подзоны (38—67% случаев, по сравнению с 13—39% в Западной подзоне; достоверность различия 99%).

Во вторичной минеральной ассоциации диабазовых лав рассматриваемого комплекса в целом широко распространен эпидот (в 48—71% пород, по 104 шлифам). Для Западной подзоны характерна повышенная распространенность пород с уралитом и актинолитом (31—63%, против 0,5—13% в Восточной подзоне; достоверность отличия 99%). В Восточной подзоне широко распространены породы с карбонатом (46—74%, против 20—47% в Западной подзоне; вероятность различия 95%). В породах северной части Восточной подзоны изредка отмечаются пренит, пумпелиит. Последний встречен в диабазовых лавах у пос. Христиновского и в правобережье р. Анчешевки.

Диабазовые субвулканиты

С породами нижнекембрийской вулканогенно-осадочной серии пространственно ассоциирует большое количество даек, реже межпластовых залежей зеленокаменных диабазов, диабаз-порфиритов, офитовых габбро-диабазов. Аналогичные породы содержатся в обломках внутриформационных граувакк. Выделение субвулканических базальтоидных тел, принад-

лежащих к нижнекембрийскому вулканическому комплексу, сильно затруднено тем, что здесь же развиты мелкие тела зеленокаменных диабазов более молодой среднекембрийско-нижнеордовикской вулканической ассоциации и еще более молодые диабазы. Микропетрографические критерии для выделения нижнекембрийских базальтоидных субвулканических тел пока неясны.

Пирокластические образования базальтоидного состава

Из просмотренного нами в шлифах большого количества обломочных пород из нижнекембрийского комплекса Салаира к собственно пирокластическим образованиям может быть отнесена только незначительная часть. Базальтоидная кластика участвует, как правило, в обломочных массах, уже испытавших переотложение, перемешивание, механическую обработку материала и отчасти осадочную дифференциацию.

Несколько повышенной встречаемостью туфовых пород отличается нижнекембрийский разрез нижнего течения р. Ангуреп в южной части Восточной подзоны. Здесь отмечено несколько пачек туфов и туфобрекчий, сложенных существенно пемзовидными сложноочерченными и оскольчатыми обломками плагиоклазовых и пироксено-плагиоклазовых порфиров. Цементы их в основном инкрустационные, хлоритового, кварцевого и карбонатного состава.

Кератофировая группа (альбитофиры)

Данная группа пород характеризуется по материалу с тех же участков, что и базальтоидная группа рассматриваемого комплекса.

Лавовые и трудноотделимые от них субвулканические альбитофиры изучены по шлифам из коренных залежей и псефитовым обломкам в аркозах и туфобрекчиях.

Между нижнекембрийскими альбитофирами Восточной и Западной подзон улавливается мало микропетрографических различий.

В обеих подзонах эти породы имеют порфировые выделения (88—99% случаев, по 87 шлифам), обычно они макропорфировые (79—94%), хотя только в 15—33% случаев содержание вкрапленников в них превышает 10% объема.

Между альбитофирами Восточной (60 шлифов) и Западной (27 шлифов) подзон нет достоверных различий по общей доле порфировых выделений, по распределению максимальных размеров плагиоклаза и габитусу его вкрапленников (рис. 48).

Для альбитофиров Восточной подзоны характерны более крупные размеры вкрапленников кварца в породах (достоверность отличия по распределению максимальных размеров 99%). Крупные (до 4 мм и более) выделения кварца встречаются в субвулканических телах и в псефитовых обломках внутриформационного происхождения.

В большей части порфировых пород рассматриваемой группы (59—79% на совокупность) присутствуют выделения кварца и почти всегда — плагиоклаза. Доля пород с преобладанием в выделениях плагиоклаза над кварцем составляет 36—58% (по 83 шлифам). В 9—26% пород (14 и 69 шлифов) встречаются замещенные выделения темноцветного с габитусом роговой обманки, обычно мелкие. Выделения темноцветного отмечены не только в кварцевых и бескварцевых альбитофирах, но и в породах без вкрапленников плагиоклаза, вместе с выделениями кварца.

Большинство порфировых разновидностей (55—76%, по 83 шлифам) характеризуется совместным нахождением во вкрапленниках кварца и плагиоклаза. Остальная часть пород — бескварцевые (20—40%) и бесполовошпатовые (1—10%) порфиры.

Кварц порфировых выделений практически в каждом шлифе обнаруживает признаки оплавления и резорбции, отчасти сохраняет реликты идиоморфно-бипирамидальной, иногда скелетной формы. Как редкие образования встречены микропегматитовые венцы у вкрапленников кварца, пойкилитовые вроски мусковита и выполненные хлоритом и карбонатом сферические полости в кварце; гломеросростки сравнительно редки. Отмечаются каймы регенерационного разрастания кварца.

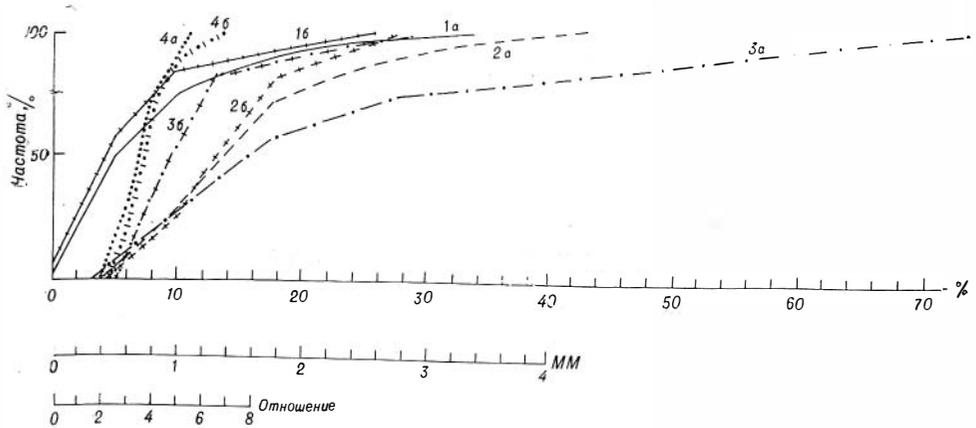


Рис. 48. Кумуляты микроструктурных показателей лавовых пород альбитофировой группы в нижнекембрийском комплексе Салаира по подзонам

Доля порфировых выделений: 1а — Восточная подзона (60 шлифов); 1б — Западная подзона (27 шлифов). Максимальные размеры порфировых выделений плагиоклаза в порфирах: 2а — Восточная подзона (55 шлифов); 2б — Западная подзона (22 шлифа). Максимальные размеры порфировых выделений кварца: 3а — Восточная подзона (35 шлифов); 3б — Западная подзона (17 шлифов). Максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза: 4а — Восточная подзона (52 шлифа); 4б — Западная подзона (21 шлиф)

Плагиоклаз по имеющимся замерам на Федоровском столике (Г. С. Лабазин, 1948 г.; А. С. Лапухов, 1965 г.; Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965), а также иммерсионным измерениям и данным диагностического окрашивания, представлен альбитом, часто образует гломеросростки. Во вкрапленниках отмечаются следы простой и сложной зонарности (в 9—30% пород), выраженные распределением вторичных минералов. Гораздо реже, чем во вкрапленниках кварца, встречаются формы оплавления и резорбции. В отдельных случаях наблюдаются пойкилитовые вроски кварца, апатита. Зафиксированы редкие микропегматитовые и сферолитовые венцы кварц-альбитового состава.

Габитус плагиоклаза в общем несколько укорочен (см. рис. 48) по сравнению с плагиоклазом выделений в базальтоидных породах серии (достоверность различия 99%).

Кроме альбита, в агрегатах замещения плагиоклаза встречаются хлорит, серпидит, карбонат, эпидот. Изредка здесь же присутствует углистое вещество.

Метаморфическое сокращение первичного объема плагиоклазовой фазы проявилось, как и в ранее рассмотренных ассоциациях кислых эффузивов, сравнительно умеренно. Лишь в 15—35% случаев посторонними минералами (помимо альбита) замещена половина или больше первичного объема плагиоклаза.

Роговая обманка зафиксирована в виде мелких грязно-зеленых реликтов только в 1 шлифе. Обычно же она нацело замещена хлоритом, к которому примешиваются магнетит, кварц, карбонат, эпидот.

Основные массы в вулканитах рассматриваемой группы характеризуются значительным структурным разнообразием. В большинстве пород

(65—84% на совокупность, по 85 шлифам) основные массы были существенно стекловатыми (теперь это существенно фельзитовые ткаги). Собственно фельзитовые основные массы имеют переходы к микропифельзитовым, фельзитотрахитовидным, микропифельзитовым, сферолитовым, а также к базокварцевым структурам с обильным развитием лейцитовидных и иногда вариолитовых форм плагноклаза. Менее распространены первичнозернистые структуры типа микроаплитовой и микроплагногрантовой, с микропегматитовыми и сферолитовыми участками, а также призматически-зернистые трахитовидные структуры. Иногда наблюдаются такситовые, в частности ленточные текстуры.

Значительная часть пород (24—44%, по 87 шлифам) содержит небольшое количество миндалинов. В большинстве миндалефиров наблюдается инкрустационный кварц; в миндалинах распространены хлорит и карбонаты, встречены также альбит, эпидот, гематит.

Постоянными членами зеленокаменного минерального парагенезиса в рассматриваемых кислых породах являются альбит, хлорит, серицит. Сравнительно часто встречаются также карбонаты, эпидот, биотит. Парагенезисы с актинолитом редки (0—6% случаев на совокупность, по 86 шлифам).

Для кислых вулканогенных пород Восточной подзоны, по сравнению с Западной, характерна повышенная встречаемость карбонатов (28 из 60 случаев, против 4 из 27; достоверность различия 99%) и эпидота (19 из 60 случаев, против 2 из 27). По распространенности карбонатов подобное же соотношение было отмечено для базальтоидных пород обеих зон.

Кислые пирокластиты

Проведенное петрографическое изучение большого количества обломочных пород кислого состава из нижнекембрийской серии Салаира не дает оснований считать, что среди них имеют существенное распространение неперемытые взрывные массы. По-видимому, несколько больше развиты туффиты. Такие образования нам удалось зафиксировать в единичных пунктах (р. Анчешевка, верховья р. Касьмы), где грубый альбитофирный материал взрывного облика захоронен в виде примеси в глистых фациях (мергельные и песчано-алеврито-кремнистые осадки). Обычно же альбитофирная кластника образует перемытые и смешанные аркозовые и субаркозовые массы.

Петрохимическая характеристика

Диабазовая группа

Для Восточной подзоны приведены анализы 274—290, для Западной—336—348 (см. табл. 57).

В обеих подзонах преобладают базальтовые и андезитобазальтовые составы.

Доверительный интервал среднего b' для Восточной ($20,2 \pm 2,5$) и Западной ($19,0 \pm 2,5$) подзон попадает в область андезитобазальтовых и лейкобазальтовых составов.

По показателю Q породы колеблются без значимого перевеса около границы насыщения пород (отвечающей $Q = -6$, по А. Н. Заварицкому, 1950).

Уклон щелочей в обеих подзонах резко натровый.

Намечающаяся разница по средним показателям b' между подзонами не оказывается сама по себе достоверной, но соответствует тому различию по меланократовости, которое установлено по соотношению пироксена и плагноклаза в выделениях.

Петрохимические статистики диабазовых вулканитов нижнего кембрия Салаира

Петрохимические показатели	Восточная подзона (17 анализов)				Западная подзона (13 анализов*)			
	\bar{X}	s	A	d	\bar{X}	s	A	d
Si/O	5748	453	+0,27	0,89	5548	209	+0,08	0,76
Ti/O	107	47	+0,85	0,77	168	52	+0,12	0,91
Al/O	1949	290	+0,39	0,79	2038	162	-0,24	0,79
$\Sigma\text{Fe}/\text{O}$	1803	328	-0,01	0,82	1820	358	+0,05	0,84
Fe^{+3}/O	462	140	+0,11	0,83	754	421	+1,29	0,70
Fe^{+2}/O	1342	245	+0,35	0,82	1066	391	-0,50	0,78
Mg/O	714	248	-0,49	0,71	624	224	+0,27	0,73
Ca/O	764	568	+0,12	0,90	794	315	+0,33	0,90
Na/O	654	247	-0,17	0,84	867	327	-0,29	0,82
K/O	114	75	+0,68	0,81	160	115	+0,29	0,83
$\Sigma\text{Fe}/\text{Mg}$	3,26	2,91	+3,24	0,46	3,41	1,09	+0,21	0,80
Na/Ca	2,24	2,72	+1,69	0,71	1,45	0,92	-0,01	0,87
Na/Al	0,34	0,14	+0,34	0,81	0,42	0,16	-0,41	0,82
Ca/Al	0,39	0,29	+0,32	0,87	0,38	0,15	+0,24	0,91
a	9,4	2,9	-0,25	0,82	12,9	4,3	-0,07	0,84
c	4,4	3,1	+0,08	0,90	5,1	2,6	+0,79	0,83
b'	20,2	4,9	-0,03	0,83	19,0	4,1	-0,20	0,76
f'	44,0	11,3	+0,04	0,79	53,4	7,9	-0,28	0,81
m'	36,6	9,4	-0,95	0,68	40,0	8,4	+0,34	0,84
$c'(-a')$	-6,8	22,8	-0,22	0,83	+4,0	6,3	-0,77	0,80
n	88,6	9,5	-0,88	0,79	88,9	10,6	-1,15	0,74
Φ	10,9	3,4	+0,13	0,77	22,6	13,3	+1,03	0,74
Q	+1,6	13,0	+0,15	0,89	-6,0	7,5	+1,46	0,71
α	29,5	18,3	+0,39	0,86	29,8	16,7	+0,61	0,85

При числе анализов $n = 17$: $0,72 \leq d_{05} \leq 0,89$; $0,68 \leq d_{01} \leq 0,91$. При $n = 13$: $0,71 \leq d_{05} \leq 0,90$; $0,66 \leq d_{01} \leq 0,93$.

* Отношения $\Sigma\text{Fe}/\text{Mg}$, Na/Ca , Na/Al , Ca/Al подсчитаны по 12 анализам.

Для пород Западной подзоны характерно более высокое содержание титана и трехвалентного железа и пониженное — двухвалентного (с соответствующим отличием по показателю Φ). Повышенную окисленность железа в лавах Западной подзоны можно связать с несколькими причинами, главной из которых, по-видимому, является обилие в основных массах стекла, часто насыщенного первичной или раннеэпигенетической магнетитовой, реже гематитовой пылью.

Диабазовые эффузивы нижнего кембрия обеих подзон по сравнению с рифейскими лавами Салаира обогащены кремнием и обеднены титаном и магнием (достоверность 99%), кальцием (достоверность 99% для Западной подзоны). Лавы Восточной подзоны уступают рифейским по суммарному железу (достоверность 99%), а Западной подзоны — по закисному.

Следовательно, нижнекембрийские лавы обеих подзон имеют более низкие общие показатели меланократовости (b'), чем рифейские. С биномиальной оценкой меланократовости по соотношению в выделениях пироксена и плагиоклаза противоречия нет: для Западной подзоны отмечено соответствующее достоверное различие, а для восточной — на уровне надежности ниже 95%.

Кератофировая группа

Анализы кератофиров из Восточной (291—335) и Западной (349—350) подзон даны в табл. 57, петрохимические статистики в табл. 24.

В Восточной подзоне по показателю b' большинство пород (41 из 45, или 78—98% на совокупность) отвечает риолитам и дацитам. Некоторая часть пород, петрографически несомненно тяготеющая к кератофировой группе (кварцевые альбитофиры №№ 315, 316, 324, 334), по меланократовости соответствуют уже андезитам. Среднее b' укладывается в 99%-ном доверительном интервале $6,7 \pm 1,1$, т. е. в пределах дацитового состава (метадацитовый тип).

Т а б л и ц а 24

Петрохимические статистики кератофировой группы нижнего кембрия Салаира (Восточная подзона) (число анализов — 45)

Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d	Петрохимические показатели	\bar{X}	s	A	d
Si/O	6994	421	-0,82	0,75	a	9,3	2,2	-0,11	0,81
Ti/O	39	23	+0,67	0,81	c	1,6	1,6	+0,98	0,81
Al/O	1382	251	-0,06	0,72	b'	6,7	2,8	+0,06	0,81
$\Sigma Fe/O$	757	318	-0,04	0,79	f'	45,5	19,8	-0,20	0,83
Fe^{+3}/O	236	197	+1,51	0,73	m'	23,2	12,2	+0,78	0,76
Fe^{+2}/O	521	276	-0,34	0,81	$c'(-a')$	-27,6	29,4	-0,38	0,82
Mg/O	177	102	+0,65	0,80	n	84,6	16,9	-1,21	0,81
Ca/O	225	211	+0,94	0,84	Φ	15,6	16,0	+3,1	0,63
Na/O	593	210	-0,26	0,83	Q	37,5	10,9	-0,27	0,77
K/O	151	151	+1,29	0,78	α	14,4	11,9	+0,87	0,81
$\Sigma Fe/Mg$	5,01	3,66	+2,65	0,61					
Na/K	10,78	14,05	+1,70	0,72					
Na/Ca	8,41	12,16	+2,53	0,64					
Na/Al	0,43	0,17	+0,005	0,81					
Ca/Al	0,17	0,16	+1,33	0,79					

При числе анализов $n = 45$: $A_{05} \leq 0,56$; $A_{01} \leq 0,82$; $0,75 \leq d_{05} \leq 0,85$; $0,72 \leq d_{01} \leq 0,87$.

Подавляющее большинство пород (84—99% на совокупность) здесь пересыщено и сильно пересыщено кремнеземом ($Q > 15$). Часть пород (30 из 45, или 51—80% на совокупность) даже превосходит кларковое значение избыточной кремнеземистости для известково-щелочных риолитов ($Q = 33,1$, по объединенной выборке риолитов и липаритов Р. Дэли, 1936, и известково-щелочных риолитов С. Ноккольдса, 1954; всего 148 анализов). Содержание SiO_2 колеблется без значимого перевеса около кларкового содержания в риолитах, равного 73,9%. Эта повышенная против нормы кремнеземистость хорошо согласуется с повышенным развитием вкрапленников кварца, которое выше, чем в более «риолитовой» ассоциации кератофиров верхнего кембрия — тремадока Прикузбасской зоны Салаира (см. ниже).

Анализы кератофиров из аламбайского разреза Западной подзоны отвечают метариолитовому и метадацитовому составу. Можно полагать, что в этой подзоне кератофиры тоже образуют группу метадацитового типа, поскольку по присутствию и количественному соотношению минералов во вкрапленниках и другим отражающим состав петрографическим показателям они не отличаются от кератофиров Восточной подзоны.

Стратиграфические контакты отложений нижнего кембрия Салаира с «метаморфическими» толщами докембрия неизвестны. Однако не вызывает сомнений глубокое формационное различие между этими накоплениями, которое выявляется при сравнении роли и состава главных групп осадочных, а также вулканогенных пород.

Нижнекембрийская серия Салаира представлена мощными морскими осадками, в нижней части которых на больших площадях, хотя и не везде, обособляются толщи рифогенных и слоистых известняков (гавриловская, кинтерепская), а выше идут терригенные отложения, в которых снизу вверх крупнообломочные породы сменяются мелкообломочными.

Крупные массы светлых археоциатовых известняков с примесью краснокветного терригенного материала (район городов Гурьевска и Салаира, дер. Аныштайха) заметно тяготеют к Центрально-Салаирскому выступу докембрия. Учитывая палеотектоническую позицию крупных масс археоциатовых известняков в других районах области, можно предполагать, что южная часть Центрально-Салаирского выступа в начале накопления нижнекембрийской серии проявляла слабую интрагеоантиклинальную тенденцию, представляя собой подводное поднятие.

Осадочным литофациям серии свойствен в основном сероцветный, часто аспидный облик. Красноцветы встречаются спорадически, ассоциируясь с археоциатовыми известняками и базальтоидными эффузивами.

Осадочные породы почти целиком относятся к аутигенным образованиям (включая слабообразованные кремнистые осадки) и к продуктам внутриформационного перемыва эффузивов и осадочных пород. Проявления чужеродного обломочного материала редки. Это свидетельствует о большой ширине зоны геосинклинального накопления и отсутствии близко расположенных выступов более древних пород.

Эффузивные породы, по крайней мере в северной части кряжа, сконцентрированы в основном в крупнообломочной части серии.

В соразмерных количествах развиты вулканогенные породы, базальтоидного и кислого рядов, причем те и другие встречаются по всей серии, образуя многократное переслаивание и латерально сменяя друг друга.

Базальтоидную группу представляют лавы, граувакки (в несколько большем количестве, чем лавы) и резко подчиненные непереотложенные туфовые породы. Доля базальтоидных лав эффузивно-терригенной части серии (исключая гавриловскую и кинтерепскую толщи) составляет около 20%. Обычной формой залегания базальтоидных лав является покровная.

Кислую группу пород представляют лавы и субвулканыты (кварцевые и бескварцевые альбитофиры), аркозовые продукты перемыва кислых вулкаников (в гораздо большем количестве, чем альбитофиры) и сравнительно редкие пирокластиты. Доля кислых лав вместе с трудноотделимыми от них субвулканическими залежами послыжного залегания в эффузивно-терригенной части серии не превышает 10—15%. Для кислых лав, как и для базальтоидных, характерно переслаивание с нормально слоистыми морскими осадками, грубопластообразная и линзовидная формы залегания. Образованию покровных, а не долишно-потоковых форм способствовало быстрое захоронение подводных кислых лав, при котором новые порции лав ложились на ровную поверхность донных осадков.

Для субвулканической фации кислых эффузивов указываются, помимо обильных даек, небольшие штоки кварцевых альбитофиров.

С востока на запад количество вулкаников кислой группы в лавовой и субвулканической фациях уменьшается. Вероятно, альбитофировые аркозы Западной подзоны имеют основным своим источником кислые эффузии Восточной подзоны.

Диабазовая группа в обеих подзонах имеет андезитово-базальтолейко-базальтовый состав и резко натровый профиль щелочей, отличаясь от рифейских базальтоидов Салаира меньшей меланократовостью, пониженным содержанием магния, железа, кальция, титана и повышенной кремнеземистостью. Между самими подзонами установлено только различие по титану и разное соотношение закисного и окисного железа. Различия по петрохимическому показателю меланократовости (b') между подзонами не зафиксировано, но количественное соотношение пироксена и плагноклаза во вкрапленниках является более меланократовым в Восточной подзоне.

От рифейских лав Салаира кембрийские базальтоиды отличаются укороченным габитусом плагноклаза и большей порфирированностью, при особо повышенном развитии вкрапленников в Западной подзоне.

Состав альбитофировой группы в основе является метадацитовым, с разным преобладанием натрия в сумме щелочей и аномально повышенной кремнеземистостью, с которой связано повышенное развитие выделений кварца.

Вулканогенная ассоциация относится к диабазо-альбитофировому типу.

Для базальтоидов данного зеленокаменного комплекса в целом характерно большое развитие минеральных парагенезисов с эпидотом. При этом в Западной подзоне значительно распространены парагенезисы с актинолитом, а в Восточной -- с карбонатом.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКО-НИЖНЕОРДОВИКСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ САЛАИРСКОГО КРЯЖА

Среднекембрийско-нижнеордовикская вулканическая ассоциация Салаирского кряжа подразделяется на два комплекса, приуроченных соответственно к Прикузбасской и Бердь-Чумышской тектоно-формационным зонам Салаира.

Геологическая характеристика

В Прикузбасской зоне Салаира среднекембрийско-нижнеордовикские вулканогенные образования наиболее значительны в северной части. Здесь, у г. Гурьевска (гора Орлиная и другие участки), давно выделена и датирована среднекембрийскими трилобитами мощная вулканогенно-осадочная толща (Радугин, 1926; Сперанский, 1933; Усов, 1934, 1936; Цейклин, 1935; Яворский, Бутов, 1927; Яворский, 1940). Разными исследователями предпринимались попытки расчленения этой толщи, причем в качестве свит разного наименования выделялись те или иные местные пачки, стратиграфическое и пространственное распространение которых ограничивалось лишь окрестностями г. Гурьевска. Геологическое картирование показывает, что в пределах Прикузбасской тектоно-формационной зоны Салаира роль свиты, как естественной стратиграфической единицы регионального значения, практически имеет только среднекембрийская эффузивно-осадочная толща в целом.

Самая нижняя часть этой толщи у Гурьевска представлена существенно конгломератовой лилово-зеленой пачкой с гравелитами, прослоями песчаников и алевроито-глинистых пород, мощностью до 800 м (Асташкин, 1962). Конгломераты имеют сильно миктитовый состав и включают гальку и валуны разнообразных осадочных пород, в том числе археоциатовых известняков, базальтоидных и кислых вулканогенных пород, плагиогранитов и контактово-метаморфических образований.

На западе эта пачка граничит по разлому с нижнекембрийскими гавриловскими известняками гурьевской полосы. К кровле крупность обломочного материала в общем уменьшается, и пачка завершается чередованием гравелито-песчаников с табачными песчаниками и алевроито-глинистыми породами, в которых О. К. Полетаевой (Асташкин, 1962) была найдена фауна трилобитов зоны *Paradoxides oelandicus* (низы среднего кембрия).

С востока по контакту, не имеющему тектонических осложнений, ответственно поставленные слои с трилобитами сменяются лиловато-серо-зеленой туфобрекчией, которая начинает лилово-бурю эффузивно-осадочную пачку («гурьевская свита»). Многократная ритмическая смена крупности обломочного материала в верхах подстилающей терригенной пачки показывает, что вулканогенная пачка перекрывает ее. Мощность лилово-бурой пачки достигает нескольких сотен метров. В ее составе отмечены порфиристы, туфобрекчи, граувакки (в том числе с кремнистым цементом), а также миктитовые конгломераты и гравелиты, аналогичные соответствующим породам подстилающей пачки.

Еще восточнее буро-лиловая пачка по тектоническому контакту соприкасается с 450-метровой эффузивно-осадочной пачкой («каменнобродская свита»). В нижней части последней залегают зелено-серые, изредка лиловые гравелиты, песчаники, алевроито-глинистые сланцы и мергелистые известняки с трилобитами, вверху — зелено-серые гравелито-песчаники и алевроито-глинистые сланцы с трилобитами. Средняя часть пачки (около 200 м) состоит из зелено-серых и лиловатых порфиритов с линзами туфобрекчий и осадочных пород. В порфиритах местами отчетливо развита подушечная текстура с цветным яшмо-кварцитовым выполнением промежутков. По формам подушечных отдельностей в лавах и ритмической смене осадочного материала устанавливается та же восточная экспозиция кровли слоев (при общем отнесном залегании), что и в предыдущих пачках. Трилобиты, по данным О. К. Полетаевой, относятся к зоне *Paradoxites forskhamneri* (Асташкин, 1962). Восточнее, за тектоническим нарушением, залегают породы ариничевской свиты верхнего кембрия.

В антиклинальной структуре горы Орлиной восточнее Гурьевска в низах разреза, по данным И. С. Цейклина (1935), В. И. Яворского (1940), В. А. Асташкина (1962), выступают лилово-бурые порфириты с подчиненными туфовыми образованиями и граувакками, а выше идет 500-метровая существенно осадочная пачка, называемая орлиногорской свитой. В ней преобладают песчаники и алевроито-глинистые породы, имеются мергели и линзовидные залежи известняков, горизонты конгломератов. Встречаются отдельные покровы миндалекаменных порфиритов, в том числе подушечных, пирокластические образования. Обломочные породы сложены граувакковым материалом, а частично имеют и более миктитовый состав, включая обломки разных осадочных пород, яшмо-кварцитов, бескварцевых и в меньшей мере кварцевых альбитофиров, иногда интрузивных пород, плагиигранитного ряда. Снизу вверх исчезают красноцветные горизонты и породы становятся в основном сероцветными, часто известковистыми. На разных уровнях орлиногорской пачки известна фауна трилобитов, описанная Е. В. Лермонтовой и О. К. Полетаевой к самым верхам среднего кембрия (зона *Leiorpyge laevigata*) (Фомичев, Алексеева, 1961; Асташкин, 1962). Суммарная мощность среднекембрийской свиты (назовем ее условно бататско-орлиногорской) около 2000 м. В разрезе свиты прослеживается трансгрессивная тенденция литофациального изменения, завершающаяся отложением сравнительно тонких сероцветных, часто известковистых осадков.

Накопления бататско-орлиногорской свиты с тем же в общем составом, что и на участке г. Гурьевск — гора Орлиная, и со среднекембрийской фауной трилобитов известны также севернее (рис. 49), в окрестностях поселков Ариничево, Кокуй, Красное, Христиновское (данные А. А. Арапова, А. К. Григониса, 1960 г., и других исследователей).

Фауна низов среднего кембрия (амгинский ярус) приурочена к существенно красноцветной толще, которая выходит юго-восточнее пос. Христиновского. В составе толщи присутствуют порфириты, туфобрекчии, граувакковые и миктитовые гравелито-песчаники, яшмо-кварциты и редкие прослойки алевроито-глинистых сланцев. В миктитовых гравелито-песчаниках встречаются обломочки гранитоидов.

Фауна майского яруса (верхи среднего кембрия) обнаружена в толще зелено-серых, изредка лиловатых пород, образующих дизъюнктивную полосу у пос. Ариничево и другую полосу у поселков Кокуй и Красное. Здесь преобладают песчаники (граувакковые и др.) и алевроито-глинистые породы с небольшими прослоями гравелитов, известняков, редкими покровами порфиритов, в том числе подушечных. У пос. Ариничево мощность одной из порфиритовых пачек достигает 110 м.

В самом верху фаунистически охарактеризованного среднекембрийского разреза у поселков Кокуй и Красное появляются гравийно-песчаные

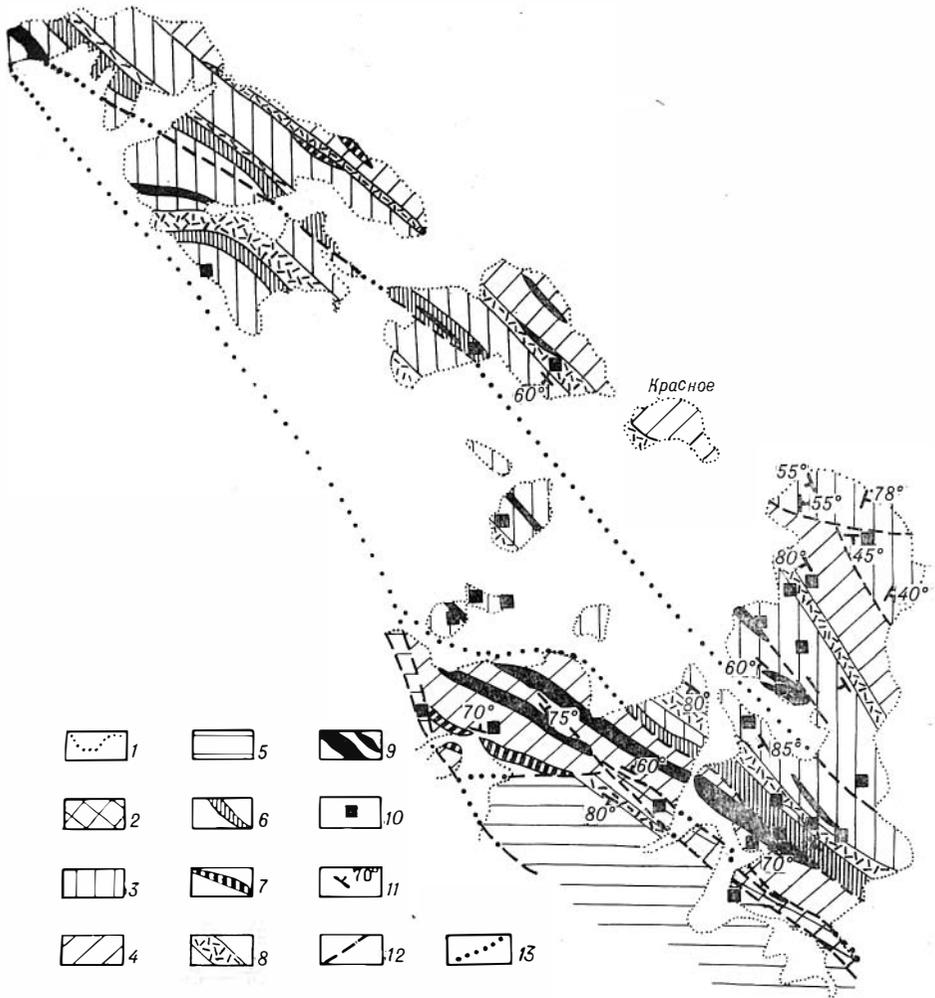


Рис. 49. Схема геологического строения участка Ариничево — Красное (по данным А. А. Арапова и А. К. Григониса, с изменениями)

1 — контуры четвертичных отложений; 2 — известняковая толща, силур; 3 — ариничевская вулканогенно-осадочная свита и другие, верхний кембрий; 4 — бачатско-орлиногорская вулканогенно-осадочная свита, средний кембрий; 5 — гавриловская известняковая свита, нижний кембрий; 6 — существенно известняковые пачки, верхний кембрий; 7 — линзы микрокварцитов и яшмоидов; 8 — горизонты, обогащенные кислым вулканогенным материалом; 9 — пачки с порфиритами и отдельные покровы порфиритов; 10 — местонахождения кембрийской фауны; 11 — элементы залегания напластования; 12—13 — дизъюнктивные границы, 12—прослеженные по коренным выходам, 13 — под рыхлыми отложениями

кератофировые аркозы и субаркозы и происходит гранулометрическое погребение осадков. В этом разрезе проявляется та же трансгрессивная тенденция и та же приуроченность главной массы порфиритов и их производных к нижней, существенно красноцветной и более грубообломочной части разреза, что и на участках г. Гурьевск — гора Орлиная. У поселков Кокуй и Красное (см. рис. 49) среднекембрийская толща круто и согласно перекрывается отложениями ариничевской свиты, содержащей на разных горизонтах обильную верхнекембрийскую фауну, которая была обнаружена и изучена О. К. Полетаевой и Н. К. Ившиным (Ившин, 1960).

Общий состав и последовательность пород ариничевской свиты на стратотипическом участке рассмотрены при детальной съемке А. А. Араповым, А. К. Григонисом (1958—1960 гг.) и Н. К. Ившиным (1960).

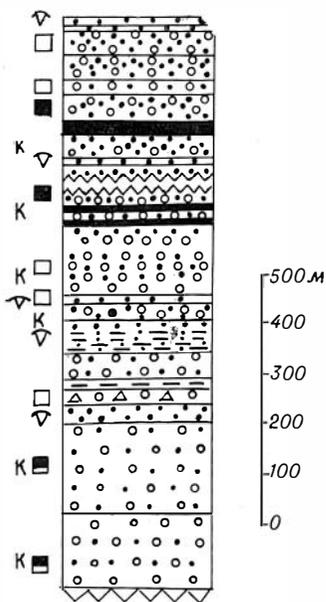


Рис. 50. Колонка ариничевской свиты по разрезу юго-восточнее пос. Кокуй. Составлена по данным Ю. Н. Кочкина.

Условные обозначения см. на рис. 6

Нижняя граница ариничевской свиты проводится главным образом на основе палеонтологических данных. Четкой литологической границы в ее основании нет. Ариничевская свита в нижней части сложена конгломератовыми и гравийно-песчаными породами, которые петрографически аналогичны тем, которые завершают среднекембрийскую свиту. Эти породы состоят в основном из продуктов перемыва порфиритов и бескварцевых альбитофиров.

В разрезе ариничевской свиты (рис. 50) преобладают гравийно-песчаные и конгломератовые породы. Им подчинены песчаники, алевроито-глинистые, мергелистые породы, известняки и редкие кремнистые прослои. Вверху нижней половины разреза свиты (верхи «кульбичского горизонта» и «ариничевский горизонт», по Н. К. Ившину, 1960) несколько возрастает роль мелкоземистых и иловых осадков. Выше идут снова существенно грубообломочные отложения с покровами порфиритов («христиновский горизонт» и «кокуйский горизонт» по Н. К. Ившину, 1960).

В виде граувакк и туффитов здесь присутствует вулканогенный порфиритовый материал внутриформационного происхождения.

Для ариничевской свиты, так же как и для самых верхов бачатско-орлиногорской, характерно наличие пачек своеобразных по

внешнему облику розоватых кератофириров аркозов и субаркозов, сложенных частицами бескварцевых альбитофиров песчаной и псефитовой размерностей. Часть обломочных образований кислого состава может быть отнесена к туффитам. Присутствие лавовых альбитофиров и их туфов на рассматриваемом участке проблематично, но несомненны субвулканические тела кварцевых альбитофиров, которые наблюдаются в виде послойных залежей в верхнекембрийской и в верхах среднекембрийской части разреза, а также в виде даек, субортогональных к напластованию.

Значительную роль в составе ариничевской свиты и самых верхов подстилающей свиты играют породы смешанного состава, состоящие в основном из частиц порфиритов и бескварцевых альбитофиров.

Обломочные массы ариничевской свиты включают также обломки разнообразных осадочных пород: известняков, кремнистых и терригенных пород. Несомненно присутствие аллохтонных осадков, в частности плагиоклаз-кварц-микрокварцитовых песчаников и алевролитов. В гравелитах попадаются плагногранитные обломки.

Стратиграфическое отношение ариничевской свиты с бачатско-орлиногорской представляется вполне согласным. Мощность ее около 1000 м.

Небольшая полоса пород ариничевской свиты (лилово-зеленые гравелито-конгломераты, песчаники, туффиты) с трилобитами известна также у г. Гурьевска (Асташкин, 1962).

К северо-западу от пос. Красное на простирании полосы, где находится стратотипический разрез ариничевской свиты, после небольшого ее разрыва, у пос. Ваганово выходит вулканогенно-осадочная толща, которая сохраняет те же характерные элементы состава: псефитовые и в меньшей мере псаммитовые производные порфиритов и бескварцевых альбитофиров, имеющие иногда признаки туффитов и пирокластических пород, порфири-

ты и бескварцевые альбитофиры, небольшое количество алеврито-глинистых и кремнистых сланцев. Вулканогенно-осадочная толща при крутом, до отвесного, северо-восточном падении, но нормальной экспозиции кровли слоев у северо-восточной окраины пос. Ваганов сменяется аналогично залегающей пестроцветной пачкой конгломератов, песчаников, алеврито-глинистых пород. В этой пачке В. А. Асташкиным (1964 г.) найдена трилобитовая фауна, указывающая на ее возраст как верхи верхнего кембрия или переходный к тремадоку. Подчеркнем, что псефитовые породы из этой пачки отчасти представляют собой кератофировые аркозы внутрiformационного происхождения, состоящие из частиц бескварцевых и в меньшей мере кварцевых альбитофиров.

Стратиграфический диапазон ариничевской свиты в ее стратотипе ограничивается нижней и средней частями верхнего кембрия (Ившин, 1960).

Некоторые исследователи предполагают, что на северо-восточной окраине Салаира самые верхи верхнего кембрия представлены частично «терригенно-туфогенными» (например, к северо-востоку от пос. Кокуй), частично известняковыми отложениями (толсточихинская свита мощностью около 400 м на горе Орлиной). Фациальные и стратиграфические отношения между этими отложениями надежно не установлены. На горе Орлиной толсточихинская свита лежит с крупным перерывом, хотя и без углового несогласия на среднекембрийской толще (Цейклин, 1935; Радугин, 1945; Ившин, 1960).

Из приведенных выше данных следует, что на северо-востоке Салаира развита мощная вулканогенно-осадочная серия с возрастным диапазоном от среднего до верхнего кембрия и, возможно, низов ордовика. Наиболее низкие горизонты базальной пачки этой серии имеются в бассейне р. Толмовой, где она периклинально облекает и перекрывает с юга нижнекембрийские известняки гавриловской полосы.

Состав отдельных, палеонтологически не охарактеризованных частей серии изучен нами также на крайнем северо-востоке Салаира, у поселков Колтырак, Конево и Студеный.

На р. Колтырак, несомненно ниже одноименного поселка, выходят серозеленые и лиловые конгломераты, гравелиты, алеврито-глинистые, мергелистые и кремнистые сланцы, порфириновые миндалефиры, частично с подушечной отдельностью и яшмо-кварцитовым выполнением полостей. В обломочной фракции пород часты обломки бескварцевых альбитофиров. Есть резко миктитовые разности конгломератов, включающие обломки интрузивных пород плагиигранитного ряда. Толща аналогичного состава обнажается у поселков Конево и Коурак по р. Тарсьме.

Южнее пос. Студеного, в окрестностях бывшего пос. Калиновского, обнажаются серозеленые и лиловые порфириты, песчаники, гравелиты, конгломераты и алеврито-глинистые сланцы. В обломочной фракции пород преобладают порфириновые частицы, встречаются обломки бескварцевых альбитофиров, иногда кварц и микрокварцитовые частицы. Некоторые породы имеют характер туффигов. Вулканогенно-осадочная толща поселков Студеного и Калиновского уже не относится к полосе Гурьевск — Ариничево — Конево, а находится на простирании расположенной юго-западнее бирюлинской полосы рассматриваемой серии.

В этой полосе, по сравнению с северо-восточной, средне-верхнекембрийская серия испытывает литофациальные изменения. Здесь в ней убывает количество грубообломочных осадков, уменьшается литологическая пестрота разреза, который в значительной мере приобретает флишеидный характер, обусловленный переслаиванием песчаников и гравелитов сборного состава с алеврито-глинистыми породами зелено-серых, иногда лиловых тонов (разрезы по рекам Кедровка, Бирюля, Колтырак); встречаются кремнистые сланцы. В составе этой толщи («бирюлинская свита», по А. Г. Вологдину и В. Д. Фомичеву (Фомичев, Алексеева, 1961) известны внутри-

формационные лавы базальтоидного ряда, которые, по нашим материалам с р. Бирюли, сопровождаются субграувакками и граувакками, изредка туфобрекчиями. Внутриформационные кислые эффузивы или кератофировые аркозы в «бирюлинской свите» не установлены. Мощность этой свиты оценивается ориентировочно в 2000—2500 м (Фомичев, Алексеева, 1961).

Органические остатки в «бирюлинской свите» не встречены. Неясно, имеются ли в ней горизонты, отвечающие аришчевской свите. Однако соответствие значительной части разреза «бирюлинской свиты» отложениям бачатско-орлиногорской свиты убедительно доказано геологической и магнитометрической съемками Западно-Сибирского геологического управления. В результате этих съемок базальная обломочная пачка и обогащенная порфиритами средняя часть бачатско-орлиногорской свиты из окрестностей г. Гурьевска прослежены через уже упоминавшееся периклиналильное замыкание в бассейне р. Толмовой в пределы бирюлинской полосы.

Подчеркнутое выше литофациальное изменение серии в западном направлении позволяет говорить о том, что обстановка накопления в бирюлинской полосе по сравнению с гурьевско-коневской была более мористой. Более того, есть основание считать, что выступ пород нижнекембрийской серии, который сейчас выражен в виде гавриловско-печеркинской положительной структуры, в начале формирования средне-верхнекембрийской серии сыграл некоторую барьерную роль.

Западнее гавриловско-печеркинского выступа пород нижнего кембрия в нижней терригенной пачке среднего кембрия продукты размыва плагиогранитной интрузии, характерные для гурьевско-коневской полосы, не фиксируются, и аллохтонный материал практически ограничивается обломками пород нижнекембрийской вулканогенно-осадочной серии, включая, в частности, обильную кластику светлых известняков и кварцевых кератофиров.

На юго-востоке бирюлинской полосы, в бассейне верхнего течения Степного Алабая, отвечающие «бирюлинской свите» песчано-сланцевые накопления с подчиненными им граувакками и порфиритами окаймляют с севера и востока погружение Центрально-Салаирского выступа рифейских пород. Контакты с последними, по данным проведенных съемок (В. В. Введенский и др., 1960 г.; Л. М. Юров и др., 1961 г.), повсюду осложнены разломами, однако отсутствие каких-либо обрывков нижнекембрийской серии между бирюлинской и алабайской толщами естественнее всего объяснить тем, что нижнекембрийская серия из нормального стратиграфического разреза здесь выпадает. О том, что перед накоплением среднекембрийской толщи докембрийские породы здесь были вскрыты денудацией и антиклинальная структура Центрально-Салаирского выступа уже существовала, говорит установленное еще И. Е. Шатровым (1937) присутствие в конгломератах, принадлежащих, по новым данным, к среднекембрийской толще, обильных обломков докембрийских микрокварцитов, а также галек серпентинитов, пироксенитов и габбро.

Таким образом, подтверждается высказанное выше (гл. III) положение, что к началу среднего кембрия в салаирском секторе геосинклиальной системы уже довольно отчетливо наметилась осевая позитивная зона, которая проходила вдоль современного Центрально-Салаирского выступа докембрия и далее через гавриловско-печеркинский выступ нижнекембрийской серии.

В Южной части Прикузбасской зоны имеется аналогичная вулканогенно-осадочная серия, выделение которой было намечено А. М. Кузьминым (1928) и А. А. Зенковой (1934).

Залегание этой серии на нижнекембрийской характеризуется здесь отчетливым структурно-стратиграфическим несогласием (у дер. Аныштахи по р. Чумыш и в других пунктах). Разрез серии имеет общее трансгрессивное строение и начинается 400-метровой пестроцветной конгломератогравелитовой пачкой. В обломках содержатся археоциатовые известняки

и другие породы нижнекембрийской серии, однако аллохтонный обломочный материал не отличается особым обилием и разнообразием. Продуктов размыва плагиигранитной интрузии не зафиксировано.

По нашим петрографическим наблюдениям, главная масса обломочного материала грубообломочной пачки не может быть связана с размывом нижнекембрийской серии и должна быть отнесена за счет перемива внутриформационных вулканических образований (пестроцветные базальтоидные лавы, бескварцевые альбитофиры). Часть грубообломочных пород имеет чисто граувакковый состав. В породах встречаются вулканические бомбы и более мелкие частицы с типично эксплозивной морфологией.

Среди пород грубообломочной пачки А. П. Захаровым и др. (1961 г.) в правобережье р. Чумыш, ниже пос. Чесноковки, а также по речкам Татарке, Пене выделены эффузивные порфиристы, сменяемые по простираанию «туфогенными» породами.

Стратиграфически вверх в составе толщи крупность материала убывает; верхняя часть, мощностью около 800 м, сложена зеленоватыми, лиловыми и темно-серыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с небольшим количеством известняков. Возраст этой части у пос. Черемшанки и по р. Аныштайхе устанавливается по трилобитам и брахиоподам как верхи среднего кембрия (данные Е. С. Федяниной и Н. А. Аксаринной, 1959 г., а также Н. К. Ившина, 1960).

В. Д. Фомичев (Фомичев, Алексеева, 1961) полагал, что к низам рассматриваемой серии относится небольшая археоциатовый известняк с остатками *Retecyathus kuzmini*, которые могут быть отнесены к обручевскому комплексу, неизвестному до сих пор в нижнекембрийской серии Салаира. Это — указание на самый нижний возможный предел возраста рассматриваемой серии.

Мощность среднекембрийской толщи в охарактеризованном выше объеме А. П. Захаровым (1961 г.) оценивается в 2000 м.

У поселков Черемшанки и Аныштайхи на пачке с фауной верхов среднего кембрия без перерыва лежит еще 300-метровая пачка лилово-бурых глинистых сланцев, песчаников и алевролитов с трилобитами низов верхнего кембрия. Выше, вероятно, с размывом залегает известняковая толстоцихиянская свита, мощностью до 450 м, с трилобитами самых верхов верхнего кембрия (Ившин, 1960).

В этом же районе палеонтологически доказан тремадокский возраст флишовой толщи, залегающей с размывом на верхне-и среднекембрийских отложениях, мощностью до 2000 м. Она состоит в основном из серо-зеленых, серых и лиловых песчаников и алевроито-глинистых пород, в основании имеет конгломераты (Фомичев, Алексеева, 1961; А. П. Захаров и др., 1961 г., Гиндингер, 1964). В составе этой толщи, в нижней ее части, указываются также тела эффузивных кварцевых кератофиристов и порфиристов с сопутствующими кератофиристыми аркозами, граувакками и, вероятно, пирокластолитами.

Толща тремадокского возраста с аналогичными вулканогенными продуктами предположительно указывается еще на некоторых других участках Прикузбасской зоны Салаира, например у пос. Горное близ Гурьевска (Фомичев, Алексеева, 1961).

В Берды-Чумышской зоне пестроцветная терригенно-вулканогенная толща, сходная по облику и составу со средне-верхнекембрийско-тремадокскими накоплениями Прикузбасской зоны, по р. Изырак согласно венчается сероцветными песчаниками и алевроито-глинистыми породами с фауной верхов тремадока — аренига — лландейло (определения О. К. Понятаевой, З. Е. Петрушиной, В. С. Семеновой; Свиридов, Курбангалеева, 1968).

На трех участках в верховьях р. Берди Г. А. Курганов (1968) отметил залегание (по его мнению согласное) пестроцветной песчано-сланцевой

толщи с грубыми граувакками на мощных известняково-терригенных породах суэнгинской толщи нижнего кембрия (Лисин, Свиридов, 1968).

По р. Изырак пестроцветная толща включает граувакковые конгломераты и туффиты, а по р. Берди, на участке впадения ее притоков Выдрихи, Жерновки и Хмелевки, в ее состав входят также базальтоидные лавы (данные В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой, 1961, А. Ф. Белоусова, В. Г. Свиридова и Б. Ф. Налетова, 1961—1968 гг.). Эффузивные порфириты в ассоциации с пестроцветными породами зафиксированы также у слияния рек Ук-роша и Каменки.

В слабо обнаженном районе у устья р. Аламбай, по правому берегу Чумыша, имеется несколько участков выхода серо-зеленых и лиловых алевроито-глинистых и кремнистых сланцев, песчаников, конгломератов. Обломочные породы обычно имеют сильно миктитовый состав, причем в конгломератах фиксируются микрокварциты и черные известняки, которые аналогичны залегающим в Центрально-Салаирском выступе (данные Л. И. Юрова, М. М. Грунина и др., 1961 г.) и могут быть связаны с размывом этого выступа. В некоторых конгломератах из пестроцветной толщи в бассейне Берди встречается галька гранитоидов и светлых известняков (Курганов, 1968).

В сравнительно хорошо обнаженном разрезе по р. Берди, при впадении речек Выдрихи, Жерновки и Хмелевки, эффузивно-осадочная толща выходит из-под толщи силура и девона с фауной и поголо падает на север под углами 10—15°. Определенная графическим методом мощность превышает 1000 м.

Порфиритовые пачки, в которых местами видна подушечная текстура, имеют мощность от нескольких до 100—200 м и составляют около 40% разреза. Иногда порфириты имеют лиловый цвет. Характерно обилие крупных выделений плагиоклаза. Отмечены гнезда гематитизированных яшмокварцитов.

Обломочные породы в этом разрезе относятся главным образом к грауваккам и сложены обломками плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Некоторые песчаники грауваккового ряда хорошо отсортированы и представлены, в основном, плагиоклазовыми частицами. Обломочный кварц встречается редко или отсутствует. Отмечаются карбонатные обломки. В более полимиктовых породах наблюдаются гравийные и песчаные частицы кислых эффузивов (обычно бескварцевых альбитофиров), микрокварцитов и яшмокварцитов, бластических кварц-альбито-хлоритовых пород, плагиогранитов, кварц-альбитовых микрогематитов и др.

Из субвулканических образований, отвечающих лавам, устанавливаются диабаз-порфириты с характерными крупными выделениями плагиоклаза, образующие межслойные залежи и дайки внутри самой толщи. Идентичные в петрографическом отношении диабаз-порфириты также рассекают нижнекембрийские вулканогенно-осадочные накопления по р. Большой Ик и его правым притокам. Последнее обстоятельство является одним из подтверждений посленижнекембрийского возраста рассматриваемой вулканогенной ассоциации. Петрохимические и петрографические доказательства формирования и петрологической ее самостоятельности рассмотрены ниже.

Следует отметить, что в досилурийских толщах Бердь-Чумышской зоны, которые есть основания считать посленижнекембрийскими, пока не доказано присутствие кислых эффузивов или вулканических аркозов, которые свидетельствовали бы о внутризональных кислых вулканических проявлениях.

Петрографическая характеристика

Лавовые породы базальтоидной группы Прикузбасской зоны

Эта группа пород характеризуется по материалу из стратотипических разрезов «бачатской свиты», «орлиногорской свиты» и ариничевской свиты (у г. Гурьевска и пос. Ариничево), «бирюлинской свиты» (по р. Бирюле) и из аналогов этих толщ у поселков Аныштаиха, Аламбай, Конево, Колтырак и бывшего пос. Калиновского.

Между базальтоидными лавами бачатско-орлиногорской («бирюлинской») свиты среднего кембрия, ариничевской свиты верхнего кембрия и пемой вулканогенно-осадочной толщи района Студеный — Калиновский на северной окраине Салаира ни по одному из микропетрографических признаков, относящихся к структуре и первичному соотношению минералов во

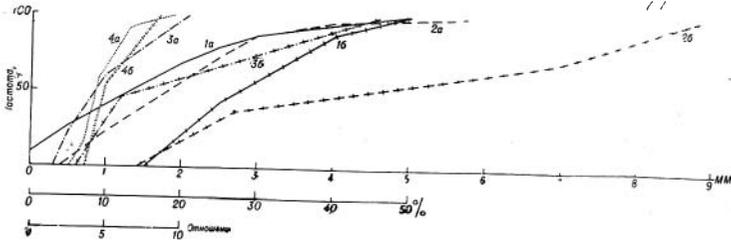


Рис. 51. Кумуляты микроструктурных показателей базальтоидных лав среднекембрийско-нижнеордовикских комплексов Прикузбасской и Берд-Чумышской зон Салаира

Доля порфирировых выделений: 1а — Прикузбасская зона (70 шлифов); 1б — Берд-Чумышская зона (14 шлифов). Максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфиритах: 2а — Прикузбасская зона (60 шлифов); 2б — Берд-Чумышская зона (14 шлифов). Максимальные размеры выделений пироксена в порфиритах: 3а — Прикузбасская зона (37 шлифов); 3б — Берд-Чумышская зона (12 шлифов). Максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза: 4а — Прикузбасская зона (58 шлифов); 4б — Берд-Чумышская зона (13 шлифов)

вкрапленниках, не устанавливается различий. Можно считать, что эти лавы в микропетрографическом отношении принадлежат к единой генеральной совокупности.

Непорфирировые разности в сумме с микропорфирировыми составляют среди лав сравнительно небольшую долю (10—29% на совокупность, по 72 шлифам). Значительная часть (33—57%) пород оказывается крупнопорфирировой. Таким образом, здесь отмечается повышенное развитие интрателлурических фаз.

Кумуляты измеренных микроструктурных признаков даны на рис. 51.

По общей степени развития интрателлурических фаз рассматриваемая группа пород не отличается от смежных базальтоидных лав нижнего кембрия Восточной подзоны Салаира, хотя по уровню максимальных размеров плагиоклаза она превосходит нижнекембрийские базальтоидные лавы (достоверность 99%).

Перечень разновидностей основных масс в базальтоидных лавах остается обычным (микродиабазовые, интерсерталные, пилотакситовые, гиалоцилитовые, редко вариолитовые и гиалиновые). Изредка появляются базокварцевые порфириты, в которых базис по микроструктуре приближается к фельзитовому. Существенно кристаллические основные массы были распространены в лавах пропорционально существенно стекловатым.

Навитый рисунок для бывших полустекловатых основных масс не очень характерен (7—32% случаев на совокупность, по 41 шлифу).

Среди порфиритов соразмерно представлены плагиоклазовые (35—

62%) и пироксено-плагиоклазовые (37—63%). Пироксеновые порфири-ты редки (0—9% на совокупность, по 60 шлифам). В порфиритах редко отмечаются замещенные вкрапленники темноцветного минерала с габитусом роговой обманки; в одном случае отмечены скудные реликты последней. Такие порфиристы (плагиоклазо-роговообманковые) зафиксиро-ваны в ариничевской свите.

В одном случае (гора Орлиная) в порфирите с выделениями плагио-клаза и клинопироксена отмечены резорбированные выделения и сростки темноцветного минерала, принадлежавшие, по-видимому, оливину и нацело замещенные хлоритом, магнетитом и иддингситом (показатель преломления меньше 1,873).

Порфиристы с соотношением во вкрапленниках *пироксен* \geq *плагио-клаз* составляют небольшую долю (3—18%, по 65 шлифам).

Пироксен в виде реликтов во вкрапленниках встречается в 22—55% пород (по 44 шлифам), первично содержащих его выделения, п крайне редко в микролитах. Замеренный клинопироксен вкрапленников из ариничевской свиты имеет $2V = 60^\circ$; $N_g = 1,715$; $N_m = 1,695$; $N_p = 1,689$, отвечая диопсид-авгитовому ряду. В агрегате замещения пироксена обычно присутствует хлорит, реже уралит-актинолит, карбонат, кварц, эпидот, пумпелиит, магнетит и гематит.

Плагиоклаз вкрапленников альбитизирован (полные замеры В. В. Велинского на федоровском столике в 17 шлифах, с иммерсионным контролем; Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965). Л. Э. Алексеева (Фомичев, Алексеева, 1961) упоминает редкие реликтовые плагиоклазы, с основностью до лабрадора, с $N_p = 1,54$. В альбитизированных выделениях плагиоклаза часто (в 33—58% порфиритов с плагиоклазом) можно видеть следы прежней зонарности. Нередко наблюдаются гломеросростки плагиоклаза.

Метаморфическое сокращение объема плагиоклаза проявилось меньше, чем в базальтоидных лавах нижнекембрийского комплекса. Плагиоклаз уничтожен наполовину или больше только в 25—48% пород (вероятность отличия 99%). Кроме альбита, по выделениям плагиоклаза в большинстве пород развит хлорит, часто наблюдаются также эпидот, карбонат, серицит, изредка пренит, кварц, актинолит.

Породы обычно миндалекаменные (88—99% случаев на совокупность, по 71 шлифу). В большинстве миндалефиров (63—85%) в миндалинах имеется хлорит, часто также встречаются карбонаты и кварц, спорадически эпидот, альбит, гематит, серицит, сфен, пумпелиит, гематит, пирит.

В общей минеральной ассоциации рассматриваемых пород нередко присутствуют эпидот (33—57% случаев), карбонаты (33—62%), иногда актинолит, пренит, пумпелиит.

Следует отметить, что, кроме некоторых отличий, упомянутых выше, базальтоидные лавы рассматриваемого вулканического комплекса Прикузбасской зоны не обнаруживают значимых отличий по остальным микропетрографическим показателям от развитых здесь же нижнекембрийских диабазовых лав. Обе совокупности можно считать идентичными не только по большинству первичных микропетрографических признаков лав, но и по парагенезисам вторичных минералов.

Лавовые породы базальтоидной группы Бердь-Чумышской зоны

Характеристика этой группы лав дается по разрезу р. Берди. По имеющейся выборке лавовых пород (14 шлифов) можно сделать заключение, что афанитовые и микропорфирные разности составляют среди них меньшинство (0—23%). Около половины или больше (49—95%) приходится на долю крупнопорфирных разностей.

Кумуляты по измеренным микропетрографическим признакам даны на рис. 51.

Общее содержание вкрапленников и крупнопорфировых разностей показывает повышенное развитие интрателлурических фаз.

Содержание вкрапленников в описываемой группе лав выше, чем в базальтоидных лавах нижнекембрийского комплекса Западной подзоны. Еще резче выражено отличие рассматриваемой группы по более крупным размерам выделений плагиоклаза (достоверность 99%). По более уплотненному габитусу выделений плагиоклаза также намечается (с вероятностью 90%) отличие от нижнекембрийских базальтоидов Западной подзоны. Зафиксированы плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые разности порфиритов. По имеющейся выборке можно сделать вывод о преобладании пироксен-плагиоклазовых разностей (57—88% на совокупность) и о том, что подавляющее большинство порфиритов (67—100%) характеризуется лейкократовым соотношением плагиоклаза и пироксена в выделениях.

Пироксен в реликтах не зафиксирован, он замещен уралитом-актинолитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом (иногда железистым).

Плагиоклаз альбитизирован (иммерсионные измерения и диагностическое окрашивание в 11 шлифах). Отмечены псевдоморфные следы зонарности. Кроме альбита и серицита, в псевдоморфозах по плагиоклазу развиваются хлорит, эпидот, карбонат.

Большинству пород (62—99%) свойственны миндалины, в которых зафиксированы хлорит, альбит, кварц, карбонат, эпидот.

Для общей минеральной ассоциации следует отметить повышенную встречаемость эпидота (49—95% случаев) и актинолита-уралита (29—82% случаев).

Петрографические отличия описываемой совокупности от базальтоидных нижнекембрийских лав по нескольким признакам были отмечены выше. По остальным учитываемым нами микропетрографическим показателям достоверных различий не установлено.

От базальтоидных лав посленижнекембрийской ассоциации Прикузбасской зоны описываемая группа отличается повышенным содержанием порфировых выделений (достоверность 99%), повышенной долей крупнопорфировых разностей и более высоким уровнем максимальных размеров плагиоклаза (достоверность 99%). Повышенной интрателлурической раскристаллизации в описываемой группе лав сопутствует более высокая доля пироксен-плагиоклазовых, котектических порфиритов.

Остальные различия между теми же двумя примерно одновозрастными базальтоидными группами касаются только вторичных изменений и вторичных минеральных парагенезисов. Так, в Прикузбасской зоне чаще, чем в Бердь-Чумышской, фиксируется реликтовый пироксен в выделениях лав, которые первично его содержали (достоверность 99%). Объяснением этому служит тот факт, что в Бердь-Чумышской зоне породы чаще (29—82% на совокупность) поражены уралитом и актинолитом, т. е. в большей мере испытали гидросиликатное преобразование (достоверность отличия 99%).

Для миндалефиров Бердь-Чумышской зоны характерна более высокая, чем в Прикузбасской зоне, встречаемость в миндалинах альбита (23—83% на совокупность) и меньшая — карбонатов (0—28% на совокупность; достоверность отличия 99%).

В общем базальтоидные породы среднекембрийско-нижнеордовикской серии двух зон обнаруживают ту же специфику вторичных минеральных парагенезисов, что и в соответствующих Западной и Восточной подзонах нижнекембрийской серии: Бердь-Чумышская зона оказывается в значительной мере «уралит-актинолитовой», а Прикузбасская — «карбонатной», т. е. с более низким уровнем метаморфизма.

Субвулканические породы базальтоидной группы

Породы субвулканического облика, образующие дайки и иногда межслойные залежи в толщах среднего и верхнего кембрия и тремадока, а также их обломки во внутриформационных конгломератах, представлены зеленокаменными диабаз-порфиритами, диабазами, габбро-диабазами, иногда кварцевыми. Выделение субвулканических тел, непосредственно относящихся к рассматриваемой вулканической серии, затруднительно, так как к ним примешиваются посленижнепалеозойские зеленокаменные диабазовые породы.

На существующих геологических картах возраст от среднего кембрия до тремадока принят для довольно многочисленных мелких штоков габбрового и габбро-диоритового состава среди толщ кембрия и рифея. Эта датировка является условной и пока не подкреплена специальными исследованиями.

По микропетрографическим признакам благодаря характерным морфологическим особенностям выделений плагиоклаза в Бердь-Чумышской зоне удается сопоставить некоторые дайковые породы с лавами.

Пирокластолиты базальтоидной группы

В нескольких случаях в средне-верхнекембрийских толщах Прикузбасской зоны (гора Орлиная, северные окрестности г. Гурьевска, р. Бирюля, р. Тарсыма у пос. Конево, окрестности поселков Ариничево и Христиновского, р. Чумыш выше с. Аныштаихи) зафиксированы базальтоидные породы с характерными признаками пирокластолитов, а также эксплозивная примесь псефитовой размерности в обломочных породах.

Пирокластолиты всегда включают псефитовую фракцию, представленную совершенно неокатанными обломками плагиоклазовых и пироксено-плагиоклазовых, редко плагиоклазо-роговообманковых порфириров, микропорфириров, афанитов. Лавовые обломки обычно миндалекаменные, до пемзовидных. Почти в каждом отдельном случае (включая и резургентные туфобрекчии, например у северной окраины г. Гурьевска) исходный лавовый материал микропетрографически более однороден, чем в граувакках. Из цементов наиболее характерны инкрустационные, в составе которых отмечены хлорит, альбит, кварц, кальцит, пумпеллит, эпидот. Наблюдались и предположительно пепловые цементы, не сохранившие, однако, пепловой структуры. Для частиц эксплозивной формы часто характерна гематитовая пигментация.

Кератофировая группа в Прикузбасской зоне

Данная группа пород характеризуется по выборке, отобранной из субвулканических и лавовых тел и из псефитовой фракции аркозов и кислых туфобрекчий ариничевской свиты в районах поселков Ариничево, Кокуй, Дурново и Ваганово. По общим микропетрографическим наблюдениям, эта ассоциация в главных чертах аналогична совокупности кислых вулканогенных пород, которые часто встречаются в обломочных породах бачатско-орлиногорской свиты среднего кембрия. Поскольку в последней кислый материал не образует самостоятельных аркозовых горизонтов, кератофировые обломки нельзя достоверно принять в каждом отдельном случае за внутриформационные. Поэтому они не включены в нашу опорную выборку.

Кислые вулканиты ариничевской свиты обычно имеют порфировые выделения (86—100% случаев), причем большей частью относятся к микропорфировым разновидностям (67—94%, по 36 шлифам). Однако общая

доля порфировых выделений в них невысока (рис. 52). По перечисленным показателям эта группа не отличается от нижнекембрийских кислых вулканитов Прикузбасской зоны.

В отличие от нижнекембрийской описываемая группа характеризуется более слабым развитием вкрапленников кварца (достоверность отличия по распределению максимальных размеров 99%) и в связи с этим меньшей долей крупнопорфировых разностей (5—30% на совокупность).

В порфировых породах всегда наблюдаются выделения плагиоклаза, в 22—55% случаев — кварц (меньше, чем в нижнем кембрии зоны) и редко (0,1—15% случаев на совокупность) — псевдоморфозы по темноцветному минералу, имеющему призматический габитус амфибола. По сочетанию первичных минералов во вкрапленниках выделены плагиоклазовые (бескварцевые альбитофиры), кварц-плагиоклазовые (кварцевые альбитофиры) и плагиоклазо-роговообманковые (роговообманковые альбитофиры) разности.

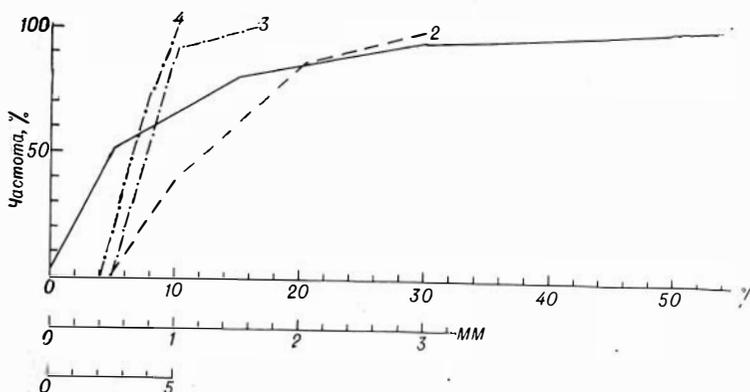


Рис. 52. Кумуляты микроструктурных показателей вулканитов альбитофировой группы верхнего кембрия Прикузбасской зоны Салаирского кряжа

1 — доля порфировых выделений (35 шлифов); 2 — максимальные размеры выделений плагиоклаза в порфирах (33 шлифа); 3 — максимальные размеры выделений кварца в порфирах (13 шлифов); 4 — максимальные отношения длины к толщине выделений плагиоклаза (26 шлифов)

Доля «котектических» разностей (с совместным нахождением в выделениях кварца и плагиоклаза) отвечает указанной выше доле альбитофиров с кварцем. Соотношение *кварц* \geq *плагиоклаз* в выделениях может быть встречено только в 0—10% случаев, т. е. гораздо реже, чем в нижнекембрийских кислых вулканитах Восточной подзоны Салаира (достоверность 99%).

Кварц выделений в большинстве пород имеет признаки оплавления и резорбции, изредка — каймы регенерационного разрастания.

Плагиоклаз альбитизирован. Среди псевдоморфозных альбитов имеются как предельные, наиболее кислые (№ 0—2, по двум измерениям В. В. Велинского; Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965), так и непредельные (по данным диагностического окрашивания в шлифах). В выделениях нередко отмечаются гломеросропки, в том числе с кварцем.

Следы зонарности для выделений плагиоклаза, в отличие от нижнекембрийских кислых лав, не характерны. Как и у последних, габитус выделений плагиоклаза укорочен (см. рис. 52). Первичный плагиоклаз, по-видимому, был весьма кислым.

Для альбитофиров и их обломочных производных в ариничевской свите на участках Ариничево — Красное и Ваганово характерна калиш-

патизация, которая часто поражает по периферии и микротрещинам плагиоклазовые выделения и неравномерно (сетчато, пятнисто) развивается по основным массам кислых пород. Иногда она поражает и плагиоклаз порфириновых частиц в обломочных породах свиты. Возрастные соотношения альбитизации плагиоклаза и калишпатизации не вполне ясны.

Кроме альбита и калиевого полевого шпата, по плагиоклазу в небольших количествах развиваются серицит, буроватый пелит.

Общая сохранность первоначального объема плагиоклаза сравнительно высока. Практически всегда она больше 50%.

Роговая обманка замещена хлоритом.

Калиевый полевой шпат не образует порфировых выделений или иных уверенно распознаваемых первичных элементов породы. В основных массах часть мелкозернистого шпата, вероятно, является первичной, иногда видны мелкие иглы апатита. Основные массы пород по структуре разнообразны, нередко имеют такситовый характер. В большинстве случаев встречается фельзитовая структура, но все же общая степень раскристаллизации выше, чем в нижнекембрийских кислых вулканитах (в частности, меньше доля пород с существенно фельзитовой основной массой). Фельзитовые основные массы через фельзито-микролитовые, трахифельзитовые, микропойкилитовые разности переходят к трахитовидной, аплитовой и микроплагиогранитной структурам. Изредка отмечаются гранофировые и сферолитовые элементы.

Значительная часть пород (14—45% на совокупность) содержит редкие миндалины. В них присутствует кварц, наблюдаются также калиевый полевой шпат (в качестве второй генерации, позже кварца), хлорит, карбонат, эпидот.

Кроме постоянно присутствующих альбита, серицита и небольшого количества хлорита, во вторичной ассоциации часто отмечается эпидот, изредка карбонаты, пумпелиит.

Рассматриваемая группа от нижнекембрийских кислых лав Прикузбасской зоны отличается редкой встречаемостью карбонатов (1—18% на совокупность).

Выше было сказано о проявлениях калишпатизации. Судя по тому, что последняя приурочена к альбитофирмам и обломочным породам ариничевской свиты, а также к соседней пестроцветной толще кембро-ордовика у сел Кокуй и Ваганово и не имеет ясного развития в соседних более древних толщах, ее естественнее всего связать с кислыми эффузиями рассматриваемой группы и считать результатом поствулканической адуляризации. Возможность иных толкований, по-видимому, отпадает в связи с тем, что полевошпатовые, в частности калишпатизированные кислые частицы, распространены уже в явно переотложенном залегании в ариничевской и кембро-ордовикской толщах, хотя местами калишпатизация наложена на обломочные породы ариничевской свиты.

Кислые пирокластолиты

Часть псефитовых кислых обломочных пород имеет структуру туф-фитов и туфобрекчий. В обломках наблюдаются в основном бескварцевые альбитофирмы с примесью фельзитовых частиц. У пос. Ваганово в туфобрекчии с микрокварцевым цементом в некоторых обломках с фельзитовой и трахифельзитовой основной массой отмечена перлитовая отдельность.

Петрохимическая характеристика

Диабазовая группа

Химические анализы для пород Прикузбасской (351—375) и Бердь-Чумышской (392—397) зон приведены в табл. 57, статистики — в табл. 25.

В Прикузбасской зоне подавляющее большинство пород диабазовой группы имеет показатели меланократовости, свойственные андезито-базальтам и лейкократовым базальтам (75—99% на совокупность). Лавы андезитового состава встречаются редко. Генеральное среднее b' находится в доверительном интервале $19,7 \pm 1,8$, вследствие чего данную группу следует отнести к метаандезитобазальтово-лейкобазальтовому типу.

Значительную роль (39—78% на совокупность) играют разности, насыщенные, а также и умеренно пересыщенные кремнеземом ($Q > -6$).

В Прикузбасской зоне по имеющимся выборкам не устанавливается петрохимических различий между среднекембрийскими лавами из фаунистически охарактеризованной среднекембрийской свиты (бачатско-орлиногорской, 7 анализов), лавами из немой бирюлинской толщи (4 анализа) и лавами из немой толщи бассейна ключа Студеного (4 анализа).

Таблица 25

Петрохимические статистики диабазовых вулканитов среднего кембрия — нижнего ордовика Салаира

Петрохимические показатели	Прикузбасская зона (25 анализов)				Бердь-Чумышская зона (6 анализов)			
	\bar{X}	s	A	d	\bar{X}	s	A	d
Si/O	5575	388	+0,55	0,73	5659	153	+0,11	0,87
Ti/O	149	56	+0,46	0,82	140	15	-1,34	0,68
Al/O	2056	259	-0,32	0,82	2117	126	-0,17	0,81
$\Sigma Fe/O$	1812	418	+0,05	0,77	1494	132	-0,15	0,79
Fe ⁺³ /O	660	280	+0,04	0,82	581	179	-0,82	0,65
Fe ⁺² /O	1152	418	-0,08	0,82	913	245	+0,12	0,70
Mg/O	613	223	+0,06	0,80	459	84	+0,78	0,67
Ca/O	913	389	-0,07	0,85	818	340	+0,62	0,80
Na/O	787	149	-0,05	0,77	1022	138	-0,43	0,71
K/O	79	53	+0,56	0,85	136	556	+0,10	0,78
$\Sigma Fe/Mg$	3,30	1,15	+1,46	0,68	3,21	0,46	-0,30	0,76
Na/Ca	1,13	0,84	+1,65	0,72	1,39	0,62	+0,23	0,71
Na/Al	0,39	0,08	-0,19	0,79	0,49	0,09	+0,11	0,75
Ca/Al	0,46	0,20	-0,11	0,85	0,35	0,09	+0,35	0,81
a	11,2	2,0	+0,004	0,75	15,0	2,0	-0,42	0,70
c	5,2	1,8	+0,16	0,80	4,7	1,7	-0,16	0,79
b'	19,7	4,5	-0,44	0,82	16,2	0,72	+0,48	0,72
f'	47,3	5,9	-0,54	0,78	52,5	5,1	-0,12	0,76
m'	35,4	8,5	-0,22	0,80	36,3	5,0	+0,59	0,76
$c'(-a')$	33,1	20,2	-0,12	0,86	9,6	10,3	-0,09	0,73
n	94,3	4,1	-1,23	0,76	92,9	2,2	-0,04	0,78
Φ	17,3	7,5	+0,32	0,72	20,2	6,4	-1,01	0,67
Q	-3,3	+10,0	+0,86	0,74	-6,6	3,1	+0,12	0,73
	31,8	9,5	-0,37	0,83	24,1	9,1	+0,04	0,71

При числе анализов $n = 25$: $A_{05} \leq 0,71$; $A_{01} \leq 1,06$; $0,74 \leq d_{05} \leq 0,87$; $0,70 \leq d_{01} \leq 0,89$.

Это свидетельствует о стратиграфической сопоставимости перечисленных толщ.

В то же время базальтоидные лавы из разреза верхнекембрийской ариничевской свиты от общей совокупности более древних лав только что перечисленных участков отличаются (по критерию Вилкоксона) повышенной кремнеземистостью (Q) и пониженным содержанием железа (закисного и валового). Этим доказывается определенная петрохимическая тенденция в последовательном ходе формирования комплекса, а также то, что выборка базальтоидных лав из ариничевской свиты (в том числе псефитовые обломки из граувакк и туффитов) представляют собой не аллохтонную смесь, а компактную совокупность внутриформационного происхождения. В Бердь-Чумышской зоне проанализированные породы имеют меланократовость андезитобазальтов. В предположении близкого к нормальному распределения величины b' ее генеральное среднее укладывается в пределах $16,2 \pm 1,0$, т. е. в андезитобазальтовом интервале (метаандезитобазальтовый тип).

Опробованная ассоциация Бердь-Чумышской зоны отличается от базальтоидных эффузивов Прикузбасской меньшей меланократовостью, повышенным содержанием натрия и соответственно повышенной величиной a . От нижнекембрийских базальтоидов Западной и Восточной подзон Салаира достоверные отличия по частным петрохимическим показателям рассматриваемой группы пород не установлены, за исключением повышенного содержания титана в базальтоидах среднего — верхнего кембрия Прикузбасской зоны по сравнению с соответствующими породами нижнего кембрия Восточной подзоны Салаира.

Кератофировая группа Прикузбасской зоны

Представление о химическом составе кератофиров дают анализы 376—391 (см. табл. 57) и статистики табл. 26.

Таблица 26

Петрохимические статистики кератофиров верхнего кембрия — нижнего ордовика Прикузбасской зоны Салаира (число анализов — 16)

Петрохимические показатели	Петрохимические показатели				Петрохимические показатели	Петрохимические показатели			
	\bar{X}	s	A	d		\bar{X}	s	A	d
Si/O	7043	277	-0,24	0,87	a	11,9	2,0	-0,25	0,77
Ti/O	53	20	+0,51	0,83	c	1,4	1,0	+0,83	0,77
Al/O	1445	191	-0,23	0,84	b'	5,0	2,0	+0,35	0,84
$\Sigma Fe/O$	609	204	+0,40	0,80	f'	55,9	17,2	+0,14	0,80
Fe^{+3}/O	245	134	+1,51	0,69	m'	17,0	80,4	-0,14	0,79
Fe^{+2}/O	394	171	+0,19	0,84	$c'(-a')$	-18,1	28,9	+0,16	0,83
Mg/O	91	64	+0,60	0,78	n	89,5	8,1	-0,02	0,91
Ca/O	208	180	+1,20	0,73	Φ	19,9	12,9	+0,83	0,85
Na/O	777	152	+0,39	0,72	Q	+34,4	10,1	-0,15	0,83
K/O	157	128	+0,25	0,89	α	10,2	9,8	+0,85	0,76
$\Sigma Fe/Mg$	10,99	9,68	+1,53	0,71					
Na/K	16,19	18,84	+1,09	0,79					
Na/Ca	8,24	10,03	+2,42	0,60					
Na/Al	0,55	0,09	+0,27	0,79					
Ca/Al	0,14	0,11	+0,89	0,75					

При числе анализов $n = 16$: $0,73 \leq d_{05} \leq 0,89$; $0,68 \leq d_{01} \leq 0,91$.

По составу кератофиры варьируют от риолитовых до дацитовых, а доверительный интервал среднего $b' = 5,0 + 1,1$, т. е. перекрывает границу между теми и другими (метариолито-дацитовый тип ассоциации).

Проанализированные породы пересыщены и сильно пересыщены кремнеземом ($Q > 15$). По показателю Q породы без значимого перевеса колеблются около кларкового значения для известково-щелочных риолитов ($Q_{\text{ср}} = 33,1$). Часть пород имеет плюмазитовый избыток глинозема.

От кератофиров нижнего кембрия Восточной подзоны Салаира данная группа отличается меньшей общей меланократовостью (b'). Для нее (на доверительном уровне 99%) устанавливается более низкое содержание магния, несколько повышенная щелочность (a) за счет повышенного содержания натрия, высокое содержание титана.

* * *

Рассмотренная вулканогенная ассоциация приурочена к мощному и сложному комплексу морских накоплений, которые, по данным изучения Прикузбасской зоны Салаира, отделены от подстилающей нижнекембрийской серии стратиграфическим несогласием.

Накопления с возрастом от низов среднего до середины верхнего кембрия представляют собой стратиграфически непрерывную толщину, а между толщами верхней части верхнего кембрия и тремадока проявляются несогласия, масштаб которых, вероятно, невелик. Весь этот вулканогенно-осадочный комплекс еще сохраняет черты типичных геосинклинальных образований. В более поздних накоплениях ордовика геосинклинальные признаки уже заметно стираются (сокращенные мощности, исключительно осадочный состав).

Устанавливаемое по ряду признаков относительное тектоническое обособление Прикузбасской и Бердь-Чумышской интрагеосинклинальных зон, в связи с постепенным оформлением Центрально-Салаирской положительной структуры, позволяют ставить вопрос о выделении на Салаире двух примерно разновозрастных вулканических комплексов в стратиграфическом интервале средний кембрий — тремадок. Эффузивы тремадока, еще почти не изученные, завершают средне-верхнекембрийский этап вулканизма, после которого наступает длительное вулканическое затишье.

В отличие от нижнекембрийской серии, накопления, вмещающие данную вулканическую ассоциацию, имеют в большинстве случаев пестроцветный облик и практически не содержат аспидных литофаций. Характерно большое развитие аллохтонных обломочных масс — грубо-молассовых и флишоидных, с продуктами размыва пород рифея и нижнего кембрия, а также плагиогранитов, метаморфических сланцев и т. д.

В Прикузбасской зоне в парагенезисе со средне- и верхнекембрийскими эффузивами заметно развиты яшмо-кварцитовые образования. Особенно отчетлива ассоциация последних с эффузивами базальтоидной группы.

Базальтоидная группа лав представлена, как правило, подводными покровами, в том числе с подушечным сложением. Насыщенность разрезов metabазальтоидными лавами в общем невелика, хотя в некоторых крупных пачках достигает 40% и более. Значительно развиты граувакки, встречаются туфобрекчии и туфы. Мощные части разреза, насыщенные диабазовыми лавами и их производными, отличаются литологическими признаками повышенной мелководности (нижняя часть среднего кембрия, христиновский и кокуйский горизонты верхнего кембрия в Прикузбасской зоне размеры по рекам Берди и Изыраку в Бердь-Чумышской зоне).

Кератофировые продукты внутриформационного происхождения встречаются только в Прикузбасской зоне, но и здесь по количеству сильно уступают базальтоидным. По составу они в общем эволюционируют от бескварцевых (средний и частично верхний кембрий) к кварцевым (верхний кембрий — тремадок) кератофирам. Кератофировый материал в отложениях среднего кембрия встречен только в обломочных образованиях в виде аркозовой примеси, а в накоплениях верхнего кембрия и тремадока образует кератофиро-аркозовые и туффитовые горизонты, лавовые, субвулканические и туфовые тела, причем роль кислых вулканических пород возрастает.

Вулканическая ассоциация в среднекембрийско-тремадокских накоплениях Прикузбасской зоны Салаира является диабазо-альбитофировой.

Базальтоидная группа имеет здесь андезитобазальто-лейкобазальтовый состав, при резко натровом балансе щелочей и значительном развитии разностей, насыщенных и даже пересыщенных кремнеземом. Для базальтоидов среднего — верхнего кембрия Прикузбасской зоны выявленной подзоны Салаира, заключающееся в повышенном содержании титана. За исключением некоторых второстепенных показателей, сравниваемые базальтоиды не различаются в петрографическом отношении.

Рельефнее отличается от нижнекембрийской кератофировая (альбитофировая) группа Прикузбасской зоны, которая оказывается метарпелито-дацитовой. Она имеет меньшую меланократовость, более низкое содержание магния, но более высокое — титана и натрия. Баланс щелочей в породах остается резко натровым, несмотря на имеющиеся проявления в данной зоне поствулканической калишпатизации плагиоклазов. Из петрографических особенностей характерно угнетенное, по сравнению со смежными нижнекембрийскими кератофирами, развитие вкрапленников кварца.

Базальтоидный комплекс в Бердь-Чумышской зоне, судя по материалу из разреза по р. Берди, имеет метаандезитобазальтовый состав, отличаясь от базальтоидов Прикузбасской зоны более высоким содержанием натрия и повышенной общей щелочностью. Петрографически от базальтоидов нижнего кембрия Западной подзоны Салаира и среднего — верхнего кембрия Прикузбасской зоны эта группа отличается также более высокой порфирированностью.

Зеленокаменные минеральные парагенезисы в базальтоидах Бердь-Чумышской зоны, в отличие от прикузбасских, характеризуются значительной встречаемостью актинолита.

ПЕРВИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВУЛКАНИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Первичные минералы

Об исходном минеральном составе рассматриваемых древних эффузивов приходится судить по псевдоморфозным вторичным минералам и агрегатам. Неизмененные реликты в базальтоидах относятся обычно только к клинопироксену, в альбитофирах — к кварцу, в ортофирах — к калиевому полевоому шпату. Первичные плагиоклазы сохраняются лишь в редких случаях. Как показывают химические данные, реликты высокотемпературных железорудно-титанистых фаз редки. Они нуждаются еще в минераграфическом изучении. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет затронуть только клинопироксены, реликтовые плагиоклазы и калишпаты.

Клинопироксены в metabазальтоидах большинства комплексов, судя по оптическим свойствам, принадлежат к ряду диопсид — авгит. Исключение составляют пироксены ниже-среднекембрийского комплекса Кондомской зоны и смежного нижекембрийского комплекса Мрасской зоны, имеющие диопсид-геденбергитовый (салитовый) уклон. Распределения оптических показателей для этих двух различающихся ассоциаций пироксенов показаны на рис. 53, статистики приведены в табл. 27.

В комплексах с повышенной титанистостью пироксены, обладающие показателями преломления диопсид-авгита, часто имеют розоватые оттенки, свойственные титанистым разностям, а среди вторичных продуктов нередко дают лейкоксен.

Для пироксенов диопсидо-авгитового ряда имеется 4 химических анализа (химическая лаборатория Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, аналитик П. А. Комарова) — см.

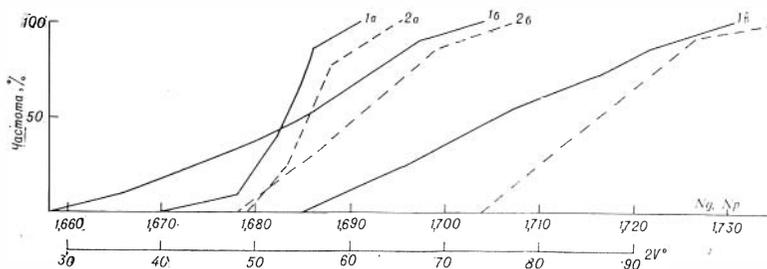


Рис. 53. Сводные кумуляты оптических констант для клинопироксенов

Диопсид-авгитовый ряд: 1а — углы 2V (152 замера); 1б — Np (101 замер); 1с — Ng (75 замеров). Салитовый ряд: 2а — углы 2V (27 замеров); 2б — Np (14 замеров); 2с — Ng (14 замеров)

Статистики кристаллооптических показателей клинопироксенов

Группа		Число замеров	\bar{X}	s	A	d
Диопсид-авгитовая	$2V^\circ$	152	53,2	3,6	-0,69	0,79
	Ng	75	1,707	0,012	+0,12	0,85
	Np	101	1,684	0,012	-0,34	0,84
Салитовая	$2V^\circ$	27	56,6	4,0	-0,08	0,75
	Ng	14	1,719	0,009	-0,08	0,86
	Np	14	1,693	0,008	-0,24	0,84

При числе замеров $n = 14$: $0,72 \leq d_{05} \leq 0,89$; $0,68 \leq d_{01} \leq 0,92$.
 При $n = 27$: $A_{05} \leq 0,69$; $A_{01} \leq 1,03$; $0,74 \leq d_{05} \leq 0,87$; $0,70 \leq d_{01} \leq 0,89$.
 При $n = 75$: $A_{05} \leq 0,44$; $A_{01} \leq 0,65$; $0,76 \leq d_{05} \leq 0,84$; $0,74 \leq d_{01} \leq 0,85$.
 При $n = 101$: $A_{05} \leq 0,39$; $A_{01} \leq 0,57$; $0,76 \leq d_{05} \leq 0,83$; $0,75 \leq d_{01} \leq 0,85$.
 При $n = 152$: $A_{05} \leq 0,32$; $A_{01} \leq 0,46$; $0,77 \leq d_{05} \leq 0,83$; $0,76 \leq d_{01} \leq 0,84$.

табл. 28. Для тех же четырех пироксенов в табл. 29 приведены рентгеноструктурные данные (там же, аналитик Г. М. Рылов).

Расчетом парных корреляций между петрохимическими показателями пород и величиной угла $2V$ содержащегося в них клинопироксена выделений (по 31 породе, в том числе 5 породам с пироксенами салитового уклона) установлена положительная связь $2V$ с Fe^{+3}/O ($r = 0,42$), с φ ($r = 0,41$) и с долей полевошпатовой извести с ($r = 0,43$, при $r_{05} = 0,36$).

По 25 породам (в том числе 5 породам с пироксенами салитового уклона) отмечается положительная связь между Np и железистой фемической составляющей f' ($r = 0,404$) и аналогичная связь с отношением K/O ($r = 0,45$, при $r_{05} = 0,396$).

Таким образом, увеличение светопреломления и двупреломления клинопироксенов в выделениях (т. е. салитовая тенденция) сопряжено с увеличением Fe^{+3} и железистой фемической составляющей в расплавах, что естественно с кристаллохимической точки зрения. Кроме того, есть основание полагать, что салитовый уклон пироксенов связан с повышением анортитовости и калиевости (и, следовательно, с уменьшением натровости) базальтоидных масс.

Реликтовые плагиоклазы присутствуют только в 18 из 347 образцов подвергнутых оптическому исследованию базальтоидных вулканитов (4—9% на совокупность). В шлифах кератофинов (92 шт.) плагиоклазов основное альбита не встречено, что доказывает очень малую (0—4%) возможную их встречаемость. При более массовых петрографических наблюдениях неальбитизированные (неравновесные) плагиоклазы в кератофиновом материале все же удается найти. Так, в кислом порфире из нижнекембрийского субаркоза с р. Айрык (Тырган) в Восточном Алтае была отмечена четкая оптическая зонарность кислого плагиоклаза во вкрапленнике.

Реликтовые плагиоклазы метабазальтоидов (Белоусов и др., 1965) соответствуют по распределению состава плагиоклазам кайнотипных базальтов. В указанной выше работе высказано предположение, что сохранению неальбитизированного плагиоклаза в столь древних зеленокаменных породах благоприятствует высокая местная карбонатность пород, постоянно поддерживающая высокий химический потенциал кальция.

Химические анализы, кристаллооптические показатели
и кристаллохимические формулы клинопироксенов

Оксиды, оптические константы	1	2	3	4
SiO ₂	51,82	51,75	50,75	47,64
TiO ₂	0,21	0,24	0,14	0,43
Al ₂ O ₃	2,38	1,86	2,62	4,86
Fe ₂ O ₃	1,55	1,53	1,47	2,35
FeO	4,90	5,62	5,33	9,98
MnO	0,17	0,18	0,16	0,22
MgO	17,39	18,34	17,56	15,05
CaO	20,00	18,66	20,09	16,54
Na ₂ O	0,54	0,40	0,34	0,54
K ₂ O	следы	следы	следы	следы
H ₂ O ⁻	0,13	0,18	0,20	не опр.
П.п.п.	0,92	1,18	1,68	2,39
Сумма	100,01	99,94	100,34	100,39
2V	52	50	54	50
<i>N_g</i>	1,700	1,692	1,697	1,716
<i>N_m</i>	1,680	1,672	1,676	1,697
<i>N_p</i>	1,674	1,666	1,669	1,689

Кристаллохимические формулы:

1. (Na_{0,04}Ca_{0,79})_{0,83} (Mg_{0,96}Fe_{0,16})_{1,12} (Fe_{0,04}⁺³Al_{0,03})_{0,07} [Al_{0,08}Si_{1,92}O₆]_{2,00}.
2. (Na_{0,02}Ca_{0,71})_{0,76} (Mg_{1,01}Fe_{0,18})_{1,19}Fe_{0,04}⁺³ [Al_{0,08}Si_{1,92}O₆]_{2,00}.
3. (Na_{0,02}Ca_{0,80})_{0,82} (Mg_{0,98}Fe_{0,17})_{1,15}Fe_{0,04}⁺³ [Al_{0,11}Si_{1,89}O₆]_{2,00}.
4. K_{0,02} (Na_{0,02}Ca_{0,68})_{0,70} (Mg_{0,86}Fe_{0,33})_{1,29}Fe_{0,06}⁺³ [Al_{0,22}Si_{1,70}O₆]_{2,00}.

1 — из пироксенового порфирита $\frac{K-19/1}{1961}$ (Горный Алтай, верховье р. Кубы); 2 — из пироксенового диабаз-порфирита $\frac{K-39/7}{1961}$ (Горный Алтай, р. Коной в системе р. Малой Сумульты); 3 — из пироксенового диабаз-порфирита $\frac{B-88г}{1961}$ (Горный Алтай, р. Аксаазкан); 4 — из плагиоклаз-пироксенового диабаз-порфирита 87-K (Горный Алтай, р. Апшихта, левый приток р. Катунь). 1—3 — нижнекембрийский комплекс Восточно-Алтайской зоны. 4 — ниже-среднекембрийский комплекс Центрально-Алтайской зоны.

Калиевые полевые шпаты порфировых выделений, по данным В. И. и Н. М. Синяковых (1960 г.), в кератофирах (ортофирах) Леспромхозного месторождения представлены ортоклазом, анортотоклазом и нерешетчатым микроклином (табл. 30).

Парагенезисы минералов во вкрапленниках

Из первичных минеральных парагенезисов в зеленокаменных эффузивах достаточно надежно восстанавливаются и доступны качественному изучению только наборы минералов во вкрапленниках. Минеральный состав вкрапленников удается восстановить по реликтам или по характерному составу псевдоморфоз. Качественный состав и количественные характеристики минеральных парагенезисов во вкрапленниках наиболее важны для петрографических суждений об относительной меланократо-

Диффрактометрические анализы пироксенов *

№ п.п.	1		2		3		4	
	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha$						
1	—	—	—	—	16	3,338	2	3,347
2	100	3,230	100	3,224	100	3,226	100	3,226
3	—	—	12	3,139	—	—	10	3,141
4	28	3,001	30	3,001	62	2,996	90	2,998
5	38	2,951	59	2,943	58	2,946	67	2,946
6	—	—	13	2,901	34	2,900	84	2,827
7	7	2,566	12	2,565	25	2,566	57	2,565
8	12	2,518	14	2,514	34	2,518	41	2,518
9	—	—	—	—	15	2,299	14	2,293
10	—	—	6	2,202	7	2,202	—	—
11	41	2,150	69	2,151	38	2,152	40	2,149
12	11	2,132	10	2,134	24	2,133	28	2,132
13	8	2,109	9	2,107	10	2,110	12	2,111
14	—	—	7	2,037	11	2,042	18	2,038
15	—	—	—	—	12	2,017	18	2,020
16	10	1,828	18	1,830	23	1,830	21	1,829
17	15	1,752	38	1,750	22	1,752	22	1,752
18	—	—	—	—	10	1,670	—	—
19	18	1,624	12	1,625	30	1,625	54	1,624
20	20	1,613	25	1,613	23	1,613	28	1,613
21	6	1,582	7	1,583	13	1,583	—	—
22	6	1,552	17	1,547	32	1,547	15	1,558
23	12	1,486	—	—	17	1,486	14	1,487
24	9	1,417	8	1,416	57	1,418	48	1,414
25	—	—	—	—	10	1,409	—	—
26	4	1,320	8	1,319	5	1,322	12	1,318
27	3	1,281	—	—	—	—	14	1,280
28	5	1,245	—	—	—	—	—	—
29	—	—	4	1,167	—	—	—	—

Режим съемки: Си — антикатод, $\lambda = 1,540 \text{ \AA}$. В обр. 3 имеется небольшая примесь хлорита, в обр. 4 — примесь хлорита.

* Обозначения диффрактометрических величин даны по В. И. Михееву (1957).

Кристаллооптические показатели калиевых полевых шпатов из вкрапленников кератофинов месторождения Леспромхозное

№ п.п.	Место взятия образца	Координаты перпендикуляра к плоскости спайности			$2V_0$	Минерал
		N_g	N_m	N_p°		
1	Скв. 426, глубина 477 м	90	4	79	—	Ортоклаз
2	Скв. 410, глубина 542 м	87	10	80	—80	»
3	Там же	76	20	74	—80	Микроклин
4	Скв. 406, глубина 583 м	15	81	83	—	»
5	Скв. 469, глубина 370 м	84	2	86	—57	Анортоклаз

Распределение порфиритов по составу вкрапленников

Ассоциации	Классы по содержанию вкрапленников в породе, %	Объем выборки	Численность и доля (95%-ный доверительный интервал) пород с выделениями		
			плаггиоклаза	плаггиоклаза и пироксена	пироксена
Рифейский комплекс	До 10	97	49 (40—60%)	33 (23—43%)	15 (9—25%)
	Более 10	34	12 (20—54%)	19 (38—73%)	3 (2—24%)
	Всего	214*	107 (43—57%)	84 (32—46%)	23 (7—15%)
Кембрийская ассоциация	До 10	149	83 (48—65%)	47 (25—40%)	19 (8—20%)
	Более 10	306	59 (16—26%)	228 (66—77%)	19 (4—10%)
	Всего	455	142 (27—37%)	275 (53—62%)	38 (7—14%)
Только 5 мета-базальтовых комплексов кембрия	До 10	76	32 (30—54%)	29 (27—50%)	15 (11—30%)
	Более 10	152	12 (5—15%)	121 (71—85%)	19 (8—20%)
	Всего	228	44 (16—27%)	140 (53—67%)	34 (11—20%)

* Сводная выборка увеличена за счет пород, в которых доля выделений не оценивалась.

ности или кремнеземистости породных групп (и соответствующих распла-вов), а также для решения некоторых петрологических вопросов.

В табл. 31 приведены данные по минеральным парагенезисам выделений для базальтоидных лав. Устанавливается, что в них развиты в основном плаггиоклазовые и пироксено-плаггиоклазовые парагенезисы выделений. Пироксеновые разности в общем малочисленны.

Среди скуднопорфировых порфиритов плаггиоклазовые разности преобладают над пироксен-плаггиоклазовыми (для кембрия с достоверностью 99%); это же относится в целом к рифейскому комплексу, характеризующемуся пониженной порфировостью. В рифейском комплексе и среди скуднопорфировых порфиритов кембрия разности с мономинеральным составом вкрапленников в сумме преобладают над пироксено-плаггиоклазовыми. Последние преобладают только в нормальнопорфировых порфиритах кембрия и кембрийской серии в целом (где порфировость в общем повышена).

Как видно на примере кембрийской совокупности, с ростом порфировости убывает доля плаггиоклазовых разностей. Это обстоятельство мешает использовать сравнение по доле плаггиоклазовых разностей при оценке относительной лейкократовости совокупностей лав. Оценка возможна только при учете степени порфировости.

Доля пироксеновых разностей при увеличении порфировости не меняется, поэтому она более пригодна для суждений об относительной меланократовости базальтоидных групп.

При описании комплексов мы использовали с той же целью количественное соотношение пироксена и плаггиоклаза во вкрапленниках порфиритов. В табл. 32 по этому признаку охарактеризованы укрупненные совокупности.

Из таблицы следует, что по доле пород с меланократовым соотношением пироксена и плаггиоклаза в выделениях рифейская ассоциация не отличается от кембрийской, взятой в целом. Однако совокупность кембрийских комплексов, включающих базальтоидные группы только метабазальтового типа (нижний кембрий Восточного Алтая, нижний — средний кембрий Центрального Алтая, кембрий Юго-Западного Алтая, нижний — средний кембрий Кондомской зоны и нижний — средний кембрий Амзас-

Распределение порфиритов с меланократовым соотношением пироксена и плагиоклаза во вкрапленниках

Ассоциации	Классы по содержанию вкрапленников в породе, %	Объем выборки	Численность пород с соотношением пироксен \geq плагиоклаз и их доля (95%-ный доверительный интервал)
Рифейский комплекс	До 10	172	47 (21—35%)
	Свыше 10	41	8 (9—35%)
	Всего	213	55 (20—33%)
Кембрийские комплексы с базальтоидными группами метабазальтового типа	До 10	71	31 (31—55%)
	Свыше 10	152	80 (46—61%)
	Всего	223	111 (49,8 \pm 6,4%)
Кембрийско-нижнеордовикские комплексы с базальтоидными группами андезитового уклона	До 10	53	6 (4—23%)
	Свыше 10	161	17 (6—17%)
	Всего	214	23 (7—16%)
Рифейский комплекс и кембрийско-нижнеордовикская ассоциация совместно	До 10	296	84 (23—34%)
	Свыше 10	354	105 (21—30%)
	Всего	650	189 (29,1 \pm 3,9%)

ской зоны), резко отличается от совокупности комплексов, в которых метабазальтоидная группа имеет андезитовый уклон (нижний кембрий Мрасского выступа, нижний — средний кембрий Тельбесской зоны, нижний кембрий и средний кембрий — нижний ордовик Салаира), а также от лав рифейского комплекса. По рассматриваемому петрографическому показателю меланократовости нормальнопорфиритовые разности не отличаются от скуднопорфиритовых. Отсутствие значимой сопряженности между долями порфиритов с $\text{пироксен} \geq \text{плагиоклаз}$ и $\text{пироксен} < \text{плагиоклаз}$ и степенью порфиричности подтверждено для каждой из 4 совокупностей проверкой по критерию χ^2 (Урбах, 1964). По объединенной выборке рифейских и кембрийских базальтоидов получено ничтожное значение $\chi^2 = 0,07$, при пороге значимости $\chi_{05} = 3,84$. Таким образом, данный петрографический показатель меланократовости можно считать независимым от степени порфиричности, что дает принципиальную возможность использовать его для сравнения базальтоидов.

Распределение разных комбинаций минералов вкрапленников в кислых вулканитах приведено в табл. 33.

Таблица 33

Распределение кислых порфиритов по составу вкрапленников

Классы по содержанию вкрапленников в породе, %	Объем выборки	Численность и доля (95%-ный доверительный интервал) пород с выделениями		
		плагиоклаза	плагиоклаза и кварца	кварца
До 10	129	59 (38—55%)	63 (40—59%)	7 (2—11%)
Свыше 10	51	14 (16—42%)	37 (53—84%)	0 (0—7%)
Всего	180	73 (34—49%)	100 (43—63%)	7 (2—9%)

Среди кислых порфиров преобладают плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые разности, кварцевые — редки. При скудной порфириности между долями кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиров нет различия, а при повышенной — доля первых возрастает до преобладания не только над плагиоклазовыми порфирами (достоверность 99%), но и вообще над разностями с мономинеральным составом выделений. Численность кварцевых альбитофиров при возрастании порфириности явно увеличивается за счет бескварцевых (хотя убывание доли последних по нашей выборке немного не достигает 95%-ного уровня достоверности).

Среди порфиров из ортофировой группы преобладают плагиоклазовые разности — «альбитофиры» (48 из 65, или 61—84% на совокупность), которым подчинены разности с совместным нахождением в выделениях альбита и реликтового калиевого полевого шпата или явных псевдоморфоз по последнему. Порфиров с выделениями только калиевого полевого шпата не встречено, и вероятность встречи таких пород мала.

При сопоставлении кератофировых групп разных комплексов выявляются различия по доле порфиров с соотношением кварца и плагиоклаза $\text{кварц} \geq \text{плагиоклаз}$ (табл. 34), что дает возможность судить об относительной степени пересыщения совокупностей пород кремнеземом. В табл. 34 приведены альбитофировые группы с дацитовой тенденцией (нижний кембрий Восточного Алтая и нижний кембрий Восточного Салаира) и альбитофировые группы с риолитовой тенденцией (нижний кембрий Мрасской зоны, нижний — средний кембрий Амзасской зоны, средний — верхний кембрий Прикузбасской зоны Салаира).

Обращает на себя внимание то, что пород, обогащенных выделениями кварца, больше в ассоциациях дацитового уклона, чем в более кислых (достоверность различия 99%). На основании всех выборок можно считать, что доля пород с соотношением $\text{кварц} \geq \text{плагиоклаз}$ не зависит от степени порфириности. Отсутствие сопряженности подтверждается проверкой для сводной выборки по критерию χ^2 ($\chi^2 = 1,62$, при $\chi^2_{0,5} = 3,84$).

Изложенные статистические данные по парагенезисам минералов вкрапленников будут использованы для некоторых петрологических суждений в следующей главе.

Т а б л и ц а 34

Распределение кислых порфиров с повышенным отношением кварца к плагиоклазу в выделениях

Совокупности	Классы по содержанию вкрапленников в породе, %	Объем выборки	Численность порфиров с соотношением $\text{кварц} \geq \text{плагиоклаз}$ и их доля (95%-ный доверительный интервал)
Альбитофировые группы с дацитовым уклоном	До 10	76	35 (35—53%)
	Свыше 10	34	21 (44—78%)
	Всего	110	56 (40—60%)
Альбитофировые группы с риолитовым уклоном	До 10	49	6 (5—25%)
	Свыше 10	18	2 (1—35%)
	Всего	67	8 (5—22%)
Все кислые порфиры кембрия области	До 10	125	41 (25—42%)
	Свыше 10	52	23 (30—59%)
	Всего	177	64 (30—45%)

**НЕКОТОРЫЕ МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
В ИЗУЧЕННЫХ АССОЦИАЦИЯХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

Структурные закономерности статистического порядка, которые мы рассмотрим в этой главе, касаются морфологии долавовых интрателлурических фаз (вкрапленников), а также первичного строения основной массы — «закаленного» агрегата приповерхностной и лавовой фаций.

Из данных об интрателлурических фазах ценную информацию для сравнительного изучения вулканических комплексов дают общая степень порфировости (доля выделений от объема породы, из которого вычтен объем миндалин) и размеры вкрапленников. Для статистической характеристики последних взят легко получаемый экстремальный показатель — максимальная длина выделений, фиксируемая в шлифе.

Из многочисленных графиков по комплексам очевиден и не нуждается в расчетных доказательствах резко правоасимметричный характер распределения доли и максимальных размеров выделений — в общем j -образный, а для порфировых разностей — близкий к логнормальному. Эта асимметрия распределений должна учитываться при условном петрографическом делении порфировых пород на группы по указанным признакам. Нами выбраны некоторые условные интервалы, которые удовлетворительно оправдали себя при альтернативных статистических оценках и сравнениях.

Интересный сравнительный материал дает морфология вкрапленников плагиоклаза.

Из особенностей основных масс затронута степень миндалекаменности. Степень миндалекаменности, выраженная в процентах к общему объему породы, имеет в общем j -образное, а для мандалефиров правоасимметричное, по-видимому, логнормальное распределение.

Микроструктурные особенности позволяют судить об особенностях режима кристаллизации, т. е. сделать некоторые петрологические суждения.

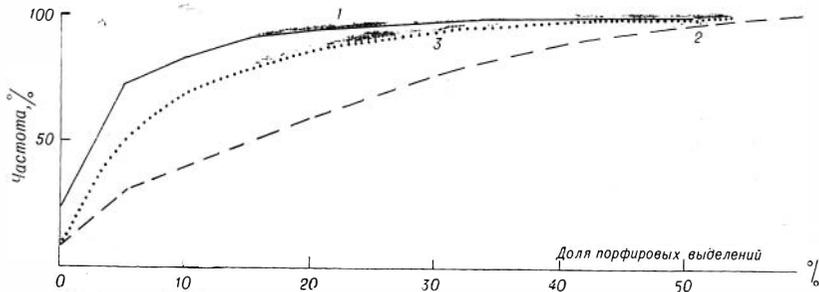


Рис. 54. Кумуляты доли порфировых выделений

1 — базальтоидные вулканы рифейского комплекса (256 шлифов); 2 — базальтоидные вулканы кембрия (155 шлифов); 3 — кератофирмы альбитофировой и ортофировой групп кембрия (267 шлифов)

Интересным региональным фактом является повышенная общая порфировость кембрийско-нижнеордовикских базальтоидов по сравнению с докембрийскими, что подчеркивалось при описании нижнепалеозойских комплексов (рис. 54).

Это отличие прежде всего выявляется на 99%-ном доверительном уровне по доле микроафанитовых лав (табл. 35).

Т а б л и ц а 35

Распределение вулканитов по классам порфировости

Ассоциации	Общий объем выборок	Численность и 95%-ный доверительный интервал доли		
		непорфировые разности (микроафаниты, фэльзиты)	непорфировые и скуднопорфировые разности вместе	нормальнопорфировые разности
Метабазальтоиды рифея	256	75 (29,3±5,5%)	213 (83,2±4,5%)	43 (14—24%)
метабазальтоиды кембрия—нижнего ордовика	500	45 (7—13%)	194 (38,8±4,3%)	306 (61,2±4,3%)
Альбитофиры кембрия	197	17 (6—14%)	146 (74,1±6,1%)	51 (25,9±6,1%)
Ортофиры кембрия . .	67	2 (0,4—10%)	44 (53—76%)	23 (24—47%)

Повышенная доля афанитовых лав указывает на то, что в рифейской ассоциации значительная часть расплавов достигла поверхности в перегретом состоянии¹. Подавляющее большинство их, в отличие от кембрийско-нижнеордовикских базальтоидов, принадлежит к непорфировым и скуднопорфировым разностям, что следует объяснить более высоконагретым состоянием поднявшихся рифейских магм в региональном масштабе.

Вывод об аномальной высокотемпературности рифейского комплекса согласуется с тем региональным фактом, что докембрийские базальтоидные эффузии по сравнению с нижнепалеозойскими были более массовыми и обусловили высокую насыщенность разрезов лавами на больших интервалах мощности. В кембрийско-тремадокских толщах области подобные резко массовые излияния, сформировавшие многосотметровые лавовые пачки, имеются только в немногих местах (нижнекембрийские лавы верховьев р. Кубы и правобережья р. Аксазкан в Восточно-Алтайской зоне и по р. Ангуреп в Восточной подзоне Салаира; ниже-среднекембрийские лавы по р. Учуге в Тельбесской зоне). Характерно, что на этих участках базальтоидные эффузивы кембрия характеризуются тоже пониженной порфировостью.

Одним из факторов, обусловивших повышенную нагретость рифейских вулканических масс, могла быть меньшая, чем в нижнем палеозое, мощность коры, от которой зависела длина пути расплавов до поверхности.

Рифейские базальтоиды от нижнепалеозойских² отличаются более удлиненным габитусом плагиоклаза. Габитус оценивался нами по экстремальному показателю — отношению длины к толщине (ширине сечения), определяемому в наиболее удлиненном вкрапленнике — макропорфировом в макропорфиритах или микропорфиривом в микропорфиритах. По выборке из порфиритов кембрия (71 анализ) установлена отрицательная корреляция между логарифмами показателя удлиненности и процентной долей выделений ($r = -0,47$, при порогах значимости $r_{05} = 0,23$; $r_{01} =$

¹ Под перегретостью расплава здесь понимается превышение температуры над точкой начала котектической (эвтектической) кристаллизации. Эта точка, разумеется, не является в пределах каждого типа котектики (пироксен-плагиоклаз, плагиоклаз-кварц) вполне стабильной.

² Нижнепалеозойская вулканическая ассоциация рассматриваемой области фактически ограничивается кембрием и тремадоком. Выражения «нижний палеозой», «нижнепалеозойские» при суммарной характеристике образований этой ассоциации используются для краткости.

= 0,31). Следовательно, удлиненность вкрапленникового плагиоклаза в определенной мере отражает особенности режима интрателлурической кристаллизации.

Повышенную удлиненность плагиоклазов во вкрапленниках докембрийских лав, в связи с перегретостью поднимавшихся расплавов, можно представить как естественное следствие повышенных скоростей теплоотдачи (крутой температурный градиент) и кристаллизации. Правомочность такого суждения следует из общеизвестного отличия субизометричных плагиоклазов габбро от лейстовидных плагиоклазов быстрее кристаллизующихся диабазов и основных масс в лавах.

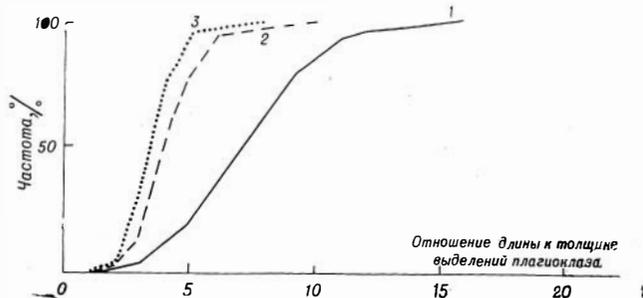


Рис. 55. Кумуляты максимальных отношений длины к толщине порфирировых выделений плагиоклаза

1 — базальтоидные вулканы рифейского комплекса (130 шлифов); 2 — базальтоидные вулканы кембрия (280 шлифов); 3 — кератофиры альбитофировой и ортофировой групп кембрия (203 шлифа)

Однако удлиненность выделений плагиоклаза обнаруживает связь и с особенностями химизма вулканических масс, а именно с содержанием Ca и Na. Несмотря на то что содержания Ca и Na в зеленокаменных базальтоидах наиболее подвержены отклонениям от первичных содержаний в расплаве, внутри совокупности этих пород сохраняется связь показателя удлиненности с Ca/O ($r=0,268$) и нормативной полевошпатовой известью с ($r=0,246$), а также с Na/O ($r=-0,248$). При этом связь с кальцием остается значимой независимо от общей доли выделений, так же как связь между показателями удлиненности и долей выделений остается значимой при закреплённом Ca/O. Следовательно, анортитовый минал в расплаве способствует росту удлиненных плагиоклазов, альбитовый — наоборот. Влияние соотношения анортитового и альбитового миналов в расплаве четко выражается в отличии габитуса плагиоклазов во вкрапленниках между базальтоидами и кератофирами (рис. 55). Достаточно известна также тенденция укорочения плагиоклазов от диабазо-офитовых структур в диабазовых и диабаз-порфиритах к призматически-зернистым в диорит-порфиритах.

Особенности первоначального теплового режима рифейских лав, очевидно, могли только благоприятствовать рассматриваемому влиянию анортитовости расплава на габитус плагиоклаза, так как именно на стадии малой порфирировости наиболее высока концентрация кальция, а натрий только еще начинает накапливаться в остающемся расплаве.

Кислая и щелочно-салическая группы вулканитов нижнего палеозоя имеют по сравнению с нижнепалеозойскими базальтоидами пониженную порфирировость (см. табл. 35, а также рис. 54), хотя доля непорфирных разностей (т. е. масс, сохранявших практически полностью расплавленное состояние до момента излияния или приповерхностного застревания) оказывается близкой или такой же, как у нижнепалеозойских базальтоидов. При этом доля фельзитовых и микропорфирных разностей, взятых вместе, оказывается меньше, чем у пород рифея.

Путем сравнения самих кислых или щелочно-салических групп вулканитов по афанитовости (между комплексами) можно оценить относительную степень перегретости¹ кислых расплавов перед поступлением их

¹ Здесь — абсолютной перегретости.

в фацию закалки — приповерхностную или эффузивную. Например, в альбитофировой группе из нижнего кембрия Мрасского выступа доля фельзитовых вулканитов (13 из 30, или 17—46% на совокупность) больше, чем в альбитофировой группе Восточно-Алтайской зоны (0 из 29, или 0—12%). Можно полагать, что в первом случае имел место повышенный температурный уровень расплавов.

Важные особенности хода интрателлурической кристаллизации выявляются при совместном анализе степени порфириности и парагенезиса вкрапленниковых минералов.

Выше отмечено, что в ходе кристаллизации (с увеличением порфириности (остается без заметных изменений доля порфиритов с соотношением *пироксен* \geq *плаггиоклаз*, а также доля пироксеновых порфиритов. Это обстоятельство вполне возможно истолковать в том смысле, что окончательный эффект кристалло-гравитационной дифференциации в данном случае оказался не настолько значительным, чтобы быть уловленным по взятым альтернативным петрографическим показателям порфириности и меланократовости лав. С точки зрения кристалло-гравитационной гипотезы, следовало бы ожидать увеличения доли меланократовых разностей в скуднопорфировой группе за счет оседания пироксена с нормальнопорфировых уровней субвулканической системы, и наоборот, увеличения доли лейкократовых разностей на нормальнопорфировых уровнях. Некоторые статистические эффекты, соответствующие кристалло-гравитационной дифференциации, удастся уловить только при использовании химизма лавовых пород (включая афаниты), при особо благоприятных условиях (см. ниже).

Таблицы 31 и 33 иллюстрируют стремление расплавов к эвтектическому (эвтектоидному) состоянию по мере выделения избыточного минерала. При этом для всех трех типов породных групп — базальтоидной, кислой и щелочно-салической — в начале кристаллизации характерно преобладание надэвтектических (надкотектических) состояний, с выпадением только одного из главных минералов. При этом в качестве избыточной фазы преобладают плаггиоклазы. Котектические спутники их — клинопироксен, кварц, калиевый полевой шпат — в избытке оказываются редко.

Интересно, что преобладание плаггиоклаза над пироксеном в качестве предварительно выпадающей фазы выдерживается не только в ассоциациях андезитового уклана, но и в собственно метабазальтовых ассоциациях (рифейский комплекс и пять уже названных выше метабазальтовых комплексов кембрия). Это обстоятельство следует считать неблагоприятным для проявления кристалло-гравитационной дифференциации, в которой важную роль должна играть тяжелая твердая фаза первовыделений. Неблагоприятным моментом является и редкость выделений оливина, более склонного к фракционной отсадке, чем клинопироксен.

Преобладание плаггиоклаза в первовыделениях позволяет также заключить, что к началу кристаллизации базальтоидные расплавы изученной области в общем были бедны водой, поскольку в насыщенном водой расплаве из природных базальтов (в том числе из высокоглиноземистого базальта) при P_{H_2O} около 700 бар и выше первым кристаллизуется пироксен (Йодер, Тилли, 1965). Относительная сухость базальтоидных магм в нашем случае подтверждается очень редкой встречаемостью вкрапленников первичного амфибола.

При петрографической оценке относительной меланократовости базальтоидов мы использовали долю пород с повышенным объемным соотношением пироксена к плаггиоклазу (*пироксен* \geq *плаггиоклаз*). Такие породы, несомненно, отвечают базальтам. В число порфиритов с соотношением *пироксен* \geq *плаггиоклаз* полностью входят пироксеновые разности. Доля последних, как отмечено выше, с увеличением порфириности заметно не меняется и составляет на совокупность всех порфиритов около

одной десятой, а на подсовокупность порфириров с *пироксен* \geq *плаггиоклаз* около трети. Остальные две трети порфириров из этой подсовокупности являются котектическими и могли получиться только при условии, если пироксен в котектике не уступал по объему плаггиоклазу. Как известно из опытов Н. Л. Боуэна (Заварицкий, Соболев, 1961), экспериментальная эвтектика диопсид — анортит содержит около 58 вес. % пироксена (что составляет 53 объемн. %), а эвтектика с альбитом только 3 вес. % диопсида. Показанный выше состав природной котектики для базальтов повышенной меланократовости, таким образом, оказывается на этапе кристаллизации вкрапленников явно богаче клинопироксеном, чем эвтектический состав, который следовало бы ожидать для простых смесей диопсида с обычными плаггиоклазами базальтоидов (от андезина до лабрадора). Это обстоятельство говорит также об относительной сухости базальтовых очагов на этапе интрателлурической кристаллизации. В водонасыщенных системах, согласно опытам Е. Ф. Осборна над системой диопсид — анортит — вода (Заварицкий и Соболев, 1961), могли бы существовать только котектические соотношения с преобладанием объема плаггиоклаза.

Интересная особенность хода кристаллизации кислых расплавов по сравнению с базальтоидными вытекает из данных табл. 31 и 33. В порфирах с содержанием выделений до 10 объемн. % доля разностей, достигших эвтектической кристаллизации (кварц-плаггиоклазовых), превышает долю котектических порфириров (пироксено-плаггиоклазовых) с такой же порфирированностью. Стало быть, в рассматриваемых кислых расплавах эвтектоидное состояние достигается легче в отношении необходимого объема выпадающего надэвтектического минерала. В этом смысле кислые расплавы более «эвтектоидны», чем базальтоидные.

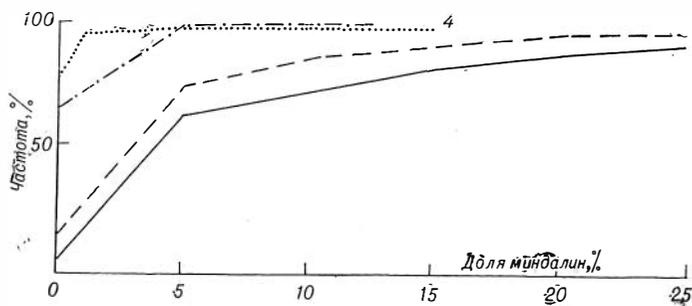


Рис. 56. Кумуляты объемной доли миндалитов в вулканитах базальтоидной, альбитофировой и ортофировой групп

Базальтоидные лавы: 1 — из рифея Горного Алтая (77 шлифов); 2 — из кембрия Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского края (391 шлиф). Альбитофировые лавы и субвулканы: 3 — из кембрия Горного Алтая, Горной Шории и Салаира (111 шлифов). Ортофировые лавы и субвулканы: 4 — из кембрия Кондомской зоны Горной Шории (41 шлиф)

В главе XII показано, что доля кислых вулканитов с соотношением *кварц* \geq *плаггиоклаз* в выделениях оказывается больше в ассоциациях дацитового уклона, чем риолитового. Этот факт находит принципиальное объяснение в изменении состава сухих эвтектик от системы альбит — кремнезем к системе анортит — кремнезем (опыты Д. Ф. Шерера и Н. Л. Боуэна и О. Андерсена; Заварицкий и Соболев, 1961). От первой системы ко второй эвтектическое содержание кремнезема возрастает от 32 до 48 %.

Так как встречаемость пород с надэвтектическим избытком кремнекислоты (кварцевые бесполовошпатовые порфиры) мала, следует сделать

заключение, что соотношение *кварц* \geq *плаггиоклаз* в выделениях сформировалось в части пород на этапе эвтектической кристаллизации. Следовательно, в природных кислых расплавах с не очень основными плаггиоклазами в некоторых случаях вероятны эвтектоиды, обогащенные кварцем даже сильнее, чем эвтектика кремнезем — анортит. Здесь мы сталкиваемся с тем же положением, что и в случае избытка котектического пироксена в меланократовых базальтоидах.

На рис. 56 приведены кумуляты распределения доли миндалинов в базальтоидных лавах, а также в кислых и ортофириновых вулканитах. При этом из двух последних групп учтены только породы с присутствием фельзитовых (первоначально стекловатых) агрегатов в основной массе.

Распределение миндалинов, представляя собой результат закалки системы расплав — газ, соответствует распределению газовой фазы в расплавах к моменту застывания. Малые в общем объеме бывших газовых пустот (оценки средних для базальтоидов — порядка 5%, а для кислых и щелочно-салических пород еще ниже) соответствуют ничтожным весовым количествам газов (пары воды, CO₂ и др.). Так как миндалекаменность фиксирует расплав на стадии далеко прошедшей разгрузки магмы от летучих компонентов, она едва ли может быть критерием сравнительной оценки расплавов в отношении их богатства летучими на интрателлурическом этапе. Однако она позволяет сделать некоторые заключения для вулканической стадии.

На рис. 56 отражено значимое различие по степени миндалекаменности между базальтоидными вулканитами, с одной стороны, и кислыми и щелочно-салическими, с другой. Особенно резко различаются доли миндалекаменных разностей. Порода без миндалинов в кислой группе кембрия имеет на $54 \pm 2\%$ меньше (в 99%-ном доверительном интервале), чем среди базальтоидных лав кембрия.

Повышенную газообильность базальтоидных лав удается хорошо согласовать с общеизвестным фактом меньшей вязкости базальтоидных расплавов. Меньшая вязкость обеспечивает более свободный подток газов (интрателлурических или возгоняемых горячим расплавом из соседних пород) в лаву от подводящего канала или от почвы покровов и потоков. В этом случае динамическое равновесие между поступлением газа в лаву и утечкой из нее может установиться на относительно повышенном уровне содержания газа до самого момента застывания. Иначе говоря, повышенная миндалекаменность базальтоидных лав отражает сравнительно свободный транзит газов через расплав к дневной поверхности. В то же время более вязкие кислые и щелочно-салические расплавы в приповерхностной и лавовой фации менее благоприятны для подтока и транзита газов, поэтому с приближением к поверхности оказываются сильно дегазированными.

Контраст по степени миндалекаменности между кислыми и щелочно-салическими вулканитами, с одной стороны, и базальтоидными — с другой, также хорошо согласуется с известным отличием — меньшей explosивностью базальтоидных извержений. В этом смысле повышенная миндалекаменность базальтоидной группы является одним из доказательств более свободной и спокойной разгрузки газов в нижних частях базальтоидных вулканических аппаратов.

При изучении совокупностей базальтоидных лав различия по степени миндалекаменности удается использовать и в ином плане — для оценки относительной глубины подводных излияний и для отличия подводных лав от наземных рифейские лавы Катунского выступа (глава IV).

Данные о существенно разной эмульсионной газопроводности щелоческих и базальтоидных расплавов, по-видимому, нельзя не учитывать при сравнительном анализе «сквозьмагматического» транзита газов и газовых растворов в гранит-сиенитовых и базальтоидных магматических системах.

СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

В рассматриваемых древних геосинклинальных эффузивах набор вторичных минералов сводится в основном к парагенезису фации зеленых сланцев (альбит, хлорит, кальцит, эпидот, актинолит).

В породах утрачены типоморфные минералы более раннего (дозеленосланцевого) этапа изменения эффузивов, такие, как цеолиты, анальцим. Заметное распространение имеют реликты эпигенетического гематита. От ранних стадий, естественно, унаследованы те эпигенетические минералы, которые продолжают оставаться устойчивыми в зеленосланцевой фации, — альбит, кварц, хлориты, кальцит.

Зеленокаменная минеральная ассоциация включает не только минеральные образования зеленосланцевой стадии метаморфизма, но и проходящие сюда одноименные устойчивые минералы более ранних стадий. В то же время некоторая часть эпидотов и вторичных амфиболов обусловлена ореольным процессом в связи с формированием гранитоидных интрузий, но не может быть надежно отделена от зеленокаменных генераций тех же минералов (например, в Восточно-Алтайской, Кондомской, Тельбесской зонах) и рассматривается с ними совместно.

Постоянными членами зеленокаменной ассоциации во всех изученных эффузивах являются альбит (практически единственный натровый минерал), хлорит (главная железо-магниева фаза) и серицит (наиболее устойчивая калиевая фаза). Из второстепенных минералов столь же обязательными являются магнетит и, по-видимому, лейкоксен-сфен.

Сменяющиеся (непостоянные) члены зеленокаменных парагенезисов представлены кальциевыми карбонатами и силикатами (кальцит, эпидот, амфиболы и др.). По их присутствию в зеленокаменной ассоциации различаются минеральные субфации.

Основные особенности минералов зеленокаменной ассоциации

Альбит. Главная масса альбитов представляет собой псевдоморфозные образования по плагиоклазам. Имеющиеся три диффрактометрических анализа¹ альбитов свидетельствуют об их упорядоченном, низкотемпературном характере (табл. 36).

По кристаллооптическим замерам в диабазовых эффузивах из Алтая и Салаира, выполненных В. В. Велинским и Ю. Н. Кочкиным (Белоусов и др., 1965), псевдоморфозные альбиты в 83 из 120 шлифов (59—76% на совокупность) относятся к кислым разностям № 0—5.

Между содержанием анортитовой примеси в альбитах и минеральными парагенезисами (парагенезисы с эпидотом и актинолитом, с одной стороны,

¹ Приводимые фазовые анализы альбита (см. табл. 36), а также сфена (табл. 40), выполнены в рентгеноструктурной лаборатории Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР Н. И. Зюзиным и В. И. Турбиным на диффрактометре УРС-50ИМ.

Диффрактометрические анализы альбитов *

87-к		97-к		К-19/1		Альбит, по В. И. Михееву (1957)	
I/I_1	d (кх)	I/I_1	d (кх)	I/I_1	d (кх)	I	d
35	4,02	43	4,02	42	4,07	6	4,11
39	3,75	30	3,77	27	3,80	2	3,81
—	—	30	3,66	30	3,69	3	3,70
100	3,22	100	3,20	100	3,20	10	3,21
97	2,98	56	2,98	52	2,93	6	2,955
71	2,55	48	2,55	52	2,55	4	2,554
—	—	39	2,44	21	2,45	4	2,446
22	2,39	30	2,40	21	2,39	2	2,396
22	2,28	—	—	—	—	4	2,311
29	2,16	—	—	—	—	1	2,177
—	—	30	2,12	—	—	4	2,116
61	2,02	52	2,02	79	2,02	4	2,013
—	—	22	1,878	—	—	—	1,887
26	1,792	—	—	—	—	1	1,799
—	—	22	1,744	—	—	—	1,745

Режим съемки: Cu — антикатод, $\lambda = 1,540 \text{ \AA}$. Пробы 87-к, 97-к — из нижне-среднекембрийского комплекса Центрально-Алтайской зоны. Проба К-19/1 — из нижнекембрийского комплекса Восточно-Алтайской зоны.

* Обозначения диффрактометрических величин даются по В. И. Михееву (1957).

и без этих минералов, с другой) значимой сопряженности не установлено. Проверка произведена с помощью критерия расчетом четырехклеточной таблицы сопряженности по 56 диабазовым вулканитам из Алтая и Салаира.

Подчеркнем, что в диабазовых вулканитах не зафиксировано плагиоклазов № 15—40, которые были бы промежуточными между альбитами и реликтовыми основными плагиоклазами лав. Проверка смешанного распределения состава реликтовых плагиоклазов и псевдоморфозных альбитов по критерию, предложенному С. В. Гольдиным (Белоусов, 1967а) показала, что совокупность плагиоклазов двухвершинна и имеет в интервале от № 15 до № 40 значимый минимум или разрыв.

В работе А. Ф. Белоусова, В. В. Велинского, Ю. Н. Кочкина (1965) приведены статистические данные по Алтаю и Салаиру о том, какую долю первоначального объема плагиоклазов унаследуют псевдоморфозные альбиты. Были использованы визуальные оценки этой доли при массовых наблюдениях в шлифах. В табл. 37 приведены подсчитанные по таким же оценкам сводные распределения для диабазовых и кератофировых эффузивов всех изученных комплексов области.

Из таблицы видно, что в большинстве диабазовых вулканитов альбит занимает меньше половины исходного объема плагиоклаза. Остальная часть последнего замещена другими (безнатровыми) минералами. Таким образом, при зеленокаменном метаморфизме эффузивов базальтоидной группы происходит сильное сокращение плагиоклазовой фазы, с уничтожением огромных ее объемов.

В кератофировой группе это явление выражено менее сильно. При обработке данных табл. 37, как четырехклеточной таблицы сопряженности, установлено, что коэффициент корреляции между рассматриваемыми классами равен 0,256, удовлетворяя по критерию χ^2 уровню достоверности 99%.

Распределение базальтоидных и салических вулканитов по степени сохранения объема плагиоклазов

Группа пород	Численность и 95%-ные доверительные интервалы доли пород с сохранением V% от исходного объема плагиоклазовой фазы	
	V < 50%	V ≥ 50%
Диабазовая (зеленокаменные базальты, андезитобазальты, андезиты)	503 (61—68%)	316 (32—39%)
Кератофировая (зеленокаменные кислые и щелочно-салические породы)	32 (17—32%)	100 (68—83%)

Можно видеть, что между степенью сохранения объема плагиоклазовой фазы и общей базитовостью имеется обратная зависимость. В данном случае достаточно ясна одна из причин именно такой зависимости — степень близости состава исходного плагиоклаза к конечному, к альбиту.

Для эффузивов диабазовой группы Алтая и Салаира в указанной выше работе была установлена положительная ранговая корреляция между сохранностью объема плагиоклаза (в виде альбита) и содержанием Na_2O , Al_2O_3 и отрицательная — с CaO и MgO .

Новыми расчетами на основании сводной выборки по всей области (127 диабазовых лав) отмеченные связи подтверждены и получены следующие оценки показателей ранговой корреляции: +0,43 — с натрием; +0,20 — с алюминием; —0,21 — с кальцием; —0,26 — с магнием; —0,19 — с валовым железом; —0,22 — с закисным железом (элементы взяты в весовых отношениях к кислороду; 95%-ный порог достоверности отвечает 0,175; 99%-ный — 0,230).

Для расчетов сохранности объема плагиоклаза была сведена только к двум рангам: < 50% и ≥ 50%. При такой ранжировке и значительном объеме взятой выборки показатели ранговой корреляции приблизительно равноценны обычным коэффициентам линейной корреляции (Урбах, 1964), и поэтому можно использовать также оценки частных корреляций. Анализ последних показал, что из перечисленных выше парных связей самостоятельна только связь сохранности объема плагиоклаза с количеством натрия. Она устойчива независимо от вариаций любого из остальных элементов; полученные оценки частных коэффициентов корреляции — от +0,35 до +0,43. Прочие корреляции наведены связями между самими химическими элементами и теряют значимость при выравнивании содержания того или иного элемента. Из несамостоятельных связей можно отметить еще положительную корреляцию сохранности объема плагиоклаза с кремнием, которая становится значимой (+0,26) при закреплённом содержании алюминия, но имеет незначимую оценку (+0,03) при фиксированном натрии.

Таким образом, сокращение объема плагиоклаза при зеленокаменном метаморфизме можно рассматривать как процесс, который существенно регулируется количеством натрия в горной массе. Этим процессом снимается дефицит натрия и поддерживается изохимическая тенденция альбитизации. Сказанное не означает, что метаморфическое сокращение объема плагиоклаза является независимым от других факторов, кроме химизма, запечатленного в составе породы. По той же выработке (127 диабазовых лав) множественная корреляция сохранности объема плагиоклаза с породообразующими элементами, взятыми вместе, оценивается коэффициентом $R=0,52$, далеко не достигающим единицы. Стало быть, кроме химизма пород, имеются и другие факторы, которые существенно влияют на метаморфическое сокращение объема плагиоклаза.

Внутренними источниками натрия в породе при образовании зеленокаменных альбитов служат, очевидно, натрий первичных плагиоклазов, стекловатого мезостазиса и примеси этого элемента в остальных минеральных фазах лав.

Роль внутривулканического стекла в поставке натрия удается уловить по положительной сопряженности первичного содержания стекла со степенью сохранения объема плагиоклаза. В табл. 38 приведены диабазовые лавы, в которых удалось уверенно установить первоначальный тип структуры основной массы.

Таблица 38

Соотношение между степенью первичной стекловатости зеленокаменных базальтоидных лав и степенью сохранения объема плагиоклазов

Совокупности	Численности пород с сохранением в виде альбита V % от исходного объема плагиоклаза	
	V < 50%	V ≥ 50%
Лавы с бывшими существенно стекловатыми основными массами (гялиновой, гялопплитовой, гялоофитовой)	134	196
Лавы с существенно кристаллическими основными массами	185	179

Связь между признаками по критерию $\chi^2 = 6,84$ удовлетворяет уровню достоверности 99%. Из таблицы ясно, что с увеличением стекловатости лав улучшается сохранность объема плагиоклаза.

Не затрагивая здесь вопроса о посторонних источниках натрия для зеленокаменной альбитизации лав, следует подчеркнуть, что окончательное количество альбита приводится в соответствие с общим резервом натрия в основном через сокращение плагиоклазовой фазы. В общем итоге количество альбита не имеет существенной зависимости от первоначального количества плагиоклаза в породе. Это иллюстрируется табл. 39, в которой учтены плагиоклазовые порфириты, а также маломagneзиальные

Таблица 39

Соотношение между содержаниями окиси натрия и степенью первичной обогащенности плагиоклазовой фазой в зеленокаменных базальтоидных лавах пониженной меланократовости

Совокупности	Численности пород	
	с Na ₂ O < 5%	с Na ₂ O > 5%
Низкобазитовые порфириты и афаниты с существенно стекловатой основной массой (гялопплитовой, гялоофитовой, гялиновой)	14	13
То же, с существенно кристаллической основной массой	31	31

разности пироксено-плагиоклазовых порфиритов и афанитов. Можно видеть, что совсем не намечается сопряженности содержания Na₂O (т. е. окончательной массы альбита) со степенью первичной раскристаллизации лавовой ткани (и, следовательно, степенью первичной насыщенности ее кристаллами плагиоклаза).

В многочисленных шлифах порфиритов отмечается, что вкрапленники плагиоклаза замещены неполевошпатовыми минералами в меньшей степени, чем лейсты основной массы, и часто представлены более или менее чистыми псевдоморфозами альбита. В этом можно уловить аналогично с явлениями собирательной перекристаллизации при метаморфизме, когда сильнее растворяются (разлагаются) мелкие кристаллические индивиды.

Псевдоморфозные альбиты по выделениям калиевого полевого шпата отмечены в кератофирах ортофирирового состава.

Полностью новообразованные альбиты дают инкрустации в миндалинах и трещинах. Альбитовые инкрустации встречаются сравнительно редко (см. ниже). Еще реже удается наблюдать метасоматические альбиты, заместившие фемические и стекловатые компоненты лав.

Диагностическое окрашивание по способу Е. Бейли и Р. Стевенса (Bailey, Stevens, 1960) (в 33 шлифах миндалефиров) показало, что новообразованные альбиты представлены чистыми, предельно кислыми разновидностями.

Хлориты. По псевдоморфозным и инкрустационным хлоритам из 54 диабазовых лав области получены следующие статистики показателей преломления N_m : выборочный размах 1,604—1,633, среднее 1,618, среднее квадратическое отклонение 0,007, коэффициент асимметрии +0,103, показатель эксцесса 0,696. Распределение не противоречит нормальному закону. 99% -ный доверительный интервал для среднего N_m равен $1,618 \pm 0,003$.

По показателям светопреломления можно сделать заключение, что для данной совокупности пород магнезиальные (пеннин, клинохлор) и собственно железистые хлориты не характерны. Хлориты представлены здесь магнезиально-железистой группой, относящейся на четырехкомпонентной диаграмме Винчелла (Винчелл, Винчелл, 1953) к полю делессит — диантит — прохлорит.

Большая часть хлоритов (37 из 48 пород) обнаруживает положительное удлинение и, следовательно, отрицательный оптический знак. В подавляющем большинстве случаев удается уловить аномальные интерференционные окраски — сине-фиолетовые, реже коричневые.

Между показателями преломления и удлинением хлоритов сопряженности (по 48 замерам) не установлено.

Аномальные интерференционные окраски сильно коррелированы с удлинением хлоритов (коэффициент взаимной сопряженности равен 0,84). Как правило, положительному удлинению сопутствуют сине-фиолетовые, а отрицательному — коричневые аномалии.

Удлинение и оптический знак, а также аномальные интерференционные окраски сопряжены с минеральными субфациями. В парагенезисах с эпидотом и (или) с актинолитом довольно часто (17—51% случаев на совокупность, по 47 породам) появляется оптически положительный хлорит. В породах без эпидота и актинолита (с карбонатом, пренитом) в подавляющем большинстве случаев (73—100%) хлорит оказывается оптически отрицательным.

Для диабазовых лав (44 анализа) установлена значимая положительная связь между N_m хлоритов и содержанием двухвалентного железа в породе ($r = +0,39$; $r_{05} = 0,38$). Для этой пары показателей связь остается достаточно устойчивой при закреплении значения любого из остальных химических компонентов. На данном примере подтверждается мнение ряда исследователей о том, что железистость хлоритов зависит от железистости метаморфизируемых пород (Кепежинская, 1965).

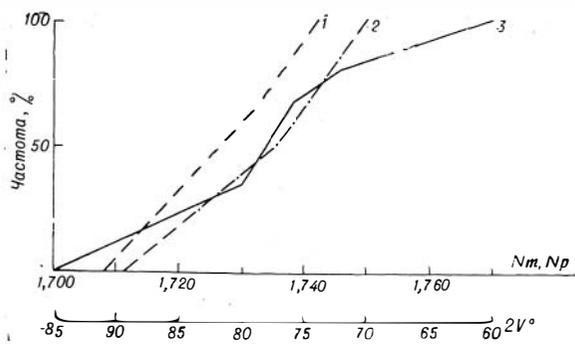
Группа эпидота. Минералы этой группы поражают зерна плагиоклаза, а при более интенсивном развитии — любые участки эффузивной ткани и более ранние вторичные минералы (хлорит, кальцит). Эпидот встречается также в миндалинах, где образует псевдоморфозы по карбо-

нату или дает самостоятельные инкрустации. Агрегаты разнообразны, от землястых до яснозернистых. В мидалинах встречаются друзовые нарастания эпидота.

Кристаллооптические показатели по выборке диабазовых вулканитов с достаточно крупными для замеров зернами эпидота сведены в кумуляты рис. 57.

Рис. 57. Кумуляты кристаллооптических констант группы эпидота — клиноционита

1 — Np (12 пород); 2 — Nm (8 пород); 3 — $2V$ (31 замер в 15 породах)



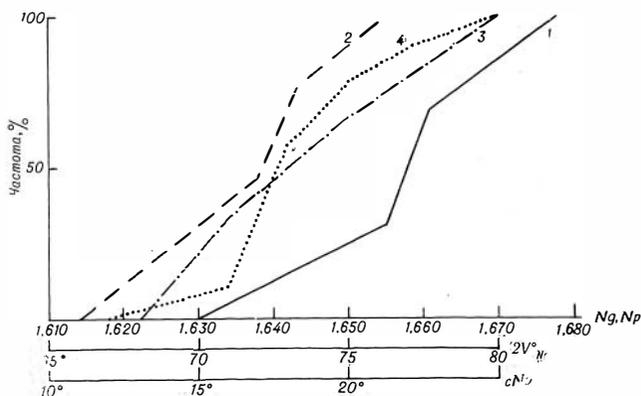
Для угла $2V^\circ$ (31 замер в 15 породах) получены статистики: среднее $2V = -78^\circ$, стандартное отклонение $8,5^\circ$, коэффициент асимметрии $+0,136$, показатель эксцесса $0,315$. Форма распределения не противоречит нормальной. 99%-ный доверительный интервал для среднего $2V = -78 \pm 4^\circ$.

Только в одной породе минерал оказался клиноционитом, в остальных 14 — эпидотом. Это соотношение и характер распределения оптических показателей позволяет считать, что в большинстве случаев новообразования рассматриваемой минеральной группы принадлежат к эпидоту (пистацинту).

Вторичные амфиболы. Вторичные амфиболы развиваются по пироксену выделений и микролитов (уралит) или прорастают всю эффузивную ткань. Они замещают и первичную роговую обманку. В кератофирах отмечаются редко. Амфиболы плеохроируют в светлых зеленых или зелено-желтых тонах, частью бесцветны.

Рис. 58. Кумуляты кристаллооптических констант вторичных амфиболов

1 — Ng (13 пород); 2 — Np (15 пород); 3 — $2V_{Ng, Np}$ (18 пород); 4 — cNg (75 пород)



Кристаллооптические показатели наложенных амфиболов из диабазовых вулканитов и их частиц в граувакках приведены на рис. 58. На основании таблиц Тресгера и других, совокупность этих амфиболов отвечает ряду актинолит — обыкновенная роговая обманка.

По углам cNg амфиболы в большинстве пород выходят за максимальные пределы, допускаемые для актинолитов ($15-17^\circ$). Эта особенность

указывает на низкую железистость амфиболов. Таким образом, в рассматриваемой ассоциации зеленокаменных базальтоидов совокупность амфиболов ограничивается актинолитами и высокомагнезиальными роговыми обманками. Этот вывод хорошо согласуется со статистическими данными Е. А. Костюк и В. С. Соболева (1965) о том, что в фации зеленых сланцев амфиболы отличаются экстремально высоким содержанием магния и низким железа.

Пумпелиит. Этот минерал отмечен в единичных случаях в диабазовых лавах кембрия в северо-восточном Салаире и рифея в Катунском выступе Алтая. Он выполняет миндалины и участвует в замещении лавовой ткани, дает сноповидные, радиальнолучистые, мелкозернистые агрегаты, имеет резкий плеохроизм от зелено-голубого до светло-желтого и бесцветного, аномальные сине-фиолетовые интерференционные окраски, высокое светопреломление (по замерам в 3 породах $N_m = 1,697 \div 1,705$), двупреломление $0,014 \div 0,016$.

Прениит. Встречается чаще, чем предыдущий минерал. Участвует в выполнении миндалины и трещин, в цементе туфовых пород, в замещении плагиоклаза, дает разрозненные зерна, лучистые и паркетовидные сростания.

Карбонаты. Структурные формы нахождения карбонатов разнообразны — выполнение миндалины и микротрещин, псевдоморфозы по темноцветным, сыпь по плагиоклазу и базису, метасоматические пятна по ткани и т. д. Разнообразен в общем и состав карбонатов, включая не только кальциевые, но также магнезиальные и железистые разновидности. Железистые карбонаты с коричневой псевдоабсорбцией и лимонитовыми выпотами отмечены в миндалинах диабазовых лав. Магнезиально-железистыми и магнезиальными оказались некоторые карбонаты из кислых и щелочно-салических вулканитов (по петрографическим признакам и анализу солянокислых вытяжек). Встречаемость магнезиальных и железистых карбонатов невелика.

Главной карбонатной фазой является кальцит. Это подтверждается сильной корреляцией между содержанием CO_2 в породе и CaO в 2,5%-ной солянокислой вытяжке ($r = +0,80$, по 75 диабазовым вулканитам), при отсутствии самостоятельной корреляции между CO_2 и MgO в вытяжке.

Сфен. Это единственная зафиксированная пока вторичная минеральная фаза, концентрирующая титан.

Чаще всего сфен образует землистые лейкоксеновые массы по базису, а также внутри и вокруг зерен замещенного клинопироксена, бывшего ильменита и титано-магнетита.

Во вторичных микросрастаниях с магнетитом сфен подтвержден рентгеноструктурным анализом (табл. 40).

Землистые массы иногда окристаллизовываются до сплошных неправильных зерен сфена. Редкие кристаллы сфена встречены в миндалинах лав из высокотитанистых комплексов.

Магнетит. Наблюдаемые магнетиты зеленокаменных эффузивов имеют либо метаморфический, либо метаморфизованный характер.

К метаморфическим относятся магнетитовые новообразования по разложившим силикатным фазам — пироксену, амфиболу, оливину, стеклу.

К метаморфизованным следует отнести магнетиты, заместившие первичный (в том числе опацитовый) и ранний эпигенетический гематит или ранние эпигенетические гидроокислы железа, а также первичный высокотемпературный магнетит (всегда в той или иной мере титанистый) и ильменит.

Следы преобразования первичных титанистых магнетитов и ильменита в магнетит, с высвобождением титана, отчетливо фиксируются в виде лейкоксеновых пластинок и венцов внутри и вокруг магнетитовых псевдоморфоз по рудным микровыделениям и микролитам.

Рентгеноструктурные анализы магнитной фракции диабазовых лав (7 проб) титанистых железорудных фаз не обнаружили. Химический анализ концентратов, полученных мокрой магнитной сепарацией тонких порошков на установке системы С. С. Лапина (Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР) из диабазовых лав, показал следующие содержания TiO_2 : 0,32; 0,49; 0,58; 0,73; 0,73; 0,78; 0,82; 0,88; 3,58% (нижнекембрийский комплекс Восточно-Алтайской зоны); 0,33; 0,52; 1,28; 2,04; 5,39% (нижне-среднекембрийский комплекс

Т а б л и ц а 40

Диффрактометрический анализ сфена

Проба 112/8		Сфен, по В. И. Михееву (1957)	
I/I_1	d (кх)	I	d
36	3,22	10	3,20
46	2,97	9	2,98
13	2,28	7	2,26
37	2,09	2	2,09
9	2,02	6	2,05

Режим съемки: Cu — антикатод, $\lambda = 1,540 \text{ \AA}$.
Обр. 112/8 — порфирит, нижне-среднекембрийский комплекс Центрально-Алтайской зоны, Талцкая подзона.

Центрально-Алтайской зоны). Проанализированы также аналогичные концентраты сборных проб диабазовых лав аламбайской свиты Салаира (TiO_2 — 3,0%, Fe_2O_3 — 46,71%, FeO — 25,14%), нижнего — среднего кембрия северной окраины Центрально-Алтайской зоны (TiO_2 — 1,66%, Fe_2O_3 — 45,5%, FeO — 30,89%).

Почти все анализы показали содержания TiO_2 , находящиеся на уровне рядовых содержаний этого окисла в самих диабазовых лавах соответствующих комплексов. Эти содержания примерно на порядок ниже, чем в титанистых магнетитах неизмененных пород базальтового состава (Buddington а. о., 1955).

Можно считать, что рудная магнитная фракция рассматриваемых пород не содержит существенных количеств ни ильменита, ни титано-магнетита. Прошедшее практически до конца уничтожение смешанных железо-титановых фаз в породах является одним из показателей глубокого зеленокаменного преобразования.

Состав и особенности формирования вторичных минеральных ассоциаций

Зеленокаменные эффузивные породы, каждую из которых мы здесь рассматриваем как зеленокаменный минеральный парагенезис, различаются присутствием сменяющихся вторичных кальцийсодержащих минералов, из которых главными являются кальцит, эпидот, амфибол.

Комбинация этих сменных минералов (минералов-индикаторов) отражает субфазии метаморфизма, которые прошла порода; однако она может зависеть и от исходного состава пород. Так, появление кальциевых минералов и особенно кальциево-магнезиальных амфиболов в кератофирах затруднено. Для сравнительной оценки динамических условий метаморфизма, очевидно, следует брать достаточно однородные по составу со-

вокупности пород. При описании комплексов для сравнения парагенезисов вторичных минералов мы использовали типовые породные группы — диабазовую и кератофировую. Подобный подход, как известно, широко используется при исследовании метаморфизма, когда минеральные фации прослеживаются в пределах одной группы пород — глинистой, мергелистой и т. п.

Использование базальтоидной и кислой групп изверженных пород для прослеживания стадий метаморфизма было показано еще А. Харкером (Harker, 1962). Лавовые породы удобны для анализа метаморфизма тем, что первичный набор минеральных фаз в них заранее известен, и отличить метаморфические фазы не составляет особого труда. Особенно важна базальтоидная группа, в которой минералы-индикаторы почти не встречаются недостатка в силикатных составляющих, и набор этих минералов в основном определяется интенсивными факторами метаморфизма.

Распределение диабазовых лав области по набору сменных минералов приведено в табл. 41. В выборку включены породы, в которых зафиксирован хотя бы один из главных сменных минералов (карбонат, эпидот-клиноцоизит, амфибол).

Т а б л и ц а 41

Встречаемость вторичных (кальциевых) минералов в базальтоидных вулканитах

Ассоциация	Численность	Доля от 740 пород (95%-ный доверительный интервал), %
С карбонатом	256	34,6 ± 3,4
С эпидотом	126	17,0 ± 2,7
С амфиболом	59	8,0 ± 2,0
С карбонатом и эпидотом	104	14,0 ± 2,5
С эпидотом и амфиболом	109	14,7 ± 2,5
С амфиболом и карбонатом	52	7,0 ± 1,8
С карбонатом, эпидотом и амфиболом совместно	34	4,6 ± 1,5
С эпидотом и (или) амфиболом	484	65,4 ± 3,4
Всего:		
с карбонатом	446	60,3 ± 3,5
с эпидотом	373	50,4 ± 3,6
с амфиболом	254	34,3 ± 3,4
с пренимом	42	5,7 ± 1,7

Породы с эпидотом и (или) актинолитом составляют около $\frac{2}{3}$ на совокупность, остальные содержат из главных сменных минералов только карбонат.

Доля пород, пораженных карбонатом, эпидотом, амфиболом и пренимом, убывает от первого минерала к последнему. Карбонаты, таким образом, являются не только обычной, но и наиболее часто встречающейся среди сменных минералов кальция минеральной группой в зеленокаменных базальтоидах. Это значительно проясняет спорный вопрос о правомерности карбонатов в зеленокаменной минеральной ассоциации (Штейнберг, 1964).

Значительная часть пород ($40,4 \pm 2,7\%$) характеризуется теми или иными сочетаниями карбоната с эпидотом и амфиболом.

Между вторичными амфиболами и эпидотом парагенетическое совместное нахождение в породах можно считать нейтральным, или скоррелированным слабой положительной связью, так как сопряженность между ними выражается очень малым показателем $k = +0,08$, а достоверность связи по критерию χ^2 удовлетворяет только нижнему уровню достоверности (95%). Несмотря на большой объем выборки. Парагенетическая нейтральность между амфиболом и эпидотом означает, что между ними нет явного антагонизма. Последнее отчасти объясняется тем, что эпидот и амфибол имеют тенденцию развиваться селективно, по разным первичным минералам (см. ниже). Далее, эпидот, как источник кальция, предохраняется от уничтожения в актинолитовой ассоциации наличием реликтового кальцита. «Буферная» роль карбоната подтверждается появлением отрицательной частной связи между актинолитом и эпидотом ($r = -0,27$, по 141 породе), при закреплённом содержании карбоната¹. К тому же актинолит не является очень высококальциевой фазой, а существенным резервом для его формирования оказывается близкий по составу реликтовый кальциевый пироксен (см. ниже).

Отсутствие антагонизма между вторичными амфиболами и эпидотом позволяет брать совокупность зеленокаменных пород с эпидотом и амфиболом совместно, рассматривая ее как эпидот-актинолитовую субфацию.

Гидроспликаты амфибол и эпидот проявляют антагонизм к карбонату. С появлением эпидота и амфибола, карбонат стремится выпасть из парагенезиса. Для пар эпидот — карбонат и амфибол — карбонат получены показатели сопряженности соответственно $-0,42$ и $-0,38$ (при достоверности более 99,9%). Таким образом, объединенная эпидото-актинолитовая субфация метаморфизма внутри рассматриваемой ассоциации эффузивов может вполне реально противопоставляться карбонатной. Антагонизм эпидота и актинолита по отношению к кальциту легко объясняется уничтожением последнего при вступлении пород в эпидото-актинолитовую субфацию. Карбонат на фоне выделений плагиоклаза и пироксена последовательно исчезает при появлении эпидота, а затем актинолита (см. табл. 46).

Из 825 диабазовых лав в 85 случаях (10,3 + 2,1% на совокупность) не найдено основных сменных минералов кальция — карбоната, эпидота, амфиболов. В 8 из отмеченных 85 пород (4—17% на совокупность последних) зафиксированы пренит или нумпелиит, в остальных практически весь кальций связан в лейкоксене-сфене, иногда в реликтах клинопироксена.

Связыванию кальция в сфене должно способствовать повышенное содержание титана в породах. Это находит подтверждение в том, что в высотитанистом рифейском комплексе доля пород без сменных минералов кальция оказывается больше (46 из 294 пород, или $15,6 \pm 4,2\%$), чем в нижнепалеозойской ассоциации (35 из 533, или $6,6 \pm 2,1\%$; достоверность отличия 99%).

Совместное нахождение пренита с главными сменными минералами характеризуется табл. 42.

Парагенезис пренита с карбонатом оказывается предпочтительнее, чем с эпидотом и тем более с актинолитом (доверительные уровни различия соответственно 95 и 99%). Таким образом, пренит можно считать в основном парагенетическим спутником карбоната в карбонатной субфации, если не более ранним образованием.

Непосредственные наблюдения над соотношениями многочисленных генераций зеленокаменных минералов показывают, что их возрастная сме-

¹ Расчет произведен при следующей ранжировке содержания каждого минерала: 0 — отсутствие, 1 — присутствие. Ранг 0 может означать, кроме полного отсутствия, не уловленную при рабочих увеличениях микроскопа (до 120 раз) незначительную примесь минерала.

**Встречаемость пренита в ассоциации с другими вторичными
(кальциевыми) минералами в базальтоидных вулканитах**

Ассоциации	Численность	Доля (95%-ный доверительный интервал) от 46 пренит-содержащих пород, %
Совместное нахождение		
пренита с карбонатом	27	43,3—73,0
пренита с эпидотом	16	21,4—50,2
пренита с амфиболом	7	6,3—28,9

на в деталях очень сложна и противоречива. Однако статистический анализ позволяет установить основную последовательность формирования зеленокаменной ассоциации.

При расшифровке этой общей парагенетической последовательности опорные факты дает совокупность инкрустационных минералов, которая представляет собой часть зеленокаменного парагенезиса в принятом здесь расширенном понимании. По инкрустациям в первичных полостях вулканитов, в отличие от трудно расшифровываемых агрегатов по самой лавовой ткани, четко выявляется последовательность минеральных генераций. По наложению на инкрустационные минералы ясно устанавливаются наиболее поздние минеральные фазы. Первые инкрустации могут дать представление о наиболее ранних эпигенетических образованиях.

Распределение минералов по их положению в инкрустациях миндалин для диабазовых лав дано в табл. 43. Оговоримся, что в подсчеты не включены своеобразные миндалефиры меднорудного участка Кайбын из Мрасского выступа.

Т а б л и ц а 43

Встречаемость разных генераций инкрустационных минералов в миндалинах базальтоидных лав

Минерал	Численность и доля (95%-ный доверительный интервал)		
	в первом инкрустационном слое (из 646 пород)	в последующих слоях (из 491 генераций)	всего (из 1137 генераций)
Хлорит	320 (49,5±3,9%)	183 (37,3±4,3%)	503 (44,2±2,9%)
Кварц	171 (26,5±3,4%)	52 (10,6±2,7%)	223 (19,6±2,3%)
Альбит	37 (5,7±1,8%)	12 (2,4±1,4%)	49 (4,3±1,2%)
Эпидот	19 (2,9±1,3%)	10 (2,0±1,2%)	29 (2,6±0,9%)
Амфибол	1 (0,15±0,29%)	1 (0,2±0,4%)	2 (0,2±0,2%)
Пренит	2 (0,3±0,4%)	8 (1,6±1,1%)	10 (0,9±0,6%)
Карбонаты	81 (12,5±2,6%)	221 (45,0±4,4%)	302 (26,6±2,6%)

Из таблицы видно, что в миндалинах очень редки инкрустационные эпидот и амфибол. Таким образом, цементация первичных полостей в лавах практически закончилась до этапа массового образования эпидота и вторичных амфиболов, т. е. до вступления пород в эпидот-актинолитовую субфацию. Эпидот и вторичные амфиболы в эффузивах, как правило, поражают вместе с лавовой тканью и выполнение миндалин, особенно карбонат и хлорит.

Из той же таблицы следует, что массовое образование карбонатов приурочено к поздним фазам цементации полостей, где карбонаты не усту-

дают по встречаемости всем инкрустационным силикатам, взятым вместе. Цементация, стало быть, заканчивалась еще в доэпидотовой стадии метаморфизма и завершилась существенно карбонатной субфацией минералотложения. Отметим, что карбонат часто наслаивается на предыдущие минералы миндалины «несогласно», после частичного их растворения.

На первой стадии цементации (первый инкрустационный слой, он же часто единственный) совокупность минералов в миндалинах оказывается в основном силикатной, при ведущей роли хлоритов, значительном развитии кварца и сильно подавленном — карбоната. Эта стадия неблагоприятна для отложения кальцийсодержащих минералов. Таким образом, намечается довольно ранний этап в региональном эпигенезе эффузивов, который был неблагоприятен для фиксации кальция и к которому мог быть приурочен наиболее интенсивный вынос этого элемента.

Наличие существенно карбонатного этапа минералообразования, развитого регионально, еще раз подтверждает реальность выделения карбонатной субфации зеленокаменного метаморфизма.

При некоторых сопоставлениях мы будем объединять диабазовые породы с карбонатом или другими кальциевыми минералами, кроме эпидота и актинолита, в доэпидотовую субфацию.

Для инкрустаций в кератофирах, по имеющимся наблюдениям (табл. 44), соотношение встречаемости карбонатов в первой и поздних генерациях неясно.

Из табл. 43 видно, что инкрустационные кварц и альбит являются в основном самыми ранними новообразованиями. Для кварца то же следует и из табл. 44.

Т а б л и ц а 44

Встречаемость разных генераций инкрустационных минералов в миндалинах силикатных лав

Минерал	Численность и доля (95%-ный доверительный интервал)		
	в первом инкрустационном слое (из 74 пород)	в последующих слоях (из 47 генераций)	всего (из 121 генерации)
Хлорит	12 (8—27%)	21 (30—60%)	33 (20—37%)
Кварц	47 (51—74%)	7 (6—28%)	54 (33—51%)
Альбит	6 (3—16%)	1 (0,1—11%)	7 (2—12%)
Эпидот	1 (0—7%)	4 (2—20%)	5 (1—10%)
Карбонаты	8 (5—21%)	10 (11—37%)	19 (9—23%)

Полностью новообразованные (инкрустационные) альбиты, по сравнению с псевдоморфозными, оказываются редкими как в диабазовых, так и в кератофировых лавах (см. табл. 43 и 44). Это следует подчеркнуть как еще одно указание на то, что абсолютный избыток альбитовых компонентов и, в частности, вполне подвижное поведение натрия мало характерны для среды регионального зеленокаменного метаморфизма.

Из сопоставления таблиц 43 и 44 (итоговые графы) вытекает также, что встречаемость инкрустационных минералов сопряжена с составом групп пород. В миндалинах диабазовых лав по сравнению с кератофирами чаще встречаются хлорит и карбонат, но реже — кварц (достоверность отличий 99%). Таким образом, здесь имеется та же тенденция соответствия между составом инкрустаций и вмещающих пород, как у «альпийских» жил.

Генеральная парагенетическая последовательность поздних минералов — эпидота и амфиболов — отвечает обычному порядку их смены при

региональном метаморфизме. Несомненно меньшая встречаемость амфиболов по сравнению с эпидотом (см. табл. 41).

Таким образом, на зеленокаменных эффузивах области достаточно отчетливо прослеживается прогрессивная смена обстановок регионального метаморфизма от карбонатной субфации к эпидот-актинолитовой.

Массовый карбонат карбонатной субфации, судя по очень раннему образованию его в парагенетической последовательности вторичных минералов и по существенно подводной обстановке накопления рассматриваемых толщ, нет оснований считать аналогом приповерхностных кальцитов, выпадающих из-за понижения давления CO_2 в растворах (до близкого к атмосферному).

Т а б л и ц а 45

Встречаемость вторичных (кальциевых) минералов внутри порфировых выделений плагиоклаза в базальтоидных лавах в зависимости от состава общей ассоциации этих минералов в породе

Вторичная минеральная ассоциация в породе	Объем выборки пород	Численность и доля (95%-ный доверительный интервал)	
		с кальциевыми минералами внутри выделений	без кальциевых минералов внутри выделений
С карбонатом, но без эпидота и амфибола	117	71 (51—70%)	46 (30—49%)
С эпидотом, но без амфибола	123	86 (58—75%)	42 (25—42%)
С амфиболом	120	75 (53—70%)	45 (30—47%)

В нашем случае интенсивное выпадение карбоната следует связать с уменьшением растворимости CaCO_3 при повышенной температуре и умеренно повышенном давлении (в соответствии с экспериментальными данными Г. Кеннеди, 1965). Смена карбонатной ассоциации эпидотовой может быть естественно увязана с дальнейшим повышением давления, которое способствует растворению CaCO_3 и может оказаться более эффективным фактором, чем нарастание температуры, например в результате уменьшения геотермического градиента с глубиной.

При прослеживании прогрессивной линии зеленокаменного метаморфизма и выделения его субфаций выявляется первостепенная роль минералов кальция. Бескальциевые вторичные минералы (альбит, хлорит, серицит и др.) проходят через все зеленокаменные субфации. В связи с этим следует подчеркнуть, что, по литературным данным, минералы кальция (гейландит, стильбит, ломонтит, пумпеллит) являются главными критическими минералами и для более низких ступеней регионального изменения базальтоидных пород (цеолитовая фация, по Н. А. Елпсееву, 1963; зоны глубинного эпигенеза и метагенеза, по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову, 1965).

В табл. 45 приведены оценки встречаемости вторичных кальциевых минералов внутри псевдоморфоз по порфировым выделениям плагиоклаза. В доэпидотовом парагенезисе с карбонатом 30—49% пород практически не содержит внутри выделений кальциевых продуктов деанортитизации плагиоклаза, т. е. последние удалены за пределы плагиоклазовых кристаллов.

В эпидот-актинолитовой субфации значимого роста доли пород с кальциевыми новообразованиями по плагиоклазу не намечается. Это весьма любопытное обстоятельство противоречит распространенной гипотезе о том, что в процессе образования эпидотсодержащих зеленокаменных пород при региональном метаморфизме происходит в массовом

масштабе гидратация анортитового минала плагиоклазов с фиксацией кальция в эпидот-цоизите на месте, в пределах псевдоморфоз по плагиоклазу. В противовес этой гипотезе может быть выдвинуто положение, что еще в доэпидотовой субфации плагиоклазы базальтоидных пород были регионально преобразованы в альбит, и поэтому «сосюритовая» деанортитизация их уже не могла значительно проявиться. Данному положению не противоречат подсчеты сохранности объема плагиоклаза (табл. 46).

Т а б л и ц а 46

Распределение сохранности объема плагиоклазов в базальтоидах, характеризующихся разными ассоциациями вторичных минералов

Сохранность объема плагиоклаза, %	Минеральные ассоциации		
	без эпидота и амфибола (доэпидотовая)	с эпидотом	с эпидотом и (или) амфиболом
	численность пород		
Менее 50	164	97	231
50 и более	159	121	219

По данным табл. 46 по критерию χ^2 произведена проверка сопряженности между сохранностью объема плагиоклаза в доэпидотовой ассоциации, с одной стороны, и эпидотовой, а затем эпидото-актинолитовой, с другой. Значимой сопряженности не установлено. Таким образом, нормальный для зеленокаменных лав объем псевдоморфозного альбита мог складываться практически полно уже в доэпидотовой субфации.

Из табл. 47 видно, что встречаемость карбоната в псевдоморфозах по плагиоклазу при появлении эпидота сокращается. В объединенной эпидото-актинолитовой субфации встречаемость карбоната в выделениях плагиоклаза ($15,4 \pm 3,7\%$ от совокупности пород) в 3—4 раза сокращена по сравнению с доэпидотовой субфацией ($52,3 \pm 5,0\%$ пород). Поэтому следует считать, что эпидот в пределах выделений плагиоклаза появляется в основном на месте более раннего кальцита. Некоторая часть новообразований эпидота по плагиоклазу обусловлена, вероятно, метасоматическим замещением альбита с привнесом кальция и других компонентов. Все сказанное не следует понимать так, что реакция гидратации (сосюритизации) плагиоклаза в рассматриваемом случае исключается совершенно. Речь идет о том, что отсутствуют доказательства ее значительного развития.

К числу возражений против существенно «сосюритовой» природы следует добавить, что эпидото-цоизитовая группа в нашем случае представлена, как правило, пистацитами, а не клиноцоизитом.

Если массовая альбитизация в эпидотовой субфации зеленокаменного метаморфизма не имеет места, то отпадает и труднообъяснимое противоречие массовой «сосюритовой» деанортитизации — расхождение между значительным повышением давления и развитием альбита — наименее плотного минерала зеленокаменного парагенезиса.

Из тех же статистических данных следует, что наиболее обычным кальциевым продуктом региональной деанортитизации плагиоклаза является карбонат.

Интенсивное замещение пироксена еще продолжается в эпидото-актинолитовой субфации в виде массовых уралитовых образований (см. табл. 47). Появление карбоната в псевдоморфозах можно считать для пироксена столь же частым, как и для плагиоклаза.

От карбонатной к эпидото-актинолитовой субфации содержание конституционной воды в диабазовых лавах не обнаруживает значительного

**Встречаемость вторичных минералов в пределах порфира
от состава общей вторичной**

Общая вторичная минеральная ассоциация в породах	Объем выборки	Местонахождение вторич- ных минералов
Без эпидота и амфиболов	123	В пределах выделений плаггиоклаза
С эпидотом, но без амфибола	126	
С амфиболом	115	
Всего	369	
Без эпидота и амфиболов	100	В пределах выделений пироксена
С эпидотом, но без амфибола	81	
С амфиболом	135	
Всего	316	

изменения. Это проверено сопоставлениями по критериям χ^2 и Вилкоксона соответствующих выборок (36 пород без эпидота и актинолита; 26 пород с эпидотом, но без актинолита; 21 порода с актинолитом). Следовательно, существенной общей дегидратации зеленокаменных пород к концу этого ряда не происходит, несмотря на массовое появление здесь маловодных эпидота и амфиболов. Последнее (особенно развитие амфиболов) должно сопровождаться сокращением массы более раннего хлорита, содержащего, как известно, в 4—6 раз больше воды, чем эпидот и амфибол. Поскольку прежний баланс конституционной воды существенно не изменяется, можно считать, что в эпидото-актинолитовой субфации еще продолжается интенсивное образование хлорита. Петрографические наблюдения подтверждают, что в породах имеются генерации хлорита более поздние, чем эпидот и даже чем актинолит-уралит¹. О том, что хлоритообразование продолжается при формировании актинолитовой ассоциации, говорит и повышение в последней доли пород, в которых различные количества хлорита появляются внутри выделений плаггиоклаза (см. табл. 47).

Эпидот и амфиболы, подобно псевдоморфозному альбиту, в своем появлении сопряжены с исходными минералами (табл. 48). При этом связь (селективность) в паре амфибол — пироксен явно сильнее, чем в паре эпидот — плаггиоклаз, о чем говорит большая разница показателей сопряженности (k_1 и k_2).

Положительную сопряженность с пироксеном, естественно, имеет появление хлорита (см. табл. 47); эта сопряженность появления становится недостоверной только в актинолитовой ассоциации.

Элементы горизонтальной зональности зеленокаменного метаморфизма были отмечены при сравнительной характеристике смежных комплексов. В диабазовой группе пород содержание силикатных элементов не обнаруживает сопряженности с переходом от карбонатной к объединенной эпидото-актинолитовой субфации. Это проверено корреляцией весовых соотношений элементов к кислороду с рангами минеральных субфаций (карбонатная — 1, эпидото-актинолитовая — 2), по 141 анализу. При исключенном влиянии возраста (тоже ранжированного: кембрий — 1, докембрий — 2) номинально значимый коэффициент частной корреляции

¹ Часть этих хлоритов с принадлежащей им долей воды следует считать гораздо более поздними, ретроградными образованиями.

Выделений базальтоидных вулканитов в зависимости
минеральной ассоциации в породе

Численность и доля (95%-ный доверительный интервал)			
Карбонат	Эпидот	Амфибол	Хлорит
67 (42—61%)	—	—	94 (66—81%)
26 (14—29%)	70 (46—65%)	—	95 (67—84%)
11 (5—17%)	54 (36—56%)	7 (2—13%)	105 (84—93%)
104 (28,2±4,7%)	124 (33,6±4,9%)	7 (1,9±1,4%)	294 (79,7±3,9%)
59 (50—70%)	—	—	90 (82—95%)
29 (26—48%)	36 (33—55%)	—	75 (85—97%)
25 (13—27%)	24 (12—26%)	124 (85—95%)	115 (77—90%)
113 (35,7±5,3%)	60 (19,0±4,3%)	124 (39,2±5,4%)	230 (88,6±3,5%)

лации получен только для общего железа, причем на пределе значимости ($r = +0,168$, при $r_{05} = 0,166$). Такая связь геологически сомнительна и, кроме того, не подтверждается корреляциями с появлением эпидота и актинолита, вычисленными отдельно (см. ниже). Поэтому отмеченную корреляцию с железом можно отнести к редкому случаю 5%-ной ошибки отбора. Таким образом, судя по всем петрогенным компонентам (исключая углекислоту), переход от карбонатной минеральной

Таблица 48

Сопряженность эпидота и амфибола с первичными минералами порфиритов

Местоположение вторичных минералов	В породах с эпидотом		В породах с вторичными амфиболами	
	есть выделений с эпидотом	нет выделений с эпидотом	есть выделения с амфиболом	нет выделений с амфиболом
В пределах выделений плагиоклаза	122	105	7	112
В пределах выделений пироксена	60	156	124	11
	$\chi^2_1 = 23,2; k_1 = 0,26$		$\chi^2_2 = 183,5; k_2 = 0,85$	

субфации в эпидото-актинолитовую без существенной погрешности можно считать изохимическим.

Однако для некоторых элементов в породах диабазовой группы устанавливается значимая связь содержания с появлением эпидота или актинолита. Сопряженность выявлена расчетом корреляции между весовыми отношениями элементов к кислороду и рангами содержания эпидота или актинолита (отсутствие и неуловимые количества — 0, ясное наличие — 1), по 141 породе. Чтобы исключить влияние существенных возрастных различий по химизму и распространенности разных минеральных парагенезисов, взяты во внимание только частные коэффициенты корреляции при условно выровненном возрасте (ранги возраста: нижний палеозой — 1, докембрий — 2).

Оказалось, что появление видимого эпидота в породах имеет прямую связь с содержанием трехвалентного железа (+0,298) и обратную — с содержанием двухвалентного (—0,242). Именно такую (по знаку) зависимость следует ожидать теоретически, поскольку эпидот включает железо в основном в трехвалентной форме. С генетической точки зрения образованию эпидота могли способствовать: 1) переход части железа в трехвалентную форму в процессе самой эпидотизации и 2) повышенное содержание Fe_2O_3 и, следовательно, кислорода в самой исходной породе, имевшееся в ней до образования эпидота.

Вторую альтернативу можно проверить, имея в виду то, что раннее («доэпидотовое») повышенное содержание Fe_2O_3 проявляется в гематитовой пигментации лавовых пород. Между цветом пород (подразделенным на два класса — зеленый и лиловый) и содержаниями Fe^{+3} и Fe^{+2} получены обратные по знаку показатели корреляции с модулями соответственно 0,47 и 0,39 (по 141 породе).

Проверка сопряженности между окраской пород (зеленые — лиловые) и наличием эпидота (присутствие — отсутствие) по 782 породам дала очень низкое значение критерия $\chi^2=0,04$, т. е. сколько-нибудь значимой связи эпидота с повышенным содержанием Fe^{+3} и кислорода в исходной породе не намечается.

Остается в силе только первая альтернатива — переход железа в трехвалентную форму во время самой эпидотизации. В подтверждение этого можно отметить, что частная корреляция между появлением эпидота (ранги 0 и 1) и содержанием Fe^{+3} и Fe^{+2} сохраняется независимо от условного ранга окраски пород, связанной с содержанием гематита (зеленые — 1, лиловые — 2); вычисление производилось по 141 породе.

По общему содержанию железа (выраженному в виде отношения суммы Fe^{+3} и Fe^{+2} к кислороду) породы с эпидотом от остальных (с карбонатом, с амфиболом) не отклоняются. Таким образом, валовое содержание железа в зеленокаменных породах при переходе от одной минеральной ассоциации к другой можно считать стабильным.

Оказывается, что появление эпидота в диабазовых лавах коррелировано с содержанием алюминия (+0,32) и магния (—0,27), а появление вторичных амфиболов — с теми же элементами при обратном знаке связи (—0,25 и +0,18). При этом корреляция с магнием наведена довольно сильной связью последнего (—0,57) с алюминием, сопряженность которого с эпидотом и актинолитом остается значимой при закрепленном магнии (т. е. независима от вариации магния).

Вариации в содержаниях алюминия, наиболее инертного компонента пород, трудно представить как следствие превращения породы в минеральный парагенезис с новым сменным минералом — эпидотом или актинолитом. Поэтому отмеченную сопряженность следует считать выражением селективности: повышенное содержание алюминия в породе благоприятно для появления эпидота и неблагоприятно для актинолита; вариации магния в породах вызывают обратное следствие.

Таким образом, даже в диабазовой группе пород, где существенного недостатка компонентов для образования сменных минералов нет, проявляется избирательная тенденция в появлении эпидота и актинолита. Связи между появлением этих минералов и составом пород не являются сильными, т. е. эта селективность довольно слаба.

Следует подчеркнуть, что содержания кальция и натрия в породах диабазовой группы не имеют значимых корреляций с появлением карбоната, эпидота или амфибола. Это позволяет считать, что распределение этих элементов сложилось практически полностью уже в карбонатной субфации и в дальнейшем существенно не менялось.

Кратко резюмируя данные настоящей главы, можно сказать, что в ассоциации зеленокаменных лав изученной области зафиксированы следующие основные стадии вторичного минералообразования.

1) Докарбонатная (ранняя), со скудным развитием кальциевых минералов. С ней может быть в основном связан региональный вынос кальция из эффузивных масс, присущий зеленокаменным комплексам. От этой стадии сохранились только минералы, остающиеся устойчивыми на последующих стадиях.

2) Карбонатная — с массовым образованием карбонатов кальция. Оно происходит позже первых минеральных генераций выполнения первичных полостей в лавах и может быть увязано с понижением растворимости карбонатов при значительном повышении температуры и умеренном — давлении.

3) Эпидотовая — с массовым образованием эпидота и меньше — клиноцоизита, послецементационная.

4) Актинолитовая — с массовым образованием амфиболов ряда актинолит — магнезиальная роговая обманка (по-видимому, в значительной части совпадает с предыдущей стадией).

Существование этих стадий дает основу для выделения субфаций регионального зеленокаменного метаморфизма, сопряженных с последовательным захоронением пород в геосинклинальном разрезе. Прогрессивную линию зеленокаменного метаморфизма наиболее отчетливо маркируют минералы кальция.

В древних эффузивах области почти нацело утрачены первичные плагиоклазы лав. Устанавливается, что замещение плагиоклазов альбитом в региональном масштабе прошло практически полно уже на доэпидотовых стадиях. Фактические данные не подтверждают часто применяемую к зеленокаменному метаморфизму гипотезу массовой «сосюритизации» — образования альбитов одновременно с эпидот-цоизитом путем прямой гидратации анортитового минала в первичных плагиоклазах.

При зеленокаменном метаморфизме происходит сильное сокращение плагиоклазовой фазы. Альбит в диабазовых эффузивах составляет в среднем меньше половины исходного объема плагиоклаза. Степень сохранности объема плагиоклаза имеет прямую зависимость от содержания натрия в породе. Сравнительная редкость инкрустационных альбитов, уничтожение огромных масс плагиоклазов и ряд характерных корреляционных зависимостей в диабазовых лавах показывают, что зеленокаменная альбитизация предопределяется в решающей степени запасами натрия в исходных лавах и что вполне подвижное поведение натрия не является характерным для среды регионального зеленокаменного метаморфизма.

Для хлоритов установлена склонность переходить в оптически положительную форму в эпидото-актинолитовой субфации. Показатель преломления хлоритов обнаруживает достоверную прямую связь с содержанием двухвалентного железа в породе. Интенсивное образование хлорита продолжалось в этой субфации до конца ее формирования. В эпидото-актинолитовой субфации еще не отмечается сокращения количества хлорита, которое считается характерным для перехода в эпидото-амфиболитовую фацию.

В рассматриваемых эффузивах практически полностью утрачены первичные железо-титановые минералы лав (ильменит, титаномagnetит), будучи замещены стабильными фазами (магнетит, сфеп).

Немногочисленные корреляционные связи между химизмом пород (Al, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺) и развитием главных сменных минералов (минеральными субфациями) довольно слабы. При этом корреляция между появлением сменных минералов (эпидота, амфиболов) и содержанием алюминия и магния вполне объяснима с позиций селективного минералообразова-

ния, т. е. влияния химического состава исходных пород на минеральный состав зеленокаменного парагенезиса. Прямая корреляция появления эпидота с Fe^{+3} и обратная — с Fe^{+2} обусловлена окислением железа (повышением кислородного потенциала) при формировании эпидотовой ассоциации.

Можно считать, что по содержанию основных силикатных элементов (Si, Ti, Al, Ca, Na, K, суммарное Fe) систематических сдвигов в ряду минеральных ассоциаций карбонатная — эпидотовая — актинолитовая не происходит, и химический состав, характеризующий зеленокаменные эффузивы, складывается практически полно уже в карбонатной субфации.

Поскольку даже в диабазовой группе проявляется, хотя и слабая, тенденция селективной зависимости минерального парагенезиса от химизма исходных пород, отдельно взятая порода отражает P T -условия зеленокаменного метаморфизма только стохастически, т. е. не вполне однозначно.

При анализе парагенетического сонахождения, парагенетической последовательности, количественных соотношений и механизма формирования вторичных минералов и их парагенезисов оказываются весьма эффективными математико-статистические оценки.

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ИЗУЧЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ

Соотношение химизма зеленокаменных вулканитов с первоначальным

Здесь мы коснемся поставленного вопроса в той мере, в которой позволяют материалы по изученным нами ассоциациям. Важность вопроса очевидна, поскольку нельзя сделать состоятельных суждений о первичном химизме зеленокаменных породных совокупностей без предварительной оценки хотя бы относительной степени стабильности главных химических компонентов.

Петрохимические сдвиги по любому компоненту в элементарном объеме зеленокаменной породы, по сравнению с исходным содержанием, в принципе неизбежны, хотя в обычном случае и не поддаются конкретному доказательству. Они становятся ясными только при сильных искажениях химизма, когда несомненно несоответствие между наблюдаемым химическим и первичным минеральным составом или очевидны следы значительного минерального привноса или выноса.

Возможности решения поставленного вопроса расширяет статистический анализ тех суммарных эффектов, которые складываются из случайных изменений химизма в элементарных объемах породы и характеризуют совокупности пород. Элементарные химические сдвиги могут вызвать общее уклонение состава совокупности по тому или иному компоненту от первичного, изменение дисперсии состава против исходной совокупности, расщатывание или усиление первичных или даже образование новых по знаку корреляционных связей между элементами. Для выявления вторичных сдвигов в химическом составе мы можем использовать сравнения с аналогичными совокупностями кайнотипных эффузивов. В главах XII—XIV на ряде примеров было показано, что статистический анализ позволяет более тонко и строго устанавливать соответствие между химическими и первичными минералогическими особенностями, а также оценивать те петрохимические последствия, которые связаны с наблюдаемыми вторичными изменениями минерального состава в элементарных объемах пород.

В связи с развитием вторичных гидросиликатов и карбонатов неизбежна значительная летучая добавка в зеленокаменных вулканитах (H_2O , CO_2), особенно в базальтоидной группе. Эту добавку при сравнениях совокупностей пород по нелетучим компонентам и для суждений о первичном составе приходится исключать.

Рассмотрим распределение главных химических компонентов вулканитов относительно кларковых содержаний в кайнотипных лавах. Для базальтов мы используем оценки средних содержаний окислов, вычисленные В. А. Кутолиным (1968) для крупных (большой частью планетарных) выборок кайнотипных базальтов по главным формационным типам: оливиновые базальты океанов (118 анализов) и континентов (92), океанические толеиты (110), траппы древних (258) и молодых (90) платформ,

базальты «андезитовой» формации островных дуг и молодых орогенов (355 анализов). Среди этих совокупностей правомерно искать аналоги первичного состава геосинклинальных метабазальтов. Важно, в частности, что те и другие относятся к натровому ряду.

Для кислых пород проведено сопоставление на основе средних, полученных путем объединения выборок Р. Дэли и С. Ноккольдса (известково-щелочные, щелочные и ультращелочные риолиты — 208 анализов; дациты вместе с риодацитами — 255 анализов). Очевидно, что геосинклинальные альбитофиры, в отличие от калинатровых кайнотипных риолитов и дацитов, имели первично натровый уклон. В соответствии с этим отличием неизбежны и некоторые другие особенности первичной химической композиции геосинклинальных кислых эффузивов. Близкую первичную аналогию состава мы можем ожидать только для компонентов, слабо связанных со щелочами.

Для исключения летучих эталонные выборочные средние для окислов исправлены или пересчитаны на весовое отношение элементов к кислороду.

Недостаточный материал по химизму ортофировой группы пока не позволяет сделать развернутые сравнения с безусловно близкой по первичному химизму группой — кайнотипными трахитами.

Представляет интерес сопоставление зеленокаменных ассоциаций с кайнотипными по степени окисленности железа, поскольку принято считать, что зеленокаменные процессы сопровождаются общим понижением валентности железа.

Метабазальты из метабазальтовых породных групп рифея и нижнего палеозоя по значениям f распределяются без перевеса около средних значений для базальтов из наиболее бедных трехвалентным железом ассоциаций — траппов древних платформ ($f_{\text{средн}} = 9,75$, по В. А. Кутолину, 1968) и океанических толеитов (9,98). Однако метабазальты из кембрийско-нижнеордовикских комплексов андезитового уклона по величине f группируются около средней для базальтов «андезитовой» формации (последние по $f_{\text{средн}} = 15,35$ уступают только траппам молодых платформ с $f_{\text{средн}} = 25,80$).

Таким образом, мы не обнаруживаем здесь экстремального отклонения зеленокаменных ассоциаций по окисленности железа. Очевидно, общее понижение валентности железа в таких ассоциациях не является обязательным. Окончательный результат, по-видимому, зависит от ряда причин и, в частности, от того, насколько сильно проявился в эффузивах ранний окислительный диагенез, создающий гидроокислы и устойчивые фазы окислов железа — магнетит и гематит. В гл. XIV отмечено, что повышенная окисленность железа происходит и на довольно поздней стадии зеленокаменного процесса — при образовании эпидота.

Поскольку соотношение Fe^{+3}/Fe^{+2} при региональных преобразованиях является существенно подвижным, для суждений о первичном составе лав важнее опираться на содержание валового железа.

Большинство рифейских метабазальтов богаче кремнием, чем средние оливиновые базальты океанов (где $Si/O_{\text{средн}} = 0,4979$) и континентов (0,5094), но уступает всем остальным кайнотипным ассоциациям — океаническим толеитов (0,5241), траппов древних (0,5337) и молодых (0,5444) платформ, а также базальтов «андезитовой» формации (0,5341). Но большая часть нижнепалеозойских метабазальтов области (86 из 135, или 54—71%) содержит кремния больше, чем средние базальты наиболее богатой этим элементом «андезитовой» формации. Мета-риолиты (33 из 40, или 67—93%) богаче кремнием, чем средние риолиты ($SiO_{2\text{средн}} = 73,81\%$), а большинство метадацитов (43 из 46, или 82—99%) — богаче, чем средние дациты (66,17%).

По титану большинство метабазальтов рифейского комплекса пре-

восходит средние базальты формаций «андезитовой ($Ti/O_{\text{средн}} = 0,0140$) и траппы древних (0,0206) и молодых (0,0231) платформ, но уступают средним оливиновым базальтам океанов (0,0426); породы распределены без перевеса около средних для океанических толеитов (0,0286) и континентальных оливиновых базальтов (0,0291). Метабазальты нижнепалеозойской ассоциации группируются без перевеса или с небольшим уклоном в сторону меньших содержаний около среднего базальта наиболее бедной титаном «андезитовой» формации ($Ti/O_{\text{средн}} = 0,0140$). Породы альбитофировой группы в целом распределены без перевеса около среднего содержания титана в риолитах ($TiO_{2\text{средн}} = 0,32$).

По содержанию алюминия метабазальты рифея и нижнего палеозоя колеблются без перевеса около средних для базальтов любого из следующих формационных типов: океанических толеитов ($Al/O_{\text{средн}} = 0,1823$), океанических оливиновых базальтов (0,1845), траппов древних платформ (0,1864), континентальных оливиновых базальтов (0,1879), траппов молодых платформ (0,1961). В то же время большинство метабазальтов рифея и нижнего палеозоя области беднее алюминием, чем средние базальты «андезитовой» формации островных дуг и молодых орогенов (0,2110). Вулканы альбитофировой группы колеблются без значимого перевеса около средней нормы алюминия в риолитах (где $Al_2O_{3\text{средн}} = 13,06\%$, против 16,10% в среднем даците). То же относится к метариолитовым и метадацитовым породам отдельно.

Содержание суммарного железа в большей части метабазальтов рифейского комплекса (66 из 90, или 64—84%) оказывается выше среднего для наиболее железистой из кайнотипных формаций — траппов древних платформ (где $Fe/O_{\text{средн}} = 0,2181$). Нижнепалеозойские метабазальты распределены без значимого перевеса около выборочной средней для всех базальтов (0,1944), но большинство их уступает средним для траппов молодых платформ (0,2059), оливиновых базальтов континентов (0,2090) и океанов (0,2144) и траппов древних платформ. Метариолиты группируются без перевеса около среднего для риолитов ($\Sigma FeO_{\text{средн}} = 2,71\%$), а большинство метадацитов (35 из 47, или 60—86%) превышает среднюю норму дацитов (4,33%).

По магнию метабазальты рифейского комплекса и нижнепалеозойской ассоциации отдельно распределены без перевеса относительно среднего базальта вообще ($Mg/O_{\text{средн}} = 0,0883$) и среднего траппа древних платформ (0,0871), но большинство их богаче магнием, чем средний трапп молодых платформ (0,0651) и базальт «андезитовой» формации (0,0729), и беднее, чем океанические толеиты (0,1067), океанические (0,1073) и континентальные (0,1077) оливиновые базальты. Метариолитовые и метадацитовые породы распределяются без перевеса соответственно около среднего для риолитов ($MgO_{\text{средн}} = 0,30\%$) и дацитов (1,63%).

По кальцию большая часть метабазальтов (155 из 225, или 60—73%) не достигает даже среднего содержания в очень бедной известью оливин-базальтовой ассоциации континентов (где $Ca/O_{\text{средн}} = 0,1559$), а также наиболее обедненной этим элементом ассоциации траппов молодых платформ (0,1342). Большинство метариолитов (28 из 39, или 55—85%) по кальцию не достигает среднего содержания для риолитов (где $CaO_{\text{средн}} = 1,05\%$). Среди метадацитовых пород только 7 из 47 (6—28%) превышают дацитовый кларк (4,00%).

Выше (см. гл. VIII) было отмечено ненормально низкое, по сравнению с трахитами, содержание кальция в ортофировой группе из Кондомской зоны.

По натрию большинство метабазальтов (141 из 225, или 53—69%) превышает среднее содержание даже в наиболее богатых этим элементом ассоциациях — океанических оливиновых базальтов (где $Na/O_{\text{средн}} = 0,0502$) и траппов молодых платформ (0,0503). Метариолитовые породы,

как и метадацитовые, по содержанию Na_2O распределены без перевеса около среднего дацитов (4,08%, при среднем для риолитов 3,79%). Для метадацитов намечается перевес повышенных против среднего дацита содержаниях патра, несколько не достигающий 95%-ного доверительного уровня.

Калием большинство метабазальтов рифея богаче среднего океанического толеита ($\text{K}/\text{O}_{\text{средн}} = 0,0057$), но беднее оливиновых континентальных (0,0216) и океанических (0,0228) базальтов и траппов молодых платформ (0,0254). Рифейские метабазальты колеблются без перевеса около средних уровней для траппов древних платформ (0,0145) и базальтов «андезитовой» формации (0,0186). Нижнепалеозойские метабазальты в большинстве своем превосходят только среднее для наиболее бедной калием ассоциации океанических толеитов (0,0057) и уступают средним базальтам «андезитовой» (0,0186) и оливин-базальтовых формаций континентов (0,0216) и океанов (0,0228). Уровнем равновесия для нижнепалеозойских метабазальтов по калию можно считать траппы древних платформ (0,0145). Метадациты по калию в подавляющем большинстве случаев (45 из 46, или 88—100%) не достигают средней нормы дацита ($\text{K}_2\text{O}_{\text{средн}} = 2,60\%$). Большинство метариолитов (34 из 50, или 70—94%) не достигает средней нормы риолита (4,62%).

По сумме натрия и калия метабазальты рифейского комплекса (55 из 80, или 53—74%) превышают средний базальт высокощелочной оливин-базальтовой формации океанов (где $\text{Na}/\text{O}_{\text{средн}} + \text{K}/\text{O}_{\text{средн}} = 0,0730$) и колеблются без перевеса около среднего для высокощелочной базальтовой ассоциации траппов молодых платформ (0,0756). Нижнепалеозойские метабазальты по сумме щелочей колеблются без перевеса около только что перечисленных средних, но в своем большинстве (83 из 124, или 57—75%) превышают среднее для континентальных оливиновых базальтов (0,0659). Большая часть метадацитов (42 из 46, или 79—98%) не достигает средней суммы щелочей дацитов (6,68%), большинство метариолитов (35 из 40, или 73—96%) уступает по этой сумме среднему риолиту (8,41%).

Содержание редуцированного кислорода¹ на нелетучую часть в большинстве метабазальтов рифейского комплекса ниже, чем среднее для траппов молодых платформ (43,36%), базальтов «андезитовой» формации (43,56%) и океанических толеитов (43,66%), но колеблется без перевеса около средних для оливиновых базальтов океанов (42,97%) и континентов (42,89%) и траппов древних платформ (42,56%).

Нижнепалеозойские метабазальты по редуцированному кислороду колеблются около средних для океанических толеитов, базальтов «андезитовой» формации и траппов молодых платформ, но большинство их превосходит среднее оливиновых океанических (91 из 127, или 63—80%) и тем более оливиновых континентальных базальтов и траппов древних платформ. Большинство метадацитов из альбитофировой группы (32 из 43 или 59—86%) по содержанию редуцированного кислорода превосходит средний дацит (47,86%), а большая часть метариолитов (33 из 41, или 65—91%) — риолит (48,68%).

Приведенные выше альтернативные оценки состава метаэффузивов по кларкам не могут заменить строгих статистических сопоставлений, но все же позволяют выявить, по каким элементам метаэффузивные ассоциации имеют рядовые и по каким — экстремальные содержания по сравнению с кайнотипными. Зеленокаменные вулканиты, как можно видеть из изложенного, экстремально обеднены кальцием. Так как бедность кальцием по ориентировочным и некоторым другим статистическим оценкам свойствен-

¹ Содержание редуцированного кислорода здесь вычислено как разность между общим содержанием кислорода на нелетучую часть и долей, приходящейся на третью валентность железа.

на зеленокаменным ассоциациям других областей, есть основание считать главной ее причиной вынос кальция при региональном эпигенезе (в широком смысле последнего понятия). Выносу, как показано в гл. XIV, могла способствовать неблагоприятная обстановка фиксации кальция на дозеленосланцевых (докарбонатных) стадиях регионального эпигенеза. В большинстве основных и кислых метаэффузивов области отчетлив экстремально повышенный уровень содержания натрия. В метабазахальтах обогащенность натрием сопровождается повышенной суммой щелочей (в основном за счет натрия). Эти особенности метабазальтоидов наиболее легко объяснимы привнесом натрия при региональном эпигенезе в ходе процесса деанортитизации. Базальтоидные массы с их высокой потенциальной потребностью в натрии для замены плагиоклазов альбитом, естественно, являются сильными осадителями натрия из подземных растворов, независимо от его источника.

Пониженная сумма щелочей в альбитофировой группе, по сравнению с кайнотипными калинатровыми эффузивами, на первый взгляд не свидетельствует о вторичном привносе натрия. Однако для кислых эффузивов натрового уклона следует ожидать первично пониженную сумму щелочей, если исходить из их эвтектичной природы. Дело в том, что весовая доля полевых шпатов в эвтектиках кварц — кислый плагиоклаз и кварц — калиевый полевой шпат отличается мало, но окись калия дает только 5,9-кратное весовое количество полевого шпата, а весовая единица окиси натрия — более чем 8,5-кратное количество кислого плагиоклаза (Штейнберг, 1964). Следовательно, натрий экономичнее при формировании эвтектичного расплава, и весовое количество щелочей в кислых эффузивах натрового уклона должно быть изначально меньшим, чем в калинатровых.

Компенсация потерянных атомов кальция натрием не всегда является полной (два или больше атомов за один), о чем можно судить по появлению значительной группы метабазальтов с избыточным глиноземом. Характеристика a' появляется в 9—18% метабазальтов области (27 из 340 пород), в то время как среди кайнотипных базальтов, по выборкам В. А. Кутолина (1968), подобные случаи представляют очень редкое исключение.

Содержание калия в большинстве метабазальтов не выходит за пределы, допустимые для кайнотипных базальтов натровой линии. Проведенное выше сравнение само по себе не дает повода говорить о направленном эпигенетическом изменении содержания калия в базальтоидах. Для альбитофиров, из-за отсутствия представительного кайнотипного аналога с натровым уклоном, этот вопрос неясен. Эпигенетическое поведение калия в щелочно-салических эффузивах могло бы быть значительно прояснено статистическим сравнением высококалиевой группы ортофиров с ее кайнотипными аналогами — трахитами.

По магнию и суммарному железу метабазальты не выходят за пределы норм для неизменных базальтов натрового ряда. Метариолиты и метадациты по магнию не выходят из норм для риолитов и дацитов. Только по железу преобладающая часть метадацитовых пород превосходит средний дацит. Это исключение может быть региональной особенностью первичного состава.

По алюминию метабазальты тоже не обнаруживают систематического сдвига против базальтов, а метариолиты группируются около среднего риолита. Исключение составляют метадациты, что может быть отнесено к особенностям первичного состава, провинциальным или зональным.

Приведенное выше сопоставление уровней содержания кремния не дает повода говорить о направленном сдвиге, так как мы имеем зеленокаменные ассоциации и с очень низким, и с экстремально высоким содержанием этого элемента.

Оценки коэффициентов парной линейной корреляции

	Параметры распределения				Ti/O	Al/O	ΣFe/O	MgO	Ca/O	Na/O	K/O	Fe ⁺³ /O	Fe ⁺² /O
	X	s	A	d									
Si/O	1	5155	+0,45	0,77	-0,41	-0,33	-0,60	-0,35	-0,03	+0,31	+0,02	-0,39	-0,10
	2	5378	-0,04	0,79	-0,56	-0,47	-0,49	-0,07	-0,30	+0,15	-0,06	-0,23	-0,17
	3	5247	+0,03	0,79	+0,02	-0,22	-0,17	-0,50	-0,44	+0,22	+0,22	-0,29	+0,12
	4	5307	-	-	-0,14	-0,44	-0,30	-0,29	-0,45	+0,05	+0,17	-0,37	+0,01
	5	5327	-0,14	0,80	-0,02	-0,22	-0,36	-0,46	-0,52	+0,31	+0,26	-0,29	-0,07
Ti/O	1	317	+0,35	0,79	-0,07	-0,07	+0,48	-0,02	-0,16	-0,01	+0,03	+0,08	+0,32
	2	158	+1,97	0,70	+0,35	+0,51	-0,28	-0,07	-0,15	+0,15	-0,11	+0,14	+0,26
	3	287	-0,47	0,72	-0,56	+0,80	-0,33	-0,29	-0,29	-0,45	+0,32	+0,36	+0,42
	4	205	-	-	-0,35	+0,31	-0,23	-0,06	-0,11	+0,15	+0,11	+0,14	+0,22
	5	146	+1,79	0,71	-0,32	+0,50	-0,06	-0,26	+0,14	+0,14	+0,00	-0,06	+0,47
Al/O	1	1925	+0,12	0,80	+0,03	+0,03	-0,38	-0,47	-0,47	+0,18	+0,28	+0,34	-0,33
	2	1817	-0,34	0,81	+0,11	+0,11	-0,63	-0,38	-0,38	+0,42	-0,15	+0,09	+0,01
	3	1824	+0,84	0,70	-0,62	-0,44	-0,22	-0,40	+0,37	-0,37	-0,40	-0,34	-0,26
	4	1854	-	-	-0,38	+0,14	-0,04	-0,14	-0,03	-0,03	+0,01	-0,09	-0,33
	5	2133	-0,26	0,76	-0,36	+0,09	-0,52	-0,09	+0,09	+0,03	+0,04	-0,01	-0,29
ΣFe/O	1	2348	-0,07	0,79			+0,08	-0,25	-0,25	-0,20	-0,00	+0,45	+0,37
	2	2058	+0,71	0,76			-0,01	-0,10	-0,12	-0,12	+0,01	+0,21	+0,57
	3	1878	-0,78	0,74	1	1	-0,10	-0,26	-0,26	-0,07	+0,12	+0,47	+0,49
	4	2188	-	-			-0,23	-0,16	-0,16	+0,07	+0,02	+0,50	+0,66
	5	1629	+1,34	0,74			+0,13	-0,00	-0,00	-0,05	-0,20	+0,25	+0,63
Mg/O	1	893	+0,32	0,82				+0,15	+0,15	-0,52	-0,33	-0,20	+0,23
	2	988	+0,66	0,81			1	+0,30	+0,30	-0,60	+0,19	-0,24	+0,19
	3	1069	+0,85	0,77				-0,06	-0,06	-0,20	-0,04	-0,02	-0,07
	4	866	-	-				-0,20	-0,20	-0,45	-0,25	-0,25	-0,04
	5	746	+1,03	0,76				+0,18	+0,18	-0,30	-0,30	-0,09	+0,18

Уровень содержания кислорода в метабазах находится в пределах норм для базальтов. Но в альбитофировой группе он оказывается экстремально высоким как для метадацитов, так и для метариолитов. Для кислой группы такое отклонение должно быть объяснено в основном повышенным содержанием кремнезема, которое следует считать первичной особенностью группы.

В табл. 49 приведены выборочные коэффициенты парной линейной корреляции между главными элементами метабазаховой группы рифея, метабазахов нижнего палеозоя области и кайнотипных базальтов толеито-плагиобазальтовой линии. Для траппов древних платформ матрицу коэффициентов корреляции нам любезно предоставил В. А. Кутюлин; для океанических толеитов и базальтов «андезитовой» формации соответствующие матрицы рассчитаны по его же выборкам химических анализов. Кроме того, для сопоставлений мы использовали не включенные в табл. 48 оценки коэффициентов корреляции, вычисленные В. А. Кутюлиным (1965 г.) непосредственно по весовым процентам окислов для базальтов океанической и континентальной оливин-базальтовых формаций.

Из таблицы следует, что по подавляющему большинству парных связей (имея в виду их знак и силу) структура линейных корреляций в наших метабазах аналогична таковой для кайнотипного толеито-плагиобазальтового ряда. Это еще раз свидетельствует о том, что существенность вторичного изменения общей химической композиции эффузивных пород при региональном метаморфизме (включая зеленосланцевую фацию) не следует преувеличивать.

Согласованно уклоняются обе зеленокаменные ассоциации от кайнотипных только по связям $Si-Ti$, $Si-\Sigma Fe$, $Si-Ca$, $Si-K$, $Al-\Sigma Fe$, $Al-Ca$ ¹.

Усиленные отрицательные связи $Si-Ti$ и $Si-Fe$ метабазахов аналогичным образом отличаются и от связей между теми же элементами в свежих оливин-базальтовых ассоциациях, т. е., вероятнее всего, составляют первичную особенность изученных геосинклинальных метабазахов. Незначимость связи $Si-K$ может быть аналогичной первичной особенностью, которая свойственна, однако, и свежим оливиновым базальтам.

Незначимые и слабые корреляции $Si-Ca$, хотя и находят аналогию в оливин-базальтовых формациях, могут быть объяснены как результат вторичного расшатывания связей при миграции кальция.

Отрицательная связь $Al-Ca$ в метабазахов явно усилена по сравнению с базальтами не только толеито-плагиобазальтовой, но и оливин-базальтовой линии. Эта специфическая особенность метабазаховидных ассоциаций (кальция в породе тем меньше, чем больше глинозема) находит наилучшее объяснение как явление вторичное, вызванное тем, что основная утка кальция приходится на главную глиноземсодержащую фазу — плагиоклазы, в процессе их деанортитизации.

Таким образом, нестабильное поведение кальция проявляется и в перестройке его линейных парагенетических связей со стабильными элементами.

Намечается согласованный отход метабазахов в сторону усиления антагонизма между Fe^{+3} и Fe^{+2} . Это происходит в результате неизбежного увеличения доли одной валентной формы за счет другой, при стабильной массе валового железа в каждом конкретном объеме породы.

Любопытно, что натрий, в отличие от кальция, по связям с другими элементами согласованных отклонений не дает. Это может быть истолковано таким образом, что вторичная добавка натрия в пределах группы пород более равномерна, чем потеря кальция.

¹ Значимость различий между коэффициентами корреляции оценивалась по U-критерию с помощью z-преобразования Р. Фишера (Урбах, 1964).

В соответствии с приведенными выше сопоставлениями можно считать относительно стабильными в отношении сохранения уровня содержаний и первичных петрохимических связей (и поэтому наиболее пригодными для оценок первичного состава эффузивных ассоциаций) кремний, алюминий, титан, суммарное железо, магний, редуцированный кислород. Эти выводы хорошо согласуются с известными данными об относительной подвижности элементов в других метаморфических процессах.

В зеленокаменных ассоциациях существенно искажены, по сравнению с исходными, содержание кальция и натрия, соотношение двух- и трехвалентного железа и связанные с ними петрохимические характеристики. Завышаются в общем параметры a , a' , k , занижаются c и нередко φ (по А. Н. Заварицкому), α (по Д. С. Штейнбергу). Представляются относительно стабильности в статистическом отношении некоторые пересчетные (нормативные) характеристики.

В общем случае не должна искажаться значительно величина b' , поскольку в расчет ее включаются стабильные компоненты — магний и суммарное железо; нестабильные кальций и натрий входят в виде мало изменяющейся при эпигенезе молекулярной суммы, а иногда возникающий вторичный избыток глинозема исключается. Эта относительная устойчивость делает характеристику b' приемлемой в качестве главного признака при петрохимической классификации состава в эффузивных рядах базальт — риолит и базальт — трахит, независимо от степени регионального изменения (до зеленосланцевой фации включительно).

Ввиду небольших изменений молекулярной суммы кальция и щелочей (натрия) может считаться относительно устойчивой по уровню и характеристика Q .

Ценность показателя b' при сравнениях первичного состава ассоциаций зеленокаменных базальтоидов повышается тем, что соотношения групп пород по этому показателю можно проконтролировать первичным количественным соотношением пироксена и плагиоклаза в выделениях. Для альбитофиров различия между группами пород по показателю Q можно проверить сравнением долей кварца в объеме наблюдаемых выделений.

Следует подчеркнуть, что высказанные выше суждения об относительной стабильности компонентов могут быть применены без риска только к очень крупным региональным совокупностям зеленокаменных эффузивов (совокупности комплексов, комплексы широкого распространения и т. п.) в целом. На конкретные комплексы эти суждения могут распространяться только с осторожностью, так как в силу специфических зональных условий существенную подвижность могут проявить и некоторые обычно стабильные компоненты.

В то же время, относя Ca, Na, Fe^{+3} и Fe^{+2} к числу нестабильных компонентов, следует иметь в виду, что вариации этих компонентов от породы к породе и от совокупности к совокупности все же сохраняют еще в некоторой степени первичные черты. Сюда можно, очевидно, отнести многие примеры из приведенных нами сравнений групп пород по данным компонентам. Показательны также реликтовые корреляции этих компонентов со стабильными компонентами и особенно с первичными петрографическими показателями. Напомним зависимость между удлиненностью выделений плагиоклаза и содержаниями кальция и натрия в metabазальтоидах (гл. XIII), между оптическими константами клинопироксенов и содержанием в породах Fe^{+3} и полевошпатовой извести c (гл. XII). Ниже приведены данные о связи между степенью порфировости и Fe^{+3} в metabазальтоидах.

При сравнительном анализе состава однотипных групп зеленокаменных эффузивов направленные вторичные сдвиги химического состава, естественно, меньше мешают выявлению первичных различий между группами пород по уровню содержания даже нестабильных компонентов. Во многих случаях

ях здесь можно исходить из предположения об одинаковой степени приноса или выноса компонента в сравниваемых группах, если этому не противоречат сравнительные петрографические данные о составе вторичных минеральных парагенезисов.

Основные особенности первичного состава рифейской и нижнепалеозойской вулканических ассоциаций

Приведенные выше сопоставления метабазальтового рифейского комплекса с кайнотипными базальтами показывают определенную близость его по химическому составу к формациям океанической и континентальной платформ. Прежде всего их сближает незначительное развитие пород андезитобазальтового и андезитового состава (табл. 50). В метабазальтоидной рифейской ассоциации сочетаются явные черты толеитового уклона (умеренное содержание магния, повышенная железистость) с некоторыми особенностями оливин-базальтового (очень низкое содержание кремнезема). Основные особенности петрографического состава (ведущая роль плагиоклаза, подчиненная — пироксена и малая — оливины) отвечают толеитам.

Таблица 50

Распределение пород метабазальтоидной группы по степени меланократовости

Ассоциации	Численность и доля (95%-ный доверительный интервал)		
	мета- базаль- тоидов	метаандезитов и метаандезито- базальтов ($b' \leq 20$)	метабазальтов ($b' > 20$)
Рифейский комплекс	96	8 (4—15%)	88 (85—96%)
Нижнепалеозойская ассоциация	189	63 (27—42%)	126 (53—73%)
В том числе:			
Нижнепалеозойские комплексы с группами метабазальтового типа	111	17 (9—23%)	94 (77—91%)
Нижнепалеозойские комплексы с базальтоидными группами андезитового уклона	78	46 (46—70%)	32 (30—54%)

Классу платформенных базальтовых формаций соответствуют основные палеовулканологические особенности базальтоидных эффузий рифейского комплекса — широкое распространение и преобладание массовых трещинных извержений лавового типа.

Рифейскому комплексу в пределах региона, как уже отмечалось, не чужды кислые (альбитофировые) продукты; восточнее рассматриваемой области, в Кузнецком Алатау появляются также рифейские ортофиры (Белосусов, 1967б). Появление скудной альбитофировой группы свидетельствует о том, что в принципе здесь намечается диабазо-альбитофировая формация, свойственная геосинклинальным рядам. «Платформенную» специфику состава и геологического поведения базальтовой группы в данном случае естественнее истолковать как характерную особенность раннего этапа развития геосинклинали.

Нижнепалеозойская вулканическая ассоциация области по набору развитых в ней породных групп грубо сопоставима с формационными рядами эффузивов островных дуг и молодых орогенов. Такая аналогия подкрепля-

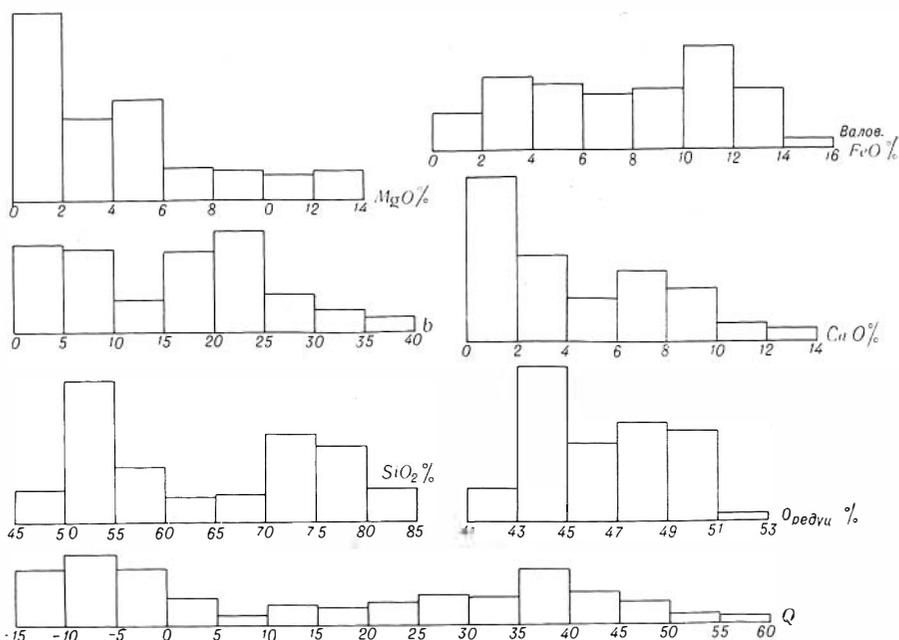


Рис. 59. Гистограммы распределения вулканитов метабазальтоидно-альбитофировой ассоциации по петрохимическим показателям (183 породы)

ется сходством химического состава базальтоидной группы в нижнепалеозойской ассоциации (см. табл. 49), а также пестрым, линейно-зональным распространением в ней отдельных комплексов.

Однако в отличие от «андезитовых» формаций островных дуг и орогенов, где в расчете на крупные регионы преобладают андезитобазальты и андезиты, среди базальтоидов нижнепалеозойской ассоциации в целом преобладают метабазальты (табл. 49). Даже в субпровинции с андезитовым уклоном (см. ниже) метаандезитобазальты и метаандезиты не достигают значимого большинства среди базальтоидов. Ведущая или во всяком случае большая роль принадлежит и здесь базальтоидным трещинным извержениям покровного типа, что соответствует довольно высокой еще базитовости лав и приуроченности к подводным зонам мощного прогибания. Таким образом, состав базальтоидной группы, наряду с основными палеовулканологическими и палеотектоническими особенностями нижнепалеозойской ассоциации, свидетельствует о ее доорогенном формировании.

Для метабазальтоидно-кератофировых ассоциаций области характерна раздвоенность (бимодальность) распределения составов. В этом отношении они не представляют исключения среди базальтоидно-липаритовых и базальтоидно-трахитовых вулканических ассоциаций, проанализированных на прерывность на более широком материале (Белоусов, 1967а).

По статистическому критерию, предложенному С. В. Гольдиным (1965 г.) и использованному в только что упомянутой работе, для кембрийской совокупности метабазальтоидно-альбитофировых комплексов (рис. 59), устанавливается на 99%-ном доверительном уровне двухвершинное распределение состава по b' , Q , SiO_2 , MgO , CaO , суммарной FeO и кислороду (за вычетом части последнего, приходящейся на треть ввалентность железа).

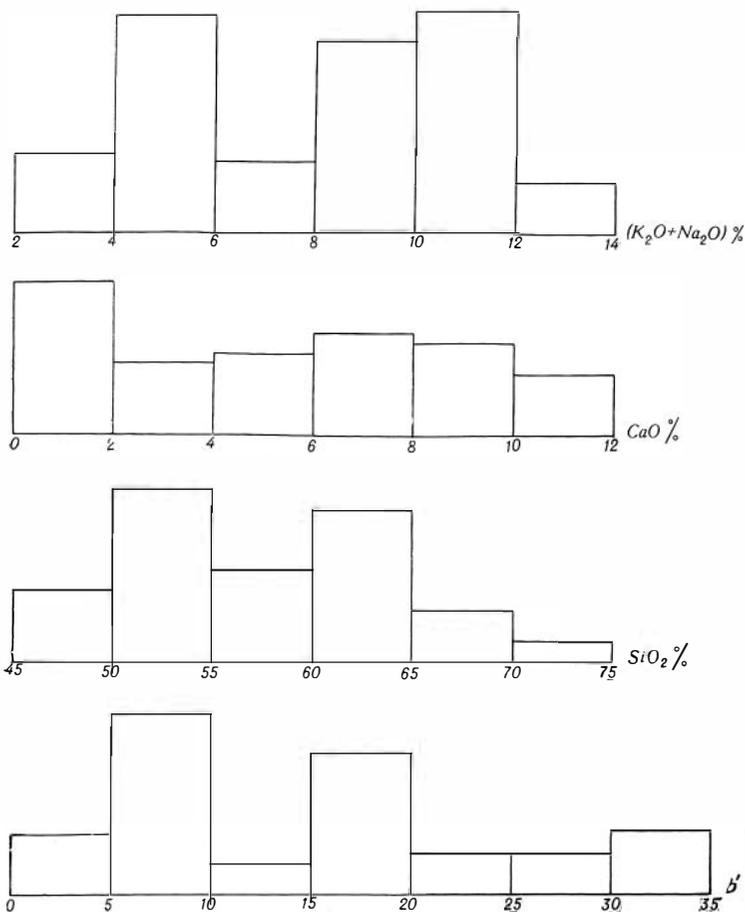


Рис. 60. Гистограммы распределения вулканитов метабазальтоидно-ортофировой ассоциации по петрохимическим показателям (83 породы)

По объединенной выборке из метабазальтоидно-ортофириковых комплексов (рис. 60) двухвершинность на том же уровне значимости устанавливается по b' , сумме щелочей, SiO_2 , CaO .

Минимумы встречаемости приходятся на область составов, промежуточных между базальтоидной и кератофириковыми группами пород.

Крупноплощадная зональность состава вулканических ассоциаций области

В отдельной статье (Белоусов, 1967б) дана схема крупноплощадной зональности состава, охватывающая, кроме описываемых в настоящей работе районов, также более восточные территории — Кузнецкий Алатау и Батеневский кряж. За основу районирования состава были взяты парагенетические сочетания главных породных групп — метабазальтоидной (диабазовой в широком смысле), альбитофириковой (кислая группа натрового уклона) и ортофириковой. Как в рифейской, так и в нижнепалеозойской вулканических ассоциациях выделено по три пояса — диабазовый, диабазо-альбитофириковый и диабазо-ортофириковый, последовательно сменяющие друг друга в северо-восточном направлении.

Рифейский комплекс Алтая, Салаира и Горной Шории входит в наиболее обширный из выделенных поясов — диабазовый пояс рифея. В полях кембрийской серии этих районов прослеживаются (см. рис. 3) диабазовый пояс (Юго-Западный и Центральный Алтай, Бердь-Чумышская зона Салаира), часть диабазо-альбитофирового (Восточный Алтай, Мрасская и Амзасская зоны Горной Шории) и часть диабазо-ортофирового (Кондомская и Тельбесская зоны Горной Шории) поясов.

Для рифейского комплекса на материале по Алтаю, Салаиру и Горной Шории трудно выявить в пространстве какую-либо определенную тенденцию первичного изменения химизма.

В сложной нижнепалеозойской ассоциации направленная смена качественных типов вулканических парагенезисов сопровождается некоторыми направленными изменениями состава метабазальтоидной и альбитофировой групп внутри и между поясами.

Оказывается, что метабазальтоидные группы в юго-западной части относятся к собственно метабазальтовому типу (зоны Юго-Западного, Цен-

Таблица 51

Оценки средних натрий-алюминиевого отношения

Ассоциации	Выборочное среднее и 95%-ный доверительный и интервал генерального среднего
Рифейская метабазальтовая группа	0,32±0,02
В том числе:	
Катунский выступ	0,32±0,03
Мрасский выступ	0,31±0,04
Бийский выступ	0,31±0,05
Центрально-Салаирский выступ	0,34±0,04
Нижнепалеозойские группы метабазальтового типа	0,31±0,02
В том числе:	
Нижний — средний кембрий Прикатунской подзоны Центрально-Алтайской зоны	0,30±0,04
Кембрий зоны Юго-Западного Алтая	0,27±0,08
Нижний кембрий Западно-Алтайской зоны	0,34±0,05
Нижний — средний кембрий Кондомской зоны Горной Шории	0,28±0,04
Нижний — средний кембрий Амзасской зоны Горной Шории	0,28±0,08
Нижнепалеозойские метабазальтоидные группы с андезитовым уклоном	0,36±0,03
В том числе:	
Нижний кембрий Восточной подзоны Салаира	0,34±0,07
Нижний кембрий Восточной подзоны Салаира	0,42±0,10
Средний — верхний кембрий Прикузбасской зоны Салаира	0,39±0,03
Средний кембрий Нижний ордовик Бердь-Чумышской зоны Салаира	0,49±0,09
Нижнепалеозойские альбитофировые группы	0,44±0,03
В том числе:	
Нижний кембрий Восточно-Алтайской зоны	0,46±0,12
Нижний кембрий Мрасской зоны Горной Шории	0,39±0,17
Нижний — средний кембрий Амзасской зоны Горной Шории	0,37±0,07
Нижний кембрий Восточной подзоны Салаира	0,43±0,05
Средний — верхний кембрий Прикузбасской зоны Салаира	0,55±0,05

трального и Восточного Алтая, Кондомская и Амзасская зоны Горной Шории), а к северу и востоку приобретают более или менее выраженный андезитовый уклон (Салаир, Тельбесская и Мрасская зоны Горной Шории). Таким образом, площадь распространения нижнепалеозойской ассоциации разделяется на две субпровинции, различающиеся разной базальтоностью базальтоидов.

Субпровинции андезитового уклона соответствует наиболее высокий уровень содержания в базальтоидах натрия, что хорошо выражается в повышенном весовом отношении натрия к стабильному компоненту — алюминию (табл. 51). В субпровинции с группами метабазальтового типа это отношение понижено и находится на том же уровне, что и в рифейском комплексе.

Отмеченное различие по содержанию натрия в базальтоидах между субпровинциями следует считать в основе первичным, так как оно отвечает обычному повышению содержания натрия от базальтов к андезитам.

По содержанию калия различия между базальтоидами тех же двух субпровинций не устанавливается, т. е. андезитовый уклон сам по себе здесь не сопровождается увеличением количества калия. В то же время уровень содержания калия в базальтоидах, независимо от степени базальтоности, несколько повышается в сторону диабаз-ортофирового пояса, как в самих базальтоидно-ортофириновых комплексах (Кондомская и Тельбесская зоны), так и в смежных с ними базальтоидно-альбитофириновых (Мрасская и Амзасская зоны; см. петрохимические статистики в главах VIII и IX). Однако в только что упомянутых четырех северо-восточных зонах базальтоидные группы все же не утрачивают еще типично натрового уклона.

Заметно повышенным содержанием калия отличаются и альбитофиры комплексов, примыкающих к диабаз-ортофировому поясу (Мрасская и Амзасская зоны). В этих же двух зонах повышена кислотность альбитофировой группы.

Таким образом, в направлении от диабазового пояса к диабазо-ортофировому повышается содержание калия, затрагивающее в той или иной мере все группы пород, а также кислотность альбитофиринов.

Внутрикомплексная дифференциация базальтоидных масс в изученных вулканических ассоциациях

Для некоторых комплексов при их описании приводились данные о направленном изменении химического состава пород базальтоидной группы снизу вверх по опорному разрезу или по сводному разрезу некоторых районов. Хотя такие индивидуальные изменения внутри каждого комплекса на имеющемся материале нельзя показать достаточно полно, все же можно сделать заключение, что они противоречивы и являются в основном случайными, местными. Если перейти к крупным формационным подразделениям, занимающим большие пространства (рифейский вулканический комплекс, совокупность нижнепалеозойских комплексов), то ясного направленного изменения состава лав базальтоидной группы от первых излияний к последним мы почти не находим. Общая эволюция состава излияний, очевидно, не настолько значительна, чтобы ее можно было заметить на использованных в работе выборках небольшого объема. Так, для Катунского Бийского и Мрасского выступов, взятых вместе, подсовокупность лав, уверенно относимых к верхней части рифейского комплекса (30 анализов), отличается от лав нижней части (27 анализов) только по показателю Q (меньший дефицит кремнезема в верхах, чем в низах). По остальным учитываемым нами петрохимическим показателям значимых различий не установлено.

По сводной выборке из тех кембрийских комплексов, где базальтоидная группа относится к метабазальтовому типу, лавы из верхов комплек-

сов (30 анализов) по сравнению с его нижними частями (33 анализа) не различаются по средним петрохимическим показателям.

По этой же выборке отмечается повышенная дисперсия (т. е. дифференцированность) $\Sigma\text{Fe}/\text{O}$ в низах (достоверность 99%) и значений b' в верхах комплексов.

С помощью статистических приемов, позволяющих увязать химический состав вулканитов со степенью развития интрателлурических вкрапленников, удается получить некоторое представление о роли кристалло-гравитационной дифференциации в базальтоидных расплавах, давших рассматриваемые геосинклинальные комплексы, на субвулканическом этапе существования.

В соответствии с кристалло-гравитационным механизмом, на верхних (более порфировых) уровнях субвулканической системы, по сравнению с более низкими (менее порфировыми), содержится меньше тяжелых (фемических) составляющих. Иначе говоря, в результате кристалло-гравитационной дифференциации в субвулканической системе должна создаваться отрицательная сопряженность между степенью порфировости и меланократностью.

Кроме того, в более порфировых массах (независимо от гипсометрического положения их в субвулканической системе) возможно увеличение дисперсий по тем показателям химизма, которые выражают соотношение салических (в данном случае плагиноклазовых) и фемических компонентов.

Наконец, в более порфировых массах следует ожидать появления или усиление антагонизма между плагиноклазовыми и фемическими компонентами.

Попытка уловить по нашим выборкам соответствующее различие дисперсий по b' , Al, Mg, ΣFe внутри рифейского комплекса и внутри нижнепалеозойской ассоциации не дала положительного результата.

На примере нижнепалеозойской ассоциации кристалло-гравитационный эффект подтверждается проверкой сопряженности между порфировостью и меланократностью, а также соответствующим сопоставлением корреляционных связей Al с Mg и ΣFe .

Отметим прежде всего, что на этом примере по содержанию трехвалентного железа (как фациальному показателю глубины) подтверждается положение о том, что более порфировые лавы происходят из более приповерхностных частей субвулканической системы.

Т а б л и ц а 52

Зависимость между степенью порфировости и окисленностью железа в нижнепалеозойских лавах базальтоидной группы

Объемная доля порфировых выделений V , %	Выборочные численности			
	пород с содержанием Fe_2O_3 (на нелетучую часть)		пород со значениями Φ по А. Н. Заварицкому	
	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 3,5\%$	$\text{Fe}_2\text{O}_3 > 3,5\%$	$\Phi < 12,5$	$\Phi > 12,5$
$V \leq 15$	32	19	33	18
$V > 15$	23	38	22	39

Из данных табл. 52 намечается положительная зависимость между степенью порфировости и показателями окисленности железа, которая по критерию χ^2 оказывается значимой. Степень связи порфировости с Fe_2O_3 выражается оценкой $k = 0,23$ ($\chi^2 = 6,0$), а с Φ — оценкой $k = 0,27$ ($\chi^2 = 8,0$, уровень достоверности 99%). Подчеркнем, что прямая сопряженность ме-

жду порфи́ровостью и окисленностью железа проявляется несмотря на то, что общее содержание железа (в пересчете на FeO) с повышением порфи́ровости уменьшается ($k = -0,22$; $\chi^2 = 5,5$). Сопряженность между порфи́ровостью и окисленностью железа, как можно видеть, не является сильной; эта связь могла быть ослаблена по сравнению с первоначальной, при вторичных превращениях железа.

Из табл. 52 следует значимая ($\chi^2 = 4,5$) отрицательная сопряженность между меланократовостью и долей порфи́ровых выделений, которая оценивается невысоким показателем сопряженности $k = -0,21$.

Таблица 53

Зависимость между степенью порфи́ровости и меланократовости в нижнепалеозойских лавах базальтоидной группы

Объемная доля порфи́ровых выделений V , %	Выборочные численности пород со значениями b' (по Д. С. Штейнбергу)	
	$b' \leq 20$	$b' > 20$
$V \leq 15$	14	38
$V > 15$	30	32

Большинство лав с $b' \leq 20$ относится к субпровинции с развитием базальтоидных групп андезитового уклона (нижний кембрий Мрасского выступа, нижний — средний кембрий Тельбесской зоны, кембрий — нижний ордовик Салаира). Поскольку в субпровинции с группами мелтабазальтового типа породы с $b' \leq 20$ имеют подчиненное развитие, следует проверить, не могла ли быть обусловлена указанная выше сопряженность сменой субпровинций. При оценке по критерию χ^2 значимой сопряженности между степенью порфи́ровости и принадлежностью лав к субпровинциям не обнаружено. Поэтому установленную выше связь между порфи́ровостью и меланократовостью следует считать самостоятельной.

Ослабление меланократовости нижнепалеозойских базальтоидных лав при увеличении порфи́ровости сопровождается повышением содер-

Таблица 54

Статистики некоторых петрохимических показателей для нижнепалеозойских базальтоидов с разной степенью порфи́ровости

Петрохимические показатели	Афабиты и порфириты с долей порфи́ровых выделений $V \leq 15\%$ (52 анализа)				Порфириты с долей порфи́ровых выделений $V > 15\%$ (62 анализа)			
	\bar{X}	s	A	d	\bar{X}	s	A	d
Al/O	1882	287	-0,35	0,78	1996	290	-1,38	0,73
K/O	126	105	+1,34	0,75	211	173	+1,10	0,80
Fe ⁺³ /O	462	342	+1,45	0,76	635	293	+0,20	0,81
Fe ⁺² /O	1480	400	-0,59	0,78	1186	372	-0,10	0,82

При числе анализов $n = 52$: $A_{05} \leq 0,52$; $A_{01} \leq 0,78$; $0,75 \leq d_{05} \leq 0,85$; $0,73 \leq d_{01} \leq 0,86$.

При $n = 62$: $A_{05} \leq 0,48$; $A_{01} \leq 0,71$; $0,76 \leq d_{05} \leq 0,84$; $0,73 \leq d_{01} \leq 0,86$.

жания Al (табл. 54), а также K и понижением Fe⁺² (доверительный уровень различий для K и Fe⁺² 99%). Понижение доли Fe⁺² сопряжено, очевидно, с частичным переходом его в Fe⁺³. Калий накапливается в обильнопорфировых массах, возможно, вне плагиоклаза, поскольку здесь корреляция Al — K становится даже отрицательной ($r = -0,37$, при $r_{01} = 0,33$), по сравнению с породами с объемом выделений $v < 15\%$, в которых эта связь положительная ($r = +0,28$; $r_{05} = 0,27$).

Как следует из табл. 55, в обильнопорфировой подсовкупности нижнепалеозойских базальтоидов усиливается отрицательная связь Al — Mg (с достоверностью 99%) и появляется значимая отрицательная связь Al — Σ Fe.

Т а б л и ц а 55

Оценки коэффициентов парной корреляции для нижнепалеозойских базальтоидов с разной степенью порфирированности

Коррелируемые элементы	Доля выделений $v \leq 15\%$ (52 анализа)	Доля выделений $v > 15\%$ (62 анализа)
Al — Mg	-0,30	-0,76
Al — Σ Fe	+0,10	-0,38

При числе анализов $n = 52$: $r_{05} = 0,27$, $r_{01} = 0,36$.

При $n = 62$: $r_{05} = 0,25$; $r_{01} = 0,33$.

Для двух совокупностей лав из рифейского комплекса (26 пород с содержанием выделений V до 5% и 30 пород с содержанием 5% и более) не обнаружено сопряженности V с меланократовостью b' , а также различий по содержаниям калийных (Al) и феррических (Mg, Σ Fe) компонентов и коэффициентам корреляции Al с Mg и Σ Fe. Такой результат представляется естественным ввиду слабого развития интрателлурических кристаллов в рифейском комплексе.

В целом для рассматриваемых нами вулканических базальтоидов области влияние кристалло-гравитационной дифференциации проявилось слабо. Коренная причина этого, по-видимому, заключается в том, что в базальтоидных массах толеито-плагиобазальтового уклona ведущей фазой первовыделений является плагиоклаз, а среди феррических выделений обычно отсутствует наиболее тяжелая силикатная фаза — оливин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перечень выделенных вулканических комплексов с кратким определением их тектонической и литолого-формационной приуроченности и состава дан в табл. 56. В этой же таблице перечислены рудопоявления, ассоциирующие с рассмотренными комплексами.

Рассмотренные комплексы относятся к доорогенной стадии развития рифейско-нижнепалеозойской геосинклинали. Эта стадия на территории Алтая, Горной Шории и Салаира характеризовалась господством зон прогиба и мощного накопления, к которым относятся рифейская и почти все нижнепалеозойские вулканические ассоциации.

Рифейско-нижнепалеозойская геосинклиналильная система западной части Алтае-Саянской области представляла собой образование, уже имевшее в своем доколе докембрийскую кору с довольно кислым метаморфическим слоем, близкую к континентальному типу коры. Значительной продвинуто-сти развития коры соответствует большая гетерогенность состава эффузивов и значительное развитие калийных групп эффузивов в энгеосинклиналильных ассоциациях рифея и кембрия — нижнего ордовика, особенно с учетом данных по Кузнецкому Алатау (Белюсов, 19676).

«Неметаморфическая» вулканогенно-осадочная формация рифея с ее выдержанным на больших пространствах составом соответствует раннегеосинклиналильному этапу с еще неразвитым тектоно-формационным расчленением.

Сложная кембрийско-нижнеордовикская эффузивно-осадочная ассоциация отвечает последующему этапу, с развитой тектоно-формационной расчлененностью (чередование зон прогиба со сравнительно узкими барьерными зонами, усложненная система региональных разломов глубокого заложения).

Этапы развития массовых эффузий совпадают с периодами относительного подъема фацциального уровня отложений внутри зон накопления, выраженного в поглубении вмещающих осадков (в том числе аллохтонных) и другими признаками обмеления. Эта тенденция, проявлявшаяся на фоне господствовавшего прогиба, по-видимому, может служить одним из наиболее четких доказательств прямой связи между поднятиями коры и крупными вспышками вулканизма в тех же зонах.

Рассмотренная в работе тектоно-формационная зональность, на которой основывается разграничение вулканических комплексов, обуславливает существенные различия состава последних.

Кембрийско-нижнеордовикские вулканические комплексы имеют глубокие отличия от рифейского. Эти отличия затрагивают режим извержений, качественные признаки парагенетического типа комплексов, петрографический и химический состав. Резкая смена вулканических формаций на рубеже между рифеем и кембрием сопряжена с серьезной общей тектоно-формационной перестройкой области.

Среди эффузивных зеленокаменных комплексов области имеются представители как простых (диабазовый тип), так и сложных парагенетических типов (диабазо-альбитофировый, диабазо-ортофировый). Сложные

Вулканогенно-осадочные комплексы рифей и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа

Возраст, тектоно-формационные зоны и подзоны	Группы осадочных пород		Группы вулканитов и детализация их типов по составу		Укрупненные типы эффузивных ассоциаций (по парагенезису породных групп)	Геохимические и рудные проявления металлов и некоторых неметаллов
	Распространенные	Редкие	Диабазовая (мета-базальтоидная)	Керагофировая (включая пикрокла-женные массы)		
Рифей	Известняки Полониты Глинистые сланцы Микрокварциты Граувакки	Молагонды за счет метаморфических толщ Альбитофировые субаркозы	Метабазальтовая (мелко-областьный тип), с пикрокластолитами	Редко альбитофировый материал пикрокластического облика в субаркозах	Метабазальтоидная (диабазовая), в Центрально-Салаирском и Катунском выступах — со скрученными альбитофировыми элементами	Гидротермальные Самоходная медь в эпитловых прожилках (Граймское месторождение в Горной Шории). Магматогенные Повышенное содержание редких металлов в лавах. Осадочные Фосфориты Марганцовистые карбонатные горизонты
Нижний — средний кембрий Центрально-Алтайская зона	Прикактунская подзона	Известняки Молагонды сложного состава Флишеидные терригенные накопления Яшмо-кварциты и кремнистые сланцы	—	Метабазальтовая (мелано-мезобазальтовый тип), с пикрокластолитами	—	Гидротермальные Аксинит в жилах. Магматогенные Повышенное содержание редких металлов в лавах. Осадочные Железное орудование в яшмо-кварцитах (Быстринское месторождение)
		Флишеидные терригенные накопления Яшмо-кварциты и кремнистые сланцы	Граувакки Молагонды сложного состава	—	—	—
Нижний-средний кембрий Зона Юго-Западного Алтая	Талицкая подзона	Флишеидные терригенные накопления Граувакки	Яшмо-кварциты и кремнистые сланцы Молагонды сложного состава	Метабазальтовая (мелано-мезобазальтовый тип)	—	Метабазальтоидная (диабазовая)

Т а б л и ц а 56 (продолжение)

Возраст, тектоно-формационные зоны и подзоны	Группы осадочных пород		Группы вулканитов и металлизация их типов по составу		Укрупненные типы аффузивных ассоциаций (по парагенезису породных групп)	Геохимические и рудные проявления металлов и некоторых неметаллов
	Распространенные	Редкие	Диабазовая (метабазальтоидная)	Кератофировая (включая пирокластичку и перотолженные массы)		
Нижний кембрий Восточно-Алтайская зона	Граувакки Альбитофировые аркозы Известняки Алеврито-глинистые сланцы Молассоиды сложного состава	Кремнистые сланцы Доломиты	Метабазальтовая (мезо-лейкобазальтовый тип), с пирокластолитами	Альбитофировые, преимущественно кварцевые, с пирокластолитами	Метабазальтоидно-диабазо-альбитофировая	Гидротермальные Осадочные Марганцево-железистое оруденение в карбонатно-кремнистых породах (Бостальское рудопроявление)
Нижний кембрий Мрасская зона Горной Шории	Известняки Граувакки Молассоиды сложного состава	Альбитофировые аркозы Кремнистые сланцы	Метабазальто-андезитобазальтовая, с пирокластолитами	Альбитофировая (метартилолитовый тип), с пирокластолитами	Метабазальтоидно-альбитофировая	Осадочные Желваковые фосфориты
Нижний — средний кембрий Кондомская зона Горной Шории	Граувакки Ортофировые аркозы Известняки Молассоиды сложного состава Алеврито-глинистые сланцы	Кремнистые сланцы	Метабазальтовая (мезо-лейкобазальтовый тип), с пирокластолитами	Ортофировая, с пирокластолитами	Метабазальтоидно-диабазо-ортофировая	Гидротермальные Богатые калием метасоматы по ортофирам и их производным (в связи с сиенитовой интрузией) Аксинит в жилах. Обогащенные марганцем карбонатные и сланцевые горизонты и конкреции
Нижний — средний кембрий Амазасская зона Горной Шории	Граувакки Известняки Алеврито-глинистые сланцы Кремнистые сланцы Альбитофировые аркозы	—	Метабазальтовая, с пирокластолитами	Альбитофировая (метартилолитовый тип); материал пирокластического облака в субаркозах	Метабазальтоидно-диабазово-альбитофировая	—

Т а б л и ц а 56 (окончание)

Возраст, тектоно-формационные зоны и подзоны	Группы осадочных пород		Группы вулканитов и деталлизация их типов по составу		Укрупненные типы эффузивных ассоциаций (по парагенезису породных групп)	Геохимические и рудные проявления металлов и некоторых неметаллов
	Распространенные	Редкие	Диабазовая (мета-базальтовая)	Керафировая (включая пирокластические и перерогонные массы)		
Нижний — средний кембрий Тельбесская зона Горной Шории	Граувакки Известняки Алеверито-глинистые сланцы	Молассовые сложенно-го состава Альбитофирмовые аркозы Оргофирмовые аркозы	Метаандезитобазальто-андезитовая, с пирокластолитами	Ортофирмовая (материнал пирокластического облика в субаркозах)	Метабазальтоидно-альбитофирмовая, с андезитовым уклонном базальтоидной группы	—
Средний кембрий — нижний ордовик	Флиншоидные терригенные накопления Молассовидные сложенно-го состава Граувакки Альбитофирмовые аркозы Известняки Яшмо-кварцты и кремнистые сланцы	—	Метабазальто-андезитобазальто-андезитовая (лейкобазальто-андезитовый тип), с пирокластолитами	Альбитофирмовая (метаташкитовый тип), с пирокластолитами	Метабазальтоидно-альбитофирмовая, с андезитовым уклонном базальтоидной группы	Осадочные Гематитовое оруждение в связи с яшмо-кварцитами (Ординогорское месторождение) Олигитовое хлорито-карбонатное оруждение
Берд-Чу-мышская зона Салаирского края	Флиншоидные терригенные накопления Молассовидные сложенно-го состава Граувакки	—	Метаандезитобазальто-андезитовая	—	Метабазальтоидная, с андезитовым уклонном	—

типы являются определяющими в кембрийско-нижнеордовикских накоплениях.

Эффузивные комплексы, относящиеся к сложным парагенетическим типам, обнаруживают по важным признакам химизма смешанный (бимодальный) характер распределения состава пород. Эта статистическая особенность сложных ассоциаций вулканических пород, в частности диабазо-альбитофировых, диабазо-ортофировых, позволяет рассматривать их как парагенезисы естественных простых групп пород (диабазовой, альбитофировой, ортофировой) и исследовать последние индивидуально, как элементарные парагенезисы.

Оказалось, что диабазовые группы в изученных древних комплексах варьируют по преобладающему составу от базальтовых до андезитобазальтовых, причем андезитовый уклон более или менее четко проявляется в доловине описанных нами кембрийских комплексов. Таким образом, в ряд эффузивных формаций доорогенного этапа несомненно входят подкисленные группы эффузивных базальтоидов, которые обычно относятся к орогенному ряду.

Появление метабазальтоидных групп пород с андезитовым уклоном отличает кембрийско-нижнеордовикскую вулканическую ассоциацию от рифейской, где диабазовая группа, по принятой в работе оценке состава на статистической основе, относится к метабазальтовому типу. Следовательно, здесь проявляется хорошо известная андезитовая тенденция эволюции состава базальтоидов от раннегеосинклинального этапа к стадии развитого геосинклинального расчленения, которая предшествует развитию «андезитового» орогенного ряда формаций.

По важнейшим петрохимическим показателям (содержание кремния, титана, магния, кислорода, нормативная меланократовость и др.) и по первичному петрографическому составу лав метабазальтовая группа рифейского комплекса обнаруживает наибольшее сходство с кайнотипными формациями покровных базальтов океанических и материковых платформ, в основном с ассоциациями толеитового уклона. Классу покровных формаций отвечают и основные палеовулканологические особенности комплекса — широкое распространение, массово-трещинный тип излияний.

Метабазальты кембрийско-нижнеордовикской ассоциации по своей петрохимической композиции стоят в основном близко к базальтам современных островных дуг и молодых орогенов.

Кислые метаэффузивы (альбитофиры) нижнего палеозоя представляют собой частичный аналог кайнотипных дацитов и риолитов. Альбитофировые группы в нижнепалеозойской ассоциации варьируют (по признаку меланократовости) от метадацитового до метариолитового типа. Характерными чертами первичного химизма альбитофиров, как и в кислых метаэффузивах других древних геосинклиналей, являются резко натровый баланс щелочей, пониженная весовая сумма последних, повышенное содержание кремния. Петрохимическое своеобразие их по сравнению с кайнотипными калий-натровыми кислыми эффузивами находится в соответствии со специфическим составом эвтектоидных выплавок, которые могут быть получены на основе бедных калием (в частности, субграувакковых) субстратов.

Ортофировая группа имеет в общем высокое первичное содержание калия, в то время как ассоциирующие с ней метабазальтоидные группы сохраняют резко натровый баланс щелочей.

Выявленные различия между вулканическими формациями раннегеосинклинальной стадии и стадии сложного геосинклинального расчленения позволяют выдвинуть в более широком плане задачу выделения, прослеживания и сравнительного изучения таких двух доорогенных рядов формаций в геосинклиналях.

Бимодальность распределения состава пород в диабазо-альбитофировой и диабазо-ортофировой ассоциациях по ряду петрохимических показателей (отсутствие или редкость промежуточных составов) позволяют предположить, что диабазовая, альбитофировая и ортофировая группы в отношении непосредственных источников вещества в принципе автономны, а парагенетическое совместное нахождение этих групп имеет не дифференциационную (комагматическую), а иную природу. С таким предположением гораздо естественнее, чем с гипотезой прямой комагматичности кислых и щелочно-салических пород с базальтоидами, согласуются важные особенности состава кератофилов: 1) высокая калиево-ортофировой группы, сочетающаяся с типично натровым уклоном ассоциирующих базальтоидов; 2) высокое, до сверхэвтектического, содержание в некоторых альбитофировых группах кремнезема; 3) отсутствие в метадицитовых и прочих кератофирах пироксенов, свойственных ассоциирующим базальтоидам (в отличие от комагматичных с базальтоидами дацитов в некоторых современных вулканах островных дуг).

Против прямой комагматичности свидетельствует выявленное в пределах области совмещение в разных комплексах примерно одинаковых базальтоидов с резко различными группами кислых и щелочносалических эффузивов.

О самостоятельности альбитофировой и ортофировой групп по отношению к базальтоидам говорит также установленный факт, что обе они достигают огромных объемов, соразмерных с объемом базальтоидов.

Статистическое сравнение химического состава базальтоидных лав из нижних и верхних частей комплексов показывает, что возможности внутриформационной дифференциации плагиобазальтоидных расплавов в геосинклинали обстановке весьма невелики.

Разрыв по составу между породными группами в сложных (неоднородных) вулканических комплексах может быть в основном объяснен наличием в глубинном разрезе тектоно-формационной зоны контрастных по составу субстратов, подходящих для возникновения; с одной стороны, базальтоидных, а с другой — кислых и щелочно-салических выделок. Для этого в общем случае необходимо длительное и многостадийное «вызревание» субстратов на уровнях магмообразования (глубинные части коры, верхняя мантия). Сложная предыстория здесь едва ли может быть сведена к какой-либо моноциклической модели (например, к глубинной дифференциации в одном магматическом очаге). С этой точки зрения, между появлением контрастных магматических ассоциаций и степенью общей тектонической зрелости коры должна быть сопряженность. Примером такой сопряженности на западе Алтае-Саянской области может служить крупноплощадная зональность размещения основных парагенетических типов вулканических комплексов (Белоусов, 1967б). Эта зональность выражена сменой в сторону Сибирской платформы (т. е. по направлению повышения относительной зрелости коры) трех крупных поясов — диабазового, диабазово-альбитофирового и диабазово-ортофирового. Эта же крупноплощадная зональность сопровождается некоторыми направленными изменениями состава базальтоидной и кислой групп пород.

При совместном статистическом анализе степени интрателлурической раскристаллизации базальтоидных лав и их химизма выявляются только частные и небольшие по масштабу петрохимические сдвиги, которые следует отнести за счет кристалло-гравитационной дифференциации. Более порфировые лавы (расплавы, испытавшие задержку, охлаждение и более или менее значительную кристаллизацию на подъеме) оказываются более лейкократовыми, чем подсовокупность менее порфировых лав и афанитов из тех же комплексов. Такой сдвиг установлен только в кембрийских комплексах, где базальтоидные лавы имеют повышенную порфировость и большая часть расплавов на интрателлурическом этапе достигала ста-

дии выпадения пироксена. В бедном вкрапленниками рифейском комплексе соответствующего эффекта не установлено. В целом влияние кристалло-гравитационной дифференциации на разнообразие состава эффузивов области незначительно. Этот вывод может быть распространен на геосинклинальные эффузивы толейтового (плаггиобазальтоидного) уклона, с преобладанием в первовыделениях плаггиоклаза, а не тяжелых феррических фаз.

Количественное изучение хода выделения интрателлурических минералов (вкрапленников) показало, что состояния и, следовательно, составы базальтоидных и кислых расплавов в большинстве случаев не сильно отличались от котектик плаггиоклаз — клинопироксен и плаггиоклаз — кварц или соответствовали им. Отклонения от котектического состояния в базальтоидных (в том числе собственно базальтовых) и кислых расплавах проявлялись преимущественно в опережающей кристаллизации плаггиоклазов. Для базальтовых расплавов это может означать, в соответствии с экспериментальными и теоретическими данными (Йодер, Тилли, 1965; Ringwood, 1959), что интрателлурическая кристаллизация происходила в них при малом насыщении расплавов водой. Об этом же говорит и редкость интрателлурического амфибола в базальтоидах.

Рассмотренные комплексы дают пример глубокого зеленокаменного изменения эффузивов, при котором утрачена подавляющая часть первичных и раннеэпигенетических минеральных образований. Из ранних минералов сохранились только те, которые оказались устойчивыми в парагенезисах зеленосланцевой фации. По присутствию критических минералов кальция в этих парагенезисах можно выделить минеральные субфации — карбонатную (кальцитовую) и эпидото-актинолитовую. На основе статистической оценки встречаемости критических минералов в metabазальтоидах возможно детальное сопоставление интенсивности метаморфизма разных участков и зон.

В эффузивах установлено сильное метаморфическое сокращение объема плаггиоклаза (в metabазальтоидах превышающее половину первоначального объема этого минерала), которое согласуется с содержанием натрия в породах. Остаток плаггиоклаза, за редким исключением, превращен в альбит. Статистика вторичных микропарагенезисов, развившихся по плаггиоклазу, позволяет сделать заключение, что региональная деаортитизация плаггиоклазов происходила, как правило, не по сосюритовой схеме, а через образование безэпидотовых ассоциаций.

Для metabазальтоидов основные петрохимические показатели (за исключением доли трехвалентного железа) не обнаруживают таких сдвигов, которые можно было бы считать следствием смены зеленокаменных минеральных ассоциаций. Это дает основание полагать, что на зеленосланцевом этапе (начиная с карбонатной субфации) не происходило существенного преобразования химического состава эффузивов.

Однако из сопоставлений с кайнотипными формациями следует, что химический состав зеленокаменных вулканитов (особенно базальтоидов) по ряду показателей существенно изменился по сравнению с первоначальным. Основная тенденция изменения достаточно отчетливо выражена: прибавка летучих (вода, углекислота), вынос кальция, привнос натрия, валентные переходы железа. Вторичные петрохимические сдвиги уменьшаются от основных эффузивов к кислым.

Вторичное изменение содержания кальция и натрия, свойственное зеленокаменным эффузивам, должно быть отнесено в значительной мере к ранним, дозеленосланцевым, стадиям регионального эпигенеза. Количественные оценки распространенности минералов, последовательно выполнявших первичные полости в вулканитах, показывают, что именно на ранней стадии формирования совокушности инкрустационных минералов существовали неблагоприятные условия для фиксации кальция, которые способствовали его массовому выносу из эффузивов.

Изменение соотношения кальция и натрия существенно искажает нормативные характеристики полевошпатовой части пород, что не позволяет ставить последние в основу классификации и сравнительного изучения составов, как это принято для кайногипсовых эффузивов.

В зеленокаменных ассоциациях можно без существенной погрешности считать стабильными, по отношению к исходным, уровни содержания алюминия, титана, суммарного железа, магния, редуцированного кислорода и пересчетные характеристики b' (по Д. С. Штейнбергу), Q (по А. Н. Заварицкому).

В качестве ведущей характеристики для расчленения пород, независимо от степени регионального изменения, в рядах базальт — риолит и базальт — трахит, а также для петрохимической типизации породных групп базальтоидных и кислых эффузивов принят показатель меланократовости b' .

В практике формационного исследования совокупностей пород весьма эффективны математико-статистические методы, из которых в данной работе использованы в основном традиционные методы одномерных оценок по количественным и качественным признакам.

№ анализа	№ пробы	Содержание								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
		Рифейский Катунский								
		(31, 36, 37 — из верхов баратальской серии; 27 — из переходной)								
1	113	45,46	2,26	14,54	1,82	10,49	0,24	7,01	7,32	4,09
2	116	45,73	2,20	13,30	2,66	11,71	0,28	6,34	9,77	3,77
3	130	45,38	2,42	13,09	2,60	12,21	0,21	8,25	8,59	3,55
4	134	46,04	2,18	12,57	0,35	13,79	0,27	9,18	8,37	3,55
5	136	45,85	0,85	16,82	1,16	8,11	0,15	6,26	7,50	4,09
6	154	49,08	0,64	10,40	1,18	8,54	0,20	8,03	9,99	2,07
7	157	46,72	2,59	14,30	0,60	12,21	0,21	7,28	7,85	4,26
8	158	45,75	2,12	14,70	1,72	10,49	0,27	8,38	9,49	2,69
9	159	43,91	2,92	16,44	1,46	12,07	0,19	3,31	7,64	4,15
10	161	44,48	3,86	13,01	0,59	11,50	0,15	5,32	9,81	4,80
11	162	46,18	3,86	13,48	0,89	10,06	0,18	6,12	8,69	4,09
12	716	42,10	2,60	15,77	4,23	11,90	0,39	7,31	7,80	2,53
13	720	42,49	2,34	11,49	5,21	8,52	0,42	4,94	11,10	3,13
14	755	42,26	2,45	15,64	4,47	11,06	0,25	5,21	7,92	2,67
15	756	40,22	1,10	18,12	6,35	8,83	0,24	5,12	9,04	1,88
16	767	43,53	3,00	15,10	7,54	6,86	0,19	5,68	6,87	2,37
17	768	38,44	2,25	14,03	3,74	8,40	0,18	6,80	12,20	2,16
18	827	45,89	2,34	15,82	2,95	8,05	0,39	4,87	10,22	3,13
19	838	44,33	4,00	17,43	7,59	7,55	0,15	3,69	5,56	3,99
20	841	46,69	1,16	15,10	2,92	7,98	0,22	3,53	10,76	5,06
21	847	47,46	2,87	13,57	1,50	8,80	0,24	3,98	9,63	5,16
22	862	42,85	2,80	12,45	2,80	13,57	0,55	10,22	8,15	1,99
23	1014	43,09	2,44	13,85	10,46	5,46	0,49	8,89	4,86	2,69
24	1015	44,31	2,34	14,45	8,22	5,82	0,33	6,79	6,19	3,34
25	1022	44,26	1,82	14,37	3,74	8,41	0,39	5,63	9,27	3,02
26	1124	43,04	3,60	15,10	1,60	15,26	0,17	7,22	2,20	3,56
27	1187	44,68	2,40	11,88	3,91	8,15	0,26	7,62	7,39	2,29
28	85	43,59	2,34	16,41	3,26	8,62	0,17	5,57	9,89	3,16
29	86	46,48	2,37	13,86	3,06	10,52	0,23	3,28	9,49	3,27
30	88	46,94	3,08	14,38	5,45	8,79	0,19	3,88	8,14	4,02
31	Б-3366 1950	49,61	1,18	14,89	1,30	7,99	0,19	8,83	9,08	3,37
32	Б-3546 1950	48,77	2,13	13,51	1,30	11,31	0,17	6,19	9,97	3,37
33	709г 1951	46,25	2,92	16,38	7,73	5,10	0,13	6,43	7,62	3,64
34	711б 1951	48,78	0,53	17,11	3,74	4,94	0,10	4,49	13,00	2,43
35	762б 1951	46,85	2,37	13,50	1,81	13,70	0,20	8,21	6,06	2,49
36	850	43,72	3,05	13,97	1,90	11,90	0,25	6,28	6,01	2,70
37	854б 1951	47,72	1,72	18,06	2,46	9,02	0,12	4,16	5,16	5,18
38	1518а 1951	44,12	2,18	12,99	1,91	10,35	0,15	10,42	10,10	3,17

1—4 — порфириты пироксено-плагиоклазовые; 5 — порфирит плагиоклазовый; 6 — афанит; 7—8 — порфириты; 9 — порфирит плагиоклазовый; 10 — порфирит; 11 — порфирит плагиоклазовый; 12 — порфирит пироксеновый; 13 — порфирит плагиоклазовый; 14 — микропорфирит плагиоклазовый; 15 — порфирит плагиоклазовый; 16 — афанит; 17 — порфирит плагиоклазовый; 18 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 19 — порфирит плагиоклазовый; 20 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 21 — микропорфирит пироксено-плагиоклазовый; 22 — афанит; 23, 24 — порфириты пироксено-плагиоклазовые; 25 — афанит; 26 — порфирит; 27 — афанит; 28, 31 — порфириты плагиоклазовые; 32—34 — порфириты пироксено-плагиоклазовые; 35 — афанит; 36 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 37 — микропорфирит пироксено-плагиоклазовый; 38 — порфирит пироксено-плагиоклазовый.

вулканогенных пород

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	CaO	H ₂ O-			b'	Q	n
комплекс								
выступ								
пачки к манжерокской свите; остальные — из манжерокской свиты)								
0,45	0,18	—	0,30	6,34	100,50	28,8	-13,3	93,2
0,45	0,18	—	0,10	3,96	100,45	32,1	-13,8	92,0
0,38	0,22	—	0,28	3,58	100,76	33,7	-14,4	93,0
0,45	0,23	—	0,10	3,38	100,46	34,5	-14,5	92,0
1,64	0,11	—	0,12	7,21	99,87	24,7	-16,6	79,0
0,43	0,14	—	0,17	9,67	100,54	31,7	-1,4	88,0
0,33	0,23	—	0,20	3,76	100,54	29,7	-13,2	95,0
0,86	0,15	—	0,08	3,41	100,11	31,6	-11,5	82,0
0,41	0,52	—	0,08	6,61	99,71	24,0	-11,9	94,0
0,41	0,19	—	0,14	5,73	99,99	30,1	-15,7	94,0
0,50	0,24	—	0,12	6,33	100,74	28,1	-9,2	92,0
0,48	0,27	—	0,10	4,92	100,40	31,8	-14,3	88,9
0,63	0,39	—	0,05	9,61	100,32	33,4	-12,6	88,0
1,20	0,30	—	0,15	6,79	100,37	29,0	-13,6	77,0
1,93	0,27	—	0,24	6,69	100,03	28,7	-18,9	59,0
1,71	0,44	—	0,25	6,92	100,46	27,0	-5,3	60,0
0,82	0,35	—	0,18	10,23	99,78	35,0	-18,3	80,0
1,20	0,45	—	0,10	4,29	99,70	26,5	-9,8	79,0
1,83	0,84	—	0,04	3,84	100,84	22,6	-14,6	76,0
0,53	0,36	—	0,15	5,43	99,89	26,4	-15,9	93,0
0,72	0,33	—	0,15	5,34	99,75	26,2	-12,4	91,0
0,60	0,29	—	0,20	5,29	101,70	37,5	-13,5	83,4
0,87	1,08	—	0,08	6,44	100,70	31,8	-12,5	82,0
1,13	1,08	—	0,15	6,54	100,69	28,6	-12,5	81,0
1,06	0,48	—	0,06	7,62	100,13	29,1	-11,4	81,0
0,96	0,40	—	0,14	7,06	100,31	28,8	-15,2	84,0
1,27	0,16	—	0,54	9,09	99,64	30,8	-5,9	73,0
1,26	0,41	—	0,21	3,96	98,85	27,9	-15,1	79,2
1,66	0,05	—	0,21	3,28	97,76	26,9	-8,9	75,0
1,02	0,38	—	0,12	2,03	98,42	26,2	-9,5	85,7
0,48	0,07	0,07	0,24	3,57	100,87	28,8	-7,7	91,0
0,36	0,21	0,075	0,28	3,61	101,26	29,6	-6,3	93,4
1,81	—	0,02	0,27	2,85	101,15	26,8	-14,6	75,3
1,02	0,13	0,03	0,43	4,02	100,75	24,8	-4,2	78,0
0,30	0,25	—	0,37	4,26	100,37	30,7	-4,7	92,0
1,47	0,27	0,07	0,17	7,96	99,72	28,3	-8,5	73,2
1,08	0,25	0,08	0,45	5,42	100,89	19,9	-13,9	88,0
0,99	0,30	0,03	0,17	4,37	101,25	36,3	-18,9	83,0

1—27 — по А. А. Арустамову, А. Ф. Белоусову, В. В. Велинскому, И. Л. Фишману и др. (1961 г.); 1—22, 26, 27 — колл. А. Ф. Белоусова; 23—25 — колл. Л. Ф. Школьник; 28—30 — по А. Н. Кононову (1964), 31—38 — по А. Ф. Белоусову и Ю. Н. Кочкину (1963), колл. А. Ф. Белоусова.

1—11 — правый борт р. Катунь выше пос. Усть-Сема; 12—17, 23—25 — правый борт р. Катунь, между реками Бийка и Чеба; 18—22, 27 — водораздел рек Чеба и Едиган; 28—30 — р. Апшьяхта, левый приток р. Катунь; 31—32 — правый борт р. Катунь ниже пос. Чепош; 33 — правый борт р. Катунь ниже устья р. Едиган; 36 — левый борт р. Катунь выше устья р. Апшьяхта; 37 — левый борт р. Катунь выше устья р. Сату; 38 — р. Апшьяхта.

№ анализа	№ пробы	Содержание,								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
<i>Баратальский</i> (из арыджанской)										
39	<u>Б-128ж</u> 1961	43,41	1,29	13,78	2,93	10,46	0,18	6,05	9,35	3,32
<i>Центрально-салаур</i> (из аламбайской)										
40	17а	49,92	0,66	16,43	4,91	5,91	0,17	6,93	4,01	2,76
41	19а	49,88	1,12	16,24	3,43	3,79	0,19	7,81	10,0	2,69
42	132/40	45,90	1,55	13,19	1,36	8,20	0,17	4,64	11,40	5,19
43	134/10	42,33	2,90	11,60	2,24	9,10	0,19	7,70	8,80	2,09
44	134/15	41,84	2,90	11,45	3,03	8,30	0,14	7,99	7,92	2,43
45	134/27	49,86	1,25	17,23	1,84	6,80	0,16	4,59	5,28	6,74
46	137/3	47,86	4,25	18,00	8,63	6,10	0,10	1,54	3,21	5,39
47	224/8	46,00	3,11	18,17	3,75	10,30	0,18	4,97	3,71	3,35
48	284/6	46,68	2,06	14,72	2,94	10,37	0,13	6,21	9,47	3,60
49	1145/1	47,54	1,01	17,02	4,58	5,89	0,16	7,52	6,60	3,08
50	1805	43,80	2,40	11,29	3,00	7,84	0,13	9,57	10,41	2,95
<i>Бийский</i> (из муңжинской)										
51	<u>К-54/1</u> 1961	52,77	1,20	13,93	2,83	10,03	0,17	4,97	6,28	3,61
52	<u>К-54/8</u> 1961	51,79	2,10	15,80	2,13	5,63	0,07	2,63	5,29	4,86
53	<u>К-54/10</u> 1961	46,33	1,95	18,51	1,70	8,33	0,08	5,19	4,33	2,97
54	<u>К-57</u> 1961	50,94	3,02	12,96	4,88	6,87	0,12	4,69	7,94	4,53
55	<u>К-60/2</u> 1961	44,62	1,76	12,25	2,41	10,00	0,15	11,90	9,70	1,90
56	<u>К-61/1</u> 1961	49,54	1,73	14,19	2,81	9,20	0,17	4,31	8,33	3,77
57	<u>К-62</u> 1961	40,39	4,02	16,87	2,37	12,30	0,27	9,20	3,88	2,37
58	<u>Б-92</u> 1961	54,62	0,96	14,58	2,26	7,06	0,19	3,92	10,22	2,70
59	259/7	47,59	1,78	15,00	1,02	12,65	0,06	6,65	9,44	3,00
60	259/11	41,44	1,93	14,00	1,08	12,47	0,10	4,91	12,71	3,22
61	262/3	42,82	2,69	14,36	1,22	14,55	0,12	6,79	9,56	2,59
62	262/13	53,81	1,93	16,61	0,63	8,18	0,06	3,70	7,58	4,95
63	264/3	45,45	3,06	15,05	3,46	12,12	0,27	3,72	9,04	2,90
64	356/1	45,41	3,91	18,65	14,11	3,96	0,21	2,71	2,47	1,81
65*	476/31	48,10	2,45	12,40	3,70	8,19	0,17	8,65	8,00	3,25
66*	476/42	47,00	3,07	15,10	0,61	11,47	0,22	7,85	6,00	3,48
67*	476/47	51,00	2,30	18,60	3,67	9,30	0,13	2,60	2,65	6,31
68*	478/2	49,00	2,12	15,25	0,83	10,97	0,16	4,92	9,35	3,95
69*	478/6	49,00	3,00	14,60	4,87	9,39	0,31	8,30	6,51	3,25
70*	479/2	45,70	2,15	13,70	1,11	11,06	0,27	11,80	6,10	2,30

39 — микропорфирит пироксено-плагиоклазовый. Колл. А. Ф. Белоусова, Левобережье р. Арыджан.

40, 41 — порфиристы; 42—43 — порфириты пироксено-плагиоклазовые; 44 — микропорфирит пироксено-плагиоклазовый; 45, 46 — порфиристы плагиоклазовые; 47 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 48 — микропорфирит пироксено-плагиоклазовый; 49 — порфирит плагиоклазовый; 50 — микропорфирит пироксеновый.

40, 41 — по П. Е. Казакову (1962 г.); 42—48 — колл. А. Ф. Белоусова; 49 — по А. К. Григонису (1963 г.); 50 — колл. О. Г. Коноваловой.

40 — ключ Осиновый, правый приток р. Чумыш; 41 — правый борт р. Чумыш выше пос. Мартыново; 42—46 — верховья р. Степной Аламбай; 47 — правый берег р. Чумыш у пос. Кытманово; 48 — левобережье р. Чумыш у пос. Шалап; 49 — ключ Елбаниха, верховья р. Степной Аламбай; 50 — левобережье р. Чумыш у пос. Шалап.

51 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 52 — микропорфирит плагиоклазовый;

Таблица 57 (продолжение)

вес.%				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики			
K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	H ₂ O-			b'	Q	n	
<i>выступ свиты)</i>									
0,92	0,21	0,09	0,73	8,08	100,80	31,4	15,6	84,0	
<i>ский выступ свиты)</i>									
2,43	0,12	—	—	4,83	99,08	22,6	—5,8	63,3	
1,12	0,16	—	—	2,99	99,42	25,7	—4,3	78,5	
0,48	0,28	—	0,24	7,49	100,09	29,1	—17,1	94,3	
0,78	0,35	—	0,65	11,32	100,05	32,6	—6,5	80,3	
0,78	0,35	—	0,23	13,02	100,43	32,5	—8,4	82,6	
0,60	0,25	—	0,27	5,54	100,41	19,5	—16,8	94,5	
2,77	0,30	—	0,16	2,26	100,57	16,8	—14,5	74,7	
0,80	0,89	—	—	5,41	100,64	22,4	—8,3	86,4	
0,20	0,53	—	—	3,52	100,43	29,5	—10,4	96,5	
1,28	—	—	—	3,65	98,33	24,9	—9,1	78,5	
0,24	0,30	—	0,36	6,97	99,26	35,7	—12,1	94,9	
<i>выступ свиты)</i>									
0,25	0,09	—	0,51	4,20	100,94	23,6	+2,7	95,6	
2,00	1,01	—	0,30	4,90	93,51	15,5	—2,2	78,0	
2,35	1,28	0,008	0,61	6,37	100,00	19,7	—9,3	65,0	
1,05	0,44	—	0,78	2,72	100,94	25,4	—5,3	86,0	
0,26	0,14	0,17	0,48	4,83	100,57	37,5	—10,9	91,0	
0,72	0,12	0,051	0,47	5,15	100,56	24,9	—3,9	89,0	
1,45	0,34	—	0,45	6,94	100,85	30,5	—18,0	71,0	
0,20	0,14	—	0,25	3,66	100,76	21,9	+9,9	95,4	
1,05	0,48	—	—	1,45	100,17	29,9	—10,5	81,2	
0,80	0,34	—	—	6,04	99,09	33,5	—19,1	86,0	
0,80	0,44	—	—	2,51	93,45	33,3	—14,5	83,11	
1,80	0,30	—	—	Окисл.	99,60	19,4	—5,9	80,7	
0,80	0,57	—	0,10	2,55	99,09	27,4	—7,1	84,6	
2,65	0,85	—	—	3,23	99,97	21,0	—6,9	50,9	
0,68	—	—	—	4,04	99,63	31,1	—7,4	87,9	
0,18	—	—	—	4,16	99,14	27,1	—6,3	96,7	
0,37	—	—	—	2,83	99,76	16,8	—10,5	96,3	
0,53	—	—	—	1,90	98,98	26,0	—7,5	91,8	
0,29	—	—	—	—	99,52	29,0	—5,8	94,5	
1,21	—	—	—	5,38	100,78	33,5	—11,6	74,3	

53 — порфирит пироксено-плагноклазовый; 54 — афанит; 55 — порфирит оливново-пироксено-плагноклазовый; 56 — габбро-диабаз; 57 — порфирит плагноклазовый; 58 — порфирит пироксено-плагноклазовый; 59 — афанит; 60 — порфирит плагноклазовый; 61 — порфирит пироксеновый, обломки из конгломератобрекчии; 62 — порфирит плагноклазовый; 63 — порфирит пироксено-плагноклазовый; 64 — афанит; 65 — порфирит пироксено-плагноклазовый; 66, 67 — афаниты; 68 — порфирит пироксено-плагноклазовый; 69 — афанит; 70 — порфирит пироксеновый.

51—58 — по А. Ф. Белоусову и Ю. Н. Кочкину (1963); 51—57 — колл. Ю. Н. Кочкина; 58 — колл. А. Ф. Белоусова; 59—70 — колл. А. Ф. Белоусова.

51—57 — р. Куяган, правобережье р. Си; 58 — р. Каяшкан у впадения р. Куяган; 59—63 — левый берег р. Кондомы между устьями рек Алчек и Бахаревка; 64 — правый берег р. Кондомы выше пос. Спасск; 65—67 — р. Каянда, левый приток р. Муужи; 68—70 — низовье р. Коуры, правого притока р. Муужи.

№ анализа	№ пробы	Содержание								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O

Мрасский
(76—80, 88 — из енисейской серии;

71	350/11	48,34	1,97	13,63	8,90	7,30	0,18	4,74	6,52	4,50
72	351/24	46,89	1,79	15,15	10,48	5,50	0,17	4,77	7,13	2,31
73	351/39	48,98	1,80	15,78	8,08	5,78	0,18	4,76	6,15	3,47
74	352/4	48,23	1,94	15,18	8,28	6,33	0,23	5,02	7,32	2,80
75	352/15	46,76	1,72	15,06	7,41	6,22	0,21	6,12	8,35	3,72
76	365/1	43,93	2,17	16,32	2,31	8,26	0,18	3,06	12,59	4,00
77	373/1	43,01	1,96	16,20	4,36	11,65	0,14	7,15	5,97	3,30
78	373/7	42,85	1,70	17,21	5,64	7,50	0,15	7,89	7,86	2,67
79	373/8	44,90	1,50	17,56	10,13	4,15	0,12	6,11	5,54	4,67
80	382/4	46,93	1,71	16,44	7,71	8,13	0,14	5,34	3,08	3,45
81	382/5	49,25	1,75	17,33	6,41	6,75	0,11	4,28	4,11	3,65
82	382/35	49,26	1,25	16,61	1,90	10,67	0,13	5,95	3,65	4,78
83	398/2	48,31	1,33	15,52	11,02	5,55	0,10	3,03	4,95	4,26
84	403/7	41,56	3,64	14,88	7,14	8,73	0,27	7,76	5,33	3,14
85	403/8	47,10	1,90	15,14	1,20	12,85	0,17	8,07	4,91	1,46
86	403/11	42,30	2,89	14,78	10,68	6,89	0,24	6,96	8,42	1,05
87	403/16	41,58	3,32	17,22	13,57	6,93	0,19	3,83	2,94	4,66
88	368/1	52,41	2,34	17,93	1,16	9,50	0,14	3,76	5,37	5,00
89	370/5	46,89	2,38	19,50	5,94	5,25	0,15	5,89	5,28	3,68
90	370/9	41,13	1,32	19,81	8,02	3,58	0,18	9,08	7,25	2,60
91	370/13	44,88	2,00	16,76	12,69	3,44	0,14	4,99	4,01	5,58
92	370/15	43,29	1,65	16,49	6,90	6,92	0,17	9,01	6,98	3,13
93	371/1	44,21	1,49	17,66	10,57	5,10	0,17	6,71	4,53	4,33
94	372/1	49,18	1,49	15,51	5,75	5,11	0,14	7,01	6,26	4,47
95	1063/1	48,31	1,69	15,49	1,84	11,14	0,23	5,61	6,80	4,27
96	4227	45,79	1,54	15,10	2,47	6,96	0,09	8,20	10,42	2,56

И из несреднекемб
Центрально-

(из калячинской свиты

97	$\frac{Б-14}{1955}$	46,04	2,78	13,54	3,77	8,59	0,22	3,47	13,04	3,64
98	$\frac{Б-43г}{1955}$	54,52	1,08	13,95	11,24	2,38	0,26	2,90	4,86	6,87
99	$\frac{Б-87}{1950}$	50,44	0,52	11,94	7,68	7,70	0,22	6,46	8,03	2,97
100	$\frac{Д-152е}{1956}$	47,70	1,23	18,24	1,62	6,55	0,17	6,23	6,99	4,31
101	$\frac{Д-1886}{1956}$	46,95	2,00	18,75	0,91	9,56	0,24	5,44	7,61	4,58

71 — порфирит плагиноклазовый; 72, 73 — микропорфириты пироксено-плагиноклазовые; 74 — микропорфирит плагиноклазовый; 78 — порфирит плагиноклазовый; 79 — диабаз; 80, 81 — афаниты; 82 — порфирит пироксено-плагиноклазовый; 83, 84 — афаниты; 85 — порфирит плагиноклазовый; 86, 87 — афаниты; 88 — порфирит плагиноклазовый; 89 — порфирит пироксено-плагиноклазовый; 90 — афанит; 91 — порфирит плагиноклазовый; 92 — афанит; 93 — порфирит; 94 — афанит; 95 — порфирит; 96 — афанит.

71—94 — колл. А. Ф. Белоусова; 95 — по В. А. Асташкину (1961 г.) 96 — по В. И. Зиновьеву (1963 г.)

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O-			b'	Q	n
<i>выступ</i>								
остальные — из усть-анзасской свиты)								
0,80	0,46	—	—	2,25	99,59	27,5	-11,0	89,5
2,68	0,53	—	—	2,90	100,30	26,8	-9,3	56,7
3,25	0,41	—	—	2,29	100,93	24,3	-12,6	61,9
1,15	0,50	—	—	3,15	100,13	25,7	-4,2	78,7
0,93	0,42	—	—	3,66	100,58	28,5	-12,7	85,9
1,45	1,01	—	—	5,55	100,83	26,8	-18,2	80,7
0,25	0,41	—	—	5,69	100,09	30,0	-21,3	95,7
0,80	0,35	—	—	4,72	99,34	29,3	-15,2	83,5
0,45	0,13	—	—	3,45	98,71	25,3	-17,8	94,0
2,51	0,21	—	0,28	4,31	100,24	24,4	-13,6	67,6
1,40	0,24	—	0,57	4,49	100,34	20,3	-5,4	79,8
0,24	0,26	—	0,24	4,54	99,48	22,7	-9,2	96,8
0,72	0,25	—	0,39	4,46	99,89	22,4	-6,7	90,5
Сл.	0,54	—	0,21	7,21	100,31	30,4	-12,1	100,0
1,81	0,28	—	0,38	4,89	100,16	28,0	-3,9	55,1
Сл.	0,43	—	0,08	5,29	100,11	32,1	-3,5	100,0
1,18	0,25	—	0,23	4,23	100,13	26,3	-23,0	85,7
1,20	1,10	—	—	1,38	101,29	17,9	-5,5	86,4
0,60	0,41	—	—	4,43	100,40	21,2	-9,4	90,3
0,05	0,37	—	—	6,27	99,66	28,2	-17,9	98,7
0,15	0,46	—	—	3,88	98,98	24,4	-19,1	98,3
0,10	0,28	—	—	5,00	99,92	30,7	-15,3	97,9
0,05	0,23	—	—	4,12	99,17	26,7	-17,6	99,3
0,30	0,41	—	—	3,44	99,07	24,9	-8,6	95,8
0,31	0,13	—	0,18	4,65	100,65	25,6	-9,1	95,4
0,59	—	—	—	2,17	95,89	29,9	-8,8	86,8

*рийский комплекс**Алтайская зона
и каинской серии)*

0,66	0,38	0,05	0,13	4,64	100,95	29,6	-10,4	89,0
Сл.	0,11	0,15	0,07	2,24	100,63	21,0	-7,2	100,0
1,45	0,29	0,045	0,28	3,12	101,14	30,7	-6,5	75,6
0,96	0,34	0,025	0,40	5,17	99,93	21,5	-11,8	87,0
0,18	0,20	0,015	0,13	4,03	100,59	22,5	-12,6	97,0

71—75 — гора Кайбын; 76—79 — правый берег р. Мрас-Су ниже пос. Шор-Тайга; 80—82 — р. Камзас выше пос. Камзас; 83 — левый берег р. Мрас-Су ниже устья; ключа Большой Курлан; 84—87 — правый б. берег р. Мрас-Су при устье ключа Анзас-88 — левый берег р. Мрас-Су ниже улуса Сага; 89—94 — р. Мрас-Су ниже пос. Усть-Анзас; 95 — р. Камзас выше пос. Камзас; 96 — верховье р. Кондомы.

97 — порфиритoid плагиоклазовый; 98 — микропорфирит плагиоклазовый; 99 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 100 — микропорфирит плагиоклазовый; 101 — микропорфирит пироксеновый.

97—101 — по А. Ф. Белоусову и Ю. Н. Кочкину (1963); 97—99 — колл. А. Ф. Белоусова; 100, 101 — колл. В. П. Дикина.

№ анализа	№ пробы	Содержание,								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
102	Б-219 1956	41,03	4,51	13,04	6,72	9,65	0,21	6,01	7,42	4,13
103	Б-256 1950	47,42	0,81	16,10	5,69	6,25	0,16	5,41	10,52	3,37
104	Б-699 1950	52,79	0,67	17,68	3,97	5,86	0,13	3,30	6,19	5,20
105	777a 1951	41,68	2,86	18,40	1,23	10,23	0,31	9,07	5,22	3,77
106	908 1951	48,70	1,31	15,99	2,72	8,06	0,21	6,93	7,68	4 18
107	61/14 1962	44,28	3,10	17,20	4,23	7,40	0,14	4,06	11,32	3,57
108	87	50,72	0,42	10,05	1,19	9,39	0,18	10,31	10,55	2,44
109	90	49,12	0,41	9,29	0,95	9,22	0,20	10,08	9,21	1,38
110	92	44,78	2,44	15,25	4,05	8,99	0,16	7,38	9,15	3,15
111	94	45,04	1,30	16,34	4,23	7,66	0,16	6,43	11,19	1,68
112	95	51,43	0,81	17,88	5,59	3,26	0,15	2,72	7,27	5,07
113	97	47,70	0,07	14,32	4,93	5,37	0,16	4,58	13,78	2,16
114	93	45,65	0,80	14,99	4,98	4,65	0,18	5,43	13,09	2,70
115	240	50,88	0,79	15,93	0,33	12,00	0,21	5,92	6,31	3,74
116	242	48,70	0,75	15,66	0,29	11,50	0,25	5,16	6,31	3,77
117	244	45,70	0,90	12,57	0,95	9,93	0,21	7,02	8,76	0,78
118	312	47,29	0,48	13,54	1,03	11,28	0,25	9,50	10,83	1,40
119	324	47,38	0,80	11,53	1,35	10,92	0,25	11,19	8,99	1,51
120	386	43,29	0,74	16,77	2,25	7,76	0,27	9,15	12,43	2,21
121	401	49,71	0,64	17,27	1,00	9,33	0,18	4,96	7,46	3,23
122	489	42,12	3,34	16,60	4,14	11,90	0,42	8,18	5,77	0,27
123	501	41,69	2,96	15,25	1,23	12,00	0,07	6,10	10,14	3,20
124	502	48,95	0,97	13,57	1,76	8,76	0,54	8,92	8,96	4,31
125	503	43,06	3,20	15,50	2,92	12,65	0,48	6,84	5,36	3,99
126	504	43,80	2,81	14,75	0,75	9,74	0,19	5,26	8,76	4,28
127	522	45,31	2,40	16,51	0,27	14,44	0,24	6,78	5,96	2,88
128	582	46,82	0,81	11,93	2,09	10,06	0,23	11,19	9,22	2,45
129	594	45,66	1,42	15,15	3,54	9,77	0,36	6,70	9,15	2,42
130	897	44,08	0,80	11,01	6,40	4,66	0,27	8,43	14,20	3,56
131	900	50,41	0,99	11,02	5,43	5,17	0,16	8,67	11,11	4,20
132	932	54,43	0,90	11,76	5,71	5,28	0,17	6,34	8,45	2,15
133	974	47,34	1,10	14,27	2,55	8,83	0,27	8,11	9,13	2,02
134	978	47,05	0,78	13,34	1,40	8,62	0,18	9,07	11,67	2,29
135	1288	47,11	2,40	16,51	5,86	7,11	0,14	5,25	4,10	6,75
136	109/1 1962	52,02	3,25	19,46	6,29	2,70	0,08	1,19	2,66	7,41
137	112/7 1962	46,24	2,75	16,39	9,47	5,03	0,33	4,79	3,08	5,53

102, 103 — порфи́риты пироксено-плагноклазовые; 104 — порфи́рит плагноклазовый; 105 — микропорфи́рит плагноклазовый; 106, 107 — порфи́рит пироксено-плагноклазовый; 108 — диабаз-порфи́рит пироксено-плагноклазовый; 109 — порфи́рит пироксено-плагноклазовый; 110 — диабаз; 111, 112 — порфи́риты пироксено-плагноклазовые; 113 — порфи́рит; 114 — порфи́рит пироксено-плагноклазовый; 115 — диабаз-порфи́рит пироксено-плагноклазовый; 116—117 — порфи́риты пироксено-плагноклазовые; 118 — порфи́рит пироксеновый; 119 — порфи́рит плагноклазовый; 120 — диабаз-порфи́рит; 121 — порфи́рит пироксено-плагноклазовый; 122, 123 — микропорфи́риты плагноклазовые; 124, 125 — порфи́риты пироксеновые; 126 — микропорфи́рит плагноклазовый; 127 — диабаз-порфи́рит пироксеновый; 128 — порфи́рит пироксеновый; 129 — микропорфи́рит пироксено-плагноклазовый; 130 — порфи́рит пироксено-роговообманковый (?); 131 — порфи́рит пироксеновый; 132, 133 — порфи́риты пироксено-плагноклазовые; 134 — диабаз-порфи́рит; 135 — порфи́рит плагноклазовый; 136, 137 — порфи́риты плагноклазовые.

102—106 — по А. Ф. Белоусову и Ю. Н. Кочкину (1963); 102—106 — колл. А. Ф. Белоусова; 107 — колл. А. Ф. Белоусова; 108—114 — по А. Н. Кононову (1964);

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O-			b'	Q	n
0,27	0,66	0,07	0,32	7,23	101,27	32,1	-17,8	95,0
0,48	0,29	0,05	0,24	3,41	100,20	27,4	-9,8	91,0
0,24	0,26	—	0,22	3,42	99,93	17,1	-3,1	97,0
0,96	0,72	0,013	0,42	6,41	101,29	27,9	-21,8	85,0
1,14	0,17	0,045	0,32	3,85	101,35	26,4	-13,9	84,0
0,72	0,45	—	0,35	3,45	100,27	26,1	-13,1	88,0
1,52	0,13	—	0,07	1,69	98,66	35,3	-7,6	71,0
2,90	0,21	—	0,06	5,19	98,22	34,9	-6,1	42,0
0,25	0,34	—	0,11	4,67	100,72	30,4	-11,7	95,0
1,06	0,21	—	0,27	4,38	99,95	29,2	-7,8	70,0
1,92	0,38	—	0,09	2,84	99,41	17,4	-9,7	80,0
1,14	0,15	—	0,20	4,27	98,88	29,1	-5,6	74,0
1,40	0,20	—	0,17	5,57	99,81	29,5	-12,0	74,0
1,78	0,26	—	0,17	2,07	100,39	24,6	-8,8	76,0
1,68	0,22	—	0,24	5,64	100,17	23,9	-9,5	77,0
1,59	0,25	—	0,35	11,06	101,12	29,6	+1,3	42,0
1,56	0,11	—	0,16	3,23	100,66	34,5	-9,3	57,0
0,48	0,19	—	0,27	4,94	99,80	35,8	-4,9	82,0
0,87	0,11	—	0,08	4,33	100,26	33,3	-17,5	79,0
1,54	0,13	—	0,16	3,65	99,26	22,2	-6,1	76,0
1,44	0,50	—	0,19	4,74	99,61	30,6	-6,3	22,0
0,63	0,57	—	0,13	5,48	99,45	31,1	-16,5	88,0
0,14	0,13	—	0,10	3,40	100,51	31,3	-12,8	93,0
0,53	0,53	—	Не опр.	4,50	99,56	29,1	-16,6	92,0
0,82	0,52	—	0,23	7,47	99,38	27,1	-15,0	89,0
0,55	0,37	—	0,06	4,25	100,02	27,2	-9,0	88,0
0,65	0,09	—	0,17	4,52	100,33	36,1	-11,4	85,9
1,13	0,18	—	0,20	3,77	99,45	30,3	-17,9	51,3
1,06	0,12	—	0,10	6,07	100,76	38,3	-21,3	83,0
0,69	0,12	—	0,22	2,24	100,43	33,5	-12,0	90,0
1,18	0,12	—	0,15	4,07	100,71	26,3	+7,5	73,0
2,69	0,12	—	0,29	3,43	100,15	30,7	-11,5	53,0
1,07	0,11	—	0,13	4,13	99,84	33,5	-10,4	76,0
0,65	0,18	—	0,13	4,66	100,85	23,2	-21,3	91,0
1,33	0,70	—	0,54	2,41	100,04	10,6	-11,2	89,0
0,42	0,41	0,032	0,36	5,45	100,28	22,6	-14,7	95,0

115—135 — по А. А. Арустамову, А. Ф. Белоусову, В. В. Велинскому, И. Л. Финшману и др. (1961 г.); 115—117, 122—129 — колл. А. А. Арустамова; 118—121, 130—135 — колл. А. Ф. Белоусова; 136, 137 — колл. А. Ф. Белоусова.

97 — водораздел рек Ороктой и Соурлу, левых притоков р. Катунь; 98 — правобережье р. Соурлу; 99 — правый борт р. Катунь ниже устья р. Верхний Челоп; 100 — р. Карсыгал, правый приток р. Чемал; 101 — р. Улюта, левый приток р. Катунь; 102 — р. Карой, левый приток р. Чемал; 103 — р. Барангол, правый приток р. Катунь; 104 — правый борт р. Катунь у пос. Усть-Сема; 105 — правый борт р. Катунь выше устья р. Бийки; 106 — ключ Чечкыш, правый приток р. Катунь; 107 — р. Каим, левый приток р. Устюбы; 108—110 — р. Апшихта, левый приток р. Катунь; 111—114 — р. Бертка, левый приток р. Катунь; 115—121 — правый борт р. Катунь выше пос. Усть-Сема; 122—127 — правый борт р. Катунь выше устья р. Бийки; 128, 129 — р. Куюла, левый приток р. Семы, 130—134 — правый борт р. Бийки; 135 — р. Куюла; 136 — правый борт р. Березовки, правобережье р. Чарыш; 137 — правый борт р. Чарыш у пос. Озерки.

№ анализа	№ пробы	Содержание								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N a ₂ O

*Кембрийский
Зона Юго-Запад
(из сугаш)*

138	2006	52,53	0,96	14,95	1,56	9,55	0,18	6,43	7,50	4,08
139	2003	57,52	1,45	13,70	2,97	8,05	0,18	4,01	5,03	3,43
140	2013	52,38	0,76	16,63	1,81	8,55	0,19	6,05	9,02	2,35
141	2016	53,60	0,94	15,94	1,88	7,47	0,16	5,74	7,13	3,43
142	2023	47,95	1,18	13,80	2,20	11,31	0,26	8,37	8,99	2,59
143	2024	46,55	1,42	14,00	3,05	13,63	0,32	6,03	10,71	1,90
144	2025	44,64	1,73	14,97	6,31	8,87	0,31	6,28	13,09	0,51
145	2029	54,29	1,15	14,26	1,01	11,57	0,22	5,63	6,00	3,43
146	2033	49,79	1,42	14,57	2,39	10,24	0,24	6,37	8,66	3,43
147	2037	51,83	0,96	15,16	1,72	8,06	0,20	7,37	7,92	4,18

*Нижекембрий
Восточно-Ал
(из альбаганской)*

148	27а 1954	49,86	0,81	15,13	2,47	6,14	0,13	7,66	7,57	2,09
149	Б-75 1958	45,46	0,79	16,98	1,20	8,90	0,31	2,75	7,91	5,05
150	Б-72В 1955	48,92	0,64	9,41	1,88	10,06	0,39	13,12	10,55	0,88
151	336 1956	55,35	1,31	12,70	2,14	10,46	0,23	5,12	5,67	5,86
152	88 1956	54,11	0,53	11,39	1,36	9,26	0,24	11,43	6,32	2,02
153	К-59 1956	50,95	1,10	13,71	1,16	8,20	0,29	6,37	6,15	4,12
154	К-65 1956	51,66	1,36	14,77	2,63	9,96	0,19	4,42	3,93	3,84
155	К-13/2 1961	57,10	0,46	13,39	0,54	10,34	0,15	4,69	3,56	4,72
156	К-19/1 1962	49,64	0,57	12,51	1,86	8,21	0,19	9,71	9,10	4,04
157	К-40 1961	51,17	0,80	13,07	1,29	9,48	0,22	8,44	7,53	4,04
158	К-51/7 1961	48,18	0,52	11,80	1,23	12,64	0,19	10,31	7,42	2,29
159	К-746 1956	56,06	0,44	9,17	0,23	8,19	0,15	7,80	8,94	3,23

138, 139 — порфириды плагиоклазовые; 140 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 141 — порфирит плагиоклазовый; 142, 143 — порфириды пироксеновые; 144 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 145—147 — порфириды плагиоклазовые.

138—147 — по А. А. Арустамову, В. В. Велинскому, И. Л. Фишману и др. (1961 г.), колл. А. А. Арустамова и И. Л. Фишмана.

138—147 — правый борт долины р. Катунь и дер. Тихонькой.

148 — афанит; 149 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 150 — порфирит пироксеновый; 151 — афанит; 152 — порфирит пироксеновый; 153—155 — афаниты; 156—159 — порфириды пироксеновые; 160 — порфирит плагиоклазовый; 161 — микропорфирит плагиоклазовый; 162, 163 — порфириды пироксено-плагиоклазовые; 164, 165 — диабаз-порфириды пироксеновые; 166, 167 — порфириды пироксеновые; 168 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 169, 170 — порфириды плагиоклазовые; 171 — пор-

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O ⁻			b'	Q	n
<i>комплекс ного Алтаяской свиты)</i>								
0,36	0,07	—	0,10	2,14	100,41	25,1	—3,8	94,0
0,48	0,15	—	0,20	3,07	100,24	18,5	+13,8	91,0
1,06	0,10	—	0,10	1,61	100,61	23,8	+1,1	77,0
0,82	0,14	—	0,13	2,60	99,98	21,4	+1,9	86,0
0,36	0,11	—	0,20	3,26	100,58	31,9	—7,2	91,0
0,24	0,08	—	0,20	1,79	100,02	32,8	—6,1	92,0
0,10	0,14	—	0,10	3,46	100,56	33,2	—1,7	88,0
0,79	0,12	—	0,10	2,04	100,66	23,6	+2,4	86,0
0,36	0,14	—	0,06	2,41	100,08	27,8	—5,5	93,0
0,12	0,10	—	0,10	2,36	100,08	25,8	—5,2	98,0

ский комплекс тайская зона серни и др.)

1,14	0,19	0,07	0,66	8,48	102,40	24,7	+14,3	73,0
0,24	0,13	0,04	0,19	9,71	99,66	20,9	—13,3	97,0
0,72	0,06	0,37	0,19	3,17	100,36	39,5	—4,0	65,0
0,48	0,17	0,03	0,10	1,16	100,78	24,5	—5,7	95,0
0,33	0,06	0,087	0,18	3,56	100,86	30,8	+4,6	90,0
0,003	0,11	0,025	0,19	8,67	101,05	23,8	—0,35	99,0
0,39	0,14	0,02	0,12	7,18	100,61	20,6	+2,8	94,0
0,36	—	—	0,22	3,77	99,30	19,4	+6,4	95,0
0,36	0,10	—	0,19	2,60	99,08	32,3	—11,7	94,4
0,30	0,046	—	0,27	3,77	100,43	29,1	—6,9	95,0
0,30	0,012	0,187	0,19	3,72	99,54	34,9	—6,9	92,0
0,18	0,07	0,20	0,03	5,51	100,25	28,7	+7,0	96,0

Фирит пироксеновый; 172, 173 — порфирит; 174 — порфирит пироксеновый; 175, 176 — порфирит пироксено-плагноклазовый; 177 — порфирит рогообманково-плагноклазовый; 178, 179 — порфирит пироксено-плагноклазовый.

148—168 — по А. Ф. Белоусову и Ю. Н. Кочину (1963); 148—150, 161—168 — колл. А. Ф. Белоусова; 151, 152 — колл. С. Ф. Дубинкина; 153, 154 — колл. Н. П. Кругловой; 155—159 — колл. Ю. Н. Кочкина; 169—172 — по Е. Б. Высокоостровской (1961); 173—176 — по В. И. Зиновьеву (1963 г.); 177—179 — колл. А. Ф. Белоусова.

148 — р. Большая Иша выше пос. Советский; 149 — р. Большая Иша у пос. Кутерба; 150 — р. Балыхту-Су, левый приток у. Уймень; 151 — р. Южума, система р. Малой Сумульты; 152 — р. Аксазкан; 153, 154 — р. Бостал, система р. Малой Сумульты; 155, 156 — р. Куба, верхнее течение; 157—159 — р. Аксазкан.

№ анализа	№ пробы	Содержание								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
160	Б-3 1961	50,74	0,83	16,47	1,54	10,90	0,22	5,13	2,98	5,25
161	Б-15 1961	51,23	0,93	15,45	1,62	8,33	0,19	5,44	7,03	5,12
162	Б-40а 1961	52,53	0,60	15,72	0,66	11,06	0,33	5,25	3,18	5,53
163	Б-51д 1961	49,69	0,50	17,59	3,64	8,48	0,11	7,13	1,55	4,85
164	Б-76 1961	55,00	0,38	12,91	0,66	9,20	0,18	7,82	6,30	4,18
165	Б-77е 1961	52,50	0,19	11,76	0,15	9,48	0,19	7,88	7,99	3,74
166	Б-78е 1961	50,23	0,34	11,02	1,31	9,34	0,21	11,68	7,95	1,33
167	Б-86ж 1961	45,01	0,60	9,75	0,97	9,91	0,22	11,79	12,08	1,93
168	Б-90 1961	47,28	0,38	13,98	2,20	8,48	0,17	9,25	6,88	2,97
169	29	55,60	1,05	19,15	1,24	5,81	0,10	2,61	7,10	4,31
170	32	54,53	1,26	16,37	1,82	7,75	0,09	3,24	6,36	4,91
171	34	52,36	0,36	10,61	1,33	8,94	0,17	11,67	9,50	1,10
172	36	49,60	0,29	9,39	2,90	9,02	0,20	10,90	14,00	0,32
173	75	45,71	1,36	17,00	7,81	5,05	0,06	5,09	10,36	2,19
174	181	49,42	1,06	12,57	7,57	4,37	0,04	9,34	11,43	2,03
175	3407	50,56	0,71	17,00	2,76	7,39	0,04	6,11	10,03	2,52
176	5478	49,25	0,80	17,44	2,58	8,54	0,08	5,67	9,10	2,11
177	58/1 1962	48,87	0,81	18,85	6,19	2,70	0,17	3,42	8,69	5,12
178	Б-148 1961	51,12	0,60	16,10	3,28	8,19	0,22	3,81	7,80	4,85
179	Б-148ж 1961	51,04	0,41	17,36	2,77	8,05	0,14	4,31	6,74	5,12
180	Б-28з 1961	60,82	0,66	15,42	0,60	5,60	0,04	1,99	4,58	3,03
181	Б-28п 1961	64,94	0,37	12,27	0,78	5,70	0,04	1,84	4,49	5,19
182 *	Б-28в	75,00	0,54	11,60	0,53	3,08	сл.	0,80	1,80	3,50
183 *	Б-23к	75,50	0,31	12,30	0,54	2,12	сл.	0,50	1,20	4,67
184 *	Б-84в	72,00	0,56	12,30	2,36	4,45	0,15	1,60	0,68	3,66
185 *	Б-84е	74,50	0,39	13,40	1,47	2,37	0,05	0,80	0,15	4,81

160 — р. Айрык (Тырган), правый приток р. Кубы; 161 — р. Куба, верховья; 162, 163 — р. Айрык (Тырган); 164—168 — р. Аксазкан; 169 — 172 — левобережье р. Саракочши; 173 — р. Малый Инек, правый приток р. Атлы; 174 — р. Чаныш, левый приток р. Андобы; 175, 176 — р. Каурчак; 177 — р. Малая Иша у пос. Левинского; 178, 179 — ключ Сухой Тыдтугем, правобережье р. Чун

180 — альбитофир; 181 — альбитофир кварц-роговообманцовый; 182—185 — альбитофир кварцевый.

180—185 — колл. А. Ф. Белоусова.

180—183 — р. Куба, верховья. Гальки из субаркозового конгломерата; 184, 185 — р. Аксазкан.

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O-			b'	Q	n
0,18	0,023	0,06	0,25	4,60	99,17	21,0	-8,1	97,0
0,24	0,069	—	0,21	4,29	100,15	23,2	-7,7	97,0
0,84	0,012	0,018	0,29	3,69	99,71	20,7	-8,1	90,0
0,42	0,05	0,034	0,31	6,31	100,66	31,2	-12,3	94,0
0,36	0,006	0,0094	0,14	3,29	100,43	25,8	-0,5	95,0
0,18	0,10	0,10	0,19	5,01	99,46	28,5	-1,6	96,0
0,48	—	0,14	0,44	5,08	99,55	33,8	+1,3	81,0
0,24	0,06	0,23	0,20	7,20	100,19	40,3	-11,3	92,0
0,84	0,046	0,094	0,23	6,63	99,43	29,8	-9,2	84,0
0,48	—	—	0,48	2,20	100,13	12,7	+6,4	93,0
0,09	—	—	0,10	3,78	100,30	17,4	+2,6	99,0
0,48	—	—	0,12	3,65	100,29	34,2	+3,6	77,0
0,16	—	—	0,15	3,56	100,49	39,2	+1,2	75,0
0,85	—	—	—	2,44	97,92	26,5	-6,7	79,7
0,32	0,22	—	—	0,38	98,75	33,6	-4,0	90,6
0,43	—	—	—	0,72	98,27	24,6	-0,7	89,9
0,63	—	—	—	2,10	98,30	23,8	+0,1	83,6
0,66	0,28	—	0,58	4,00	100,34	19,2	-12,2	92,6
0,36	0,05	0,006	0,14	3,23	99,76	22,2	-7,2	95,0
0,60	0,006	0,07	0,26	3,24	100,12	20,8	-9,6	93,0
1,45	0,57	—	0,29	5,12	100,17	9,7	+23,6	76,0
0,24	0,19	—	0,25	3,84	100,16	12,2	+21,6	97,0
0,78	—	—	—	2,70	100,33	4,6	+46,2	87,2
0,20	—	—	—	0,97	98,31	3,2	+43,2	97,3
1,03	—	—	—	2,83	101,62	8,5	+35,2	84,4
1,10	—	—	—	1,14	100,18	4,6	+35,1	86,9

186 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 187—190 — порфириты; 191 — порфиритоид; 192 — порфиритоид плагиоклазовый; 193, 194 — порфириты плагиоклазовые; валун из грауваккового конгломерата; 195 — порфирит пироксено-плагиоклазовый, галька из грауваккового конгломерата; 196 — порфирит плагиоклазовый, галька из грауваккового конгломерата; 192—202 — порфириты пироксено-плагиоклазовые, гальки из грауваккового конгломерата; 203, 204 — порфириты плагиоклазовые, гальки из грауваккового конгломерата; 205, 206 — порфириты пироксено-плагиоклазовые.

186—190 — по В. И. Каминской (1960 г.); 191 — по В. А. Вахрушеву (1959); 192—206 — колл. А. Ф. Белоусова.

№ анализа	№ пробы	Содержание.								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
<i>Нижне-средне Кондомская зона (из таштагольской)</i>										
186	165д	45,55	0,88	16,97	5,67	9,27	1,04	6,84	1,40	2,83
187	283г	49,70	0,63	10,70	5,49	5,49	0,11	11,92	11,00	0,93
188	1234	53,04	0,86	13,32	7,58	1,82	0,09	7,03	6,69	2,82
189	1243	50,14	0,70	12,98	5,34	5,04	0,13	8,12	9,81	1,82
190	2095	48,01	0,80	14,25	7,27	5,15	0,10	6,33	12,72	1,62
191	433	47,70	0,64	12,46	8,38	0,18	0,23	6,26	9,50	4,43
192	252/1	48,25	0,81	19,54	3,80	7,16	0,28	3,71	6,11	3,39
193	260/3	60,16	1,12	17,77	4,19	3,17	0,14	1,61	3,96	4,35
194	266/5	52,55	0,70	20,76	3,79	4,12	0,17	2,83	2,66	3,95
195*	463/2	47,70	1,16	13,3	2,26	9,31	0,35	7,80	11,00	2,42
196*	463/3	51,00	1,20	18,00	1,99	6,40	0,25	3,30	7,20	4,65
197*	468/4	47,00	1,17	14,70	1,78	8,65	0,35	10,00	9,20	2,30
198*	463/8	51,00	0,95	17,50	3,06	8,23	0,27	4,40	5,85	3,65
199*	468/9	48,50	1,20	15,40	2,81	7,82	0,30	7,45	9,10	3,71
200*	463/10	51,35	0,87	18,3	1,16	7,15	0,21	4,35	8,00	4,09
201*	463/11	44,10	1,45	15,40	1,43	11,31	0,45	9,00	8,50	1,98
202*	468/12	51,00	1,25	18,10	0,71	8,81	0,25	4,10	7,50	3,71
203*	463/13	52,00	1,00	18,30	1,59	7,48	0,25	3,30	8,00	3,78
204*	463/14	50,80	1,15	19,90	3,48	4,57	0,27	2,70	7,60	5,09
205*	474/2	53,50	0,65	15,40	0,99	9,15	0,21	3,60	9,20	3,48
206*	479/30	48,50	1,00	14,50	2,61	9,89	0,22	4,91	7,20	2,36
207	Скв. 117	57,72	0,26	20,10	0,33	0,43	0,06	3,76	2,00	3,29
208	Скв. 83	61,00	0,38	18,94	0,80	1,47	0,14	1,40	2,80	5,32
209	Скв. 79	62,06	0,31	19,87	1,30	1,90	0,14	1,75	0,90	2,49
210	Скв. 66	61,08	0,35	15,36	1,39	1,80	0,20	1,51	2,42	6,95
211	Скв. 74	61,05	0,35	17,36	1,43	2,48	0,16	1,39	1,86	4,08
212	245/11	67,27	0,43	18,59	1,66	0,83	0,05	0,63	0,21	4,88
213	257/15	61,05	0,35	21,24	2,37	0,58	0,22	0,72	0,39	6,44
214	257/18	70,75	0,23	16,10	1,50	0,51	0,20	0,48	0,18	6,20
215	257/19	64,90	0,28	18,16	2,13	0,87	0,40	1,28	0,27	3,13
216	14п	61,78	0,43	17,24	2,25	2,98	0,14	1,07	1,96	4,41
217	18п	65,32	0,22	19,43	1,16	0,37	0,08	0,64	0,87	4,67
218	21п	67,46	0,25	14,55	0,51	3,14	0,30	1,02	2,29	0,59
219	К-25—6	62,18	0,40	18,19	1,88	2,92	0,08	1,25	0,65	4,16
220	36-К	60,37	0,26	20,08	1,36	2,34	0,05	0,40	0,24	5,27
221	196д	62,56	0,46	17,27	2,03	3,74	0,12	0,54	0,32	5,34
222	605	71,02	0,20	14,48	1,98	2,02	0,06	0,15	0,16	4,78
223	961	64,46	0,40	16,82	3,01	2,35	0,17	0,61	0,33	2,59

186 — рудное поле месторождения Шалым; 197 — бассейн р. Кочуры; 188—190 — ключ Тургеневский, правый приток р. Кондомы; 191—192 — правый борт р. Кондомы у ст. Таштагол.

193, 194 — ключ Холодный, левый приток р. Кондомы; 195—204 — гора Джелсай; 205 — р. Сокол, правый приток р. Коуры; 206 — низовья р. Коуры; 207, 208 — порфиры с присутствием калиевого полевого шпата в выделениях; 209 — порфир альбитовый; 212 — порфир альбитовый; 213 — порфиронд альбито-калишпатовый; 214 — фельзит; 215 — порфиронд альбитовый; 216 — порфир альбито-калишпатовый; 217 — порфир; 218 — порфир альбитовый; 219 — туф порфира; 220 — микропорфир альбито-

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O			b'	Q	n
2,55	0,43	—	0,40	4,80	98,63	26,3	-16,3	62,8
1,12	0,19	—	—	2,17	99,45	36,7	-2,8	55,8
2,45	0,15	—	—	—	95,85	24,5	-0,7	63,5
2,18	0,22	—	—	—	96,48	30,1	-4,2	55,9
1,15	0,24	—	—	—	97,64	31,1	-4,9	68,2
0,11	0,58	—	—	9,48	99,95	27,9	-8,6	98,4
2,10	0,64	—	—	4,91	100,70	18,2	-9,0	71,0
1,25	0,55	—	—	2,37	100,64	9,7	+13,6	84,1
2,84	0,48	—	0,22	4,39	99,46	12,5	-5,4	67,9
1,39	—	—	—	2,72	99,41	32,4	-9,6	72,6
2,14	—	—	—	2,73	98,86	17,9	-9,3	76,8
1,02	—	—	—	3,08	99,25	31,9	-10,1	77,4
1,06	—	—	—	2,96	98,93	19,6	-2,2	84,0
0,38	—	—	—	2,73	99,40	28,2	-9,6	93,7
1,91	—	—	—	2,78	100,17	19,5	-8,0	76,5
1,69	—	—	—	4,06	99,37	32,3	-14,6	64,0
1,63	—	—	—	1,84	98,90	19,4	-4,8	77,6
2,05	—	—	—	2,52	100,27	18,3	-4,9	73,7
1,77	—	—	—	2,56	99,89	15,9	-11,2	81,4
2,52	—	—	—	0,80	99,50	22,4	-4,1	67,7
3,63	—	—	—	1,44	96,26	25,6	-9,3	49,7
9,42	0,52	—	0,04	2,12	100,05	7,3	-10,2	34,7
6,06	0,49	—	0,06	1,08	99,94	5,7	-2,3	57,2
7,68	—	—	—	—	98,40	5,9	+4,8	33,0
3,18	0,45	—	—	3,82	98,51	8,4	+1,1	76,9
5,98	0,19	—	—	2,47	98,80	6,3	+5,2	50,9
3,31	0,14	—	0,21	2,13	100,34	3,2	+16,7	69,1
3,73	0,19	—	0,27	2,25	99,80	3,9	-0,8	72,7
1,69	0,13	—	0,15	1,49	99,61	2,6	+22,9	84,8
5,78	0,19	—	0,22	2,32	99,93	5,1	+13,5	45,1
5,24	—	—	—	1,07	98,57	6,8	+6,3	56,1
5,24	—	—	—	1,40	99,40	2,5	+9,8	57,5
7,67	0,08	—	—	—	97,86	5,5	+27,4	10,5
6,30	0,13	—	—	1,00	99,15	6,6	+3,5	50,1
6,32	0,14	—	—	1,61	98,44	4,1	-3,7	55,9
5,12	0,15	—	—	1,23	98,95	6,3	+3,7	61,3
3,85	0,05	—	0,20	0,43	99,38	3,7	+24,4	65,4
7,91	0,14	—	—	0,40	99,19	5,9	+10,6	33,2

вый; 221 — порфир ленточный; 222 — фельзит; 223 — порфир альбито-калишпатовый. 207—208 — по Н. Г. Сумину (1953); 209 — по А. Г. Володину (1951 г.); 210, 211 — по В. А. Вахрушеву (1959 г.); 212—215 — колл. А. Ф. Белоусову; 216—223 — по В. И. Каминской (1961 г.).

207—211 — Шалымское рудное поле; 212 — правый борт р. Кондомы ниже устья р. Тельбес; 213—215 — правый борт р. Кондомы между ключами Ряскова и Больничным; 216 — р. Малая Каменушка, правый приток р. Кондомы; 217 — Шалымское рудное поле; 218 — ключ Ряскова, правый приток р. Кондомы; 219, 221, 223 — верховья р. Большой Каменушки; 220, 222 — Шалымское рудное поле.

№ анализа	№ пробы	Содержание,								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O

Нижнекембрийский

Мрасская зона

(из «усинской» свиты, мрасской п

224	364/1	52,06	1,14	16,76	1,97	6,61	0,14	2,85	6,70	4,71
225	364/18	58,72	0,82	17,40	1,53	5,15	0,13	1,64	2,91	5,80
226	401/6	45,37	1,71	19,45	5,65	4,03	0,15	4,43	11,64	1,95
227	401/9	43,20	1,66	15,95	8,01	6,53	0,15	6,45	10,66	2,16
228 *	372/20	73,5	0,68	14,50	2,42	1,33	0,15	0,15	Следы	4,47
229 *	372/22	71,00	0,34	14,10	0,50	1,22	—	0,15	2,30	5,78
230 *	372/25	69,50	0,56	16,30	1,17	0,93	—	0,73	Следы	1,95
231 *	372/26	77,00	0,34	13,70	0,36	1,57	—	0,23	»	4,24
232 *	372/28	79,00	0,33	13,35	0,84	0,61	—	0,55	»	2,30
233	373/4	76,90	0,13	12,24	0,26	1,78	0,03	0,55	0,44	6,52
234 *	373/5	75,00	0,33	13,60	1,63	1,47	—	0,40	Следы	2,43
235 *	373/6	74,00	0,30	14,40	0,53	1,16	0,08	0,20	0,50	2,64

Нижне-среднекембрий

Амзасская зона

(из березовской, мунды

236	416/9	49,99	0,59	13,11	3,69	6,60	0,16	8,62	8,11	2,29
237	417/4	51,63	0,92	16,56	5,97	5,70	0,20	5,05	2,66	3,98
238	417/26	50,17	1,19	15,86	5,83	6,09	0,19	5,40	5,21	3,76
239	426/12	50,05	1,30	15,28	7,33	4,79	0,17	5,96	3,21	5,12
240	427/7	48,16	0,58	8,93	5,97	5,52	0,17	9,40	11,70	1,54
241	427/11	48,96	0,46	9,78	4,80	6,68	0,22	11,84	8,48	1,12
242	428/10	49,75	1,20	13,24	5,49	6,31	0,17	6,00	10,41	3,44
243 *	462/7	53,00	0,63	12,30	2,40	6,32	0,25	12,20	6,65	2,27
244 *	462/9	48,30	0,37	7,40	4,71	8,81	0,25	11,10	12,80	0,74
245 *	465/8	74,00	0,16	12,60	0,20	1,65	—	0,18	1,37	4,08
246 *	465/9	74,00	0,28	14,40	0,17	1,65	—	0,25	1,70	4,21
247 *	465/10	73,00	0,50	14,50	0,59	1,36	—	0,25	0,50	2,10
248 *	465/11	80,50	0,29	12,00	0,44	1,00	0,05	0,35	0,30	2,14
249 *	465/12	70,00	0,16	15,10	0,18	0,79	—	0,38	1,50	5,10
250 *	465/15	74,00	0,21	12,60	0,44	1,94	0,10	0,43	0,90	3,47
251 *	465/17	71,00	0,22	13,10	0,42	1,51	0,07	0,22	1,90	1,63
252 *	465/18	72,50	0,28	12,65	0,20	3,95	—	0,25	1,00	3,74
253 *	465/20	74,00	0,34	14,80	0,29	1,36	—	0,75	0,80	4,00

224, 225 — порфириды плагиноклазовые; 226, 227 — порфириды пироксено-плагиноклазовые, гальки из грауваккового конгломерата.

224—227 — колл. А. Ф. Белоусова,

224, 225 — правый берег р. Мрас-Су выше пос. Шор-Тайга; 226, 227 — левый приток р. Мрас-Су, впадающий ниже устья р. Мазас.

228—232 — альбитофиры; 233 — гранофир сферолитовый; 234, 235 — альбитофиры.

228—235 — колл. А. Ф. Белоусова. Река Мрас-Су выше устья ключа Печерлух-кол.

236 — 239 — порфириды пироксено-плагиноклазовые; 240 — порфирит олгвинно-пироксеновый; 241 — порфирит пироксеновый; 242 — гравелитопесчаник порфири-товый; 243—244 — порфириды пироксеновые.

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при при- калива- нии	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O-			b'	Q	n

*комплекс**Горной Шорши
камзасской толщ)*

1,75	0,60	—	—	3,83	99,12	17,3	-4,7	80,4
1,80	0,53	—	—	3,88	100,31	9,4	+4,4	83,0
0,48	0,21	—	0,35	3,93	99,35	22,5	-3,3	86,1
0,30	0,02	—	0,54	4,09	99,42	30,9	-10,5	91,6
2,37	—	—	—	1,48	100,65	3,2	+32,7	74,1
3,06	—	—	—	2,36	100,81	2,8	+23,4	74,2
5,50	—	—	—	2,78	99,42	3,0	+28,5	35,0
2,25	—	—	—	1,10	100,79	2,1	+38,9	74,1
2,17	—	—	—	1,64	100,79	2,1	+48,5	61,5
0,13	0,09	—	0,13	0,72	99,92	2,7	+36,8	98,7
4,43	—	—	—	1,63	100,92	3,3	+37,5	45,5
4,47	—	—	—	1,20	99,48	1,9	+36,6	47,3

*ский комплекс**Горной Шорши
башской свит)*

3,13	0,33	—	0,33	2,87	99,82	29,7	-9,4	52,6
1,87	0,19	—	0,53	5,16	100,42	19,7	+1,3	76,4
0,90	0,25	—	0,57	4,07	99,49	21,9	-3,2	86,4
0,54	0,34	—	0,35	5,68	100,12	22,0	-8,0	93,5
2,09	0,34	—	0,48	4,80	99,68	37,00	-7,3	52,8
2,77	0,26	—	0,65	3,76	99,78	36,4	-7,5	38,0
1,87	0,36	—	0,17	2,07	100,48	29,5	-10,6	73,6
1,01	—	—	—	3,44	100,47	30,7	-0,6	77,4
0,53	—	—	—	4,17	99,18	41,3	-2,6	68,0
4,24	—	—	—	1,02	99,50	2,8	+33,2	59,4
1,60	—	—	—	0,52	98,78	2,1	+38,2	80,0
8,40	—	—	—	0,40	101,60	2,2	+26,8	27,5
4,16	—	—	—	—	100,93	1,6	+48,2	43,9
5,22	—	—	—	2,12	100,55	2,7	+18,9	59,8
4,70	—	—	—	0,22	99,01	3,0	+34,3	52,9
7,32	—	—	—	0,30	97,69	2,9	+32,2	25,3
4,98	—	—	—	—	99,55	4,7	+28,9	53,3
2,47	—	—	—	0,26	99,07	2,7	+34,7	71,1

236—238, 243—244 — колл. А. Ф. Белоусова; 239—242 — колл. Ю. Н. Кочкина.

236—244 — р. Амзас, нижнее течение.

245, 246 — альбитофиры; 247, 248 — альбитофиры кварцевые; 249, 250 — альбито-
фиры; 251 — гранит-порфир альбито-кварц-биотитовый; 252 — альбитофир кварцевый;
253 — альбитофир.245—253 — колл. А. Ф. Белоусова. Река Амзас. Обломки из субаркозовой конгло-
мерато-брекчии.254—256 — порфириты; 257—262 — порфириты пироксено-плагиоклазовые; 263—
порфирит плагиоклазовый, галька из конгломерата; 264 — порфирит пироксено-пла-
гиоклазовый, галька из конгломерата; 265 — афанит; 266 — порфирит пироксено-
плагиоклазовый.

№ анализа	№ пробы	Содержание.								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O

Нижне-среднекемб

Тельбесская зона

254	1	54,94	0,93	18,08	3,41	5,55	0,12	3,70	8,32	3,20
255	2	53,49	0,93	17,96	3,75	5,23	0,12	4,01	8,46	3,05
256	3	58,79	0,82	17,29	3,44	4,39	0,13	2,81	5,57	3,52
257	5869	56,77	0,94	17,41	5,69	3,44	0,13	2,27	5,81	3,56
258	5871	54,11	0,89	17,94	5,84	4,87	0,13	2,62	6,59	2,89
259	5872	52,14	0,88	18,60	6,83	3,49	0,08	2,93	5,76	4,50
260	75	51,12	1,16	17,29	3,92	7,33	0,16	3,34	7,56	3,67
261	81	55,36	0,76	16,95	4,91	5,51	0,16	2,82	5,37	3,23
262	414/15	53,36	0,59	16,13	1,14	7,51	0,16	2,82	4,63	2,83
263*	455/12	62,00	0,90	16,40	0,54	3,74	—	1,42	5,51	3,51
264*	455/13	59,00	1,28	17,80	0,82	3,95	—	1,90	6,80	2,95
265*	461/3	52,00	2,75	14,30	1,39	9,55	0,20	3,90	10,10	3,63
266*	461/6	52,50	1,75	13,30	1,59	10,27	0,37	4,50	8,60	2,79
267	72	51,74	0,55	18,72	4,29	3,73	0,16	3,07	4,84	1,75
268	233	49,08	0,62	17,68	3,60	9,35	0,17	2,81	6,17	2,14
269	2371	51,28	0,45	20,32	1,19	7,58	0,08	1,39	5,00	3,62
270*	457/7	64,00	0,84	15,90	0,90	2,73	0,07	2,05	2,50	3,64
771*	457/9	56,00	0,81	18,40	1,97	2,37	0,18	1,90	4,20	2,25
272*	457/10	65,30	0,68	17,30	1,06	1,30	—	1,37	1,73	3,77
273*	457/12	62,00	1,58	18,40	0,80	3,02	—	1,15	2,30	7,60

Нижнекембрий

Восточная подзона

(из гавриловской и

274	142a	57,02	0,51	16,38	2,63	7,53	0,17	3,66	6,28	2,08
275	3716	52,18	0,44	16,62	2,58	9,31	0,10	6,58	1,22	4,52
276	701	47,12	1,20	18,44	3,26	7,94	0,11	4,80	6,38	4,97
2 77	Скв. 2, глубина 110 м	59,98	0,63	15,31	2,31	6,61	0,34	4,61	0,67	3,64
278	Скв. 76, глубина 290 м	50,98	0,25	21,00	2,37	8,06	0,29	5,37	0,36	3,66
279	491/260	47,32	0,58	15,34	3,68	7,47	0,27	7,34	5,33	2,43
280	567/210	58,88	0,51	13,56	3,53	6,64	0,41	5,72	0,85	1,61
281	568/536	61,10	0,66	12,25	2,88	7,11	0,38	5,61	1,20	2,64
282	1430—6	50,03	1,43	16,49	4,38	6,76	0,13	4,96	6,89	3,04
283	066/3	48,08	0,85	19,21	3,22	6,53	0,17	4,74	8,98	4,18
284	113/7	46,56	0,78	16,56	3,44	9,80	0,17	5,99	8,23	4,04
285	113/28	49,47	0,59	17,22	2,91	9,30	0,15	6,15	2,97	5,66
286	118/4	49,38	0,62	13,40	1,77	5,70	0,14	7,98	9,48	4,99
287	118/11	59,60	1,08	14,77	2,20	6,30	0,11	4,26	2,40	5,73
288	150/32	58,08	1,52	14,87	1,50	7,54	0,15	0,79	6,16	4,52
289	151/7	63,39	0,60	14,42	1,77	5,68	0,24	2,88	1,22	6,20
290	157/8	49,80	0,75	15,31	3,99	8,62	0,31	5,23	9,41	1,62

254—256 — по В. Г. Руткевичу (1964 г.); 257—259 — по И. С. Руткевич (1965 г.); 260—266 — колл. А. Ф. Белоусова.

254—256 — р. Большой Таз; 257—261 — рудное поле Одрабаш, зона «Икс»; 262—265, 266 — р. Учугла.

263, 264 — ключ Акбалык (Партизанский), левый приток р. Тельбес.

267—269 — порфиры альбито-калийщатовые; 270—273 — порфиры альбитовые, обломки из конгломератобрекции.

267—269 — по В. И. Свиякову (1961 г.); 270—273 — колл. А. Ф. Белоусова.

267—269 — месторождение Леспромхозное; 270—273 — р. Малая Учугла.

274 — порфирит; 275, 276 — порфириты плагиоклазовые; 277, 278 — порфириты; 279 — микропорфиритонд плагиоклазовый; 280 — порфирит; 281 — афанит; 282 — порфирит плагиоклазовый; 283, 284 — порфириты пироксено-плагиоклазовые; 285 — порфирит

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O-			b'	Q	n
<i>рийский комплекс</i>								
<i>Горной Шории</i>								
0,89	0,27	—	—	0,78	100,19	17,4	+5,8	84,5
0,65	0,30	—	—	0,96	93,91	18,2	+5,3	87,7
1,64	0,31	—	—	0,89	99,60	12,7	+12,2	76,5
2,68	0,23	—	—	1,38	100,31	13,9	+5,4	66,9
3,08	0,18	—	—	1,19	100,33	16,4	+1,1	58,8
1,25	0,37	—	—	3,40	100,23	15,7	-3,2	84,5
1,57	—	—	0,11	2,44	99,67	20,0	-3,9	78,0
2,77	—	—	0,16	1,58	99,58	15,8	+3,7	63,9
1,51	0,26	—	0,49	7,97	99,40	14,5	+10,7	74,0
1,12	—	—	—	4,08	99,22	7,3	+25,3	82,6
1,12	—	—	—	4,62	100,24	8,8	+21,6	80,0
0,64	—	—	—	0,82	99,23	24,3	+0,2	89,6
1,07	—	—	—	2,00	93,74	24,9	+3,7	79,8
8,44	0,40	—	—	1,53	99,22	14,8	-12,4	23,9
7,34	0,39	—	—	0,04	99,39	19,8	-17,1	30,6
6,10	0,24	—	—	1,93	99,18	13,0	-15,2	47,1
7,50	—	—	—	1,47	101,60	8,5	-5,4	42,4
9,08	—	—	—	2,32	99,48	9,7	-6,0	27,4
8,52	—	—	—	—	101,03	5,2	+6,0	40,2
3,04	—	—	—	0,74	100,63	6,5	-1,7	79,2

*ский комплекс**Салаирского края
печеркинской свит)*

0,42	—	—	—	3,48	100,16	16,5	+18,0	88,3
0,44	—	—	0,87	5,12	100,08	21,7	-5,8	93,9
0,14	—	—	0,29	5,17	99,82	21,2	-13,0	98,2
0,66	—	—	0,11	5,10	99,97	15,6	+13,3	89,3
0,88	—	—	0,22	6,22	99,66	18,2	-7,3	86,3
1,14	0,037	—	—	9,32	100,26	25,11	-3,5	76,4
1,33	0,05	—	0,08	6,34	99,51	18,7	+18,1	64,9
0,72	0,09	—	0,05	5,62	99,83	18,3	+22,0	82,0
1,30	—	—	—	2,41	97,82	21,7	-1,6	73,0
0,78	0,24	—	0,15	3,55	100,63	22,7	-11,9	89,0
0,30	0,15	—	0,43	4,26	100,71	27,4	-14,0	95,3
0,24	0,07	—	0,56	5,34	100,63	22,3	-14,1	97,2
0,36	0,11	—	0,38	5,73	100,04	28,8	-13,2	95,4
0,36	0,03	—	0,26	3,28	100,38	15,0	+7,4	96,0
0,18	0,38	—	0,22	3,56	99,47	13,2	+15,2	97,4
0,24	0,20	—	0,28	2,84	99,96	11,8	+12,9	90,0
0,60	0,15	—	0,18	4,51	100,48	25,7	+3,9	80,0

Фирит плагиоклазовый; 286 — порфирит; 287 — порфирит роговообманково-плагиоклазовый; 288 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 289 — порфирит плагиоклазовый; 290 — порфирит.

274, 275 — по В. Д. Омичеву и Л. Э. Алексеевой (1961); 276 — по Г. Д. Афанасьеву и др. (1935); 277, 273 — по Г. С. Лабазину (1933 г.); 279—281 — по А. С. Лапухову (1965 г.); 282 — по А. К. Григонису (1962 г.); 283 — колл. Ю. Н. Кочкина; 284—290 — колл. А. Ф. Белоусова.

274, 276 — р. Ур у дер. Загорное; 275 — р. Чумыш у с. Локоть; 277, 281 — рудное поле Салаирского месторождения; 282 — Чечулихинский участок к северо-западу от г. Гурьевска; 283 — р. Кандадел; 284—287 — р. Ангурей; 288 — правый борт р. Анчешевки, притока р. Ур; 289 — правый борт р. Ур у пос. Инкубатор; 290 — левый берег р. Ур, выше пос. Инкубатор.

№ анализа	№ пробы	Содержание,								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
<i>Нижнекембрий</i>										
<i>Восточная подзона</i>										
291	3716	70,30	0,26	11,65	—	4,64	0,09	1,95	2,80	4,27
292	711	68,94	0,33	14,21	1,63	2,78	0,05	1,28	2,60	5,60
293	Скв. 2, глубина 16 м	79,12	0,27	12,41	0,87	—	Следы	1,00	0,16	2,28
294	Скв. 59а, глубина 94 м	72,46	0,26	13,16	1,64	2,05	0,03	1,34	2,14	2,42
295	Скв. 68, глубина 114 м	72,90	0,19	13,30	1,42	2,42	0,14	2,09	1,86	3,70
296	Скв. 76, глубина 66 м	79,99	0,12	11,90	1,11	0,57	Следы	0,36	0,22	1,23
297	963	74,69	0,34	12,78	2,31	0,72	0,10	1,18	0,39	4,48
298	5	77,74	0,14	10,53	3,37	—	0,03	2,10	0,84	3,04
299	22	78,95	—	14,01	0,39	—	0,02	0,22	0,29	4,29
300	—	71,08	0,20	11,26	3,04	—	0,15	2,75	1,90	2,89
301	1/60	83,39	0,11	6,35	0,19	3,88	0,03	0,28	0,50	4,45
302	2/60	74,03	0,11	12,63	0,46	3,63	0,03	1,54	0,45	5,26
303	9/60	69,23	0,25	12,44	0,80	5,03	0,03	2,03	4,48	2,90
304	567/470	76,68	0,13	13,13	0,08	1,18	0,02	0,90	1,18	0,67
305	568/1000	73,54	0,338	13,05	2,48	1,00	0,028	0,79	0,63	2,43
306	1220/214	78,40	0,137	9,27	1,42	3,30	0,028	0,83	0,55	4,85
307	1236/131 гп-4	75,07	0,26	9,91	2,85	2,29	0,17	1,40	0,50	4,65
308	1960 гп-6	76,67	0,10	11,00	0,66	4,17	0,04	0,28	0,23	5,93
309	1960 гп-38	76,73	0,10	10,71	—	4,67	0,06	0,99	0,50	5,59
310	1960 гп-73	67,51	0,213	12,76	0,70	6,00	0,09	0,48	2,60	6,47
311	1960	72,20	0,18	12,59	1,78	3,34	0,08	0,99	2,00	5,66
312	НУ-41—2	68,33	0,46	12,12	1,61	5,17	0,09	1,72	2,98	1,62
313	НУ-41—5	69,85	0,44	11,82	1,37	4,95	0,09	1,00	4,00	3,44
314	444	65,07	0,37	13,93	2,62	3,44	0,15	2,46	3,75	2,59
315	835	56,97	0,55	17,12	5,81	3,27	0,13	2,15	4,85	3,53
316	839/1	60,27	0,50	15,98	3,73	4,63	0,17	2,93	2,42	4,95
317	895/1	65,20	0,69	14,82	1,29	6,18	0,12	1,50	2,64	5,10
318	895/2	80,27	0,16	9,25	0,10	4,55	0,06	0,87	0,55	4,44
319	933/1	68,54	0,27	13,12	2,28	5,15	0,10	1,83	1,32	4,95

291—294 — альбитофиры кварцевые; 295 — альбитофир; 296 — альбитофир кварцевый (порфирид); 297 — альбитофир; 298—302 — альбитофиры кварцевые; 303 — альбитофир; 304 — альбитофир кварцевый; 305 — плагиогранит-порфир; 306 — альбитофир кварцевый; 307 — альбитофир; 308—311 — альбитофиры кварцевые.

291 — по В. Д. Фомичеву и Л. Э. Алексеевой (1961); 292 — по Г. Д. Афанасьеву и др. (1935); 293, 294, 296, 297 — по Г. С. Лабазину (1948 г.); 295, 298—300 — по С. С. Герингу и И. П. Незабытовскому (1946 г.); 301—307 — по А. С. Лагухову (1965 г.); 308—311 — по Г. Л. Посделову и А. С. Лагухову (1965 г.).

291 — р. Чумыш ниже устья р. Ангурен; 292 — правый берег р. Ур выше нос.

Т а б л и ц а 57 (продолжение)

вес. %				Потери при про- калива- нии	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O-			b'	Q	n
<i>ский комплекс</i>								
<i>Салаирского кряжа</i>								
0,53	—	—	0,23	3,36	100,08	8,4	+35,2	92,5
0,46	—	—	0,56	1,83	100,27	6,3	+26,9	94,9
2,02	—	—	0,15	1,78	100,06	2,2	+50,6	63,2
1,98	—	—	0,16	2,70	100,34	5,5	+41,6	65,0
0,90	—	—	0,14	1,54	100,60	6,8	+37,0	86,2
2,02	—	—	0,07	2,09	99,68	2,0	+56,7	48,1
0,76	—	—	0,78	1,48	100,01	4,5	+38,8	89,9
0,58	—	—	—	1,99	100,36	6,0	+48,9	89,0
0,38	—	—	—	1,50	100,65	0,7	+45,1	94,5
2,98	—	—	—	3,71	99,96	7,4	+36,5	59,6
Следы	0,046	—	0,11	0,20	99,54	3,4	+58,3	100,0
1,08	0,046	—	0,14	1,32	100,73	6,0	+32,3	88,1
0,60	0,08	—	0,12	2,48	100,47	9,6	+37,8	88,0
1,81	—	—	0,07	3,50	99,35	12,6	+55,4	36,0
2,77	0,025	—	—	2,66	99,75	4,2	+41,2	57,1
Сл.	—	—	0,03	0,97	99,79	5,4	+46,5	100,0
0,60	0,02	—	—	2,39	100,11	6,8	+40,7	92,2
0,63	0,05	—	0,13	0,72	100,61	4,7	+37,0	93,5
0,24	0,05	—	0,14	0,57	100,35	5,8	+39,7	97,3
Следы	0,247	—	0,12	2,80	99,99	8,8	+22,1	100,0
0,54	0,073	—	0,10	1,04	100,57	6,8	+30,5	94,1
1,51	—	—	0,09	2,17	97,87	9,3	+41,0	62,0
Сл.	—	—	0,10	2,00	99,06	8,4	+40,0	99,8
1,25	—	—	—	5,09	100,72	10,0	+31,3	75,9
1,65	—	—	—	3,00	99,03	12,6	+10,7	76,5
0,52	—	—	—	4,08	100,18	12,7	+11,5	93,5
0,26	—	—	—	1,60	99,40	9,5	+21,8	96,4
0,11	—	—	—	0,51	100,87	5,5	+48,8	98,4
0,10	—	—	—	2,10	99,76	9,6	+27,3	98,5

Загорное; 293—307 — рудное поле Салаирского месторождения; 308—311 — правый борт р. Анчешевки у заимки Рассвет.

312, 313 — альбитофиры (порфиронды); 314 — кислая лава или субвулканит; 315; 316 — альбитофиры кварцевые; 317 — альбитофиры; 318 — альбитофир кварцевый; 319 — кислая лава или субвулканит; 320 — альбитофир кварцевый; 321—323 — альбитофиры; 324 — альбитофир кварцевый; 325 — альбитофир; 326 — альбитофир кварцевый; 327 — альбитофир; 328, 329 — альбитофиры кварцевые; 330 — альбитофир; 331 — альбитофир кварцевый; 332 — альбитофир; 333 — 335 — альбитофиры кварц-роговообманковые.

№ анализа	№ пробы	Содержание.								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O

Нижнекембрий

Восточная подзона

320	1048	75,75	0,24	10,69	2,17	3,95	0,08	1,07	0,60	4,26
321	1049/1	65,84	0,38	14,53	6,18	2,91	0,09	0,79	1,43	4,05
322	C-58/9	76,47	0,25	10,83	0,15	3,39	—	1,35	0,62	4,87
323	7882	78,72	0,20	8,98	1,11	2,60	—	0,53	0,62	1,97
324	113/6	70,42	0,46	11,69	1,29	4,80	0,08	3,02	1,05	3,03
325	150/25	67,81	0,62	13,48	2,07	3,90	0,11	1,55	4,48	3,23
326*	280/6	75,00	0,36	12,15	2,38	2,19	—	1,60	0,30	3,54
327*	280/7	75,50	0,42	12,20	1,23	2,99	—	1,15	Следы	5,06
328*	280/19	71,60	0,76	13,25	2,97	3,05	0,025	2,20	0,21	5,33
329*	280/20	81,50	0,20	10,60	0,64	1,90	—	0,65	0,40	2,17
330*	280/21	68,00	0,72	16,50	2,31	5,03	—	1,35	0,30	2,43
331*	280/22	75,00	0,31	12,60	0,61	2,44	—	0,70	0,90	2,42
332*	280/28	73,0	0,20	16,50	1,42	1,83	—	0,48	—	5,06
333*	280/32а	68,00	0,55	12,90	0,72	4,57	—	2,75	2,47	4,81
334*	280/34	63,50	0,46	13,10	1,11	4,31	0,05	3,30	3,75	3,94
335*	280/40	73,00	0,51	11,50	0,80	4,89	0,08	1,52	0,75	3,94

Западная подзона

(из ларихинской и

336	—	50,05	1,36	14,37	6,44	6,77	—	4,94	5,27	4,41
337	Б-16	56,11	0,90	17,71	4,42	3,65	0,06	1,96	2,96	7,77
338	Г-4а	55,54	0,80	18,04	4,38	3,67	0,08	2,17	3,20	7,92
339	Г-6а	53,68	0,92	17,70	3,00	5,99	0,12	4,22	2,90	6,92
340	С-7	50,90	1,45	16,53	4,02	7,68	0,12	4,76	2,84	5,85
341	С-241	50,44	0,90	16,99	3,40	6,43	0,13	5,49	7,11	4,27
342	2352	49,81	0,84	18,57	5,18	4,21	—	5,32	8,02	2,60
343	2353	47,39	1,42	18,27	11,37	2,78	—	3,25	6,72	2,18
344	2359	50,67	1,45	15,52	7,20	6,43	—	4,42	3,42	5,84
345	128/31	52,72	1,55	14,20	1,32	6,90	0,17	5,45	5,74	1,95
546	130/1	45,53	0,72	15,90	2,23	7,69	0,16	7,51	6,33	4,31
347	179/6	51,28	1,50	16,89	4,00	6,46	0,15	3,37	3,82	6,20
348	179/22	50,88	1,85	14,92	3,43	9,12	0,26	4,66	3,57	5,53
349*	129/10	84,50	0,23	8,40	0,57	1,90	Не обн.	0,55	0,30	3,54
350*	129/12	73,00	0,39	11,50	2,77	3,99	0,07	1,75	0,70	3,90

312, 313 — по Э. Г. Дистанову (1964 г.); 314—321 — по Г. А. Курганову (1965 г.); 322, 323 — по Б. В. Голошейкину (1963 г.); 324—335 — колл. А. Ф. Белоусова.

312, 313 — рудное поле Урского месторождения; 314—321 — бассейн р. Анчешевки и примыкающие участки; 322 — водораздел р. Каменки 2-ой (приток р. Малый Ик) и р. Бельчихи; 323 — левый борт р. Малый Ик выше пос. Бухарихи; 324 — р. Ангурей; 325 — правый борт р. Анчешевки у замки Рассвет; 326—335 — левый берег р. Чумыш ниже устья р. Ангурей.

336 — порфирит; 337—339 — порфириты пироксено-плагноклазовые; 340 — афанит; 341 — порфирит плагноклазовый; 342 — порфирит пироксено-плагноклазовый; 343, 344 — микропорфириты плагноклазовые; 345 — порфирит кварц-плагноклазовый; 346 — микропорфирит плагноклазовый; 347, 348 — порфириты плагноклазовые.

336 — по В. К. Моничу (1938); 337—341 — по В. Г. Свиридову, Г. Ф. Бириной.

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	CaO	H ₂ O-			b'	Q	n

ский комплекс

Салаирского кряжа

0,17	—	—	—	1,42	100,40	6,9	+42,1	97,4
0,70	—	—	—	3,28	100,18	9,3	+25,7	89,4
He обн.	0,14	—	0,04	1,21	99,32	5,3	+42,8	100,0
3,76	0,05	—	0,11	0,71	99,36	4,1	+51,1	44,3
0,96	0,26	—	0,20	2,76	100,02	10,2	+35,8	82,7
0,30	0,33	—	0,10	1,94	99,92	8,5	+36,5	94,0
0,66	—	—	—	2,27	100,45	6,3	+41,5	89,1
0,08	—	—	—	1,54	100,17	5,4	+38,3	99,0
0,10	—	—	—	1,89	101,39	8,5	+28,8	98,8
1,70	—	—	—	1,73	101,49	3,2	+55,1	66,0
1,77	—	—	—	3,31	101,62	8,3	+28,6	67,6
1,25	—	—	—	2,64	98,87	3,9	+47,7	74,6
0,20	—	—	—	0,88	99,57	3,5	+31,5	97,5
0,66	—	—	—	3,44	100,87	9,6	+27,2	91,7
0,85	—	—	—	4,94	99,31	11,7	+24,3	87,6
0,10	—	—	—	2,39	99,48	7,5	+40,0	93,4

Салаирского кряжа

низовья (толщ)

0,68	0,41	—	0,04	3,19	97,93	23,6	-5,4	90,8
1,15	0,19	—	0,14	2,09	99,11	12,1	-8,7	91,1
0,48	0,19	—	0,06	3,25	99,78	12,3	-8,8	96,2
0,66	0,22	—	0,06	2,67	99,06	15,9	-10,1	94,1
0,17	0,58	—	0,18	4,26	99,34	17,6	-8,5	98,1
0,66	0,21	—	0,10	3,33	99,36	21,9	-6,6	90,8
0,13	0,19	—	0,10	4,32	99,29	19,6	+3,2	96,8
1,84	0,33	—	0,10	3,64	99,29	18,9	-1,0	64,3
0,66	0,47	—	0,09	3,40	99,57	21,1	-10,4	93,1
1,20	0,39	—	0,16	7,86	99,61	19,2	+13,8	71,0
Сл.	0,12	—	0,04	9,02	99,56	26,0	-12,8	100,0
1,51	0,31	—	0,13	4,90	100,52	17,0	-11,9	86,0
1,63	0,39	—	0,20	3,59	100,03	21,8	-11,2	83,7
0,01	—	—	—	0,65	100,65	2,9	+59,7	98,2
0,06	—	—	—	1,74	99,87	8,6	+38,6	99,0

В. В. Говорудову (1964 г.); 342—344 по Б. В. Голошейкину; (1963 г.); 345—348 — колл. А. Ф. Белоусова.

336 — р. Большой Ик; 337 — левый борт низовья р. Малый Ик; 338, 339 — низовья р. Бердюжихи; 340 — правый борт р. Большой Ик между устьями рек Малый Ик и Бердюжиха; 341 — правый борт р. Большой Ик выше устья р. Еловки; 342, 343 — р. Тарадановка; 344 — Верховья р. Тарадановки; 345, 346 — р. Степной Аламбай близ устья р. Ларихи; 347, 348 — р. Малый Ик.

349 — альбитофир кварцевый, 350 — альбитофир.

349, 350 — колл. А. Ф. Белоусова.

349, 350 — р. Степной Аламбай близ устья р. Ларихи. Гальки из аркозового конгломерата.

№ анализа	№ пробы	Содержание,							
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O	MnO	MgO	CaO

Среднекембрийско-ниж

Прикузбасская зона

(из Бачатской, орлиногорской,

351	517	56,24	1,65	11,92	3,62	7,92	0,11	5,38	3,28	2,68
352	366	53,38	0,46	19,11	3,48	3,55	0,14	4,92	2,88	6,43
353	396	50,58	0,97	19,51	2,33	6,41	0,11	3,91	8,14	3,92
354	294a	46,82	1,86	18,21	5,89	9,20	0,55	5,97	2,88	4,08
355	553к	51,40	0,97	16,34	2,64	8,08	0,17	4,86	7,42	3,71
356	7434	61,72	0,92	15,73	2,92	4,92	—	2,35	1,48	5,28
357	027/3	54,07	0,79	16,48	5,81	2,56	0,10	1,47	7,42	5,95
358	033/2	64,91	0,74	15,78	2,80	3,26	0,19	2,23	1,85	5,34
359	036/1	50,47	0,74	17,75	5,83	3,01	0,08	2,03	8,88	4,62
360	0143—12	51,08	0,82	15,48	7,50	3,28	0,10	2,93	9,34	5,03
361	320—17(1)	50,84	1,53	18,85	1,44	10,51	—	3,62	2,80	6,09
362	333—7 (2)	55,29	0,67	12,68	0,99	8,76	—	4,88	5,60	4,70
363	339—13(4)	58,00	0,47	15,51	3,85	4,18	0,18	3,44	5,84	4,17
364	603/1	51,15	0,79	15,05	2,86	6,36	0,09	7,75	6,76	3,77
365	146/4	44,90	1,35	18,09	5,32	8,33	0,07	5,23	5,69	4,72
366	146/5	51,30	0,80	15,70	3,82	6,89	0,07	5,53	4,78	5,26
367	175/1	50,29	1,50	18,06	6,39	5,39	0,29	5,06	3,68	4,04
368	183/7	46,36	1,18	18,25	4,52	7,78	0,27	5,08	6,96	4,72
369	183/7	46,51	1,82	14,87	4,79	9,34	0,31	6,72	6,51	4,04
370	183/15	45,31	1,37	20,77	6,45	5,96	0,30	6,46	6,51	2,87
371	299/5	53,05	1,10	18,74	4,28	6,33	0,19	3,74	3,72	5,58
372	300/2	48,27	1,08	17,21	4,81	7,02	0,18	4,22	8,40	4,28
373	301/8	54,66	1,10	17,70	4,71	5,50	0,19	3,46	4,41	5,02
374	334/11	49,67	0,76	17,03	3,62	6,20	0,23	4,38	6,19	4,28
375	335/5	49,70	1,32	15,96	1,37	8,95	0,12	3,96	8,36	4,47
376	866	76,14	0,26	12,84	0,93	1,25	0,06	0,63	1,50	3,89
377	535г	75,25	0,33	12,85	0,32	1,88	0,03	0,41	1,34	5,22
378	4i—3	76,96	0,35	11,21	0,96	3,26	0,08	0,83	1,25	4,51
379	80a—1	71,94	0,37	13,61	1,36	3,08	0,05	1,24	0,92	5,43
380	244/5	67,02	0,57	13,88	4,08	2,56	0,08	1,69	1,71	4,95
381	606—1	68,86	0,54	14,72	1,52	3,52	0,12	1,43	0,87	6,03
382	654—2	76,44	0,20	10,39	1,83	1,65	0,04	0,67	2,46	3,16
383	082/38	78,34	0,31	10,85	1,00	2,15	0,02	0,38	0,11	4,58

351, 352 — афаниты; 353 — порфирит плагиоклазовый; 354 — афанит; 355 — порфирит; 356 — микропорфирит плагиоклазовый; 357—359 — порфириты плагиоклазовые; 360, 361 — порфириты; 362 — порфирит плагиоклазовый; 363 — порфирит; 364 — порфирит пироксеновый; 365 — афанит; 366 — порфирит плагиоклазовый; 367 — порфирит пироксено-плагиоклазовый; 368 — порфирит плагиоклазовый; 369 — микропорфирит плагиоклазовый; 370, 371 — порфириты плагиоклазовые; 372, 373 — порфириты пироксено-плагиоклазовые; 374 — микропорфирит плагиоклазовый; 375 — афанит.

351 — по Г. Д. Афанасьеву и др. (1953); 352—355 — по В. Д. Фомичеву и Л. Э. Алексеевой (1961); 356 — по Б. В. Голошейкину (1963 г.); 357—364 — по А. К. Григониусу (1962 г.); 365—375 — колл. А. Ф. Белоусова.

351—353 — гора Орлиная; 354 — правый борт р. Бирюли при устье р. Александровки; 355 — правый берег р. Атанаев Исток у с. Ваганово; 356 — р. Каменка 1-ая, правый приток р. Малый Иг; 357—359 — окрестности пос. Ариничево; 360 — участок юго-восточнее пос. Христиновского; 361, 362 — участок северо-восточнее пос. Ариничево; 363 — участок северо-восточнее пос. Кокуй; 364 — правобережье р. Касьмы у Тубсанатория; 365—366 — ключ Каменный Брод, северная окраина г. Гурьевска;

Таблица 57 (продолжение)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	CaO	H ₂ O			b'	Q	n

неордовикский комплекс

Салаирского кряжа

бирюлинской толщ и др.)

0,07	—	—	0,44	6,59	99,90	20,4	+18,1	98,3
0,56	—	—	0,46	4,86	100,23	15,1	-9,5	94,6
0,20	—	—	0,30	3,95	100,33	17,5	-1,9	96,8
0,65	—	—	0,16	4,08	100,35	24,4	-13,8	90,1
0,69	—	—	0,36	3,48	100,12	21,9	-2,1	89,1
0,76	0,48	—	0,20	2,82	99,58	11,0	+13,0	91,3
0,79	—	—	—	3,65	99,09	15,8	-3,7	91,9
0,22	—	—	—	2,04	99,36	9,2	+19,6	97,3
0,15	0,32	—	—	3,88	97,76	17,1	-2,3	97,9
0,11	—	—	—	3,19	98,86	22,1	-5,9	98,6
0,53	0,17	—	—	2,41	98,79	17,6	-12,1	94,6
0,39	—	—	—	5,78	99,74	21,5	+3,5	94,8
0,24	—	—	—	2,70	98,58	15,3	+12,2	96,4
0,51	0,17	—	—	2,41	97,67	24,9	-3,9	91,8
0,24	0,31	—	0,14	5,54	99,93	24,0	-17,6	97,0
0,48	0,21	—	0,15	5,47	100,46	21,5	-7,6	94,3
0,60	0,34	—	0,60	4,33	100,57	20,0	+4,8	91,1
0,18	0,35	—	0,06	4,20	99,91	23,3	-14,8	97,6
0,24	0,34	—	0,46	4,16	100,11	28,2	-11,6	96,2
1,02	0,19	—	0,16	5,01	102,38	23,0	-13,9	81,5
0,15	0,32	—	—	3,17	100,37	16,5	-5,2	98,3
0,40	0,23	—	—	3,35	99,45	23,2	-9,5	94,2
0,15	0,39	—	—	3,12	100,42	15,8	+1,4	98,0
0,10	0,41	—	—	7,49	100,36	19,3	-2,6	98,5
0,90	0,39	—	—	4,09	99,59	22,6	-7,9	88,3
1,20	—	—	—	1,30	100,00	2,9	+43,6	83,1
1,80	—	—	0,16	0,58	100,17	2,7	+35,9	81,5
0,14	—	—	—	0,07	99,62	5,1	+46,5	97,9
0,24	—	—	—	0,96	99,20	5,9	+31,3	97,2
2,16	—	—	—	0,25	98,95	8,7	+20,7	77,7
0,32	—	—	—	1,33	99,25	6,9	+23,3	96,6
0,73	—	—	—	2,06	99,63	4,3	+51,5	86,8
1,79	0,07	—	0,14	0,48	100,22	3,3	+42,8	79,3

367 — участок между поселками Христиновский и Дурново; 368—370 — система ключ Студеного у бывшего пос. Кашиновского; 371—373 — р. Бпрюля; 374 — правый берег р. Колтырак ниже пос. Колтырак; 375 — левый берег р. Касьмы у пос. Конково.

381, 382 — альбитофилы; 383 — альбитофир кварцевый; 384 — альбитофир; 385, 386 — альбитофилы кварцевые; 387—388 — альбитофилы; 389, 390 — альбитофилы кварцевые; 391 — альбитофир, галька из аркозового конгломерата.

376, 377 — по В. Д. Фомичеву и Л. Э. Алексеевой (1961); 378—382 — по А. К. Григониусу (1962 г.); 383—386 — колл. Ю. П. Кочкина; 387—391 — колл. А. Ф. Белоусова.

376 — левобережье р. Большой Бачат; 377 — правый берег р. Атанаев Исток у с. Ваганово; 378—с. Красное; 379, 381, 382 — левый борг р. Касьмы выше с. Дурново; 380 — левый борг р. Касьмы между селами Дурново и Красное; 383—385 — участок северо-восточнее пос. Арничево; 386 — окрестности пос. Кокуй; 387—391 — с. Ваганово.

№ анализа	№ пробы	Содержание.								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O

Среднекембрийско-ниж

Прикузбасская зона

(из бачатской, орлиногорской,

384 *	084/15	66,10	0,78	14,90	0,76	3,49	—	0,60	3,83	7,26
385 *	084/23	80,50	0,27	10,90	1,36	1,16	—	0,28	0,75	5,57
386 *	086/16	70,00	0,44	15,25	2,78	1,00	—	0,20	4,30	5,82
387 *	324/5	74,00	0,52	13,10	0,74	2,99	—	0,70	0,37	5,46
388 *	325/5	72,50	0,62	14,30	1,31	4,67	—	0,80	0,50	4,92
389	326/1	69,90	0,55	13,69	1,94	3,09	0,09	1,54	1,62	4,57
390 *	329/2	76,30	0,32	14,30	1,76	1,26	—	0,10	0,40	4,60
391 *	330/6	77,00	0,50	11,50	1,22	2,41	—	0,16	0,60	5,65

Бердь-Чумкиская зона

392	г-36 г	50,77	1,05	18,44	4,43	5,28	0,14	3,40	4,44	6,16
393	Т-981	54,48	1,08	16,88	3,78	5,16	0,16	3,34	4,06	6,57
394	218/2	53,22	1,10	18,94	3,85	4,27	0,12	2,72	6,64	5,85
395	220/1	52,73	1,10	18,16	4,82	3,28	0,12	3,09	8,64	4,73
396	221/5	53,59	1,05	17,17	1,56	7,24	0,16	4,43	3,46	5,95
397	221/9	56,44	0,82	16,45	3,60	3,87	0,11	3,16	3,17	7,25

392 — 397 — порфириды пироксено-плагноклазовые.

392 — по В. Г. Свиридову и В. В. Говорунову (1964 г.); 393 — по В. В. Нецаеву; (1964 г.); 394—397 — колл. А. Ф. Белоусова.

392 — правобережье р. Бердь близ горы Колна; 393 — р. Елбань; 394—397 — р. Бердь выше устья р. Выдрихи.

Таблица 57 (окончание)

вес. %				Потери при прокаливании	Сумма	Нормативные характеристики		
K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O-			b'	Q	n
<i>неордовикский комплекс</i>								
<i>Салаирского кряжа</i>								
<i>бирюлинской толщ и др.)</i>								
0,15	—	—	—	2,80	100,67	7,7	+15,5	98,7
0,28	—	—	—	0,60	101,67	2,6	+45,4	96,8
0,08	—	—	—	0,82	100,69	5,1	+27,9	99,1
1,40	—	—	—	0,67	99,95	4,3	+32,5	85,6
1,93	—	—	—	0,26	101,81	6,4	+27,0	79,5
1,18	0,13	—	—	2,34	100,64	7,1	+29,8	85,5
0,10	—	—	—	0,36	99,50	2,7	+40,7	98,6
1,27	—	—	—	0,31	100,62	3,6	+37,7	87,1
<i>Салаирского кряжа</i>								
0,66	0,35	—	0,05	3,70	98,87	16,1	-10,9	93,4
0,78	0,23	—	0,16	2,64	99,32	15,8	-6,4	92,7
0,96	0,35	—	0,15	2,49	100,66	15,2	-7,4	90,3
0,40	0,34	—	0,26	2,41	100,08	17,3	-1,9	94,7
0,40	0,10	—	0,14	4,65	99,90	16,4	-4,6	95,8
1,16	0,25	—	0,09	1,42	97,79	15,7	-8,2	90,5

Примечание. В анализах, помеченных звездочкой, количественное определение Si, Ti, Al, Mn, Mg, Ca и валового Fe выполнено квантометрически в лаборатории спектрального анализа Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Содержания FeO, щелочей и потери при прокаливании определялись там же в химико-аналитической лаборатории, где выполнены и все химические анализы, для которых не даны ссылки на авторов с указанием года.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев П. В., Горелов Г. Ф. Геологические результаты работ ЭСГУ за 1963 г. — Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1964, № 1.
- Арустамов А. А., Фишман И. Л. О редкоземельной минерализации, связанной с метаморфизмом основных эффузивов. — Труды Лабор. палеовулканол. Казахск. ин-та мин. сырья, 1963, вып. 2.
- Асташкин В. А. Новые данные по стратиграфии среднекембрийских отложений Салаира. — Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1962, вып. 24. Мат-лы по регион. геол. Сибири.
- Асташкин В. А. О стратиграфическом положении печеркинской свиты в разрезе кембрия Салаира. — Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1964, вып. 29. — Мат-лы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области.
- Афанасьев Г. Д., Беликов Б. П., Дьяконова-Савельева Е. Н., Залесский Б. В., Корсунский А. И., Цветков А. И. Механические и технические свойства горных пород Кузбасса и их петрографическая характеристика. — Труды Петрогр. ин-та АН СССР, серия Кузбасская, 1935, вып. 3.
- Афанасьев Г. Д. Петрографические исследования в бассейне рек Бий, Антрона и Иши Западно-Сибирского края. — Труды Сов. по изуч. производит. сил АН СССР, серия Сибирская, 1936, ч. 1. Мат-лы по петрогр. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая.
- Баженов И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Батов Н. А. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы. — Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1935, № 18.
- Батурин В. С. Фазы тектогенеза Тельбесского района Горной Шории. — Пробл. сов. геол., 1936, № 7.
- Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая. — Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
- Белоусов А. Ф. О разрезе древнейших неметаморфических толщ и верхней границе докембрия Алтая. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1958, 90.
- Белоусов А. Ф. Древнейшие толщи и эффузивно-осадочное железо-марганцовистое оруденение в кембрии Восточного Алтая. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1960, вып. 4.
- Белоусов А. Ф. Древнейшие эффузивные проявления в Горном Алтае. — Геол. и геофиз., 1964, № 8.
- Белоусов А. Ф. Кембрий и докембрий Чеповского опорного участка в Горном Алтае. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1962, 120.
- Белоусов А. Ф. Свообразный случай гравитационного разделения вещества в базальтовых лавах. — Геол. и геофиз., 1965, № 2.
- Белоусов А. Ф. О методике стратиграфического анализа опорных разрезов (в связи с некоторыми новыми работами по кембрию Западной Сибири. — Геол. и геофиз., № 7, 1966.
- Белоусов А. Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. — Геол. и геофиз., № 5, 1967а.
- Белоусов А. Ф. Крупноплощадная зональность состава вулканических серий докембрия и нижнего палеозоя в западной части Алтае-Саянской области. — Докл. АН СССР, 174, № 5, 1967б.
- Белоусов А. Ф., Велинский В. В., Кочкин Ю. Н. Плагноклазы в базальтоидных эффузивах верхнего протерозоя и кембрия на Алтае и Салаире. — Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н. и др. Об опыте использования расчетов на ЭВМ при решении петрохимических и минералогических задач. — Геол. и геофиз., 1964, № 6.

- Белоусов А. Ф., Дударев А. Н. Опыт анализа плотностей в древних эффузивно-осадочных комплексах Горного Алтая.— Геол. и геофиз., 1965, № 10.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н. Геохимические особенности лав в рифейско-кембрийских вулканических комплексах Алтая. В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской области». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Белоусов А. Ф., Сенников В. М. Кембрий северо-восточного Алтая.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1960, вып. 13. Мат-лы по геол. Зап. Сибири.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966.
- Болгов Г. П. Минералогические исследования полиметаллических руд Салаирских месторождений.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1934, № 15.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1960, вып. 13.
- Васильковский Н. П., Предтеченский А. А., Сенников В. М. Осадочные и вулканогенные формации Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Осадочные формации Сибири. (Труды V Всес. литол. совещ., т. II). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Вахрушев В. А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1959.
- Винкман М. К. Структура и стратиграфия древних толщ Катунского горст-антиклинального выступа на Северном Алтае.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2.
- Винкман М. К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнекембрийских отложений Горного Алтая.— Мат-лы по геол. Зап. Сиб., 1958, вып. 61.
- Винкман М. К., Асташкин В. А., Краевский Б. Г. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1964, вып. 29. Мат-лы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б. К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области.— Мат-лы по регион. геол. Сибири, 1962а, вып. 24.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. И. Опорные разрезы нижнего кембрия и синия Горной Шории и Горного Алтая.— Сов. геол., 1962, № 2.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
- Волков В. В. Соотношение вулканогенных и осадочных фаций в разрезах кембрия в зоне перехода Катунского антиклинория в Аунуйско-Чуйский синклинорий.— Геол. и геофиз. 1965, № 3.
- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое. Новосибирск, изд-во «Наука» СО АН СССР, 1966.
- Волчкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., изд-во «Наука», 1964.
- Высокоостровская Е. Б. Геохимические особенности среднекембрийских магматических пород Восточного Горного Алтая.— Геохимия, 1961, № 3.
- Гинцингер А. Б. Ордовик Алтая и Салаира (стратиграфия и история геологического развития). Автореф. канд. дисс. Томск, 1964.
- Горелов Г. Ф. Геологическая съемка ЗСГУ в 1962 г.— Вести. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1963, № 1.
- Дербиков И. В. К проблеме генезиса железо-скарновых месторождений Западной Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казской группы).— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1964, вып. 35.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2. М., изд-во «Мир», 1965.
- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, 1948.
- Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1937, № 40.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., изд-во «Недра», 1963.
- Езкнэл М., Фокс К. А. Методы анализа корреляций и регрессий.— М., изд-во «Статистика», 1966.
- Жариков В. А., Власова Д. К. Диаграмма состав — свойства для пироксенов изоморфной серии диопсид — геденбергит — иогансенит.— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 4.
- Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В. Нижнекембрийские горизонты Горной Шории — Докл. АН СССР, 1959, 128, № 5.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.

- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Зенкова А. А. Геологическое строение юго-восточной части Салаирского кряжа.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1934, № 12.
- Зенкова А. А., Матвеевская А. Л. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Салаирского кряжа.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1937, № 38.
- Зеркалов В. И. Вмещающие породы колчеданных месторождений северо-восточного Салаира и их роль в распределении оруденения.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибир. геол. упр., 1960, вып. 3.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванкин П. Ф., Любецкий В. Н. О блоковом строении полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая.— Сов. геол., 1962, № 6.
- Иванова Т. Н. Структурно-фациальное районирование Тувы для эпохи раннего и начала среднего кембрия.— Труды Всес. геол. ин-та, новая серия, 1961, 58.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Г. М., Дорофеева Э. Ф., Орлов Д. М., Станкевич Е. К., Унксов В. А. Абсолютный возраст магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области.— Труды Всес. геол. ин-та, новая серия, 1961, 58.
- Ившин Н. К. Новая биостратиграфическая шкала верхнего кембрия Алтае-Саянской геосинклинальной области.— Труды Ин-та геол. наук АН Казахск. ССР, 1960, 3.
- Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М., изд-во «Мир», 1965.
- Казakov И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна.— Труды Всес. геол. ин-та, новая серия, 1961, 58.
- Калугин А. С. Результаты работ ЗСГУ за 1946 г. по геологической карте.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1947, вып. 1—2.
- Калугин А. С. Количественная основа геологического и металлогенического районирования складчатых областей.— Сов. геол., 1965, № 1.
- Каминская В. И. О палеогинных игнимбритах в Кондомском районе Горной Шории.— Геол. и геоф., 1960, № 4.
- Каминская В. И. Геологические особенности Кондомского железорудного района.— Геол. и геофиз., 1961а, № 3.
- Каминская В. И. Состав и строение эффузивно-осадочной рудовмещающей толщи Шалымского и Шерегетевского железорудных месторождений Горной Шории.— Труды Вост. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та и горн. фак. Сиб. металлург. ин-та, 1961б, вып. 1.
- Кеппежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., изд-во «Наука», 1965.
- Клярковский В. И. О взаимоотношении «Тельбесской формации» с интрузивом в Тельбесском районе Горной Шории.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сибир. фил. АН СССР, 1952, вып. 12.
- Клярковский В. М. Геолого-структурные условия локализации скарново-рудных образований в Темир-Тельбесском районе Горной Шории.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1956, вып. 17.
- Коновалов А. Н. К вопросу о петрологии и металлогении вулканогенных пород некоторых районов Горного Алтая.— Труды Сиб. научн.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1964, вып. 35. Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири.
- Корель В. Г. О натровом метасоматозе в железорудных месторождениях Кондомской группы. Сб. Трудов науч. конф. Сиб. металлург. ин-та, вып. 1. Новокузнецк, 1957а.
- Корель В. Г. Серицитолиты железорудных месторождений Кондомской группы — возможный индикатор скрытого оруденения. Докл. VII науч. конф. Томск. гос. ун-та, вып. 4. Томск, 1957б.
- Коссовская А. Г., Шугтов В. Д. О минеральных фациях и зонах регионально-эпигенеза в терригенных и вулканогенно-осадочных породах. В сб. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., изд-во «Наука», 1965.
- Костюк В. П. Дополнение к диаграмме диопсид—геденбергит—эгирин.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 3.
- Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка—актинолит в метаморфизованных породах.— Докл. АН СССР, 1965, 164, № 4.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Крылов С. В., Сурков В. С., Мишенькина Э. Р. Строение земной коры в южной части Западно-Сибирской низменности.— Геол. и геофиз., 1965, № 1.
- Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсин-

- ского района западного склона Кузнецкого Алатау.— Мат-лы по геол. Зап. Сибири, 1940, № 10 (32).
- Кузнецов В. А. Докембрий в Горном Алтае.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской складчатой области.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А. Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая). В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых» (Труды 2-го Всес. петрогр. совещ.), М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 13.
- Кузнецов В. А., Лапин Б. Н., Михалева Л. А., Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Скуридин В. А., Кононов А. Н. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. В кн. «Магматические формации». (Труды 3-го Всес. петрогр. совещ.). М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Кузнецов Ю. А. О стратиграфии палеозоя Горной Шории.— Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1932, № 5.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— Мат-лы по геол. Зап. Сибири, 1939, вып. 41.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.
- Кузьмин А. М. Краткий отчет о геологических исследованиях в верхней части бассейна р. Лебеди, правого притока р. Бии.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1924, т. III, вып. 4.
- Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1928, т. VII, вып. 2.
- Курганов Г. А. О соотношении нижне- и среднекембрийских отложений в верховье р. Берди. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области», Новосибирск, 1968.
- Курепин В. А. Щелочные горные породы Сибири как сырье для производства калийных удобрений.— Геол. и геофиз., 1964, № 9.
- Курепин В. А. Псевдолейцитовые породы горы Сокол в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1965, № 2.
- Кутюлин В. А. Статистические петрохимические критерии формационной принадлежности для базальтов и долеритов.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 2.
- Лабазин Г. С. Структурно-морфологические особенности полиметаллических месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения.— Цветные металлы, 1940, № 3—4.
- Лапухов А. С. Структура и генезис Салаирского рудного поля. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965.
- Лисин Ю. С., Свиридов В. Г. О возрасте кинтерепских известняков северо-западного Салаира. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области». Новосибирск, 1968.
- Любчикий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртышско-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным.— Геол. и разведка, 1965, № 12.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Массарский С. И., Моисеенко Ф. С. Мощность земной коры Алтая и ее связь с тектоникой области.— Труды Ин-та физики Земли, 1962, № 25 (192).
- Монич В. К. Средний химический состав кембрийских базальтовых лав Западной Сибири.— Докл. АН СССР, 1938а, т. XIX, № 3.
- Монич В. К. Геология и петрология района Мрасских порогов в Горной Шории.— Мат-лы по геол. Зап. Сибири, 1938, № 1(43).
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1. М., 1935.
- Перфильев Ю. С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горного Алтая.— Геол. и разведка, 1959, № 11.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Пинус Г. В. Тектоническое положение гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и сопредельных территорий.— Геол. и геофиз., 1965, № 1.
- Поспелов А. Г., Федянина Е. С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горной Шории.— Мат-лы по геол. Зап. Сибири, 1958, вып. 61.
- Радугин К. В. Разрез древнего палеозоя в районе Гурьевска, близ горы Орлиной. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1926, 5, вып. 5.
- Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1936, вып. 37.
- Радугин К. В. Геологический очерк Чемальского листа Горного Алтая. В сб. «Горный Алтай». М., Изд-во АН СССР, 1941.

- Радугин К. В. О фазах тектогенеза среднего и верхнего кембрия. В сб. «Вопросы геологии Сибири». Посвящ. памяти акад. М. А. Усова. М.—Л., 1945.
- Радугин К. В. Итоги и задачи изучения древнего кембрия и докембрия Западной Сибири.— Труды Горно-геол. ин-та, Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2. Вопросы докембрия Западной Сибири.
- Романенко М. Ф. Биостратиграфия кембрийских отложений Горного Алтая. Автореф. канд. дисс. Кемерово, 1964.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., ИЛ, 1964.
- Саранчина Г. М. Петрографические исследования в Прителецком районе.— Труды Сов. по изуч. производит. сил АН СССР, серия Сибирская, 1934, вып. 16, ч. 1. Мат-лы по петрогр. и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая.
- Сарманов О. В., Вистелиус А. Б. О корреляции между процентными величинами.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 1.
- Свиридов В. Г., Курбангалеева Х. Ш. О фосфатоносности ордовикских отложений северо-западной окраины Салаира. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области». Новосибирск, 1968.
- Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2.
- Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, 74.
- Сняжков В. И. О геологическом строении и минеральном составе руд Леспромхозного месторождения в Горной Шории.— Геол. руд. м-ний, 1961, № 4.
- Скобелев Ю. Д. Эффузивно-осадочные формации западной части Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Осадочные формации Сибири». (Труды V Всес. литол. совещания, т. II). Новосибирск, 1964.
- Снедекор Дж. У. Статистические методы в применении к исследованиям в сельском хозяйстве и биологии. М., Изд-во с.-х. лит-ры, 1961.
- Сперанский Б. Ф. Материалы для геологии Горловского каменноугольного бассейна. Орогеологический очерк района.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1924, т. VIII, вып. 6.
- Сперанский Б. Ф. Структуры палеозойских формаций Обско-Томского междуречья. Сб. по геол. Сибири, посвящ. М. А. Усову. Томск, 1933.
- Сумин Н. Г. О нагревом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях. В кн. «Вопросы петрографии и металлогении», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Сурков В. С. Складчатые структуры Урала и Западной Сибири и их отображение в гравитационном и магнитном аномальных полях.— Геол. и геофиз., 1964, № 4.
- Тернер Ф., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тюменцев К. Г. Геологический очерк бассейна р. Кондомы в юго-западной части Кузнецкого Алатау.— Изв. Зап.-Сиб., геол.-разв. треста, 1931, т. XI, вып. 2.
- Урбах В. Ю. Биометрические методы. М. изд-во «Наука», 1964.
- Усов М. А. Геологическое строение и запасы железных руд Тельбесского района. Материалы по изучению Сибири, т. II. Томск, 1930.
- Усов М. А. Новые данные по геологии Западно-Сибирского края.— Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидрогеол. треста, 1934, вып. 6.
- Усов М. А. Геологическая изученность и задачи ближайших исследований Салаира.— Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1935, вып. 5.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.
- Филимонов П. М. Геолого-петрографический очерк Мундыбашского района Горной Шории.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1936, № 1.
- Фомичев В. Д., Конюшков К. Н. Стратиграфия кембрийских отложений и фауна археоциат Салаира.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1960, № 3.
- Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. Основные черты тектонической структуры Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных.— Геол. и геофиз., 1964, № 12.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улугауской свиты.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Херасков Н. Н. Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий, М., 1963.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фацальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Розанов А. Ю. Нижний кембрий Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.

- Хорева Б. Я. О возрасте метаморфических пород Курчумско-Кальджирского водораздела.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.
- Цейклин И. С. Материалы к стратиграфии окрестностей горы Орлиной в северо-западной части Салаира.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1935, вып. 5.
- Чернов Г. А. Геологическое строение и тектоника Белокурихинского массива и месторождения термальных радоновых вод. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965а.
- Чернов Г. А. Геология и структуры Белокурихинского массива в Алтайском крае.— Геол. и геофиз., 1965б, № 8.
- Черноморский М. А. К вопросу о расчленении протерозойских метаморфических толщ юга Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1965, 162, № 4.
- Черноморский М. А. Протерозой области сопряжения Западной Тувы, Западного Саяна и Горного Алтая (основные черты стратиграфии и тектоники). Автореф. канд. дисс. Л., 1965.
- Шатров И. Е. Геологическое строение Салаирского кряжа в верховьях рек Аламабай, Тогул, Вачаты.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1937, № 39.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород.— Труды Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, 1964, вып. 72.
- Щербakov Ю. Г. Структурно-фациальные зоны кембрия в Горной Шории.— Информ. бюлл. Зап.-Сиб. геол. упр., 1958, вып. 4.
- Щербakov Ю. Г. Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1961, № 6.
- Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат, 1961.
- Яворский В. И., Бутов П. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн.— Труды Геол. ком., новая серия, 1927, вып. 177.
- Яворский В. И. Геология района горы Орлиной на юго-западной окраине Кузнецкого бассейна.— Сов. геол., 1940, № 12.
- Bailey E. H., Stevens R. E. Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections.— Amer. mineralog., 1960, 45, № 9—10.
- Buddington A. F., Faney D., Vlissides A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite.— Amer. J. Sci., 1955, 253.
- Chayes F. Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association.— J. Geophys. Research, 1963, 68, № 5.
- Harker A. Metamorphism. 6-th edition. London, 1962.
- Kennedy G. C. The system $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ in the two-phase region calcite + aqueous solution.— J. Geol., 1965, 73, № 2.
- Moore I. G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii.— Amer. J. Sci., 1965, 263, № 1.
- Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65, № 10.
- Richardson W. A., Sneesby H. The frequency distribution of igneous rocks.— Mineralog. Magazine, 1922, 19, № 97.
- Ringwood A. E. Genesis of the basalt-trachyte association.— Beitr. zur Mineral. und Petrogr., 1959, Bd 6, Hf. 5.
- Thornton C. P., Tuttle O. F. Chemistry of igneous rocks. 1. Differentiation index. Amer. J. Sci., 1960, 258.
- Walker F., Poldervaart A. Karroo dolerites of the Union of South Africa.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1949, 60.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Глава I. Основные результаты предыдущих исследований	13
<i>Глава II. Фундамент рифейско-нижнепалеозойских эвгеосинклипальных накоп- лений</i>	19
<i>Глава III. Тектоно-формационная зональность области в рифее и кембрии</i>	31
<i>Глава IV. Рифейский вулканический комплекс</i>	42
Геологическая характеристика	42
Петрографическая характеристика	56
Петрохимическая характеристика	65
<i>Глава V. Нижне-среднекембрийский вулканический комплекс Центрально-Ал- тайской зоны</i>	71
Геологическая характеристика	71
Петрографическая характеристика	77
Петрохимическая характеристика	82
<i>Глава VI. Кембрийский вулканический комплекс зоны Юго-Западного Алтая</i>	86
Геологическая характеристика	86
Петрографическая характеристика	88
Петрохимическая характеристика	89
<i>Глава VII. Нижнекембрийский вулканический комплекс Восточно-Алтайской зоны</i>	91
Геологическая характеристика	91
Петрографическая характеристика	100
Петрохимическая характеристика	106
<i>Глава VIII. Нижне-среднекембрийская вулканическая ассоциация Кондомской и Мрасской зон</i>	110
Геологическая характеристика	110
Петрографическая характеристика	118
Петрохимическая характеристика	128
<i>Глава IX. Нижне-среднекембрийская вулканическая ассоциация Амзасской и Тельбесской зон</i>	135
Геологическая характеристика	135
Петрографическая характеристика	143
Петрохимическая характеристика	150
<i>Глава X. Нижнекембрийский вулканический комплекс Салаирского кряжа</i>	155
Геологическая характеристика	155
Петрографическая характеристика	163
Петрохимическая характеристика	168
<i>Глава XI. Среднекембрийско-нижнеордовикская вулканическая ассоциация Са- лаирского кряжа</i>	173
Геологическая характеристика	173
Петрографическая характеристика	181
Петрохимическая характеристика	187

<i>Глава XII. Первичные минералы вулканитов и некоторые особенности первичных минеральных парагенезисов</i>	191
Первичные минералы	191
Парагенезисы минералов во вкрапленниках	193
<i>Глава XIII. Некоторые микроструктурные закономерности в изученных ассоциациях вулканических пород</i>	198
<i>Глава XIV. Состав и особенности формирования зеленокаменных минеральных парагенезисов</i>	204
Основные особенности минералов зеленокаменной ассоциации	204
Состав и особенности формирования вторичных минеральных ассоциаций	211
<i>Глава XV. Основные петрохимические закономерности в изученных вулканических ассоциациях</i>	223
Соотношение химизма зеленокаменных вулканитов с первоначальным	223
Основные особенности первичного состава рифейской и нижнепалеозойской вулканических ассоциаций	232
Крупноплощадная зональность состава вулканических ассоциаций области	234
Внутрикомплексная дифференциация базальтоидных масс в изученных вулканических ассоциациях	236
<i>Заключение</i>	240
<i>Приложение (табл. 57)</i>	248
<i>Литература</i>	274

CONTENTS

Introduction	5
<i>Chapt. I.</i> Principal results of previous investigations	13
<i>Chapt. II.</i> A basement under the Riphean-Lower Palaeozoic eugeosynclinal accumulations	19
<i>Chapt. III.</i> The tectonic-formational zoning of the region for Riphean and Cambrian	31
<i>Chapt. IV.</i> Riphean volcanic complex	42
Geological characteristics	42
Petrographical characteristics	56
Petrochemical characteristics	65
<i>Chapt. V.</i> Lower-Middle Cambrian volcanic complex of the Central-Altai zone	71
Geological characteristics	71
Petrographical characteristics	77
Petrochemical characteristics	82
<i>Chapt. VI.</i> Cambrian volcanic complex of the South-Western Altai zone	86
Geological characteristics	86
Petrographical characteristics	88
Petrochemical characteristics	89
<i>Chapt. VII.</i> Lower-Cambrian volcanic complex of the Eastern-Altai zone	91
Geological characteristics	91
Petrographical characteristics	100
Petrochemical characteristics	106
<i>Chapt. VIII.</i> Lower-Middle Cambrian volcanic association of the Kondoma and Mrassu zones	110
Geological characteristics	110
Petrographical characteristics	118
Petrochemical characteristics	128
<i>Chapt. IX.</i> Lower-Middle Cambrian volcanic association of the Amzas and Telbes zones	135
Geological characteristics	135
Petrographical characteristics	143
Petrochemical characteristics	150
<i>Chapt. X.</i> Lower-Cambrian volcanic complex of the Salair Ridge	155
Geological characteristics	155
Petrographical characteristics	163
Petrochemical characteristics	168
<i>Chapt. XI.</i> Middle-Cambrian-Lower-Ordovician volcanic association of the Salair Ridge	173
Geological characteristics	173
Petrographical characteristics	181
Petrochemical characteristics	187

<i>Chapt. XII. The primary minerals in volcanites and some peculiarities of the primary mineral paragenesis</i>	191
Primary minerals	191
Mineral paragenesis in phenocrystals	193
<i>Chapt. XIII. Some microstructural regularities in the investigated volcanic associations</i>	198
<i>Chapt. XIV. Composition and peculiarities of forming of greenstones mineral paragenesis</i>	204
The principal peculiarities of the minerals of greenstone association	204
A composition and peculiarities of forming of secondary mineral association	211
<i>Chapt. XV. Principal petrochemical regularities in the investigated volcanic associations</i>	223
Relationships between the observing and a primary chemical composition in the greenstone volcanites	223
The principal peculiarities of the primary composition of the Riphean and Lower Palaeozoic volcanic associations	232
The broad-areal zoning of the composition in the volcanic associations of the region	234
An intracomplex-differentiation of the basaltic masses in the studied associations	236
Summary	240
Appendix (table 57)	248
References	274

*Анатолий Федорович Белоусов,
Юрий Николаевич Кочкин,
Зинаида Гавриловна Полякова*

**Вулканические комплексы рифея
и нижнего палеозоя
Горного Алтая, Горной Шории
и Салаирского кряжа**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор издательства *Г. Г. Мирзоев*
Технический редактор *Л. В. Каскова*

Сдано в набор 31/II 1969 г.
Подписано к печати 8/VII 1969 г.
Формат 70×108^{1/16}. Печ. л. 17,75.
Усл. печ. л. 24,85. Уч.-изд. л. 24,4. Тираж 900.
Бумага № 2. Тип. зак. 2065. Т-09652.
Цена 2 р. 44 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Список опечаток и исправлений

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
11	26 сн.	метабазальтовидная	метабазальтоидная
128	Табл. 15, 4 гр. справа, 2 сн.	—6,2	—6,5
181	Рис. 15, подп., 2 св.	Берь-Чумышская	Берь-Чумышская
209	Рис. 58, подп., 2 сн.	2V3V _{Np} Np	2VNp
215	Табл. 15, 1 гр. справа, 1 сн.	19 (9—23%)	18 (9—23%)
231	13 св.	стабильности	стабильными
235	Табл. 51, 11 сн.	Восточной	Западной
235	Табл. 51, 9 сн.	кембрий Нижний	кембрий — нижний

Белоусов, Кочкин, Полякова. Вулканические комплексы...