

327
В. В. ЗАЙКОВ

**Рудоносные
вулканические
комплексы
протерозоя
и кембрия
Туввы**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 327

г. Новосибирск

В. В. ЗАЙКОВ

РУДОНОСНЫЕ
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ПРОТЕРОЗОЯ
И КЕМБРИЯ
ТУВЫ

Ответственные редакторы
д-р геол.-мин. наук *Г. В. Пинус*,
канд. геол.-мин. наук *Э. Г. Дистанов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1976

В монографии описаны геология, петрография, петрохимия, рудоносность вулканических комплексов позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы. Даны критерии выделения вулканических центров, субвулканических и гипабиссальных интрузий среди вулканогенных толщ, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фаций. На основании анализа закономерностей размещения оруденения сделаны прогнозы обнаружения колчеданно-полиметаллических и золоторудных месторождений.

Книга будет полезна специалистам, интересующимся геологией и металлогенией областей геосинклинального вулканизма, а также геологам, занимающимся картированием метаморфизованных вулканогенных образований.

Изучение геосинклинальных позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов Тувы имеет важное научное и прикладное значение. Геосинклинальный вулканизм по интенсивности проявления, охвату разнообразных геотектонических элементов, влиянию на последующее развитие геологических процессов — наиболее значительный этап вулканической деятельности в истории региона. Позднепротерозойские и раннекембрийские вулканогенные образования Тувы перспективны на выявление месторождений полиметаллов, золота, железа, меди.

При описании позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов Тувы основное внимание уделено трем комплексам: харальскому (позднепротерозойскому), улугуйскому и хемчикскому (раннекембрийским). Эти комплексы выделяются своей рудоносностью, вмещающей колчеданно-полиметаллические, медноколчеданные и золоторудные месторождения и рудопроявления.

Перед автором стояли следующие задачи: 1) обобщение материалов по позднепротерозойским и раннекембрийским вулканогенным образованиям, расчленение их на вулканические комплексы; 2) изучение геологии, петрографии, петрохимии, рудоносности харальского, улугуйского и хемчикского комплексов; 3) установление критериев отличия пород, входящих в состав названных комплексов, от более поздних магматических образований; 4) анализ рудоносности позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов, их общая прогнозная оценка на промышленное эндогенное оруденение.

В основу работы положен материал, собранный при крупномасштабной геологической съемке и поисках, проводившихся под руководством автора с 1963 по 1973 г. в колчеданосных и золоторудных районах Тувы. Для решения петрологических вопросов использованы данные 294 силикатных (в том числе 145 оригинальных), полуколичественных спектральных (630), минералогических (25), радиологических (10), петрографических (705) анализов, выполненных в лабораториях Тувинской геологоразведочной экспедиции и СНИИГГиМСА. Изучение опорных разрезов сопровождалось сборами остатков ископаемой фауны и флоры, которые определялись И. Т. Журавлевой, Д. В. Осадчей, М. В. Степановой.

Пересчеты химических анализов и вычисление статистических параметров проводились Партией математических методов Красноярского геологического управления при содействии Ю. Г. Шестакова.

В полевых исследованиях и предварительной обработке материалов вместе с автором участвовали С. С. Куликов, О. К. Гречищев, А. А. Меляховецкий, Г. И. Добрянский, П. Ф. Ковалев, А. И. Кудрявцева. Автор признателен им и другим геологам Тувинской геологоразведочной экспедиции, Института геологии и геофизики СО АН СССР, ВСЕГЕИ, МГРИ, СНИИГГиМСА, оказавшим помощь в выполнении данной работы. Особенно хочется поблагодарить Б. Н. Лапина, пробудившего интерес автора к палеовулканологии, Е. В. Зайкову, без постоянной помощи которой работа еще не скоро была бы закончена, Г. В. Пинуса и Э. Г. Дистанова за консультации и научное редактирование рукописи.

ИЗУЧЕННОСТЬ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ И РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

Накопленные к настоящему времени сведения о позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексах Тувы весьма неравноценны. Сведений о позднепротерозойских вулканогенных образованиях Тувы очень мало. В основном они касаются стратиграфического положения вулканогенных толщ и обобщены в ХХІХ т. «Геологии СССР» (1966). В последние годы В. П. Коробейниковым (1971), А. В. Абрамовым и Г. П. Демьяновой (1970) получены данные о стратиграфии верхнепротерозойских отложений Куртушибинского хребта и Восточного Саяна. Интересные сведения о геологической позиции и металлогении вулканогенных образований Восточной Тувы получены В. А. Габеевым, А. А. Меляховецким, П. А. Никитчиным, О. И. Пятовым, В. Г. Тюлькиным и В. Д. Широкушкиным исследована рудоносность отложений верхнего протерозоя Юго-Западной Тувы. Эти материалы ранее мало освещались и суммируются впервые в нашей работе.

По раннекембрийскому вулканизму выполнено несколько сводок, в которых обстоятельно охарактеризованы вещественный состав вулканогенных пород и закономерности проявления вулканических процессов. Почти все они опираются на материал, полученный при среднемасштабном геологическом картировании и сопровождавших его научно-исследовательских работах. Сведения этого периода, касающиеся стратиграфии нижнекембрийских отложений, в наиболее полном виде приведены в ХХІХ т. «Геологии СССР» (1966), где соответствующий раздел был написан В. Б. Агентовым, Г. М. Владимирским, Г. А. Кудрявцевым.

Впервые описанию геосинклинальных вулканогенных отложений региона была посвящена книга Г. В. Пинуса «Нижнекембрийский вулканизм Тувы» (1961). До этого вещественный состав нижнекембрийских вулканогенных пород Тувы, как и всей Алтае-Саянской области, был практически не изучен. Данная работа в значительной мере восполнила этот пробел. Учитывая особенности разрезов нижнекембрийских отложений, Г. В. Пинус объясняет изменчивость их по латерали влиянием вулканических центров. Предположение, выдвинутое им, о существовании в нижнем кембрии на территории Тувы вулканических аппаратов трещинного и центрального типов подтвердилось дальнейшими исследованиями. Факт альбитизации основных эффузивов дает основание автору рассматривать нижнекембрийские вулканогенные породы как эквивалент спилит-кератофировой формации. При этом эффузивы куртушибинской свиты он выделяет как диабазовую формацию и считает, что образовались они в геосинклинальном прогибе посредством излияний по глубинным разломам. Отложения таннуольской свиты, распространенной, по его мнению, в антиклинальных поднятиях, им относятся к андезитовой формации. На основании петрохимических и общегеологических данных все разнообразие вулканогенных пород нижнего кемб-

рия Тувы он объясняет дифференциацией единой базальтовой магмы.

Т. Н. Иванова (1963), характеризуя раннепалеозойский магматизм Тувы, рассмотрела петрохимию нижнекембрийских эффузивов и сообразно главным чертам химизма разделила их на спилитовую и андезито-порфиритовую формации. Первая приурочена к зонам глубинных разломов, вторая распространена в удалении от них. Образование эффузивов спилитовой формации, по мнению Т. Н. Ивановой, протекало при быстрой транспортировке магматического материала по глубинным разломам «из одной зоны с определенными физико-химическими условиями в другую, резко от нее отличную» (с. 23), что способствовало трансвапоризации. Породы андезито-порфиритовой формации она считает производными контаминированной базальтовой магмы.

Г. М. Владимирский (1967) на основании детального анализа состава и строения нижнекембрийских вулканогенно-осадочных образований произвел структурно-фациальное районирование Тувы для эпохи раннего кембрия. По его заключению, спилит-диабазовая формация приурочена к Актовракско-Куртушибинской зоне, совпадающей с осевой частью эвгеосинклинального прогиба. Андезито-порфиритовая формация распространена в Таннуэльско-Хамсаринской зоне на периферии эвгеосинклинального прогиба вблизи выступов докембрийского фундамента. Строгая стратиграфическая основа позволила Г. М. Владимирскому охарактеризовать эволюцию структурно-фациальных зон.

В. Б. Агентов в диссертационной работе рассмотрел стратиграфию, вещественный состав и металлогению нижнекембрийских вулканогенных пород Восточной Тувы (в том числе Улугуйской зоны), вмещающих колчеданно-полиметаллические месторождения. Значительное внимание уделено характеристике субвулканических интрузий, оказывающих, по его мнению, влияние на локализацию колчеданного оруденения. Автором детально разобран вопрос о зеленокаменном изменении пород и образовании спилитов, сделано заключение о проявлении этих процессов в результате поствулканической гидротермальной деятельности. Пестроту состава вулканогенных пород он объясняет дифференциацией исходной базальтовой магмы и взаимодействием ее с сиалической оболочкой. Нижнюю часть вулканогенного разреза (туматтайгинскую свиту) В. Б. Агентов относит к спилит-кератофировой формации, а верхнюю (тапсинскую) — к андезито-базальтовой. При этом в спилит-кератофировой формации он выделяет спилит-диабазовую и кварц-кератофировую субформации.

В последние годы сведения о кембрийском вулканизме Тувы расширены в результате крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ Тувинской геологоразведочной экспедиции, тематических исследований сотрудников ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМСа. Существенно пополнены данные о строении вулканогенных толщ, субвулканических и жерловых тел раннекембрийского возраста Восточной Тувы (Бухаров, 1974; Лапин, 1968; Зайков, 1972). Получены материалы о раннекембрийских вулканогенных образованиях Западной Тувы (Зайков, 1971б) и Куртушибинского хребта (Велинский, 1968; Исаков, 1974; Коллеганов, 1971). Новые сведения о стратиграфии и вещественном составе отложений нижнего кембрия различных районов Тувы содержатся в работах В. Л. Авруцкого, Н. С. Анастасиева, В. А. Габеева, В. В. Беззубцева, С. С. Куликова, З. А. Кунды, З. П. Любалинской, В. А. Подругина, А. Н. Павлова, Я. В. Сарбаа, Г. Г. Семенова, А. Д. Топоркова, В. Д. Широкушкина и др.

Часть этого материала использована в монографии «Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы» (1970). Авторы ее на базе последних данных по стратиграфии, петрографии, петрохимии по-новому воссоздают палеотектоническую обстановку Тувы в раннем кембрии. Они развивают существующее представление о том, что раннекембрийская

эффузивная деятельность проявилась в разобщенных линейных вулканических зонах. Петрохимическое различие пород определенных вулканических зон объясняется авторами своеобразием процессов эволюции и дифференциации магмы на участках с различной мощностью гранито-метаморфического слоя. В книге дана характеристика двух типов вулканических аппаратов: трещинного, характерного для зон глубинных разломов, и центрального, свойственного приразломным прогибам. Раннекембрийские вулканогенные образования Тувы разделены на базальтовую, андезито-базальтовую, базальт-андезит-дацитовую формации, причем лишь последняя сопоставляется со спилит-кератофировой формацией.

Данную монографию дополняют работы Б. Н. Лапина и А. П. Щеглова. В составленном Б. Н. Лапиным «Атласе структур кембрийских вулканогенных пород Тувы» (1972) приведен материал, который позволяет видеть различия микроструктур пород вулканических фаций. А. П. Щеглов (1969) дает наиболее детальное в настоящее время структурно-формационное районирование Тувы для эпохи раннего кембрия и описывает особенности отложений в выделенных зонах.

В сборнике «Закономерности размещения магматических формаций...» (1971) Ю. А. Нуварьева, Ю. Я. Черненко, А. Г. Гузман, С. С. Долгушин показали распространение различных типов формаций в кембрийских вулканических зонах Алтае-Саянской области, в том числе и Тувы.

Данные публикации, особенно последние, довольно полно характеризуют продукты раннекембрийского вулканизма Тувы; но поступление нового фактического материала показывает, что ряд палеовулканологических вопросов пока не разрешен. В частности, не установлены закономерности распространения и соотношения различных вулканических фаций, строения вулканических сооружений и их корневых зон, метаморфизма вулканогенных пород. Недостаточно систематизированы сведения о металлогенической специализации раннекембрийских вулканических зон Тувы и металлоносности вулкано-тектонических структур.

Рудоносность раннекембрийских вулканогенных образований изучалась главным образом в связи с оценкой колчеданно-полиметаллического оруденения. Основные работы в этом направлении касаются Восточной Тувы, где металлогенические исследования проводятся с 1946 г. большим коллективом производственников и научных работников. Работами Б. И. Бермана (1960), Г. А. Кудрявцева и В. Б. Агентова (1961), В. Б. Агентова (1962) была доказана связь оруденения с раннекембрийским вулканизмом, установлены основные литолого-структурные факторы локализации месторождений. Дополнительные сведения о распространении колчеданно-полиметаллического оруденения и закономерностях его размещения были получены Н. С. Бухаровым (1969, 1974), Э. Г. Дистановым и др. (1968), В. В. Зайковым (1971а, 1974), О. И. Шохиной и др. (1972).

Важные вопросы металлогении Кызыл-Таштыгского рудного района были рассмотрены в работах В. А. Подругина, А. Д. Топоркова, Р. Т. Уссара. В работах О. А. Безрукова, В. В. Зайкова и Е. В. Зайковой, С. С. Куликова, А. К. Сибилева, В. Г. Тюлькина, В. Д. Широкушкина содержатся результаты изучения колчеданного оруденения Западной Тувы, начатого после открытия в 1961 г. Эдыгейского месторождения. Эти исследования доказали рудоносность раннекембрийских вулканогенных образований Хемчикской, Могенбуренской и Барлыкской зон и дали рекомендации к проведению поисково-разведочных работ на полиметаллы в этих структурах.

Изучение генезиса и формационный анализ колчеданно-полиметаллического оруденения Тувы в последнее время проводились Э. Г. Дистановым (1972) и др. Рудные объекты Восточной Тувы он отнес к фор-

мации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений и связал их происхождение с гидротермально-метасоматическими пост-вулканическими процессами в центрах вулканической активности, экранированных вулканогенно-осадочными толщами.

Степень изученности позднепротерозойских и раннекембрийских вулканогенных пород определила характер и объем работы. В программе наших исследований внимание акцентировалось главным образом на тех вопросах, которые оставались неосвещенными или были недостаточно полно изучены. Поэтому для создания цельной картины раннегеосинклинального вулканизма мы провели всестороннее изучение позднепротерозойских вулканических комплексов. Что касается раннекембрийских, то главное внимание при их исследовании было направлено на изучение интрузивных фаций, расшифровку строения корневых систем палеовулканов и анализ рудоносности отдельных вулканических зон.

Г л а в а II

СОДЕРЖАНИЕ ОСНОВНЫХ ТЕРМИНОВ, ВОПРОСЫ НОМЕНКЛАТУРЫ И ЧЛЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В связи с различной трактовкой некоторых геологических терминов поясним смысл, вкладываемый нами в основные определения.

В основу понятия «формация» положены определения Н. С. Шатского (1960), Н. П. Хераскова (1952), Ю. А. Кузнецова (1964).

Под геологическими формациями понимаются естественные ассоциации горных пород, отдельные члены которых парагенетически тесно связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. При определении формационной принадлежности оруденения использованы классификации В. И. Смирнова (1960, 1968), В. А. Кузнецова (1966), В. Н. Котляра (1970), И. С. Рожкова (1971), Э. Г. Дистанова (1972). Классификация фаций метаморфизма принята по Н. Л. Добрецову и др. (1972), типов метаморфизма — по Б. Я. Хоревой (1966).

Понятие «фация» применяется в смысле, рекомендованном Ю. А. Ворониным и Э. А. Егановым (1972) с учетом представлений Ю. А. Кузнецова (1960), Г. Ф. Крашенинникова (1962), В. Е. Хаина (1964).

Фация — совокупность геологических тел определенной формы и размеров, сложенных породами с характерным минеральным составом, структурой и текстурой. По этим особенностям восстанавливается процесс образования данной группы тел в сходной обстановке в отличие от формирования соседних разновозрастных.

Под вулканическим комплексом, учитывая разработки Ю. А. Кузнецова (1964), А. Ф. Белоусова (1972) и др., мы понимаем ассоциацию пород крупного вулканического цикла, занимающую значительный стратиграфический интервал — порядка одного отдела или яруса. Породы смежных вулканических циклов обычно отделяются значительным перерывом вулканической деятельности и, как правило, отличаются составом пордуктоз извержений. Вулканические комплексы «занимают ареалы регионального масштаба, которые либо разделены безэффузивными зонами синхронных накоплений, либо непосредственно смыкаются. Эти ареалы приблизительно совпадают с тек-

тоно-формационными зонами, выделяемыми с учетом общего состава, строения и мощностей толщ» (Белоусов, 1972), которые имеют признаки разного глубинного строения. Одновозрастные комплексы отличаются набором групп пород (базальтовой, андезитовой, дацитовой, риолитовой) и представляют собой конкретные формации регионального значения.

Наименования комплексам даны по группам пород, составляющих ощутимую часть их объема (больше 15%). Названия ассоциаций, претерпевших региональный метаморфизм с полной потерей первичных микроструктур, оттеняются присоединением приставки «мета» к наименованию одной из породных групп. Собственные наименования даны для тех достаточно хорошо изученных комплексов, в которых установлено большое количество субвулканических и гипабиссальных интрузий. Именуются они по названию свит или петротипных интрузивов, если в вулканический комплекс входят породы нескольких свит.

В составе вулканических комплексов с учетом рекомендаций Ю. А. Кузнецова (1960), В. С. Коптева-Дворникова и др. (1967), И. В. Лучицкого (1971) мы выделяем четыре группы фаций (по Лучицкому — генетических типов) эффузивную, пирокластическую, интрузивную и метасоматическую. Такое деление опирается на характерные черты, присущие самим геологическим телам, и соответствует главным вулканическим процессам, формирующим эти породы. Интрузивные фации представлены жерловыми, субвулканическими и гипабиссальными образованиями.

К жерловой фации отнесены некки, дайки, тела неправильных очертаний, сложенные породами, свойства которых — перемежаемость, иногда зональное распределение плохо раскристаллизованных пород с различной текстурой (флюидальной, брекчиевой, однородной), присутствие брекчий (продуктов закрытых эксплозий) — свидетельствуют о движении по этим каналам магмы к дневной поверхности.

К субвулканической фации отнесены мелкие интрузивные тела разнообразной формы, сложенные плохо раскристаллизованными и тонкозернистыми породами — риолитовыми порфирами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, гранит-порфирами, габбро-диабазами, диоритовыми порфиритами. В строении тел резко преобладают породы однородной текстуры; брекчиевые и флюидальные разности лишь ограниченно развиты в краевой части интрузивов. Данные о положении рассматриваемых интрузий в вулканогенном разрезе свидетельствуют о глубине их становления — порядка 0,5—2 км. Разделение жерловых и субвулканических тел — сложная задача, при решении которой приходится опираться не только на особенности внутреннего строения тел и слагающих их пород, но и на косвенные признаки, говорящие о близости центров извержений. Таким образом, можно устанавливать вулканические аппараты на приповерхностном уровне среза среди синхронных вулкаников, накапливающихся в субаэральных и мелководных условиях. Что касается корневых зон, то в них выделить жерловины среди интрузивных тел, сформировавшихся в процессе вулканизма, далеко не всегда возможно, и в большинстве случаев эти интрузии с некоторой долей условности относятся к субвулканическим образованиям.

Под гипабиссальной фацией понимаются интрузивные тела, сложенные полнокристаллическими породами плутонического облика (гранитами, диоритами, габбро). Располагаются они преимущественно в нижних частях вулканогенного разреза и в подстилающих отложениях. По особенностям вещественного состава устанавливается их генетическая общность с продуктами вулканизма. Совокупность этих данных свидетельствует о том, что гипабиссальные интрузии сформировались

в процессе вулканической деятельности в корневой зоне палеовулканов на глубине 2—5 км.

В связи с тем, что при палеовулканологических исследованиях в областях раннегеосинклинального вулканизма выделять палеовулканы очень трудно, а иногда и невозможно, возникает необходимость оперировать понятием «вулканический центр». Вулканическими центрами предлагается называть места вулканических извержений центрального типа, охватывающие околожерловую (по Е. Ф. Малееву, 1963) зону и область продвижения магмы к дневной поверхности. На разных уровнях среза вулканические центры характеризуются специфическими особенностями. В вулканогенных накоплениях, образовавшихся в результате деятельности данного вулканического центра (приповерхностный уровень среза), последний распознается по ряду признаков, свидетельствующих о близости центра извержения и принадлежности вулканогенных накоплений к околожерловой зоне. Эти признаки различны для толщ, сформировавшихся в неодинаковой физико-географической среде и имеющих разный состав; они зависят от типа вулканических извержений. Наиболее распространенными из них являются появление грубообломочных туфов, красноцветной окраски пород в зеленокаменных толщах, увеличение роли кислых эффузивов. На субвулканическом уровне среза вулканического центра, отвечающем, вероятнее всего, нижним частям вулканической постройки (верхний интеркрустальный ярус — по И. В. Лучицкому, 1971), широко развиты субвулканические интрузивы. На гипабиссальном уровне среза (нижний интеркрустальный ярус), охватывающем корневую зону палеовулканов (породы, подстилающие вулканогенные накопления, либо породы более раннего вулканического этапа), вулканические центры узнаются по многочисленным гипабиссальным интрузиям. Для приповерхностного и субвулканического уровня среза характерны мощные зоны гидротермально измененных пород типа вторичных кварцитов и пропилитов, пользующихся ограниченным развитием на гипабиссальном уровне среза.

Глава III

ГЕОЛОГИЯ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ И РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

Вулканогенные образования Тувы позднепротерозойского и раннекембрийского возраста — это типичные представители раннегеосинклинального вулканизма. Они относятся к группе зеленокаменных формаций и разделены на ряд комплексов (рис. 1). Позднепротерозойские вулканогенные породы, образовавшиеся на байкальском геосинклинальном этапе, развиты на сравнительно небольших площадях на междуречье Большой — Малый Енисей, на левобережье Малого Енисея; слагают небольшие участки в бассейнах рек Кижиги-Хем (Восточный Саян), Аккол, Коярд (Западный Саян), Сары-Гимате (Алтай). Раннекембрийские вулканогенные породы (точнее, поздневендско-раннекембрийские) образовались на салаирском геосинклинальном этапе. По сравнению с позднепротерозойскими они имеют большую площадь распространения и более разнообразны по составу. Отделены верхнепротерозойские и нижнекембрийские вулканогенные отложения значительным перерывом вулканической деятельности, что сопровождалось некоторой перестройкой структурного плана, а в Восточной Туве (Кар-

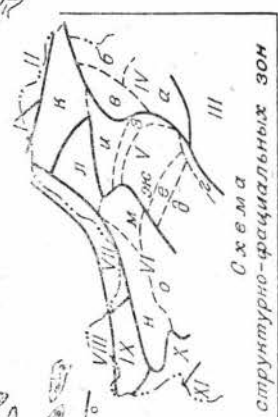
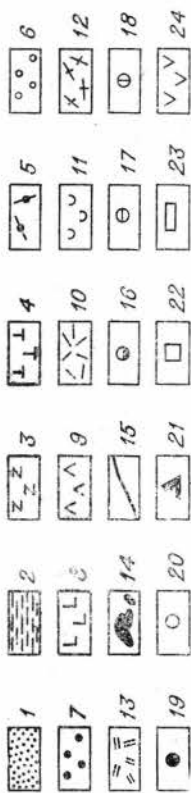
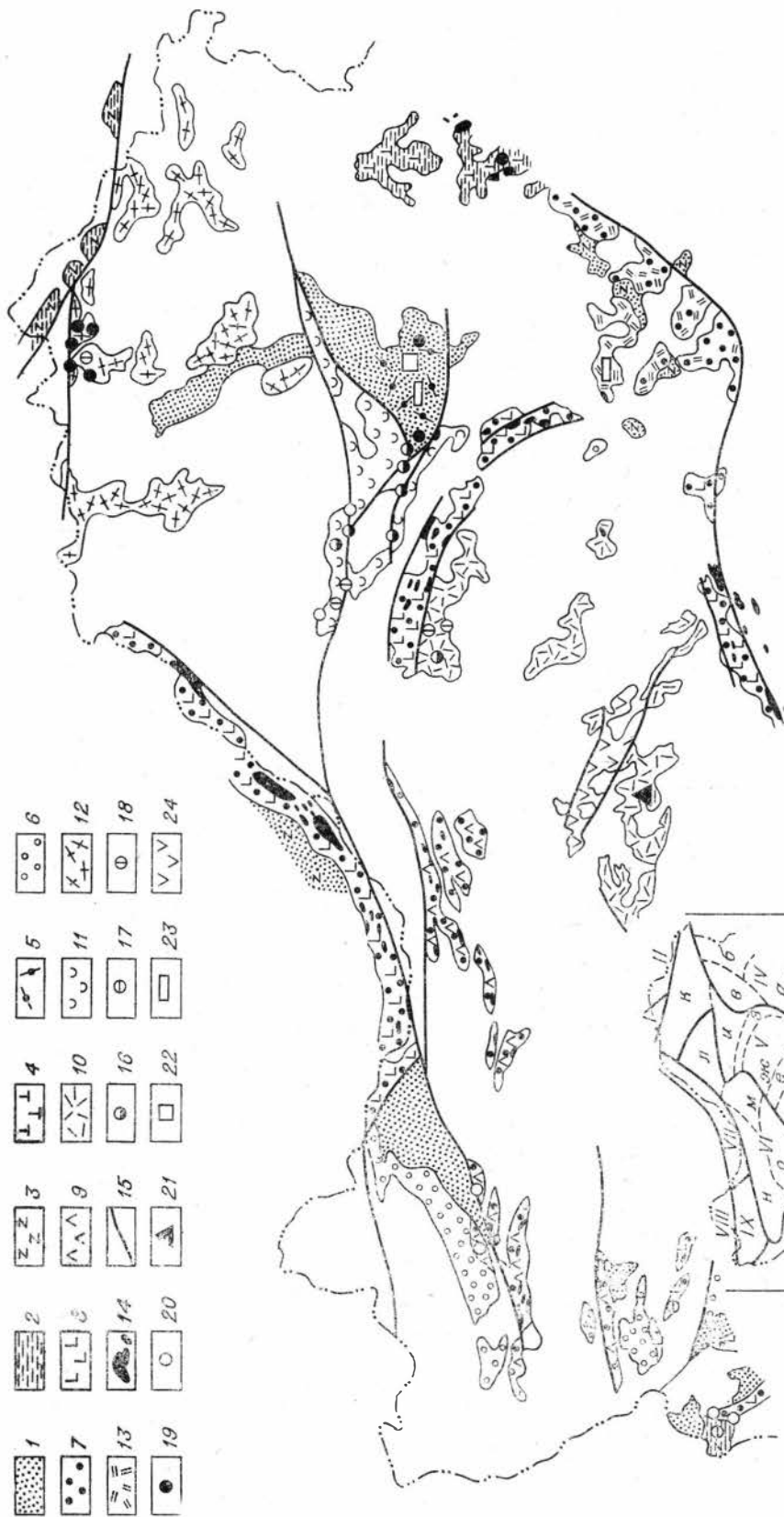


Схема
структурно-фациальных зон

гинская зона) и складчатостью. Характерно, что в последнем случае нижнекембрийские вулканогенные образования ассоциируют с молассоидами и близки по типу к породам орогенных вулканических комплексов.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Позднепротерозойские вулканогенные образования Тувы разделены на метариолит-базальтовый и metabазальтовые вулканические комплексы, сводная характеристика которых дана в табл. 1. По ареалам metabазальтовых комплексов установлены Билинская, Восточно-Саянская, Куртушибинская и Могенбуренская вулканические зоны. Ареал метариолит-базальтового комплекса выделен как Харальская вулканическая зона. Билинская и Восточно-Саянская зоны приурочены к границам геосинклиналиного прогиба со стабильными структурами — Сангиленским массивом и Восточно-Саянским антиклинорием. Харальская зона расположена в краевой части геосинклинали, а Куртушибинская — в ее наиболее погружавшейся части, фиксирующей Саяно-Тувинский разлом. Могенбуренская зона приурочена к геоантиклинально-му поднятию

Геологическая позиция вулканогенных отложений разных зон сходна. Они согласно залегают на терригенных, реже карбонатно-терригенных отложениях низов бийхемской, джебашской и кувайской серий. В последнее время их взаимоотношения изучались в Западно-Саянской зоне В. П. Коробейниковым и Я. В. Сарбаа, в Восточно-Саянской — А. В. Абрамовым, О. И. Пятовым, В. А. Габеевым. Для Харальской зоны этот вопрос решен автором, им показано согласное залегание вулканогенных отложений харальской свиты на толще метаалевролитов, метапесчаников и углеродистых сланцев (см. рис. 2). Эта толща, являющаяся, по-видимому, возрастным аналогом айлыгских мраморов, выделена автором и С. С. Куликовым под названием демиржинской свиты. Ранее считалось, что они залегают выше харальской свиты (Геология СССР, 1966), и потому ее включали в состав охемской свиты.

Перекрываются вулканогенные образования карбонатно-терригенными отложениями, которые в Восточно-Саянской, Билинской и Харальской зонах содержат водоросли, свойственные верхнему рифею — венду (Абрамов, 1969, 1972; Зайков, 1974). Взаимоотношения вулканитов с этими толщами двоякие. В Харальской и Куртушибинской зонах, где карбонатно-терригенные отложения являются нижним членом эвгеосинклиналиного разреза салаирского этапа, они залегают согласно (мате-

Рис. 1. Схема распространения верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложений на территории Тувы.

1—5 — участки развития осадочно-вулканогенных пород верхнего протерозоя: 1 — терригенные и туфогенно-терригенные отложения, 2 — карбонатно-терригенные и карбонатные отложения, 3—5 — вулканические комплексы (3 — metabазальтовый, 4 — metabазальтовый с метадацитами, 5 — харальский метариолит-базальтовый); 6—13 — участки развития осадочно-вулканогенных пород нижнего кембрия: 6 — терригенные отложения, 7 — туфогенно-терригенные отложения, 8—12 — вулканические комплексы (8 — базальтовый со спилитами, 9 — хемчикский базальтовый с дацитами, пикритовыми порфиритами, 10 — андезит-дацит-риолитовый, 11 — улугуйский риолит-дацит-базальтовый, 12 — базальт-андезит-дацитовый), 13 — андезит-риолитовый орогенный; 14 — интрузии гипербазитов актовракского комплекса (σΣ); 15 — основные разломы; 16—20 — минеральные типы колчеданных месторождений и рудопроявлений: 16 — колчеданно-полиметаллический, 17 — цинково-свинцово-колчеданный, 18 — цинково-медно-колчеданный, 19 — серноколчеданный, 20 — серноколчеданный с признаками полиметаллической минерализации; 21 — рудопроявление медно-целистового типа; 22 — рудопроявление золото-серебряного типа; 23 — участки развития железистых кварцитов. Структурно-фациальные зоны и подзоны: I — Кизир-Казырская; II — Восточно-Саянская; III — Сангиленская; IV — Верхне-Енисейская (а — Каргинская, б — Бидлиная, в — Харальская); V — Таннуольско-Хамсаринская (г — Агардакская, д — Восточно-Таннуольская, е — Балзанская, ж — Ондумская, з — Каахемская, и — Улугуйская, к — Хамсаринская); VI — Центрально-Тувинская (Тувинский прогиб) (л — Тоджинская, м — Уюкская, н — Хемчикская, о — Западно-Таннуольская); VII — Куртушибинская; VIII — Центрально-Саянская; IX — Ажуская; X — Шапшальская (Барлыкская); XI — Анууйско-Чуйская (Могенбуренская).

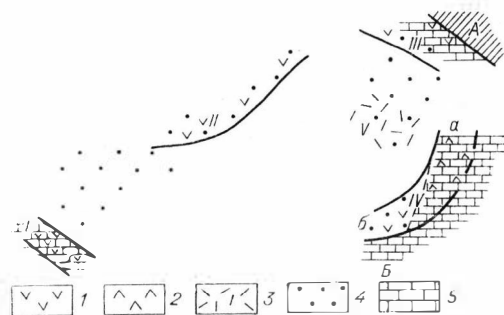
Позднепротерозойские вулканические комплексы Тувы

| Вулканический комплекс | Вулканическая зона и подзона | Тектонические элементы | Стратифицированные образования | | | | Интрузивные образования | Метасоматиты | Полезные ископаемые | |
|-----------------------------------|------------------------------|---|--------------------------------|-------------------------------------|---|---|--|--|--|--|
| | | | толща, м | ассоциация пород | вулканогенные породы | | | | | сопутствующие осадочные породы |
| | | | | | эффузивы | пирокласты | | | | |
| Метабазальтовый | Могенбуренская | Геоантиклиналь | Баратальская свита, 1000—1500 | Вулканогенно-терригенно-карбонатная | Порфиритоиды, 5—10 | | Мраморы, 75—90; парасланцы, 3—15 | — | Окремненные баритизированные породы | Колчеданно-полиметаллическая минерализация |
| Харальский метариолит-базальтовый | Харальская | Прибортовая часть геосинклинали с умеренным прогибанием | Харальская свита, 3100—4000 | Терригенно-вулканогенная | Метабазальты, 10—41 Метариолиты, 1—26 | Метатуфы базальтовые алевро-псаммитовые (редко агломеративные), 5—24 Метатуфы риолитовые алевро-псаммитовые (редко агломеративные), 0—21 | Метапесчанники, 2—15; метаалевролиты, 3—42; углеродистые сланцы, 1—10. Редко: известняки, железистые кварциты | Жерловая фация: нежки метариолитов и вулканических брекчий риолито-дацитового состава Субвулканическая фация: силлы, дайки метадиабазов, метагаббро, редко метариолитов Гибабиссальная фация: штоки, силлы, метагаббро | Кварциты окремненные, серицитизированные, эпидотизированные и калишпатизированные породы | Проявления золота в метасоматических кварцитах, железистые кварциты, серноколчеданное оруденение |
| Метабазальтовый с метадиабазитами | Билинская | Шовные зоны на границе геосинклинального прогиба со стабильными структурами | Харальская свита, > 2000 | Карбонатно-терригенно-вулканогенная | Порфиритоиды, 25—55 В том числе метабаза- льты Порфириды | Парасланцы, 30—60; мраморы, 10—15; углеродистые сланцы, 3—10 | Субвулканическая фация: силлы метагаббро, апогаббровых и аподиабазовых амфиболитов | — | — | |
| | Билинская ская | | | | | | | | | Вулканические зоны |

| | | | | | |
|--|--|---|--|--|---|
| Каргин- Восто- чно-Саян- ская | | Бийхем- ская се- рия, 2000— 3000 | Кремни- сто-терри- генно- вулкано- генная | Порфиритоиды, 30—70 | Парасланцы, 30—60; квар- цы, 3—15 |
| | | Бахтин- ская свита, 2500— 3500 | Карбо- натно- терриген- но-вулка- ногенная | Порфиритоиды, 50—85 В том числе метаба- зальты | Парасланцы- 10—30; мраморы, 10—15; уг- леродистые сла- нцы, 3—5 |
| Курту- шибин- ская | Область наиболее интенсив- ного про- гибания геосин- клинали | Уртен- ская свита, 2000— 6000 (?) | Вулкано- генно-те- рриген- ная | Порфиритоиды, 30—60 В том числе метаба- зальты | Парасланцы, 40—80; квар- цы |

Тувы (средний рифей):

I — Могенбуренская;
II — Куртушибинская;
III — Восточно-Саян-
ская; IV — Билинская;
а) Билинская подзона,
б) Каргинская подзона;
V — Харальская



1—3 — вулканические комплексы (1 — метабазальтовые, 2 — метабазальтовый с метадацитами, 3 — метариолит-базальтовый); 4 — области терригенного осадконакопления; 5 — области карбонатного осадконакопления.

Стабильные структуры: А — Восточно-Саянский антиклинорий; Б — Сангиленский массив

Примечания: 1. В таблице не учтены спорадические проявления вулканогенных пород в низах бийхемской, джебашской и кувайской серий. 2. Цифры соответствуют проценту пород в опорных разрезах. 3. Парасланцы развиты по алевролитам и песчанкам.

риалы автора, Я. В. Сарбаа). В Билинской зоне терригенные породы, образующие, по мнению А. П. Щеглова, А. В. Абрамова и В. М. Исакова, низы эпибайкальского орогенного комплекса, налегают на зеленосланцевую бийхемскую серию с перерывом и несогласием.

Возраст описываемых вулканогенных образований определяется как средний рифей по присутствию верхнерифейско-вендских водорослей в перекрывающих отложениях (Харальская, Билинская, Восточно-Саянская зоны), а также на основании стратиграфических сопоставлений (Куртушибинская, Могенбуренская зоны). Очевидно, что данный вопрос в настоящее время решен лишь в первом приближении и представление о синхронности вулканических процессов в различных зонах принимает-ся автором с известной долей условности.

Рифейские отложения Тувы претерпели метаморфизм зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Наиболее характерен для них метаморфизм эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (Добрецов и др., 1972), проявленный во всех вулканических зонах и являющийся как бы региональным метаморфическим фоном для данных образований. Этот метаморфизм можно классифицировать как региональный динамо-геотермический (по Хоревой, 1966).

В Харальской и Билинской зонах в поле рифейских отложений проявлены зональные метаморфические комплексы с усилением степени метаморфизма до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. По Харальской зоне нами получены материалы, позволяющие связывать повышение степени метаморфизма с процессами, которые привели к формированию гранитоидных батолитов таннуольского комплекса, а следовательно, относить его к региональному плутоническому метаморфизму салического профиля (Хорева, 1966).

1. Установлено усиление степени метаморфизма с приближением к гранитоидным массивам. В бассейне р. Харал вблизи последних проявляется зона биотит-хлоритовой метаморфической ассоциации шириной 10—15 км, которая в полосе 3—6 км у границы плутона сменяется парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (см. табл. 9). Граница между эпидот-мусковит-хлоритовой и биотит-хлоритовой зонами проводится по изографам биотита и граната в метапелитах и метапсаммитах. Границей эпидот-амфиболитовой зоны принята изограда роговой обманки в метапелитах и метабазитах. Изографы не подчинены ни тектоническим структурам, ни стратиграфическим границам и в целом параллельны контакту плутона.

2. Полученные в минералого-геохимической лаборатории СНИИГГиМСа определения абсолютного возраста вулканогенных и осадочных образований из наложенных зон метаморфизма калий-аргоновым методом по породе колеблются от 474 до 516 млн. лет, в среднем составляя 490 млн. лет. Такими же цифрами, близкими к рубежу кембрия и ордовика, характеризуются породы таннуольского комплекса (Клярковский, 1972), что позволяет связывать зональный метаморфизм рифейских отложений с общим прогревом территории, сопутствующим становлению интрузий данного комплекса.

Метаморфизм верхнепротерозойских отложений осложняется диафторезом в зонах расланцевания и интенсивной линейной складчатости (например, в бассейне р. Харал).

Совокупность метаморфических процессов привела к интенсивному проявлению бластеза в породах, вследствие чего для установления первичной природы вулканитов требуются специальные петрографические исследования, направленные на определение реликтовых структур и текстур. В метабазальтовых комплексах, изученных недостаточно полно, разделение метаморфизованных вулканогенных пород на фациальные разновидности сделать не удалось и они фигурируют под названием порфиритонды.

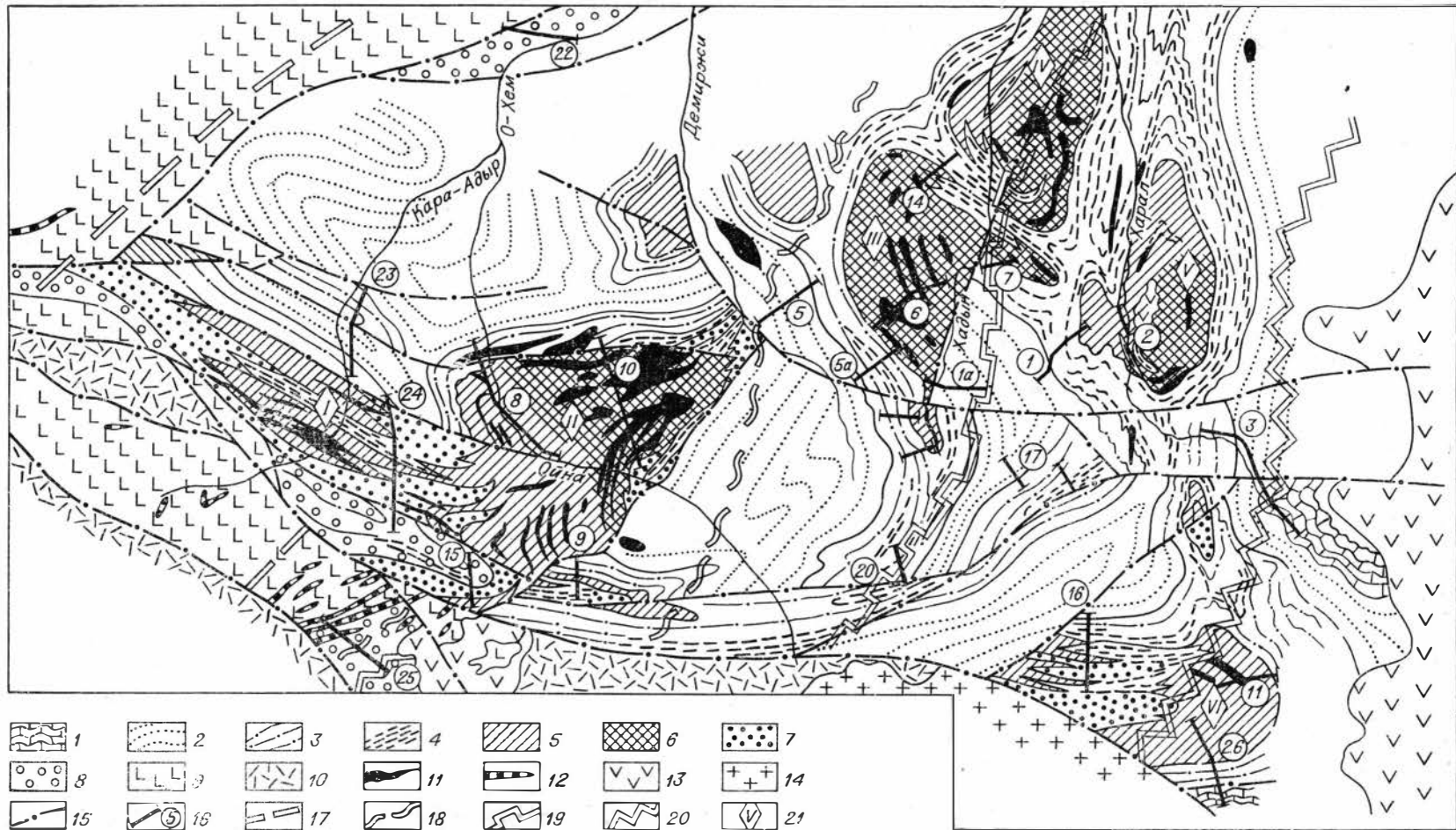
Харальский метариолит-базальтовый комплекс

К харальскому комплексу отнесены вулканогенные отложения, входящие в состав харальской свиты, и связанные с ними жерловые, субвулканические и гипабиссальные образования. Вулканогенные породы харальского комплекса распространены на левобережье рек Бий-Хем, Большой Енисей, в бассейнах рек Харал, Демиржи, Ойна, Кара-Адыр, где верхнепротерозойские отложения занимают около 2000 км². Эта площадь, выделяемая как Харальская вулканическая зона, на востоке ограничивается Бийхемским гранитоидным массивом таннуольского комплекса, на северо-востоке и юго-западе — участками распространения нижнекембрийских пород Улугуйской зоны. Геологическое строение южной части Харальской зоны иллюстрируется на рис. 2. Позднепротерозойские отложения на этой территории образуют систему дугообразно изогнутых антиклинальных и синклинальных структур с размахом крыльев 8—10 км. Оси складок подвержены ундуляции и виргации, при этом их характер меняется от брахиформного на участках развития вулканогенных отложений до линейного в тех местах, где развиты преимущественно терригенные породы. Вулканогенные породы харальской свиты слагают главным образом ядра брахиформных синклинальных складок (падение пород на крыльях 50—85°, в ядерной части выполаживается почти до горизонтального). Пока не ясно, чем вызваны такие особенности структуры: либо разным поведением вулканогенных и терригенных пород при складчатых деформациях, либо унаследованностью в современной структуре первичных вулканотектонических форм (например, кальдер).

Эффузивная и пирокластическая фации харальского комплекса представлены преимущественно породами базальтового и риолитового состава. Более ограниченно развиты андезитовые и дацитовые вулканы. Вулканогенными породами сложена серия пластов, которые в совокупности образуют крупные линзообразные залежи мощностью (в центральной части) 2—3,5 км, поперечником 10—15 км. Данные сооружения, представляющие собой, по-видимому, захороненные вулканические постройки, сменяются по латерали терригенными породами удаленной относительно центров вулканизма зоны. В настоящее время откартировано несколько таких залежей — Кара-Адырская, Ойнинская, Ольховская, Харальская, Хадынская, Карахемская.

В вулканогенных залежах по соотношению вулкаников различного состава, грубо- и мелкообломочного туфогенного материала выделяются околожерловая и промежуточная (Малеев, 1963) зоны. В околожерловой зоне (4—8 км в поперечнике) метариолиты и метадациты составляют 23—28% разреза, риолито-дацитовые метатUFFы 10—33% (рис. 3, табл. 2). Эти породы, образующие пакки мощностью 30—200 м, сосредоточены в средней части разреза. Количество вулкаников основного состава несколько выше, чем кислых: метабазальтов 40—50%, их туфов 13—17%. В верхах разреза наряду с алевро-псаммитовыми пирокластами появляются горизонты агломератовых и псефитовых туфов мощностью 3—7 м. Обломки в них представлены эпидотизированными миндалекаменными метабазальтами и имеют размеры 3—10, реже 30—40 см. В промежуточной зоне шириной 6—8 км резко уменьшается количество вулкаников риолитового состава (до 1—3%), соответственно увеличивается доля метабазальтов. Пирокласты в этой части залежей представлены только алевро-псаммитовыми разновидностями. Общей особенностью вулканогенного разреза является увеличение в его верхах количества туфогенных пород и появление прослоев песчаников и алевролитов.

Отложения удаленной от центров вулканической деятельности зоны представлены песчаниками, алевролитами, углеродистыми сланцами. В местах перехода промежуточной зоны в удаленную, зафиксированных



Соотношение типов пород в разрезах харальской свиты, %

| Порода | Зона | | | | | |
|-----------------------------|-------------------------|------|-----------------------------|------|---------------------------|------|
| | околожерловая (6, 9) | | промежуточная (2, 8, 11) | | удаленная (16, 21, 24) | |
| Базальтового состава: | | | | | | |
| метаэффузивы | 9—53 | (31) | 40—62 | (60) | 6—26 | (12) |
| метатуфы алевро-псаммитовые | 13—17 | (15) | 29—37 | (31) | 4—8 | (6) |
| метатуфы агломератовые | 1—2 | (2) | — | — | — | — |
| Риолитового состава: | | | | | | |
| метаэффузивы | 23—28 | (25) | 0—3 | (2) | 0—3 | (1) |
| метатуфы алевро-псаммитовые | 10—33 | (21) | 0—2 | (1) | — | — |
| Итого вулканических пород | 94 | | 94 | | 19 | |
| Туффиты известковые | — | — | 0—4 | (1) | — | — |
| Туффиты алевритистые | 0—3 | (1) | 0—2 | (1) | — | — |
| Песчаники | 0—4 | (1) | 0—4 | (1) | 0—40 | (20) |
| Алевролиты | 0—10 | (3) | — | — | 30—65 | (44) |
| Углеродистые сланцы | 0—1 | (1) | 0—5 | (2) | 9—6 | (16) |
| Железистые кварциты | — | — | 0—2 | (1) | 0—2 | (1) |
| Итого | 100 | | 100 | | 100 | |
| Коэффициент explosивности | 23—62 (36) | | 32—48 (34) | | 33—40 (37) | |

Примечание. Здесь и в табл. 4, 5, 7 в скобках указан средний % по разрезам. В скобках головки таблицы даны номера разрезов.

в бассейнах рек Шенелик, Демиржи, Шорлуг, среди metabазальтов и метатуфов промежуточной зоны появляется значительное количество песчаников, алевролитов и графитистых сланцев. Судя по присутствию углеродистых пород, области терригенного осадконакопления в харальское время были более глубоководными участками по сравнению с околожерловыми зонами.

К жерловой фации отнесены некие метаморфизованные риолито-дацитовые порфиры диаметром 300—500 м, встреченные на правобережье р. Ойна и на междуречье Хадын — Демиржи. Некие сложены метариолитами и вулканическими брекчиями. Метариолиты имеют серую, местами лиловато-серую окраску, однородную, реже брекчиевую и флюидальную текстуру. От эффузивов соответствующего состава они отличаются большей монолитностью. Располагаются жерловины на

Рис. 2. Схема геологического строения бассейнов рек Харал, Демиржи, Ойна, Кара-Адыр.

1—7 — верхний протерозой: 1 — айлыгская свита (мраморизованные известняки с прослоями сланцев); 2 — нижняя толща демиржинской свиты (метаморфизованные песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов); 3 — верхняя толща демиржинской свиты (метаморфизованные алевролиты и филлиты); 4 — графитистые сланцы (демиржинская и харальская свиты); 5—7 — харальская свита (5 — метаморфизованные эффузивы и туфы базальтового и риолитового состава, 6 — метаморфизованные песчаники и алевролиты); 8 — охемская свита (песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов и известняков); 9 — туматгайгинская и тапсинская свиты нижнего кембрия (вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы); 10 — кызылбулакская серия нижнего — среднего девона (риолито-дацитовые порфиры и андезитовые порфириты); 11 — позднпротерозойские субвулканические интрузии метадиабазов и метагаббро; 12 — раннекембрийские субвулканические интрузии диабазов и габбро-диабазов; 13 — интрузивы гранитов и диоритов таннуольского комплекса (); 14 — интрузивы гранитов брельского комплекса (D); 15 — основные дизъюнктивные нарушения; 16 — здесь и далее места составления опорных геологических разрезов; 17—20 — изограды: 17 — пумпеллитита, 18 — биотита, 19 — граната, 20 — роговой обманки; 21 — вулканические центры: I — Кара-Адырский, II — Ойинский, III — Ольховский, IV — Хадынский, V — Харальский, VI — Карахемский. Опорные разрезы составлены: 1—20, 25 — В. В. Зайковым, Е. В. Зайковой, С. С. Куликовым, П. Ф. Ковалевым, 22 — Я. Д. Шенкманом; 23—24 — В. А. Габеевым, З. А. Кундой; 26 — В. Б. Агентовым.

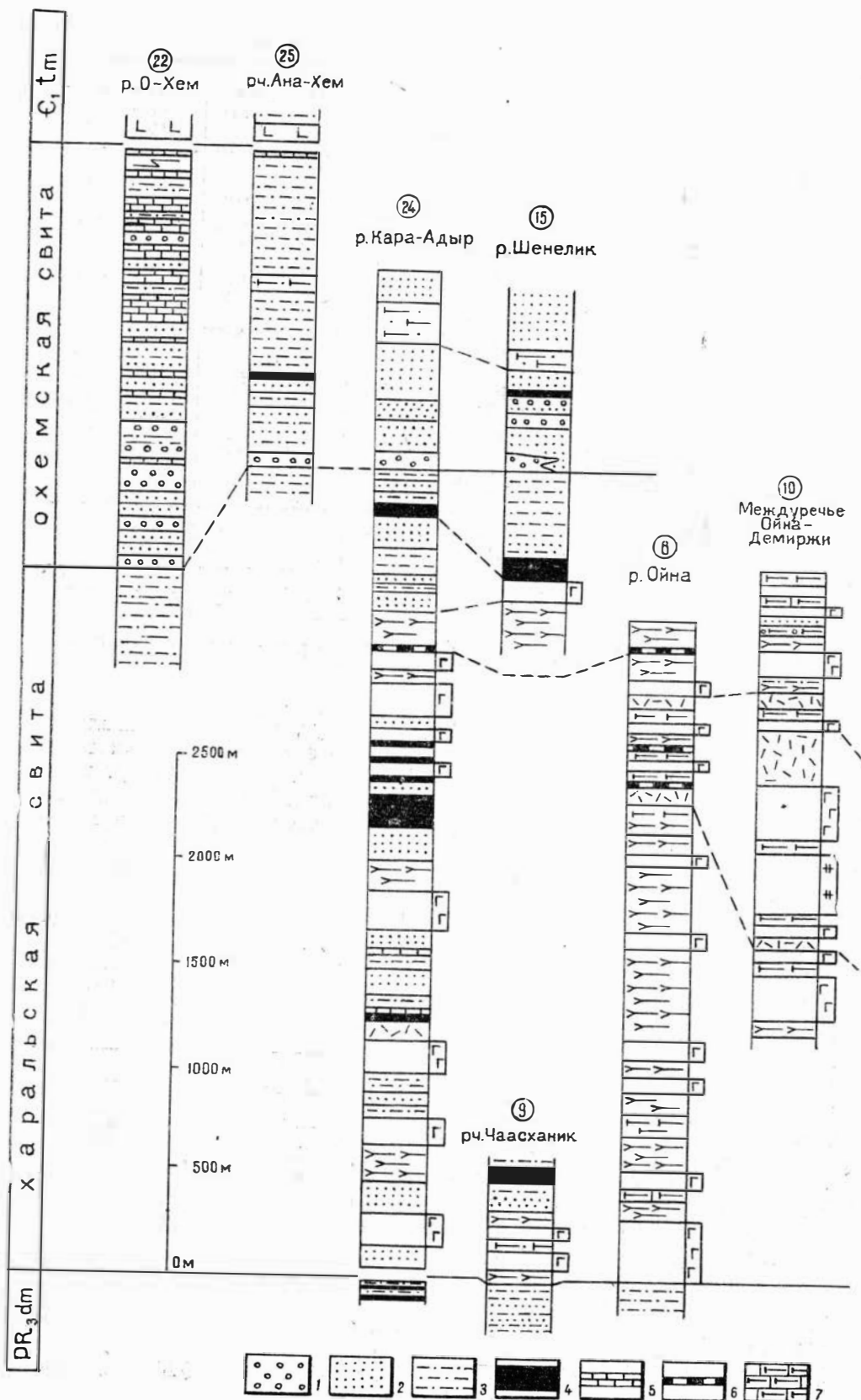
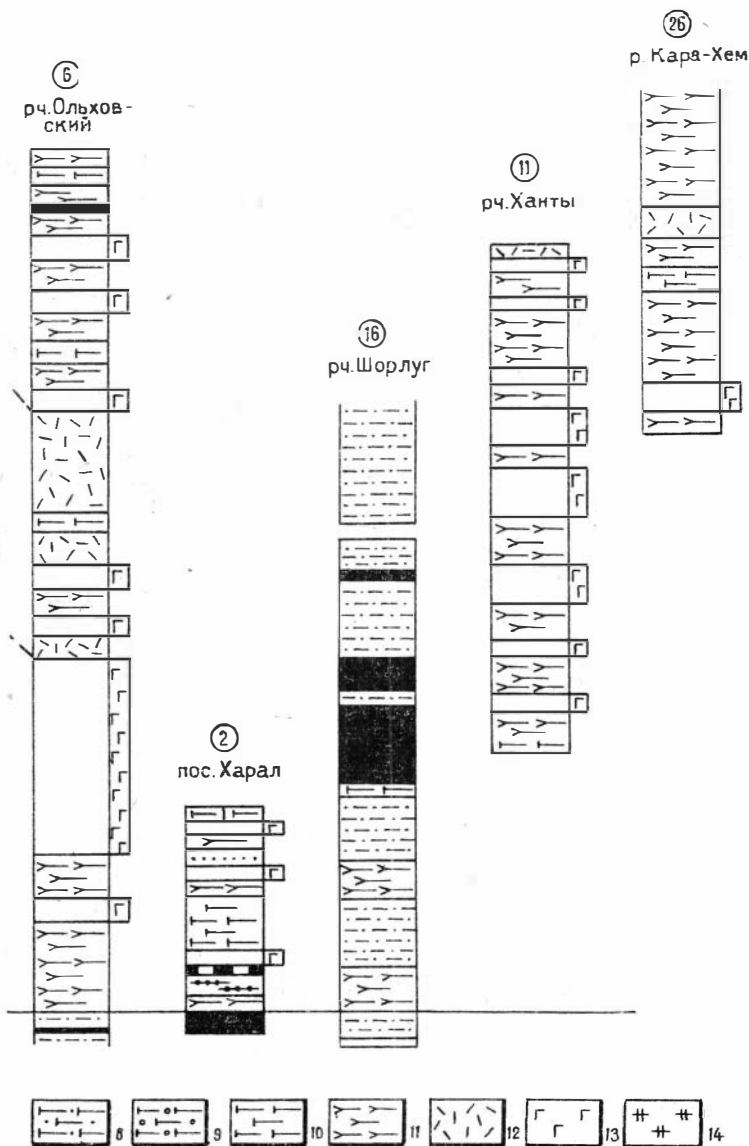


Рис. 3. Схема сопоставления отложений харальской и охемской свит левобережья р. Бий-Хем (составили В. В. Зайков, С. С. Куликов).

1 — конгломераты; 2 — песчанки; 3 — алевриты; 4 — углеродистые сланцы; 5 — известняки; 6 — железистые кварциты; 7 — известковистые туффиты; 8 — алевритистые туффиты; 9 — агломератовые метатUFFы базальтов; 10 — алевросаммитовые метатUFFы базальтов; 11 — metabазальты; 12 — метариолиты; 13—14 — субвулканические интрузии харальского комплекса: 13 — метадиабазов и метагаббро, 14 — метариолитов.



участках развития кислых вулканитов и в поле отложений, лежащих ниже данных пород. Такая ситуация позволяет оценивать уровень среза данных аппаратов — от приповерхностного до субвулканического.

Субвулканические интрузии, сложенные породами риолито-дацитового состава и представленные телами вытянутой линзообразной формы, выявлены на водоразделе Ойна — Демиржи, в бассейне рек Харал и Хадын. Приурочены они к низам вулканогенного разреза и имеют размеры от 200×500 до 800×1800 м. В составе интрузий преобладают желтовато-серые метариолиты однородной текстуры, подобные породам жерловых тел. Вблизи субвулканических интрузий риолито-дацитов проявлены калишпатизация, окремнение и локализованы тела золотоносных метасоматических кварцитов.

Субвулканические и гипабиссальные интрузии базальтового состава распространены весьма широко, обнаруживают тесную пространственную связь с вулканогенными отложениями харальской свиты, встречаются на всех участках их развития. В подстилающих терригенных отложениях наблюдаются единичные интрузии, а в поле развития охемской свиты, залегающей выше вулканитов, они не встречаются.

Рассматриваемые интрузии представлены силлами, штоками, дайками метагаббро и метадиабазов. С определенной долей условности можно считать, что штоки и мощные силлы, сложенные крупнозернистыми метагаббро и залегающие либо в низах вулканогенного разреза, либо среди подстилающих отложений демиржинской свиты, относятся к гипабиссальной фации. В противоположность этому тонкие силлы метадиабазов и мелкозернистых метагаббро, приуроченные к средней и верхней частям разреза харальской свиты, видимо, являются субвулканическими телами.

Наиболее многочисленны и разнообразны интрузии метагаббро и метадиабазов в околожерловой зоне (см. рис. 5). Силлы здесь составляют 36—38% вулканогенного разреза, их суммарная мощность — порядка 1 км. Преобладают тела длиной от 2 до 4 км, мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. Они распространены по всему разрезу харальской свиты, образуя многоэтажную серию согласных пластовых залежей. При этом наиболее мощные и протяженные силлы приурочены к низам разреза. Подводящими каналами служат дайки мощностью 2—8 м и штокообразные тела с поперечником 1—3 км. Для промежуточной зоны характерны силлы мощностью от нескольких до 100—150 м, протяженностью 1—2 км, тяготеющие к нижней границе харальской свиты. Их доля в разрезе колеблется от 15 до 25% при суммарной мощности 400—600 м. В удаленной зоне встречены единичные силлы метагаббро, составляющие не более 10% разреза.

Таким образом, в распространении данных интрузий характерна приуроченность их к низам вулканогенного разреза и концентрация вблизи вулканических центров. Породы, слагающие описываемые интрузии, представлены несколькими разновидностями. Для мелких тел (даек и силлов мощностью от нескольких до десятков метров) наиболее характерны зеленовато-серые мелкозернистые метадиабазы однородной и сланцеватой текстуры. В пластообразных телах мощностью 100—200 м преобладающим развитием пользуются мелкозернистые и среднезернистые метагаббро лейкократового или меланократового состава. Облик этих пород более массивный по сравнению с метадиабазами и тем более с метабазами и их метатифами. В мощных (300—500 м) силлах и крупных телах овальной формы метадиабазы и мелкозернистые метагаббро развиты лишь в краевых частях интрузий в полосе шириной 30—70 м. Центральная часть их сложена средней и крупнозернистыми метагаббро однородной текстуры. Изредка встречаются гигантозернистые породы с размером зерен актинолита 1—1,5 см. В качестве специфической особенности крупных тел метагаббро отметим жилки эпидото-

вого и хлорит-альбитового состава, а также актинолит-асбеста, имеющие, видимо, метаморфогенную природу. Рассланцовка в интрузиях метагаббро лучше проявлена в контактах тел в полосе мощностью несколько метров, что затушевывает эндо- и экзоконтактные изменения. Лишь в единичных случаях наблюдался четкий контакт метагаббро с вмещающими породами; последние в полосе мощностью 2—4 см уплотнены и хлоритизированы. В эндоконтактной зоне среди метагаббро присутствуют ксенолиты пород кровли (метабазальты и метатуфы) размером 10—40 см без заметного контактового воздействия.

Метасоматические изменения вулканогенных пород харальского комплекса выражаются в калишпатизации, серицитизации, эпидотизации и образовании кварцитов. Все эти типы изменений обычно проявлены вблизи вулканических аппаратов, на участках развития вулканитов кислого состава и около них, что позволяет связывать их с гидротермальной деятельностью, сопутствовавшей позднепротерозойскому вулканизму. Изучены измененные породы слабо. В настоящее время имеется возможность кратко охарактеризовать метасоматические кварциты, в которых установлена рудная минерализация.

Метасоматические кварциты образуют две группы тел, отличающихся по сопутствующим гидротермальным изменениям, минерализации и геологическому положению.

Первая группа тел, с которыми связано золотое оруденение, приурочена к низам вулканогенных отложений и локализуется на контакте их с графитистыми сланцами демиржинской свиты, а также в пределах субвулканических интрузий метариолитов (бассейн рек Харал, Хадын). Они сложены кварцитами светло- и желтовато-серой окраски, имеют плитообразную, линзообразную, реже неправильную форму. Протяженность тел 80—400 м, мощность от нескольких до первых десятков метров. Они окаймляются в различной степени окремненными, осветленными и серицитизированными, реже графитизированными породами. Описываемые кварциты обычно содержат вкрапленность сульфидов (пирит, галенит, халькопирит), реже магнетита, а иногда самородного золота.























Вторая группа тел метасоматических кварцитов сложена породами серой, темно-серой, бурой окраски с вкрапленностью, реже — прожилками магнетита. Эти тела имеют неправильную округлую, линзообразную форму, размеры 100×300 м. Тела этого типа встречаются по всему разрезу харальской свиты, тяготея чаще к ее верхам. Развиваются кварциты по метавулканитам основного и кислого состава, а также по субвулканическим интрузиям риолито-дацитовых порфирфов. С кварцитами, образовавшимися по породам риолитового ряда, ассоциируют серицитизированные, окремненные, эпидотизированные породы (междуречье Хадын — Демиржи, правобережье р. Харал). Кварциты, развитые по вулканитам основного состава (верховье р. Хадын, левобережье р. Харал), сопровождаются «ореолами» эпидотизированных пород с вкрапленностью магнетита, реже пирита, размером 150—250×300—600 м. Магнетитсодержащие кварциты и эпидотизированные породы фиксируются положительными аномальными магнитными полями интенсивностью 400—1600 гамм.

Метасоматиты первого и второго типа обычно представляют собой монокварциты, нередко пронизанные многочисленными ветвящимися и параллельными прожилками кварца шириной 0,2—1 см. Текстура кварцитов массивная, иногда полосчатая, наблюдается также реликтовая миндалекаменная, свидетельствующая об образовании данных пород за счет эффузивов. При микроскопическом исследовании кварцитов, кроме кварца (90—98%), установлены альбит (3—5%), серицит (1—2%), хлорит, карбонаты, гранат и рудные. В протолочках весом 5—10 кг обнаружены апатит, рутил, сфен, шпинель, циркон, анатаз,



Разрез по линии А-Б-В



- | | | | |
|---|----|---|----|
|  | 1 |  | 17 |
|  | 2 |  | 18 |
|  | 3 |  | 19 |
|  | 4 |  | 20 |
|  | 5 |  | 21 |
|  | 6 |  | 22 |
|  | 7 |  | 23 |
|  | 8 |  | 24 |
|  | 9 |  | 25 |
|  | 10 |  | 26 |
|  | 11 |  | 27 |

а также высокоглиноземистые минералы — силлиманит и корунд. Последние, по мнению Н. И. Наковника (1968), являются одним из доказательств вулканогенного генезиса кварцитов.

Анализ материалов по геологии харальского комплекса позволил установить местоположение и особенности строения шести вулканических центров: Кара-Адырского, Ойнинского, Ольховского, Хадынского, Харальского, Карахемского. Основное значение при их выделении сыграли особенности строения разреза, в частности наличие вулканогенных пород кислого состава и агломератовых туфов. Вспомогательное значение имели такие признаки, как присутствие жерловин, субвулканических и гипабиссальных интрузий и метасоматитов.

Размеры вулканических центров 3—5×6—9 км; уровни среза в соответствии с особенностями их строения различны. Ольховский, Хадынский, Харальский и Карахемский вулканические центры, в пределах которых вскрыта нижняя половина разреза харальской свиты с большим количеством субвулканических интрузий и широко проявлены гидротермальные изменения пород, имеют субвулканический уровень среза. В районе Кара-Адырского и Ойнинского центров, где наблюдается полный разрез вулканогенной толщи и вскрыты подстилающие осадочные породы, прорванные гипабиссальными интрузиями, обнаруживаются все три уровня среза. В Ойнинском и Ольховском вулканических центрах установлено оруденение, близкое к золото-серебряному типу, и железорудные проявления с прожилково-вкрапленными магнетитовыми рудами.

Приведем описание двух наиболее изученных вулканических центров — Ойнинского и Ольховского.

Ойнинский вулканический центр расположен в среднем течении р. Ойна в условиях средней обнаженности. Строение центра иллюстрируется рис. 4. Реконструкция разреза сделана по опорным геологическим разрезам и данным картирования (рис. 5).

В пределах Ойнинского центра харальская свита представлена тремя толщами, фиксирующими три стадии вулканического процесса. Нижняя толща мощностью 1500—2000 м сложена метабазами с отдельными горизонтами алевро-псаммитовых метатуфов базальтового состава. Средняя толща имеет мощность 700—1000 м и представлена метариолитами, метатуфами риолитов псаммитовой и псефитовой структуры. Кроме того, в состав толщи входят горизонты метабазальтов и их агломератовых метатуфов. Верхняя толща развита только вблизи вулканического аппарата и с удалением от него на 4—5 км выклинивается, замещаясь метабазами. Она имеет мощность 0,8—1,2 км, сложена алевритистыми и песчанистыми туффитами, туфопесчаниками, метатуфами и метабазами. Накопление толщ происходило в период затухания вулканической деятельности, и не исключена возможность, что она фиксирует кальдерную стадию развития вулканического сооружения.

Рис. 4. Схема геологического строения Ойнинского вулканического центра (составил В. В. Зайков; использованы данные В. А. Габеева и З. А. Кунды).

Осадочные и туфогенно-осадочные породы демиржинской, харальской и охемской свит верхнего протерозоя; 1 — конгломераты, 2 — песчаники с прослоями гравелитов, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, 5 — углеродистые сланцы, 6 — известняки, 7 — железистые кварциты, 8 — яшмоиды, 9 — известковистые туффиты, 10 — алевритистые туффиты; 11—20 — вулканогенные породы харальского вулканического комплекса: 11 — метабазаальты, 12 — метатуфы базальтов агломератовые, 13 — метатуфы базальто-алевро-псаммитовые, 14 — метариолиты, 15 — метатуфы риолитов агломератовые, 16 — метатуфы риолитов алевро-псаммитовые, 17 — жерловые тела, сложенные метариолитами, 18 — субвулканические интрузии метариолитов, 19 — субвулканические интрузии метадиабазов и мелкозернистого метагаббро, 20 — гипабиссальные интрузии метагаббро; 21 — нижнекембрийские субвулканические интрузии диабазов улугтойского комплекса; 22 — дайки диабазов девонского вулканического комплекса; 23 — тела метасоматических кварцитов и окремненных пород; 24 — дизъюнктивные нарушения; 25 — элементы залегания слоистости с установленным направлением падения; 26 — элементы залегания слоистости с установленным направлением и углом падения; 27 — линии опорных геологических разрезов и их номера. PR₃hr(t) — терригенный тип разреза харальской свиты (удаленная относительно центров вулканизма зона), PR₃hr(v) — вулканогенный тип разреза харальской свиты (околожерловая и промежуточная вулканогенные зоны).

Вулканический аппарат Ойнинского центра расположен на правом берегу р. Ойна в поле распространения средней толщи харальской свиты. Основной канал представлен нечком, сложенным желтовато-лилово-серыми метариолитами однородной, брекчиевой и флюидалной текстуры. Форма его округлая, диаметр около 400 м. Вблизи этого нечка имеются более мелкие подводящие каналы, которые выполнены магнетитсодержащими вулканическими брекчиями, частично окремненными и превращенными в метасоматические кварциты. Один из таких каналов, расположенный в 700 м южнее нечка, имеет размеры 140×250 м и вытянут поперек пластов грубообломочных туфов. Уровень среза описанного вулканического аппарата на основании того, что в 500 м выше по разрезу метариолиты сменяются метабазами верхней толщи, мы считаем приповерхностным, измеряющимся первыми сотнями метров.

Субвулканические интрузии метариолитов в пределах Ойнинского центра установлены в нижней толще харальской свиты на водоразделе Ойна-Демиржи. Субвулканические интрузии метадиабазов и метагаббро сконцентрированы в верхней половине разреза харальской свиты. Гипабиссальные интрузии крупнокристаллического метагаббро приурочены к низам вулканогенного разреза, а также встречены в подстилающих осадочных породах демиржинской свиты.

Реконструкция разреза Ойнинского центра показывает, что данный центр фиксирует местоположение древнего вулкана. Геологическая обстановка позволила изучить его разрез в конечной стадии развития. Корневая система палеовулкана (гипабиссальный уровень среза) представлена интрузиями метагаббро овальной и вытянутой формы в поле осадочных пород, являющихся фундаментом постройки. Нижняя часть, прорванная субвулканическими и гипабиссальными интрузиями, представляет собой субвулканический и частично гипабиссальный уровень среза вулканического центра. Верхняя часть постройки (верхи средней и верхней толща) считается нами приповерхностным уровнем среза вулканического центра.

Ольховский вулканический центр расположен в бассейне одноименного ручья, в районе с плохой обнаженностью. Харальская свита представлена метабазами и метатуфами базальтового состава с подчиненным количеством горизонтов метариолитов в верхней вскрытой части разреза. Отложения харальской свиты прорваны субвулканическими и гипабиссальными интрузиями метадиабазов и метагаббро. Наиболее крупные интрузии метагаббро приурочены к низам разреза. В нижней части разреза отмечены также субвулканические интрузии метариолитов, вблизи которых развиты метасоматические кварциты с проявлениями золото-серебряного типа. В южной части вулканического центра установлено четыре нечка метариолитов овальной формы, поперечником 200—500 м, образующие «цепочку» северо-восточного простирания. Один нечк находится в поле отложений демиржинской свиты; три других сближенных тела, к которым приурочены метасоматические кварциты с убогой золоторудной и железорудной минерализацией, — среди метабазальтов низов харальской свиты. Эффузивы риолитового состава появляются на данном участке в 500—1000 м выше по разрезу, в связи с чем описанные нечки имеют субвулканический уровень среза (несколько сотен метров — один километр). Такой же уровень среза Ольховский вулканический центр имеет в целом.

Анализ полученного материала по позднепротерозойским вулканическим центрам Харальской зоны позволяет высказать предположение, что в их районе располагаются эродированные и захороненные палеовулканы. Предполагается, что вулканические постройки того времени формировались главным образом в результате деятельности аппаратов центрального типа, относились к группе слоистых вулканических кону-

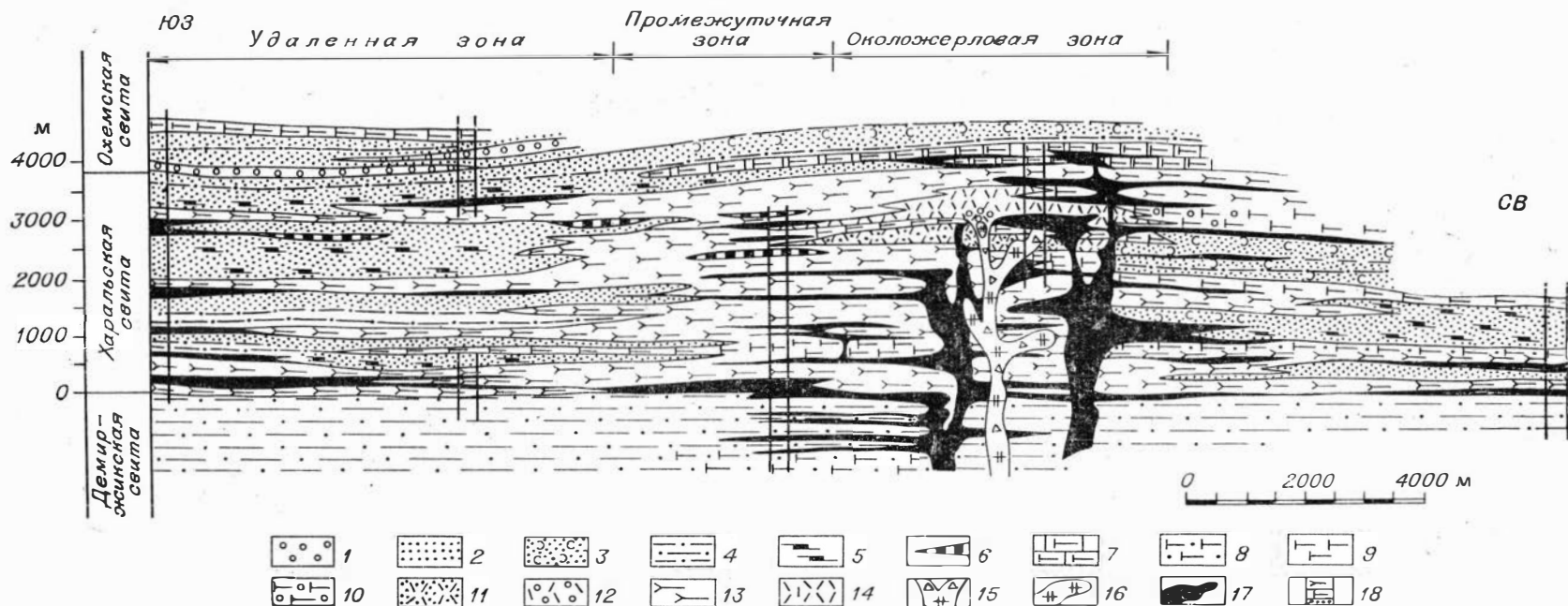


Рис. 5. Реконструкция разреза Оймякунского вулканического центра.

1—8 — осадочные и туфогенно-осадочные породы демиржинской, харальской и охемской свит верхнего протерозоя: 1 — конгломераты, 2 — песчанники, 3 — песчанники с прослоями гравелитов, 4 — алевриты, 5 — углеродистые сланцы, 6 — железистые кварциты, 7 — известковистые туфиты, 8 — алевритистые туфиты; 9—17 — вулканогенные породы харальского вулканического комплекса; 9 — метатUFFы базальтового состава алеврит-псаммитовые, 10 — метатUFFы базальтового состава агломератовые, 11 — метатUFFы риолитового состава алеврит-псаммитовые, 12 — метатUFFы риолитового состава агломератовые, 13 — метабазаЛты, 14 — метариолиты, 15 — жерловые тела, сложенные метариолитами и жерловыми брекчиями риолитового состава, 16 — субвулканические интрузии метариолитов, 17 — субвулканические и гипабиссальные интрузии метадиабазов и метагаббро; 18 — стратиграфические колонки, составленные по опорным геологическим разрезам.

сов (стратовулканов) и были отделены друг от друга участками преимущественно терригенного осадконакопления. Приосевая часть палеовулканов фиксируется околожерловой зоной, а также участками концентрации субвулканических интрузий и тел вулканогенных метасоматитов. К основанию палеовулканов приурочена большая часть гипабиссальных интрузий габброидов. Намечается три этапа роста вулканических построек:

1) формируется нижняя часть палеовулкана посредством излияний базальтов из трещинных (?) аппаратов;

2) накапливается верхняя часть вулканической постройки путем извержения лав и пирокластов основного и кислого составов из вулканических аппаратов центрального типа;

3) образуется кальдера оседания, которая заполняется туффитами и терригенными породами с подчиненным количеством базальтов.

Параметры вулканических построек харальского времени по приблизительным расчетам сопоставимы с размерами таких крупных современных вулканов, как Ключевской и Кроноцкий (Лучицкий, 1971): площадь основания 50—100 км², высота 2—4 км.

Установить закономерности пространственного размещения палеовулканов Харальской зоны с достаточной достоверностью не удалось, так как верхнепротерозойские отложения данного района смяты в линейные дугообразные складки. Можно лишь отметить, что намечается некоторая подчиненность размещения вулканических построек зонам северо-восточного и северо-западного направлений, параллельных современным Азасскому и Каахемскому разломам.

Вулканические комплексы Билинской зоны

Билинская зона выделена по выходам рифейских вулканогенных образований в полосе северо-восточного простиранья шириной 40—60 км и длиной 200 км вдоль границы Сангиленской и Верхне-Енисейской структурно-формационных зон. В юго-западной и северо-восточной частях этой полосы вулканиты имеют несколько иной состав и различные сопутствующие осадочные породы. Это позволило в рассматриваемой зоне выделить Билинскую и Каргинскую подзоны.

В метабазальтовый с метадацитами вулканический комплекс Билинской подзоны включены порфиритоиды, метабазальты, метадациты харальской свиты и приуроченные к ним субвулканические интрузии метадиабазов, развитые в бассейне р. Билин и в истоках р. Большой Енисей. Описание геологии комплекса приводится по материалам П. А. Никитчина, А. А. Меляховецкого, Г. В. Махина, И. И. Башиловой.

Порфиритоиды, преобладающие среди вулканогенных отложений, образуют невыдержанные пачки средней мощностью несколько десятков метров, которые переслаиваются мраморами, слюдисто-кварцевыми и углистыми сланцами, углистыми кварцитами. Часть порфиритоидов является метаморфизованными эффузивами андезито-базальтового состава. Метадациты образуют единичные горизонты мощностью 20—50 м в верхах разреза. Общее представление о строении вулканогенно-осадочных отложений Билинской зоны дает разрез нижней части харальской свиты в долине р. Чавач (рис. 6). Насыщенность вулканогенными породами различных частей разреза примерно одинакова. Они составляют 25—35% разреза свиты, имея суммарную мощность 400—600 м.

Субвулканические интрузии описываемого вулканического комплекса представлены одиночными силами метадиабазов и метагаббро. Протяженность этих тел несколько сотен метров, мощность несколько

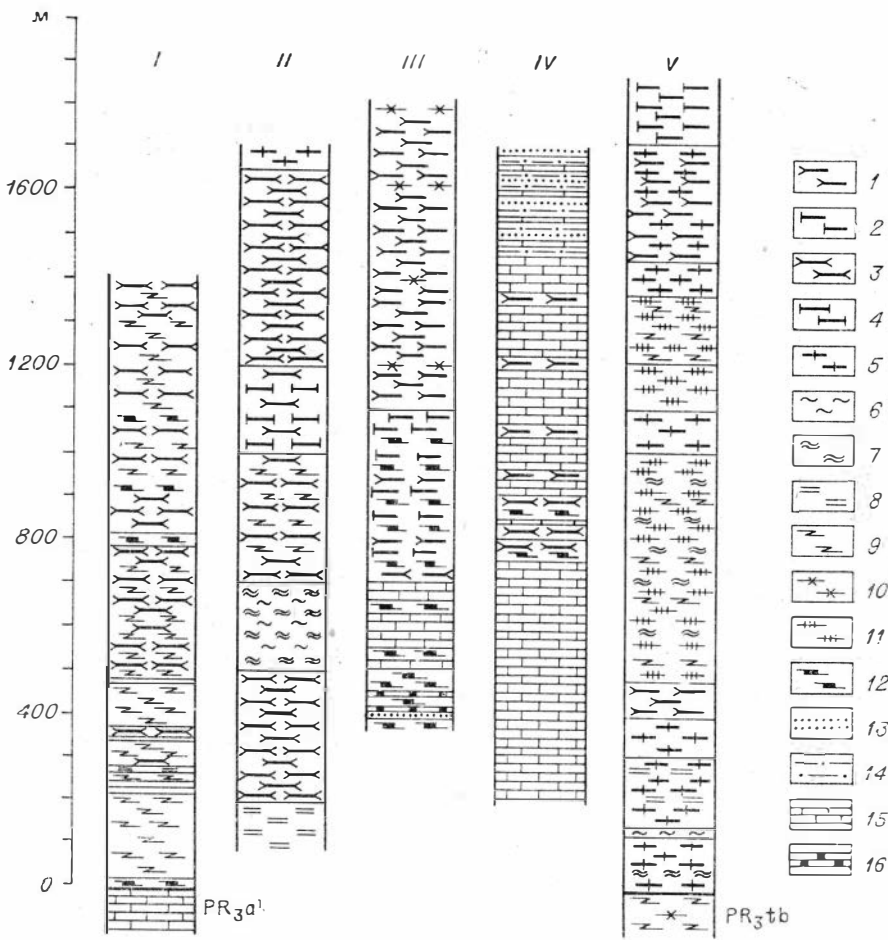


Рис. 6. Разрезы рифейских осадочно-вулканогенных толщ Тувы.

1 — метапорфириты; 2 — метатифы порфиритов; 3—5 — порфиритоиды: 3 — сланцы альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, кварц-альбит-хлорит-актинолитовые, альбит-эпидот-актинолитовые, 4 — сланцы кварц-эпидот-амфиболовые, 5 — сланцы эпидот-хлоритовые, эпидот-альбит-хлоритовые; 6—12 — парасланцы: 6 — кварц-эпидот-хлоритовые, 7 — кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые, 8 — серицит-хлоритовые, 9 — серицит-кварцевые, 10 — кремнистые; 11 — кварц-карбонат-хлоритовые, серицит-кварц-карбонатные, 12 — углеродистые; 13 — песчаники; 14 — алевролиты; 15 — известняки белые, светло-серые; 16 — известняки черные. Разрезы: I — харальская свита, Билинская подзона, р. Чавач (Г. В. Махин, Н. Н. Башилова); II — бийхемская серия, Милзейская подзона, бассейн р. Милзей (С. В. Потапов, В. А. Онищенко); III — бахтинская свита, Восточно-Саянская зона, р. Звериный Казыр (А. В. Абрамов, Г. П. Демьянова); IV — баратальская (сарышматейская свита), Шапшальская зона, правобережье р. Сары-Гимате (Г. Г. Бельский); V — ургеньская свита, Куртушибинская зона, правый берег р. Коярд (Я. В. Сарбаа).

десятков — первые сотни метров. Залегают силлы среди вулканогенно-осадочных отложений харальской свиты согласно напластованию вмещающих пород. Сложены они серо-зелеными, зеленовато-серыми массивными, реже рассланцованными метадиабазами и мелкозернистыми метагаббро. На участках, где проявлен метаморфизм амфиболитовой фации, силлы сложены аподиабазовыми и апогаббровыми амфиболитами.

Метабазальтовый вулканический комплекс Каргинской подзоны включает вулканогенные породы бийхемской серии, распространенные на междуречье Милзей — Кызыл-Хем и в бассейне р. Каргы. Они представлены порфиритоидами, диагностировавшимися обычно как актинолитовые и эпидот-актинолитовые сланцы. Эти породы, образующие пачки мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров, содержат прослойки серицит-хлоритовых, кварц-хлоритовых, серицит-кварцевых па-

расланцев. В целом вулканиты составляют около 60% разреза, неполная мощность которого, по данным А. В. Абрамова и др. (1972), 3 000 м. Характер бийхемской серии иллюстрируется разрезом (см. рис. 6), который описан С. В. Потаповым и М. А. Онищенко.

Восточно-Саянская зона

В Восточно-Саянской зоне рифейские вулканогенные образования известны в составе бахтинской свиты, являющейся частью кувайской серии. Они представлены метаэффузивами и метатufaми базальтового и андезито-базальтового состава. Метаэффузивы, имеющие афировую, реже порфиловую структуры, образуют потоки мощностью 20—50 м, иногда с четко выраженной подушечной отдельностью. Метатуфы представлены литокристалло-кластическими разностями и в большинстве случаев превращены в эпидот- и актинолитсодержащие сланцы.

Распределение метавулканитов в разрезе бахтинской свиты (средняя толща кувайской серии, по А. В. Абрамову и др., 1970) неравномерное. Ее нижняя часть мощностью 1600 м почти полностью сложена метапорфиритами, среди которых располагаются редкие линзы и пласты углеродистых слоистых известняков. В отдельных разрезах количество прослоев карбонатных пород увеличивается, и в составе толщи обособляются пачки мощностью до 100 м, состоящие из часто переслаивающихся эффузивов и известняков. В верхней части бахтинской свиты, имеющей мощность 1800 м, наблюдается чередование осадочных и вулканогенных пород. Представление о строении верхов свиты дает разрез в истоках р. Звериный Казыр, составленный А. В. Абрамовым и Г. П. Демьяновой (см. рис. 6).

* * *

Общей особенностью вулканогенного разреза Билинской и Восточно-Саянской зон является присутствие довольно мощных (до 500—600 м) линз порфиритоидов, незакономерно чередующихся с терригенными и карбонатными породами. Доля вулканитов в составе толщ очень изменчива и колеблется от 25 до 85%. Однако полного исчезновения вулканогенных пород в разрезе, в отличие от харальской зоны, по имеющимся данным, не наблюдается. Такой характер строения вулканогенных отложений позволяет предположить, что на территории этих зон формировались многочисленные небольшие вулканические постройки.

Могенбуренская зона

Комплекс представлен, по данным Г. Г. Бельского и В. Г. Тюлькина, маломощными (несколько метров—десятки метров) прослоями порфиритоидов среди терригенно-карбонатных отложений баратальской свиты. Метавулканиты слагают 5—10% разреза, имея суммарную мощность около 100—150 м при мощности свиты 1000—1500 м. Обогащенные вулканогенными прослоями пачки рассланцованных алевритов и аргиллитов мощностью 50—100 м прослеживаются по простиранию на несколько километров и сменяются по латерали мраморами. Разрез свиты составлен Г. Г. Бельским на правом берегу р. Сары-Гимате (см. рис. 6).

Изложенные данные свидетельствуют, что в Могенбуренской зоне вулканические процессы не были интенсивными и проявились в короткий промежуток времени.

Куртушибинская зона

В данный комплекс включены метаморфизованные вулканогенные породы уртенской свиты (средняя часть джебашской серни), которые развиты в северо-восточной части Куртушибинского хребта на площади 5—10×50 км². С некоторой условностью к нему отнесены также метавулканиды аккольской свиты, стратиграфическое положение которой до сих пор дискуссионно. В последнее время вопрос о возрасте данной свиты специально рассмотрен В. П. Корбейниковым (1971), доказавшим ее синхронность джебашской серни.

Вулканогенные породы комплекса представлены эпидот-альбит-хлоритовыми, эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами тонкоплосчатой и тонкоплитчатой текстуры, образующими пачки мощностью несколько десятков метров. Наряду с данными породами, сходными с метатуфами базальтов Харальской зоны, присутствуют и грубоплитчатые массивные разности, для которых по подушечной отдельности, миндалекаменной текстуре устанавливается апоэффузивная природа. Эти метапорфириты образуют пластовые тела мощностью 5—20 м, протяженностью в сотни метров. Чередуются метавулканиды с соразмерными пачками терригенных и кремнистых пород. Количество вулканогенных отложений меняется от 30 до 60% разреза, мощность которого оценивается Я. В. Сарбаа в 2000—2500 м, В. П. Корбейниковым в 5000—6000 м.

Характер осадочно-вулканогенных отложений Куртушибинской зоны позволяет считать, что в данном районе, отдаленном от стабильных структур, рифейский вулканизм протекал в обстановке погружения, более интенсивного, чем в Харальской зоне, и выразился в образовании серни лавовых покровов.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Раннекембрийские вулканогенные образования Тувы расчленены на несколько комплексов, которые принадлежат ряду зеленокаменных геосинклинальных формаций. Сводная характеристика дана в табл. 3, сопровождающейся схемой расположения вулканических зон. Среди вулканических комплексов имеются однородные (базальтовые) и неоднородные (андезит-базальтовые, риолит-дацит-базальтовые, андезит-дацит-риолитовые, дацит-андезит-базальтовые, базальт-андезит-дацит-риолитовые). Большая часть неоднородных комплексов относится к разряду непрерывных. Улугуйский риолит-дацит-базальтовый комплекс с бимодальным распределением составов принадлежит к контрастному типу. Некоторое сходство с контрастными вулканическими ассоциациями имеют базальтовые комплексы Хемчикской и Уюкской зон, включающие незначительное количество вулканидов дацитового состава.

Вулканические комплексы в пространстве распределены следующим образом. Базальтовые комплексы тяготеют к глубинным разломам, повсеместно ассоциируя с гипербазитами, и развиты преимущественно в офиолитовых зонах Западной Тувы и Куртушибинского хребта. На этой территории выделяется четыре вулканические зоны (см. табл. 3). Куртушибинская и Барлыкская зоны, судя по тесной связи базальтов, кремнистых и мелкообломочных терригенных пород и другим признакам, представляли собой глубоководные области трогового типа. Разделяющие их Хемчикская и Уюкская зоны, характеризующиеся довольно широким развитием грубообломочных туфогенных и терригенных пород, были близки по типу к зарождающимся геоантиклинальным поднятиям.

Неоднородные вулканические ассоциации распространены в Восточной Туве и хр. Восточный Танну-Ола. Базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс

литовый и андезит-дацит-риолитовый комплексы, в составе которых преобладают кислые вулканогенные породы, характерны для изометричных блоковых зон, имеющих некоторые черты геоантиклинальных поднятий (Восточно-Таннуольская и Ондумская зоны). Риолит-дацит-базальтовый и андезит-базальтовый комплексы приурочены к линейным вулканическим зонам типа приразломных прогибов — Улугуйской и Балгазической. Положение этих зон определялось крупными региональными разломами, разделявшими изометричные блоковые зоны.

От рифейских вулканогенных отложений кембрийские отделены длительным перерывом вулканической активности; в это время происходило накопление терригенных и карбонатно-терригенных осадков охемской, кокташской и других свит. Начало формирования рассматриваемых вулканических комплексов на основании определения микроорганизмики относится в Улугуйской зоне к венду — началу раннего кембрия (данные автора) в Куртушибинской зоне — к позднему рифею (Исаков, 1974). Взаимоотношение вулканогенных пород с подстилающими осадочными отложениями в большинстве случаев согласное. Этот вопрос в Хемчинской и Барлыкской зонах изучался О. А. Безруковым (1971), в Куртушибинской зоне — В. В. Волковым и др. (Кембрийская тектоника, 1970), В. П. Коробейниковым (1971), В. М. Исаковым (1974) и др. В Улугуйской зоне согласный характер контакта был установлен автором совместно с В. Н. Чучко при изучении опорных Булун-Ажик-Хемского и Анахемского участков.

Наиболее мощно кембрийский вулканизм проявился в алданском веке, исключение составляет Уюкская зона, где в это время господствовали типично геоантиклинальные условия. В ленском веке интенсивность вулканических процессов значительно ослабевает, а на некоторых участках (Хемчикская и Каахемская зоны) прекращается полностью. Самые последние вспышки вулканической деятельности, относящиеся к началу среднего кембрия, отмечены в Хамсаринской зоне (Чучко и др., 1969).

Взаимоотношение отложений алданского и ленского ярусов согласное. Исключением являются Восточно-Таннуольская и Хемчикская зоны, где устанавливается налегание с размывом ирбитейской и акдуругской свит ленского яруса на алтынбулакскую и серлигскую свиты алданского яруса (Геология СССР, 1966; Зайцев, 1960; Зайков, Зайкова, 1969). Несогласный характер контакта фиксирует стадию пенепленизации вулканического рельефа и наиболее четко проявлен, по-видимому, там, где отложения ленского яруса залегают на эродированных вулканических сооружениях.

Метаморфизованы кембрийские отложения Тувы весьма неоднородно. Наиболее интенсивно преобразованы они в вулканических зонах, приуроченных к глубинным разломам. В их пределах кембрийские вулканиды обычно испытывали метаморфизм пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций, повышающийся вблизи массивов гипербазитов до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Данный метаморфизм, по классификации Б. Я. Хоревой (1966), относится к региональному плутоническому метаморфизму фемического профиля.

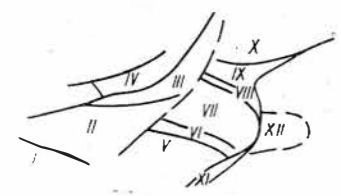
В зонах приразломных прогибов кембрийские отложения метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой и эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Наименьшим изменением, соответствующим обычно только диагенетическим преобразованиям, вулканогенные породы характеризуются в изометричных геоантиклинальных блоковых зонах — Восточно-Таннуольской и Ондумской.

В Восточной Туве во всех типах вулканических зон вблизи интрузий таннуольского комплекса метаморфизм кембрийских отложений повышается до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (региональный плутонический метаморфизм салического профиля, (Хорева,

Раннекембрийские вулканические комплексы Тувы

| Вулканический комплекс | Вулканическая зона | Тектонический тип | Стратифицированные образования | | | | | | | | | | Интрузивные образования | Метасоматиты | Полезные ископаемые |
|----------------------------------|---------------------|---|--------------------------------|--|--|--|-------------------------------------|------------------------------|---|--|--|--|---|---|--|
| | | | Алданский ярус | | | | | Ленский ярус | | | | | | | |
| | | | ассоциация пород | толща, м | вулканогенные породы | | осадочные породы | толща, м | вулканогенные породы | | осадочные породы | | | | |
| | | эффузивы | пирокласты | | | эффузивы | пирокласты | | | | | | | | |
| Базальт-андезит-дацит-риолитовый | Восточно-Танульская | Геосинклинальная зона | Сергинская, 2000—3000 | Риолитовые и дацитовые порфиры, 45—55; базальтовые и андезитовые порфиры, 10—25 | Туфы дацитовых порфиритов, 20—25; туфы андезитовых порфиритов, 10—15 | Известняки, 5—10; песчаники, 3—5 | Терригенно-карбонатная | Ирбитейская, 1000—2000 | | | Известняки, 50—60; песчаники, 20—30; алевролиты, 5—23 | Жерловая фация: нектки диоритовых порфиритов | Прошлелиты | Проявления самородной меди в цеолитсодержащих порфиритах | |
| Андезит-базальтовый | Балгазикская | Приразломный прогиб | | Базальтовые порфириты, 40—60; андезитовые порфириты, дацитовые порфиры, 3—5 | Туфы андезитовых и базальтовых порфиритов, 35—50 | Известняки, 3—5 | Терригенно-карбонатно-вулканогенная | | Андезитовые порфириты, 20—30 | Туфы андезитовых порфиритов, 20—30 | Известняки, 20—40; алевролиты, 10—15 | Субвулканическая фация: силлы диабазовых и диоритовых порфиритов | | | |
| Андезит-дацит-риолитовый | Ондумская | Геосинклинальная зона | Туматтагская, 1500—2000 | Риолитовые и дацитовые порфиры, 40—60; андезитовые порфириты, 3—5; базальтовые порфириты, 3—5 | Туфы риолитовых и дацитовых порфиритов, 30—40 | Известняки, 5—10; алевролиты, 3—5 | Терригенно-карбонатная | 1000 | | Туфы риолитовых порфиритов, 0—5 | Известняки, 80—90; алевролиты, 5—15 | Жерловая фация: нектки риолитовых и дацитовых порфиритов. Субвулканическая фация: силлы и штоки диабазов, риолитовых порфиритов. | Обеленные породы | Колчеданно-полиметаллические и золоторудные проявления | |
| Риолит-дацит-базальтовый | Улугуйская | Приразломный прогиб | | Риолитовые и дацитовые порфиры, 10—30; андезитовые порфириты, 5—10; базальтовые порфириты, 25—33 | Туфы риолитовых и дацитовых порфиритов, 5—10; туфы андезитовых и базальтовых порфиритов, 10—20 | Песчаники, 10—20; алевролиты, 5—10 | Терригенно-вулканогенно-карбонатная | | Андезитовые порфириты, 15—20; риолитовые и дацитовые порфиры, 10—15 | Туфы андезитовых базальтовых порфиритов, 10—15; туфы риолитовых и дацитовых порфиритов, 5—10 | Известняки, 30—40; алевролиты, 10—20; песчаники, 5—10 | Гипабиссальная фация: штоки и силлы габбро, габбро-диабазов, плагиогранитов | | | Вторичные кварциты, пропилиты |
| Андезит-риолитовый | Каргинская | Орогенная впадина | Нижнекаргинская, 2000—2500 | Риолитовые и дацитовые порфиры, 5—10; андезитовые порфириты, 5—10 | Туфы риолитовых и дацитовых порфиритов, 10—15 | Алевролиты, 40—60; песчаники, 20—30 | Вулканогенно-терригенно-карбонатная | Верхне-Тапсинская, 1000—1500 | | Риолитовые и дацитовые порфиры, 5—10 | Туфы риолитовых и дацитовых порфиритов, 5—10 | Известняки, 40—50; песчаники, 10—20; алевролиты, 20—30 | | Железистые кварциты | |
| Базальтовый | Агардагская | Шовные прогибы, разделяющие геосинклинальные зоны | | Базальтовые порфириты, 25—35; дацитовые порфиры, 3—5 | Туфы базальтовых порфиритов, 3—5 | Кремнистые сланцы, 25—35; известняки, 3—5; конгломераты, 20—30 | Карбонатно-терригенная | | Карахольская, 700—1200 | | Известняки, 60—70; алевролиты, 30—40 | | | | |
| Базальтовый с дацитами | Хемчикская | Кремнисто-терригенно-вулканогенная | Туматтагская, 1500—2500 | Базальтовые порфириты, 20—40 | Туфы базальтовых порфиритов, 3—5 | Песчаники, 25—35; алевролиты, 10—30; известняки, 5—10 | Вулканогенно-терригенно-карбонатная | Тапсинская, 1000—1200 | | Базальтовые порфириты, 5—15 | Туфы риолитовых порфиритов | Известняки, 40—50; песчаники, 20—30; алевролиты, 10—30 | Субвулканическая фация: штоки и силлы габбро-диабазов, габбро | | |
| Андезит-базальтовый с дацитами | Уюкская | Зарождающиеся геосинклинальные поднятия в прогибах | | Базальтовые порфириты, 30—50; редко дациты, пикритовые порфириты | Туфы базальтовых порфиритов, 10—30 | Кремнистые сланцы, 10—20; алевролиты, 10—15; песчаники, 10—15; конгломераты, 3—5 | Терригенно-карбонатная | | Акдуругская, 1000—1500 | | Туфы базальтовых порфиритов | Известняки, 40—50; алевролиты, 20—30; песчаники, 15—25; конгломераты, 5—10 | Субвулканическая фация: штоки, силлы, дайки диабазов, габбро | Метасоматические кварциты | Серноколчеданные залежи с признаками медной и цинковой минерализации |
| Базальтовый с дацитами | Хамсаринская | ? | Хамсаринская, 2000—3000 | Базальтовые порфириты, 20—30; андезитовые порфириты, 10—20; дацитовые порфиры, 15—25 | Туфы андезитовых и базальтовых порфиритов, 15—25; туфы дацитовых порфиритов, 5—15 | Известняки, алевролиты | | Эжимская, 1500—2500 | | Базальтовые порфириты, андезитовые порфириты, дациты, 40—50 | Туфы базальтовых порфиритов, 5—25 | Песчаники, 15—25; алевролиты, 10—15; конгломераты, 5—10 | Субвулканическая фация: штоки и силлы диабазов, габбро-диабазов | Признаки колчеданной минерализации (тела бурых железняков) | |
| Базальтовый | Барлыкская | Троговые зоны в наиболее погруженных частях геосинклинали | | Базальтовые порфириты, 35—45 | Туфы базальтовых порфиритов, 15—30 | Кремнистые сланцы, 5—15; кварциты, 0—10; алевролиты, 15—20; песчаники, 5—10; известняки, 3—5 | Терригенно-вулканогенная | | | | Субвулканическая фация: силлы и дайки диабазов и габбро-диабазов | Субвулканическая фация: силлы диабазов и дацитовых порфиритов | Серноколчеданные проявления | Цинково-свинцово-колчеданные проявления | |
| Базальтовый | Куртушибинская | Кремнисто-терригенно-вулканогенная | Чингисская, 3000—5000 | Базальтовые порфириты, 40—60 | Туфы базальтовых порфиритов, 5—10 | Кремнистые сланцы, 20—25; кварциты, 5—10; алевролиты, 10—20; песчаники, 5—10 | | Эжимская, 1500—2500 | | | | | Субвулканическая фация: штоки и неправильные тела габбро-диабазов | Серноколчеданные и цинково-медно-колчеданные проявления | |
| Базальтовый | Барлыкская | Кремнисто-терригенно-вулканогенная | | Базальтовые порфириты, 35—45 | Туфы базальтовых порфиритов, 15—30 | Кремнистые сланцы, 5—15; кварциты, 0—10; алевролиты, 15—20; песчаники, 5—10; известняки, 3—5 | Терригенно-вулканогенная | | | | | | | Субвулканическая фация: штоки и неправильные тела габбро-диабазов | Серноколчеданные и цинково-медно-колчеданные проявления |

Схема кембрийских вулканических зон Тувы
 Вулканические зоны: I — Барлыкская, II — Хемчикская, III — Уюкская, IV — Куртушибинская, V — Восточно-Танульская, VI — Балгазикская, VII — Ондумская, VIII — Каахемская, IX — Улугуйская, X — Хамсаринская, XI — Агардагская, XII — Каргинская



Примечания: 1. Цифры соответствуют проценту пород в опорных разрезах. 2. Начало формирования вулканических комплексов Куртушибинской, Барлыкской зон относится к позднему докембрию.

1966). Это достаточно четко фиксируется в бассейнах рек Шенелик, Алтыкташ, Мезель (Улугойская зона).

Наряду с различной интенсивностью метаморфизма по горизонтали достаточно явно устанавливается и его неодинаковая степень в разных частях стратиграфического разреза. Во многих зонах вулканогенные отложения ленского яруса метаморфизованы значительно слабее, чем вулканы алданского яруса. Это даже служило В. Б. Агентову и другим основанием для отнесения первых к спилит-кератофировой, а вторых к порфиритовой формациям.

Региональный метаморфизм осложняется гидротермальным метаморфизмом, приводящим к образованию спилитов и альбитофиров. Наиболее интенсивно этот процесс развивается в колчеданоносных Улугойской (Агентов, 1962), Хемчикской и Хамсаринской зонах.

Краткая характеристика раннекембрийских вулканических комплексов Тувы дана в табл. 3, несколько уточненной по сравнению с опубликованной ранее (Зайков и др., 1972). Более детально рассмотрим две колчеданоносные зоны — Улугойскую и Хемчикскую.

Улугойский риолит-дацит-базальтовый комплекс

Улугойская вулканическая зона в современном срезе представлена двумя сближенными горстами субширотного простирания (рис. 7). Южный горст примыкает к Қаахемскому глубинному разлому, северный граничит с Хамсаринской блоковой зоной, в районе Кызыл-Таштыгского рудного поля они смыкаются. В рассматриваемой зоне проявлены сжатые редуцированные антиклинальные складки, разделенные брахисинклинальными, а также линейными синклинальными структурами. Широко распространены в ее пределах крупные субширотные дизъюнктивные и мелкие разрывные нарушения типа межпластовых срывов. Нижние члены вулканогенного разреза характеризуются более напряженной пликативной и дизъюнктивной тектоникой, чем верхние.

Эффузивная и пирокластическая фации улугойского комплекса представлены породами базальтового, риолитового, дацитового, реже андезитового состава, входящими и в туматтайгинскую и тапсинскую свиты. Схема корреляции отложений этих свит изображена на рис. 7. Здесь использованы практически все опорные геологические разрезы, составленные к настоящему времени по Улугойской зоне. Процентное соотношение пород в отложениях туматтайгинской и тапсинской свит приведено в таблицах 4 и 5.

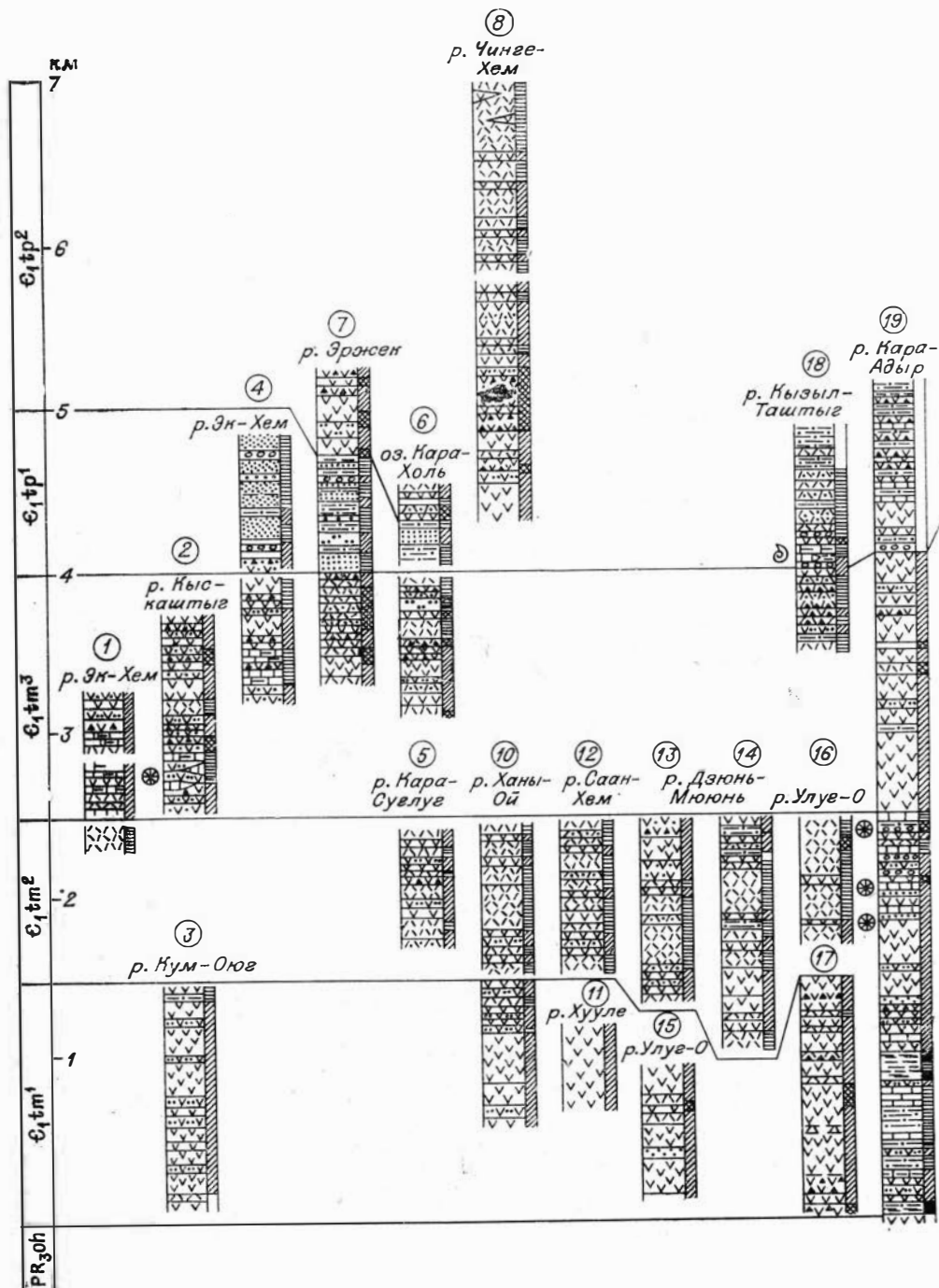
Туматтайгинская свита (3000—4000 м) на 85—95% сложена вулканогенными породами. На значительной части Улугойской зоны она имеет трехчленное строение¹ (данные В. А. Габеева, Б. Н. Лапина В. В. Зайкова). Нижняя толща (1500—2000 м) повсеместно сложена базальтовыми порфиритами с резко подчиненным количеством вулканитов кислого состава (7—15%). Средняя и верхняя толщи (1000—1500 м) характеризуются широким набором вулканогенных пород. Последние представлены эффузивами и пирокластами базальтового, дацитового, риолитового состава. Нижняя граница верхней толщи проводится по увеличению в разрезе доли вулканогенных пород основного состава, что в ряде случаев сопровождается сменой глубоководных фаций мелководными. В частности, на хребтах Таскыл и Оттуг-Тайга средняя толща сложена лавами кислого и основного состава и, вероятно, формировалась в глубоководной обстановке, судя по отсутствию

¹ Нижняя толща соответствует нижней подсвите В. Б. Агентова, пачкам $tm_1^1 \cdot tm_1^4$

Н. С. Бухарова. Средняя и верхняя толщи соответствуют верхней подсвите и пачкам tm^{2-3}, tm^2 этих же авторов.

Рис. 7. Сопоставление отложений нижнего кембрия Улугуйской вулканической зоны.

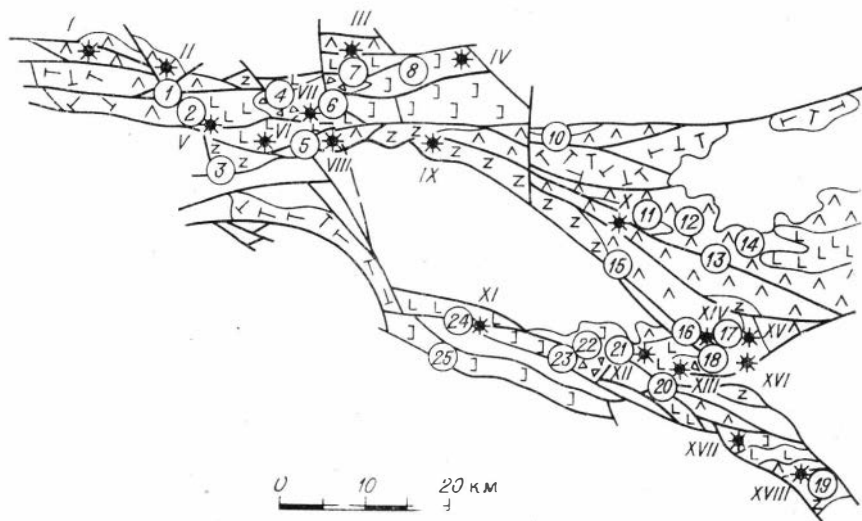
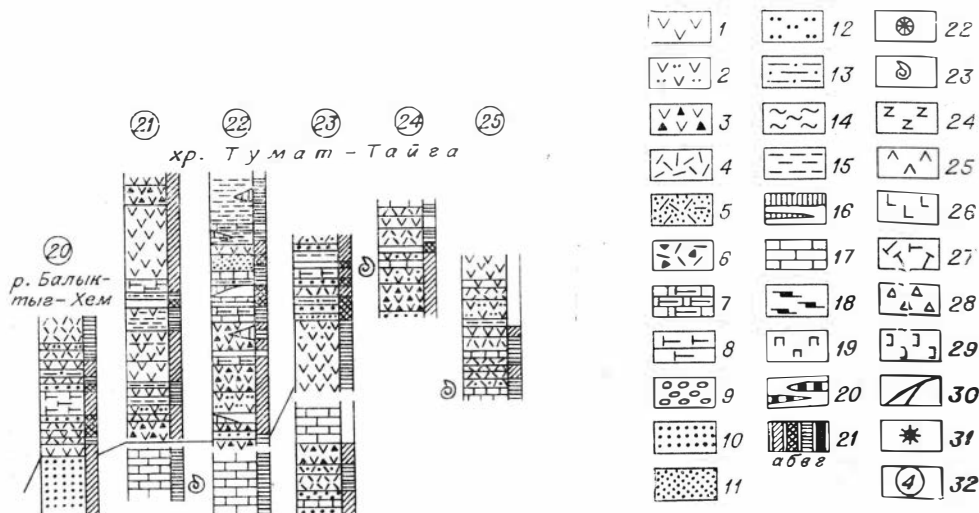
1—23 — условные обозначения для стратиграфических колонок (рис. 7, 10): 1 — андезитовые и базальтовые порфириты, 2 — алевритовые и псаммитовые туфы андезитовых и базальтовых порфиритов, 3 — псефитовые и агломератовые туфы андезитовых и базальтовых порфиритов, 4 — риолитовые и дацитовые порфиры, 5 — алевритовые и псаммитовые туфы риолитовых и дацитовых порфиров, 6 — агломератовые и псефитовые туфы риолитовых и дацитовых порфиров, 7 — известковистые туффиты, 8 — алевритистые туффиты, 9 — туфокогломераты, 10 — туфогравеллиты, 11 — песчаники, 12 — туфопесчаники, 13 — алевролиты, 14 — глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, 15 — яшмоиды, крем-



нистые сланцы, 16 — кварциты, 17 — известняки, 18 — углеродистые сланцы, 19 — пикритовые порфириды, 20 — стратиформные колчеданные тела, 21 — окраска пород зеленоцветная (а), красноцветная (б), сероцветная (в), черная (г), 22 — остатки фауны археоциат камешковского комплекса, 23 — остатки фауны археоциат санашгыкгольского комплекса.

Условные обозначения к схемам расположения разрезов (рис. 7, 10): 24—27 — туматтайгинская свита: 24 — нижняя толща (эффузивы и туфы базальтового состава), 25 — средняя толща (эффузивы и туфы риолито-дацитового и андезито-базальтового состава), 26 — верхняя толща (туфы и эффузивы андезито-базальтового и риолито-дацитового состава), 27 — нерасчлененная (вулканогенные породы базальтового, реже риолитового состава); 28—29 — тапсинская свита: 28 — нижняя толща (туфогенно-осадочные и осадочные породы), 29 — верхняя толща (осадочно-вулканогенные отложения); 30 — основные разломы; 31 — опорные геологические разрезы; 32 — вулканические центры (I — Узунхемский, II — Экхемский, III — Эржекский, IV — Чингехемский, V — Кыскаштыгский, VI — Кум-Оюгский, VII — Карахольский, VIII — Карасуглугский, IX — Кызыл-Ташский, X — Оттуттайгинский, XI — Сыынакский, XII — Туматтайгинский, XIII — Балыктыгхемский, XIV — Кызыл-Таштыгский, XV — Аксугский, XVI — Дальний, XVII — Ондуттайгинский, XVIII — Анахемский).

Опорные геологические разрезы составлены: 1—8 — В. В. Зайковым, С. С. Куликовым, Е. В. Зайковой; 10—18, 23—25 — Н. С. Бухаровым, И. М. Кольчиковым; 19—20 — В. А. Габеевым, З. А. Кундой, В. Б. Агентовым, В. В. Зайковым.



Соотношение типов пород в разрезах туматтайгинской свиты, %

| Порода | Толща | | | |
|--|--------------------------------------|---|--|--|
| | нижняя (3, 10, 11, 15, 18, 19) | средняя (5, 10, 12, 13, 14, 18, 19, 25) | верхняя | |
| | | | околожерло- вая зона (2, 6, 7, 18) | промежуточ- ная зона (4, 19, 20) |
| Андезит-базальтового состава: | | | | |
| эффузивы | 38—79 (62) | 0—38 (23) | 10—40 (24) | 42—75 (61) |
| туфы алевро-псаммитовые | 7—20 (11) | 0—12 (2) | 0—32 (13) | 8—12 (8) |
| туфы псефитовые и агломера- товые | 0—20 (3) | 0—9 (3) | 0—30 (12) | 0—6 (3) |
| Риолит-дацитового состава: | | | | |
| эффузивы | 2—22 (7) | 45—90 (53) | 7—52 (22) | 0—37 (10) |
| туфы алевро-псаммитовые | 1—5 (2) | 0—26 (10) | 0—25 (13) | 0—5 (2) |
| туфы псефитовые и агломера- товые | — — | 0—15 (2) | 0—31 (8) | 0—3 (1) |
| Итого вулканогенных пород | 85 | 93 | 92 | 85 |
| Известковистые туффиты | 0—3 (0,7) | — — | — — | 0—32 (10) |
| Алевритистые туффиты | 0—2 (0,7) | — — | — — | — — |
| Туфоконгломераты | — — | 0—19 (2) | — — | — — |
| Туфогравелиты | 0—4 (0,9) | 0—16 (1,4) | — — | — — |
| Туфопесчаники | 0—9 (1) | 0—7 (1,6) | 0—10 (5) | 0—5 (2) |
| Алевролиты, углистые сланцы | 0—33 (8,8) | 0—5 (0,8) | — — | 0—3 (2) |
| Яшмоиды, кремнистые сланцы | 0—1 (0,4) | 0—1 (0,1) | — — | — — |
| Известняки | 0—9 (2,5) | 0—13 (1,1) | 0—5 (3) | 0—2 (1) |
| Итого | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициент эксплозивности | 3—24 (16) | 4—36 (18) | 18—79 (36) | 14—26 (19) |

красноцветных пород, малому количеству грубых пирокластов, наличию углеродистых сланцев. Для верхней толщи в этом районе характерно преобладание пирокластов основного ряда, часто грубообломочных и имеющих красноцветную окраску, что свойственно субаэральным вулканогенным отложениям.

Фациальная изменчивость туматтайгинской свиты по латерали заключается в следующем. Вкрест простирания Улугуйской зоны увеличивается доля кислых вулканитов по направлению от краевых частей зоны к ее оси. На периферии эти вулканиты составляют 20—30%, а в осевой части — 50—60% разреза. По простиранию зоны изменение вулканогенных отложений свиты заключается в разном характере разреза в зависимости от расстояния относительно вулканических центров, в разном составе излияний из различных аппаратов, а также в общей смене глубоководных фаций более мелководными в направлении с запада на восток, т. е. от внутренней части эвгеосинклинали к ее периферии.

Первое обстоятельство более четко проявлено в верхней толще туматтайгинской свиты, для которой в западной части Улугуйской зоны удалось выделить околожерловую и промежуточную вулканогенные зоны (по Е. Ф. Малееву, 1963). В околожерловой зоне, имеющей на современном срезе размеры 2×4—4×6 км, увеличивается доля грубообломочных пирокластов, кислых вулканитов, красноцветных пород; появляются тела рифогенных известняков (разрезы 2, 7). В промежуточной зоне (разрезы 1, 4) среди эффузивов и туфов появляются горизон-

Соотношение типов пород в разрезах тапсинской свиты, %

| Порода | Толща | |
|--------------------------------------|----------------------|-------------------------|
| | нижняя (4, 7, 6, 18) | верхняя (8, 20, 24, 25) |
| Базальтового состава: | | |
| эффузивы | 0—17 (6) | 15—37 (24) |
| туфы алевро-псаммитовые | 0—7 (3) | 0—29 (13) |
| туфы агломератовые | 0—9 (2) | 0—24 (12) |
| Риолитового состава: | | |
| эффузивы | 0—14 (6) | 7—43 (26) |
| туфы алевро-псаммитовые | 0—32 (9) | 0—30 (13) |
| Итого вулканогенных пород | (26) | (88) |
| Алевритистые туффиты | 0—27 (6) | 0—26 (5) |
| Туфоконгломераты | 0—7 (5) | 0—3 (1) |
| Туфогравелиты | 0—5 (1) | — — |
| Туфопесчаники | 0—10 (8) | — — |
| Песчаники | 0—59 (27) | 0—3 — |
| Алевролиты | 0—45 (23) | — — |
| Яшмоиды, кремнистые сланцы | 0—12 (3) | 0—7 (3) |
| Известняки | 0—3 (1) | 0—10 (3) |
| Итого | 100 | 100 |
| Коэффициент эксплозивности | 0—59 (25) | 20—71 (45) |

ты известковистых туффитов (30—35% разреза), количество агломератовых и псефитовых туфов уменьшается в два-три раза.

Общая смена по латерали глубоководных фаций мелководными наиболее хорошо фиксируется по нижней толще описываемой свиты, в которой в направлении с запада на восток увеличивается роль грубых пирокластов, появляются красноцветные породы.

В тапсинской свите, имеющей мощность 1500—3000 м, вулканиты занимают около 50% объема. Низы свиты, сформировавшиеся в момент прекращения или затухания вулканической деятельности, представлены осадочными и туфогенно-осадочными породами. Для этого стратиграфического уровня намечается общая смена карбонатных отложений в направлении с юго-запада на северо-восток силицилитами, а последних — терригенными породами. Так, на хр. Тумат-Тайга (разрезы 21, 22, 23, 24) осадочные породы нижней толщи тапсинской свиты представлены преимущественно известняками, в районе Кызыл-Таштыгского месторождения (разрез 18) — яшмоидами, кремнистыми сланцами, аргиллитами, а в западной части хр. Оттуг-Тайга (разрезы 4, 6, 7) — алевролитами, песчаниками и гравелитами. Фациальная изменчивость для верхней половины разреза описываемой свиты выражается в замещении по латерали вулканогенных пород осадочно-вулканогенными, а также в изменении состава вулканических продуктов (соотношение пород основного и кислого состава резко меняется — от 1:8 до 20:1). Коэффициент эксплозивности этой свиты в два раза выше, чем туматтайгинской (44%).

Характер тел, сложенных вулканогенными породами, туматтайгинской и тапсинской свит близок. Эффузивы базальтового и андезитобазальтового состава образуют покровы и потоки мощностью от нескольких до 50—60 м. Покровы большой мощности, преобладающие

в нижней части разреза представлены, как правило, массивными лавами. Эти лавы имеют обычно афирмовую структуру, что свидетельствует о быстром поступлении перегретой магмы на дневную поверхность в начальный период формирования вулканогенных отложений. Среди базальтовых порфиритов нередки шаровые лавы. Диаметр подушек 20—70 см, пространство между ними выполнено гиалокластитами, туффитами, либо яшмоидами. Для базальтовых порфиритов тапсинской свиты и верхов туматтайгинской свиты характерно наличие вкрапленников пироксена и плагиоклаза, количество которых в пределах одного потока меняется от 5 до 30% породы при размерах 0,5—3 мм. Дацитовые и риолито-дацитовые порфиры образуют тела мощностью до 80—90 м, быстро выклинивающиеся по простиранию. Текстура их массивная, реже флюидалная и брекчиевая. Пирокласты представлены агломератовыми, псефитовыми, псамитовыми и пелитовыми разностями. С уменьшением размеров частиц литокластические туфы сменяются витро- и кристаллокластическими. Пирокласты образуют горизонты мощностью от первых до нескольких десятков метров.

Жерловые тела в Улугуйской зоне установлены на участках, охваченных детальными исследованиями (рудные поля месторождений Кызыл-Таштыг, Кызыл-Таш, Дальнее; Эржекский, Кыскаштыгский, Ночной, Экхемский участки). В большинстве случаев данные вулканические аппараты располагаются в поле развития верхней толщи туматтайгинской свиты и приурочены к синвулканическому разрывным нарушениям. Выполнены жерловины породами риолитового, редко базальтового состава однородного, брекчиевого и флюидалного сложения, часто вулканическими брекчиями (Лапин, 1968; Зайков, 1972). Форма тел в плане округлая или овальная, реже неправильная; размеры от 0,2×0,3 до 1×3 км. Жерлам свойственно неоднородное строение, обусловленное перемежаемостью пород с различной текстурой. Иногда в строении жерловин намечается грубая концентрическая зональность, выражающаяся в смене от периферии к центру брекчиевых пород флюидалными, а затем однородными. Жерловым брекчиям свойственно ярко выраженное обломочное строение, неравномерная эпидотизация, осветление и окремнение, что придает им пятнистую окраску. Обломки имеют остроугольную и неправильную форму, достигая в поперечнике 30 см. В жерловинах базальтового состава для обломков характерны расплывчатые, «растворенные» края, что свидетельствует о начинающемся переплавлении. В экзоконтакте жерловых тел кислого состава, прорывающих базальтовые порфириты низов туматтайгинской свиты, часто встречаются пятна, линзы, «струн» фельзитов (до нескольких квадратных метров).

Выделять жерловые тела из-за их малого размера и трудностей распознавания в зеленокаменных толщах, особенно на субвулканическом и гипабиссальных уровнях среза, очень сложно, и поэтому на стадии геологосъемочных работ масштаба 1:50000 жерловины не должны являться непременным признаком для установления вулканических центров.

Субвулканические и гипабиссальные интрузии улугуйского комплекса представлены телами различной формы (силлы, штоки, дайки и др.) и сложены породами основного и кислого состава. К настоящему времени по этим образованиям накоплен обширный материал, позволивший установить критерии их выделения и закономерности пространственного размещения. В связи с тем, что эти вопросы детально освещены в литературе (Зайков, 1972; Зайков и др., 1972; Лапин, 1968; 1972; и др.), характеристику субвулканических и гипабиссальных интрузий мы ограничим в основном сводной таблицей (табл. 6).

Для интрузивных тел улугуйского комплекса свойственно расположение их в виде отдельных «кустов» или протяженных полос среди от-

ложений туматтайгинской, реже тапсинской свиты (см. рис. 8). И в первом, и во втором случае размещение их контролируется крупными субвулканическими разрывами субширотного простирания. Наблюдаются следующие особенности в распределении интрузий по стратиграфическому разрезу. Гипабиссальные интрузии обычно тяготеют к низам вулканогенного разреза (реки Холодная, Кызыл-Таш) и особенно многочисленны в основании туматтайгинской свиты (реки Ана-Хем, Булун-Ажик-Хем). Субвулканические интрузии встречаются по всему разрезу нижнекембрийских отложений, но более многочисленны в средней и верхней толщах туматтайгинской свиты. Форма субвулканических интрузий усложняется от низов к верхам вулканогенного разреза. В его нижней части преобладают пластовые и плитообразные тела, а в верхней — тела неправильной формы с многочисленными апофизами. Это вызвано, по-видимому, усложнением строения вулканических построек и соответственно путей движения магмы в конечную стадию вулканического цикла.

Для интрузий кислого состава характерно «кустовое» распространение. Субвулканические интрузии, сложенные риолитовыми порфирами и гранит-порфирами, обычно образуют группы из 10—15 тел на площади 10—15 км². В большинстве случаев эти «кусты» тяготеют к околожерловым зонам и жерловинам, располагаясь в средней и верхней частях разреза туматтайгинской свиты (например, Кызыл-Таштыгское рудное поле, Эржекский участок). Гипабиссальные интрузии плагногранитов наблюдаются группами по несколько тел на площади 10—15 км² и располагаются в разрезе ниже субвулканических.

Для интрузий основного состава характерна меньшая сгруппированность. Они распространены на довольно обширных (по 5×20 км) площадях, включающих две-три группы жерловых тел и кислых субвулканических. На таких участках насчитывается 30—40 интрузий (реки Кум-Оюг, Чинге-Хем). Такой характер распространения тел диабазов и габбро, по-видимому, вызван способностью базальтовой магмы проникать на большие расстояния от основного магмоподводящего канала.

В связи с длительностью процессов вулканизма взаимоотношения интрузивных фаций сложны и не могут быть сведены к простой схеме. Особенно это относится к субвулканическим интрузиям, для которых по пересечению тел намечается несколько этапов внедрения. Эти взаимоотношения наблюдались только в верховьях р. Кызыл-Таш, где интрузия габбро сечется жилами плагногранитов.

О временной близости рассматриваемых интрузий с вмещающими вулканогенными породами свидетельствует то, что обломки пород, слагающих эти тела (диабазы, габбро-диабазы, габбро), содержатся в агломератовых туфах верхов туматтайгинской свиты. Кроме того, интрузии не встречены среди отложений моложе нижнего кембрия, обломки их пород содержатся в гальке нижнеордовикских конгломератов, а в верховьях рек Эк-Хем и Холодная жерловое тело и субвулканические дайки диабазов с разрывом перекрываются базальным горизонтом систигхемской свиты нижнего ордовика (см. рис. 9).

Метасоматические изменения вулканических пород улугойского комплекса выражаются в образовании пород типа вторичных кварцитов и пропилитов, сходных с продуктами кислотного выщелачивания в областях современного вулканизма (Набоко, 1963). Эти породы образуют протяженные зоны, размещение которых контролируется субширотными и оперяющими их дизъюнктивами. Места наибольшей концентрации метасоматитов совпадают с участками развития пород околожерловой зоны и субвулканических интрузий. При этом устанавливается, что наиболее крупные их поля (шириной 0,3—0,5 км) располагаются на приповерхностном либо субвулканическом уровне среза вулканических построек, вблизи жерловин. В корневой зоне гидротермально изменен-

Характеристика субвулканических и гипабиссальных интрузий улугойского комплекса

| Фация | Порода | Форма, размер | Особенности строения тел | Характеристика пород | Характер отдельности | Приконтактные изменения | | Вторичные изменения, рудоносность |
|------------------|---|---|--|---|---|---|---|---|
| | | | | | | эндоконтактные | экзоконтактные | |
| Субвулканическая | Риолитовые и дацитовые порфиры, гранит-порфиры, градиорит-порфиры, автоматические брекчии | Тела линзовидные, пластообразные; мощность — десятки метров, протяженность — сотни метров; тела овальной и неправильной формы, размером 0,5×1—1×3 км; дайки мощностью в первые метры, длиной в десятки и сотни метров | Обычно однородное, однако к краевым частям интрузий иногда приурочены брекчиевые и флюидальные разности. В крупных телах наблюдаются постепенные переходы от риолито-дацитовых порфиров к гранит-порфирам. От многих тел отходят пластообразные апофизы. В интрузиях, сложенных автомагматическими брекчиями, часто устанавливается перемежаемость брекчиевых и флюидальных разностей; присутствуют также крупные блоки пород с однородной текстурой | Окраска пород светло-серая, светло-зеленая, редко фиолетово-серая. Структура пород порфировая, редко афитовая. В брекчиевых разностях состав обломков и цемента обычно одинаков. В автомагматических брекчиях обломки имеют угловатую, иногда округлую форму, размерами от 1 до 50 см, представлены чаще всего флюидальными порфирами | В пластообразных телах и дайках дацитовых и риолитовых порфиров развитая столбчатая отдельность | В краевых частях тел обычно мнидалекаменные разности пород | Мало-мощные (сантиметры, миллиметры) зонки уплотнения | Пиритизация, эпидотизация, окварцевание, осветление. На левобережье р. Эк-Хем в дайках риолитовых порфиров установлены жилы эпидот-аксинитовой породы |
| | Габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириты, базальтовые и диоритовые порфириты | Линзообразные тела, силлы, дайки плитообразной и коленчатой формы; мощность — метры — десятки метров, протяженность — сотни метров. Реже нежки, штоки, этмолиты по- | Однородное, за исключением эндоконтактной зоны. Некоторые крупные тела сопровождаются пластообразными апофизами. В апикальных частях штокообразных интрузий наблюдается брекчирование с цементацией обломков диабазов кварц-хлорит- | Окраска пород зеленовато-серая, серо-зеленая, темно-серая. Структура порфировая, порфировидная, полнокристаллическая. Текстура обычно однородная | Полигональная глыбовая, в дайках и силлах иногда столбчатая | В эндоконтакте шириной в первые сантиметры — десятки сантиметров диабазы переходят в афанитовую стек- | У наиболее крупных тел отмечается амфиболитизация, хлоритизация, уплотнение вмещающих пород (чаще ту- | Хлоритизация, эпидотизация, пиритизация, осветление. К подошве пластообразных интрузий диабазов на Кызыл-Таштыгском месторождении приуро- |

| | | | | | | | | |
|----------------|--|--|--|--|------------------------|---|--|---|
| | | речником в десятки и первые сотни метров | гематитовым материалом. В центральной части субвулканических интрузий диабазов на Кызыл-Таштыгском рудном поле установлены миндалины с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. | | | ловидную породу с миндалинами и обломками вмещающих отложений. Иногда проявлена хлоритизация, серицитизация и карбонизация | фов), распространяющиеся на несколько сантиметров — первые метры. Реже проявлено ороговикование. Известняки в экзоконтактной зоне переходят в мраморы | чебы колчеданно-полиметаллические залежи |
| Гипабиссальная | Габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты | Силлы и пластообразные интрузии; мощность — десятки — первые сотни метров, протяженность — первые километры. Штокообразные и линзообразные тела площадью 1—5 км ² | Однородное. Иногда в центральной части тел раскристаллизация пород увеличивается и преобладают крупнозернистые разновидности | Окраска пород серо-зеленая, темно-серая, темно-зеленая. Структура от мелко- до крупнокристаллической, текстура однородная | Не выражен | В эндоконтактной зоне мощностью метры — первые десятки метров преобладают мелкозернистые разновидности В краевых частях интрузий (1—3 м) структура тонкозернистая, непосредственно на контакте (1—3 см), скрытокристаллическая | Хлоритизация, эпидотизация, осветление, ожелезнение, окварцевание (обычно в зоне шириной в несколько метров) Маломощные (первые сантиметры) зонки уплотнения, хлоритизации. В отдельных случаях ороговикование, распространяющееся на десятки метров | Гидротермальные изменения не характерны. К линзообразным интрузиям в верховьях р. Кызыл-Таш приурочены рудные тела серноколчеданного и цинково-медноколчеданного состава Обеление, окремнение и нитритизация |
| | Плагио-граниты, гранодиориты | Тела линзообразные и неправильной формы; до 1×2 км | Большей частью однородное. В краевых частях наиболее крупных интрузий шириной в несколько десятков метров присутствуют полупереработанные ксенолиты вмещающих пород | Окраска пород светло-серая, светло-зеленая. Структуры полностью кристаллические, преимущественно мелко- и среднезернистые, местами норфировидные | Полигональная глыбовая | | | |

ные породы слагают линейные тела мощностью несколько метров, реже первые десятки метров.

В центральной части зон изменения обычно залегают обеленные, кремнистые породы (до мономинеральных кварцитов), на периферии — в различной степени серицитизированные и хлоритизированные породы (хлориты железистого и магнезиально-железистого состава). При сочленении нескольких зон картина значительно усложняется. В районе Кызыл-Таштыгского месторождения Б. И. Берманом установлена вертикальная зональность метасоматитов. Она выражается в смене сверху вниз монокварцитов и серицитовых кварцитов пропилитами.

Измененные породы имеют неоднородное сложение за счет реликтов пород, подвергшихся замещению. Особенно это характерно для краевых частей зон. Структура кварцитов гранобластовая, мозаичная, роговиковая, в случае замещения пород нередко сохраняется реликтовая порфирировая. Главным минералом вторичных кварцитов является кварц, присутствуют серицит, хлорит, пирит. Последний находится в тонкорассеянном, пылевидном состоянии, реже встречается вкрапленный, прожилково-вкрапленный и в виде крупных (0,5—1 см) кристаллов. Второстепенные минералы представлены апатитом, доломитом, рутилом, андалузитом.

С зонами описанных измененных пород связано большинство известных колчеданных и колчеданно-полиметаллических проявлений. При этом, как подчеркивает Б. И. Берман, данные метасоматиты являются дорудными образованиями. Во-первых, сфалерит, халькопирит и галенит в кварцитах встречаются очень редко, обычно в виде прожилков совместно с карбонатом, хлоритом и жильным кварцем, иногда в виде вкрапленности и имеют наложенный характер. Во-вторых, наблюдается несоответствие размеров тел метасоматитов масштабу рудных залежей, а иногда и отсутствие пространственной связи между ними. Собственно околорудно измененные породы являются продуктами щелочного магнезиального метасоматоза (Дистанов, Ковалев, 1968). Среди них преобладают хлоритолиты, талькиты, доломиты, образующие тела небольших параметров непосредственно на контакте рудных залежей.

Образование вторичных кварцитов и пропилитов в результате гидротермальной деятельности, сопутствовавшей кембрийскому вулканизму, доказывается следующими обстоятельствами:

- а) подчиненностью их размещения вулканическим структурам;
- б) наличием в кварцитах типоморфных минералов метасоматическо-вулканогенных образований (Наковник, 1968) — андалузита, рутила;
- в) присутствием обломков кварцитов среди агломератовых туфов верхов туматтайгинской свиты;
- г) близким временем формирования гидротермально измененных пород и субвулканических интрузий — в одних случаях субвулканические интрузии секут зоны вторичных кварцитов (реки Узун-Хем, Кызыл-Таштыг), в других (реки Шит, Кум-Оюг, Балыгтыг-Хем) гидротермальные изменения накладываются на субвулканические интрузии.

Верхним пределом возраста гидротермально измененных пород является нижний ордовик, поскольку их обломки содержатся в гальке конгломератов нижеордовикской систигхемской свиты (Агентов, Кудрявцев, 1964). Кроме того, автор наблюдал непосредственное перекрытие этих образований базальным горизонтом этой же свиты в верховьях р. Холодной.

Выделение и картирование фаций вулканогенных пород улугойского комплекса дало возможность установить вулканические центры для периода формирования верхов туматтайгинской свиты.

Местоположение их определено по совокупности таких признаков, как особенности строения разреза, присутствие жерловин, субвулканических и гипабиссальных интрузий, полей гидротермально измененных пород. Характерными чертами, свидетельствующими о близости центров извержений, являются присутствие большого количества пород с красноцветной окраской, грубообломочных туфов, рифогенных известняков и повышенное количество кислых вулканитов. Эти особенности, свойственные околожерловым зонам, в полной мере проявлены в толщах, формировавшихся в субаэральных условиях посредством аппаратов центрального типа (в данном случае, в верхах туматтайгинской свиты). В противоположность верхней толще особенности строения разреза мало эффективны для выделения вулканических центров в нижней и средней частях туматтайгинской свиты. Для этих толщ, накапливавшихся, судя по присутствию углистых сланцев, в глубоководных условиях, характерен весьма устойчивый разрез. Даже вблизи вулканических аппаратов приповерхностного уровня среза (Экхемский центр) в составе вмещающих синхронных отложений низов туматтайгинской свиты отсутствуют грубообломочные туфы (Зайков, 1972.). Это связано либо с тем, что данные отложения формировались посредством излияний из вулканических аппаратов трещинного типа, либо с тем, что в глубоководных условиях крайне ограничена возможность образования таких показательных пород околожерловых зон, как грубообломочные туфы, красноцветные породы (Ритман, 1964; Зеленов, 1963). Поэтому для толщ такого типа при выделении вулканических центров нужно с осторожностью пользоваться критериями, выработанными для аэрального и субаэрального вулканизма.

Местоположение вулканических центров в Улугойской зоне показано на рис. 7 и 8. В западной части зоны, в районе хребтов Таскыл и Оттуг-Тайга, установлено девять вулканических центров: Узунхемский, Экхемский, Эржекский, Чингехемский, Кыскаштыгский, Кум-Оюгский, Карасуглукский, Карахольский, Кызыл-Ташский (Зайков, 1972). Размеры центров 2—4×5—8 км, расстояние между ними 3—15 км. Они образуют две субширотные «цепочки», приуроченные к Азасскому и Оттуг-Тайгинскому разломам. В междуречье Улуг-О — Ак-Хем на основании интерпретации данных Б. И. Бермана, Б. Н. Лапина, Н. С. Бухарова, В. А. Подругина, А. Д. Топоркова автором выделены Туматтайгинский, Балыгтыгхемский, Кызыл-Таштыгский и Дальний вулканические центры. Они приурочены к зонам проницаемости субширотного и северо-восточного простирания, ограничивающим Кызыл-Таштыгскую вулканотектоническую депрессию — кальдеру (по Н. С. Бухарову и А. Д. Топоркову (1974). Кроме перечисленных групп вулканических центров установлено несколько одиночных, в том числе Анахемский, Булун-Ажикхемский.

В большинстве вулканических центров, выделенных в Улугойской зоне, наблюдаются фрагменты разных уровней среза (следствие интенсивной блоковой тектоники). Наиболее обычно сочетание блоков с приповерхностным и субвулканическим уровнями среза, характерными для большинства центров. Реже наблюдается сонахождение участков с субвулканическим и гипабиссальным уровнем среза вулканических центров (реки Кызыл-Таш, Ана-Хем, Булун-Ажик-Хем).

К вулканическим центрам Улугойской зоны приурочены колчеданные, колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления, а также практически все участки распространения прямых поисковых признаков колчеданно-полиметаллической минерализации. Данные факты говорят о том, что определение центров древней вулканической активности в Улугойской зоне имеет важное прикладное значение. Знание местоположения этих центров позволяет сузить площадь рекомендуемых поисковых работ, а определение уровня их среза — разбра-

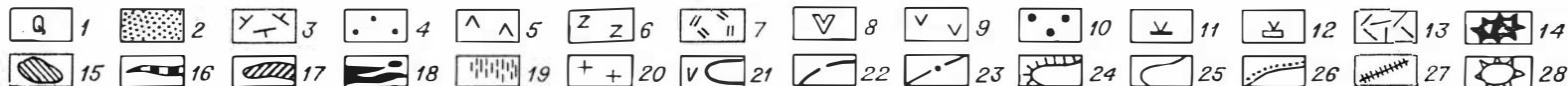
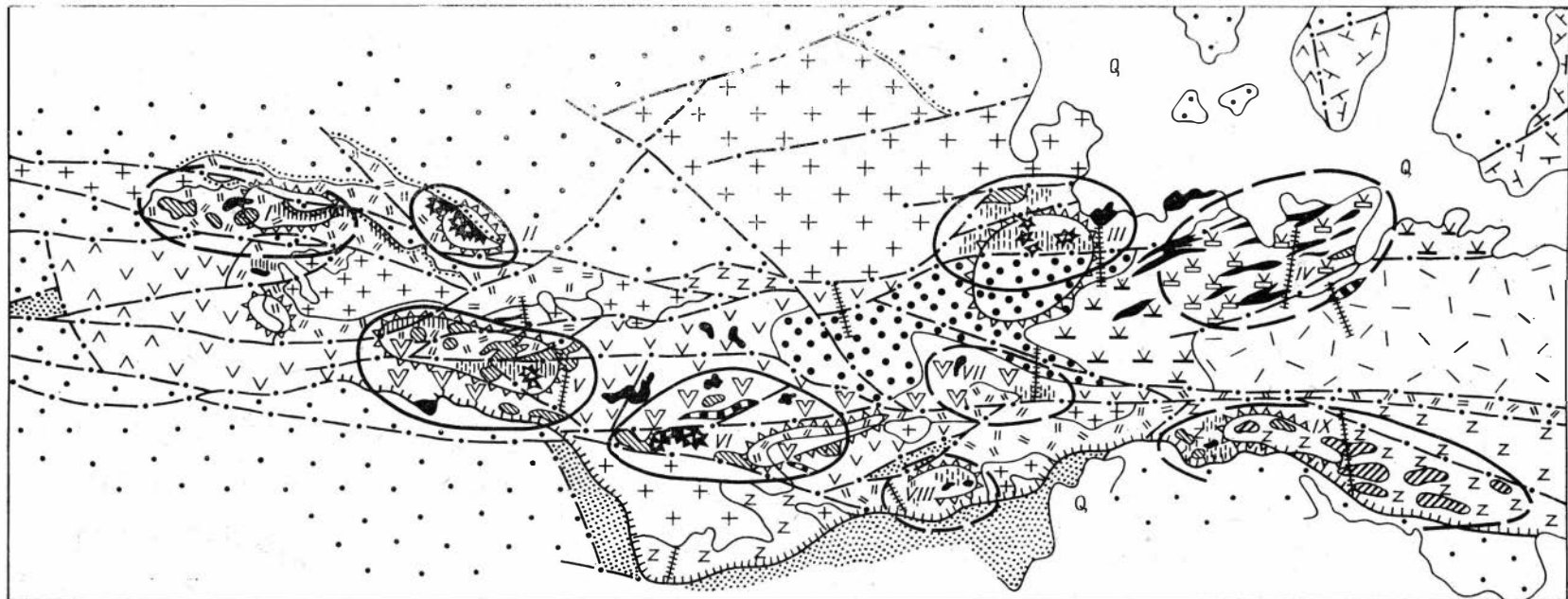


Рис. 8. Схема геологического строения района хребтов Таскыл и Оттуг-Тайга

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные породы атакшлынской свиты (D₂); 3 — эффузивные образования кызылбулакской серии (D₁₋₂); 4 — терригенные отложения сингхемской и таскыльской свит (O); 5—9 — туматтайгинская свита (Σtm): 5 — нерасчлененные отложения (эффузивы и туфы основного и кислого состава), 6 — первая толща (базальтовые порфириды), 7 — вторая толща (чередующиеся риолитовые и базальтовые порфириды), 8—9 — третья толща (8 — грубообломочные туфы и эффузивы разнообразного состава околожерловой зоны, 9 — мелкообломочные туфы и эффузивы андезито-базальтового состава промежуточной зоны); 10—13 — тапсинская (?) свита (Σtp): 10 — первая толща (туфогенно-терригенные отложения), 11—12 — вторая толща (11 — грубообломочные туфы и эффузивы основного состава околожерловой зоны, 12 — мелкообломочные туфы и эффузивы основного состава промежуточной зоны); 13 — третья толща (риолито-дацитовые порфиры и их туфы). Интрузивные образования нижнекембрийского вулканического комплекса. 14 — жерловые тела; 15 — субвулканические интрузии риолито-дацитовых порфиров; 16 — субвулканические интрузии диабазов и базальтовых порфиров; 17 — гипабиссальные интрузии плагногранитов; 18 — субвулканические интрузии габбро-диабазов и габбро; 19 — зоны развития метасоматических кварцитов; 20 — интрузии габбро-плагногранитов кембрийского возраста; 21 — вулканические центры достоверные; 22 — вулканические центры предполагаемые; 23 — основные крутопадающие дизъюнктивы; 24 — Кызыл-Ташский надвиг; 25 — нормальный стратиграфический и активный интрузивный контакты; 26 — границы несогласного залегания отложений; 27 — места составления опорных геологических разрезов; 28 — участки распространения прямых поисковых признаков колчеданно-полиметаллического оруденения. Вулканические центры: I — Узунхемский, II — Эхмеский, III — Эржекский, IV — Чингехемский, V — Кыскаштыгский, VI — Кум-Оюгский, VII — Карахольский, VIII — Карасуглугский, IX — Кызыл-Ташский.

ковать приуроченные к ним рудопоявления по перспективности.

Приведем описание трех вулканических центров различного уровня среза, выделенных автором в западной части Улугуйской зоны.

Кызыл-Ташский вулканический центр расположен в верховье р. Кызыл-Таш в пределах хорошо обнаженного участка. Вулканический центр фиксируется группой гипабиссальных и субвулканических интрузий, размещение которых контролируется субширотными дизъюнктивами — составляющими Оттуг-Тайгинского разлома. Вмещающими являются отложения нижней толщи, сложенные преимущественно базальтовыми порфиритами. Поле распространения интрузий имеет площадь 2×6 км и ограничено с юга надвигом, приводящим в контакт отложения кембрия и ордовика. В этих пределах откартировано несколько интрузий плагиигранитов и габбро овальной и вытянутой формы, которые сосредоточены в восточной части вулканического центра. Здесь же установлена зона смятия шириной 100—200 м, представленная актинолит-хлоритовыми сланцами. К ней приурочены многочисленные пласто- и дайкообразные тела плагиигранитов и рудные залежи серно- и медноколчеданного состава. Субвулканические интрузии развиты преимущественно в западной половине вулканического центра на более высоких стратиграфических и гипсометрических уровнях, вблизи основания средней толщи. В этой части широкое развитие имеют зоны вторичных кварцитов мощностью до 200—300 м. Субвулканические интрузии, которых насчитывается около 20, имеют размеры от $0,2 \times 0,4$ до $0,5 \times 1$ км. Сложены они риолито-дацитовыми порфирами. Возможно, что часть интрузий округлой формы типа некков, в строении которых участвует повышенное для субвулканических тел количество брекчиевых разностей (до 30—40% площади), являются жерлами.

Отмеченные особенности строения района позволяют сделать заключение, что здесь мы наблюдаем гипабиссальный и субвулканический уровень среза вулканического центра.

Экхемский вулканический центр располагается на междуречье Эк-Хем — Холодная и приурочен к Азасскому разлому. В его пределах развита средняя толща туматтайгинской свиты, сложенная чередующимися риолито-дацитовыми порфирами и базальтовыми порфиритами. Туфовый материал в составе толщи на данном участке практически отсутствует. Формирование вулканогенных отложений, судя по присутствию углеродистых сланцев, происходило в глубоководной обстановке. Этот центр установлен по субвулканическим интрузиям и жерловине, находящейся на левобережье р. Эк-Хем (рис. 9). Форма жерла неправильная, размеры 1×3 км. Восточная часть его перекрывается с размывом конгломератами сисстигемской свиты раннеордовикского возраста. Сложена жерловина базальтовыми порфиритами и риолитовыми порфирами брекчиевой текстуры серо-зеленого и зеленовато-серого цвета. В риолитовых порфирах достаточно часто фиксируется флюиальность. Породы жерла секутся дайками диабазов и базальтовых порфиритов. В пределах жерловины установлено нескольких тел малахит-гематитовых, пирит-гематитовых и гематитовых руд, галька которых содержится в ордовикских конгломератах. Учитывая эффузивовидный облик пород, слагающих жерло, сходство их по составу с вмещающими отложениями, малое количество субвулканических и отсутствие гипабиссальных интрузий, мы предполагаем, что уровень среза Экхемского центра приповерхностный.

Эржекский вулканический центр находится на северном склоне хр. Оттуг-Тайга в верховьях р. Эржек на достаточно хорошо обнаженном участке. В пределах этого центра развиты средняя и верхняя толщи туматтайгинской свиты. Отложения верхней толщи перекрываются терригенными и вулканогенно-терригенными породами тапсинской свиты. На данном участке присутствуют в повышенном количестве эффу-

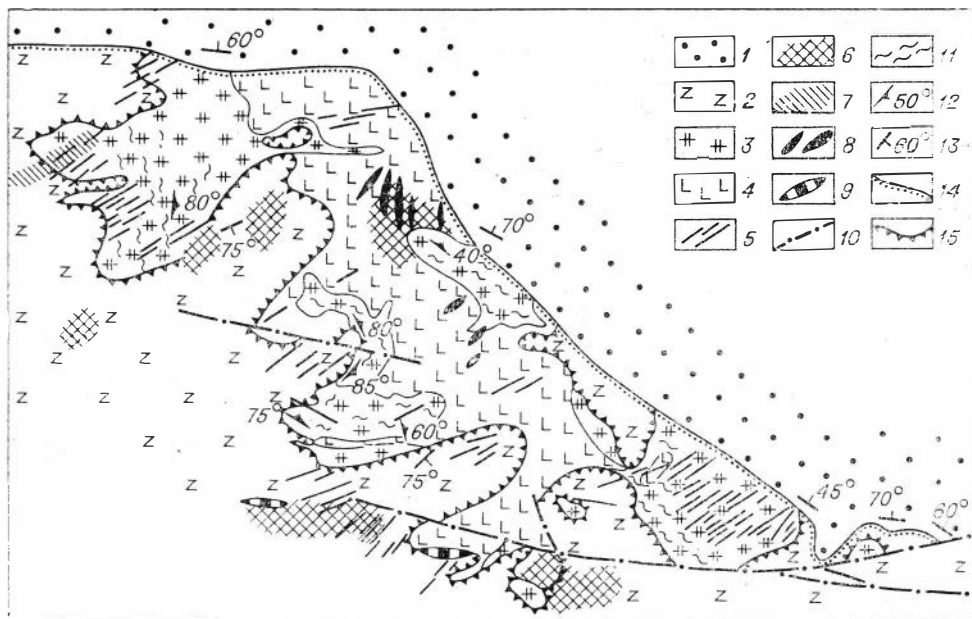


Рис. 9. Схема геологического строения Экхемского жерла. (составили В. В. Зайков, Е. В. Зайкова).

1 — систигхемская свита (O₁) — конгломераты и песчаники; 2 — туматтайгинская свита, вторая толща (андезит-базальтовые порфириты с горизонтами риолито-дацитовых порфиров); 3 — жерловые брекчии кислого состава, риолитовые порфиры флюидальной и однородной текстуры; 4 — жерловые брекчии основного состава, базальтовые порфириты; 5 — дайки диабазов и микродiorитов; 6 — зоны гематитизации; 7 — зоны обеления, окремнения, лимонитизации; 8 — тела малахит-гематитовых руд; 9 — тела пирит-гематитовых и гематитовых руд; 10 — дизъюнктивные нарушения; 11 — полосчатость; 12 — элементы залегания полосчатости; 13 — элементы залегания пластов; 14 — границы несогласного залегания отложений; 15 — границы жерлового тела.

зивы кислого состава красновато-бурой окраски, отмечены тела рифогенных известняков. Широко распространены здесь зоны вторичных кварцитов и обеленных, окремненных пород. Они имеют протяженность 1—3 км при ширине в раздувах до 300 м. С измененными породами связано прожилково-вкрапленное колчеданно-полиметаллическое оруденение. Вулканический аппарат Эржекского центра представлен четырьмя некками, приуроченными к составляющим Азасского разлома. Одно из жерловых тел размером 150×750 м располагается на правом берегу р. Эржек. Сложено оно жерловыми брекчиями кислого состава, которые в восточной половине тела имеют лилово- и фиолетово-серую окраску. На левом берегу реки выявлено три некка размером около 100×150 м, образующих «цепочку» субмеридионального простирания длиной 600 м. Северный некк сложен жерловыми брекчиями кислого, а центральный и южный — основного состава. В отложениях средней толщи, которые слагают северную часть центра, широко развиты субвулканические интрузии риолито-дацитовых порфиров, гранит-порфиров, габбро-диабазов, габбро.

Геологическая позиция Эржекского центра дает возможность предполагать, что в его пределах наблюдаются фрагменты приповерхностного и субвулканического уровня среза вулканической постройки.

По вулканическим центрам Кызыл-Таштыгского рудного поля собран обширный материал, позволяющий охарактеризовать типы вулканических построек. В результате интерпретации данных Б. И. Бермана, Б. Н. Лапина, Н. С. Бухарова, А. Д. Топоркова и В. А. Подругина устанавливается, что на заключительном этапе вулканической деятельности туматтайгинского времени в северной части рудного поля сформировалась линейная группа стратовулканов. Стратовулканы приурочены к субширотной зоне проницаемости, разделяющей

блоки с разнонаправленным характером движения (для северного блока устанавливается преобладание поднятий, для южного — опусканий). В настоящее время данная зона представлена серией мощных (десятки, первые сотни метров) разрывных нарушений, насыщенных субвулканическими интрузиями. Эти разломы, представляющие собой зоны рассланцевания, четко проявляются в отложениях туматтайгинской свиты и затухают в породах тапсинской. Фундаментом вулканических построек является толща базальтовых порфиринов (низы туматтайгинской свиты). Тектоническими движениями палеовулканы выведены в наклонное положение, согласное с общим южным падением вулканогенных толщ. Диаметр палеовулканов, судя по современному срезу, 2—4 км, высота — 0,5—1,4 км. Вулканогенные породы этих построек имеют существенные различия. Для Кызыл-Таштыгской вулканической постройки характерно преобладание агломератовых и псефитовых туфов риолито-дацитовых порфиринов, среди которых залегают отдельные горизонты базальтовых порфиринов, кремнистых сланцев и туффитов. Балыгтыгхемская постройка, примыкающая с запада к Кызыл-Таштыгской, выполнена преимущественно кластолавами и туфами андезито-базальтового состава. Небольшой объем ее занимают лавы и туфы риолито-дацитового состава, туфопесчаники, кремнисто-глинистые сланцы. Аксугская постройка, расположенная в восточной части рудного поля, характеризуется примерно равным участием эффузивов и разнообразных туфов риолито-дацитового и андезито-базальтового состава.

Вулканические аппараты установлены для Кызыл-Таштыгской и Аксугской построек. Они представлены жерловинами диаметром 200—600 м, выполненными преимущественно вулканическими брекчиями риолито-дацитового состава. Вблизи жерловин увеличивается количество агломератовых туфов и вулканитов кислого состава.

Жерло Кызыл-Таштыгской постройки изучалось Б. И. Берманом в процессе геологоразведочных работ. Оно приурочено к месту сочленения двух ветвей субширотного разлома. Жерловина представляет собой трубообразное тело, залегающее почти вертикально при падении вмещающих пород на юг, под углом 40—70°. Форма жерла в поперечных сечениях овальная с субширотной ориентировкой длинной оси. Верхняя часть тела замещена серноколчеданными рудами, и на поверхности оно представлено лишь узкой (30—40 м) полосой вдоль северной границы колчеданной залежи. Размеры некка, включая рудные тела на горизонте 1600 м, равны 180×240 м. В глубину жерло расширяется и на горизонте 1450 м имеет размеры 300×460 м. Вулканические брекчии и флюидальные порфиры, слагающие жерло, образуют полосы разной мощности, от десятков сантиметров до десятков метров, закономерно чередующиеся и ориентированные согласно с длинной осью и направлением падения тела. Строение некка осложнено редкими и маломощными (первые метры) дайками аподиабазов, а также телами вторичных кварцитов неправильной формы. Полоса кварцитов шириной около 100 м примыкает к некку с севера.

К зонам рассланцевания, окаймляющим жерло, приурочены полиметаллические тела линзовидной и лентообразной формы. На верхних горизонтах месторождения эти тела сближены с серноколчеданной залежью. По мере удаления от жерла, по падению и простиранию зоны мощность полиметаллических рудных тел падает, а богатые сплошные руды сменяются сравнительно бедными вкрапленными разностями.

* * *

Заканчивая описание улугойского комплекса, попытаемся реконструировать типы возникших вулканических сооружений. На ранней стадии вулканизма во время накопления монотонных базальтовых лав

посредством трещинных излияний формировались лавовые покровы, образовавшие в совокупности подводное лавовое плато. В восточной более мелководной части Улугуйской зоны наряду с лавовыми покровами существовали шлаковые конусы, установленные по агломератовым туфам в нижней толще туматтайгинской свиты Кызыл-Таштыгского месторождения. Накопление вулканогенных пород риолито-дацитового и базальтового состава верхов туматтайгинской свиты привело к образованию стратовулканических хребтов, параллельных Каахемскому глубинному разлому. Намечается четыре таких хребта, фиксирующихся в настоящее время редуцированными вулканическими антиклиналями с цепочками вулканических центров (см. рис. 7). Над поверхностью лавового плато они возвышались на 2—3 км, и их верхняя часть, судя по присутствию красноцветных пород и рифогенных известняков, достигала субаэральной области. Извержения на хребтах происходили, как показывает изучение вулканических центров, посредством аппаратов центрального типа, находящихся на расстоянии 3—15 км друг от друга. Намечается, что в центральной части Улугуйской зоны, на междуречье Улуг-О—Ак-Хем, хребты смыкались и там существовал вулканический массив, представленный гнездовой группой стратовулканов с преимущественно риолито-дацитовым составом вулканитов.

Во время отложения пород тапсинской свиты возникали стратовулканы и линейные группы стратовулканов. Высота их обычно составляла сотни метров и лишь в северной части зоны (реки Чинге-Хем, Ары-Хем) достигала 1—2 км. Эти сооружения разделялись вулканотектоническими депрессиями, где накапливались терригенные и карбонатные осадки.

Хемчикский базальтовый комплекс

Нижнекембрийские вулканогенные породы, объединенные в хемчикский комплекс, в современной структуре слагают группу узких (1—5 км) тектонических клиньев, которые протягиваются в субширотном направлении на 200 км от среднего течения р. Хемчик до р. Северный Торгалык. Нами проведены исследования в западной части Хемчикской зоны, где выделяются две полосы блоков — северная и южная, сочленяющиеся на междуречье Хонделен — Хемчик. Геологическое строение этой территории и стратиграфические колонки вулканогенных отложений иллюстрируются рис. 10. Нижнекембрийские осадочно-вулканогенные отложения смяты в линейные антиклинальные и синклинальные складки, строение которых осложнено субширотными разломами. В ряде блоков данные отложения образуют брахисинклинальные складки с падением пород на крыльях 40—60°.

Эффузивы и пирокласты входят в алтынбулакскую и чингинскую свиты, которые формировались синхронно. Они имеют базальтовый состав, редко дацитовый (урочище Эдыгей). По данным П. А. Никитчина (1972), в Хемчикской зоне спорадически проявлены туфы и агломератовые лавы пикритовых порфиритов.

К алтынбулакской свите отнесена туфогенно-эффузивная толща, развитая в южной полосе тектонических блоков. В чингинскую свиту включены вулканогенно-осадочные отложения, сменяющиеся к северу и западу по латерали вулканитами алтынбулакской свиты. Мощность упомянутых свит, доступная наблюдениям, 2500—3500 м. Данные о процентном соотношении пород в алтынбулакской и чингинской свитах приведены в табл. 7.

Фациальная изменчивость вулканогенных отложений заключается в смене по латерали мелководных фаций глубоководными, изменении в разрезе доли эффузивов и пирокластов. В полосе нижнего кембрия, про-

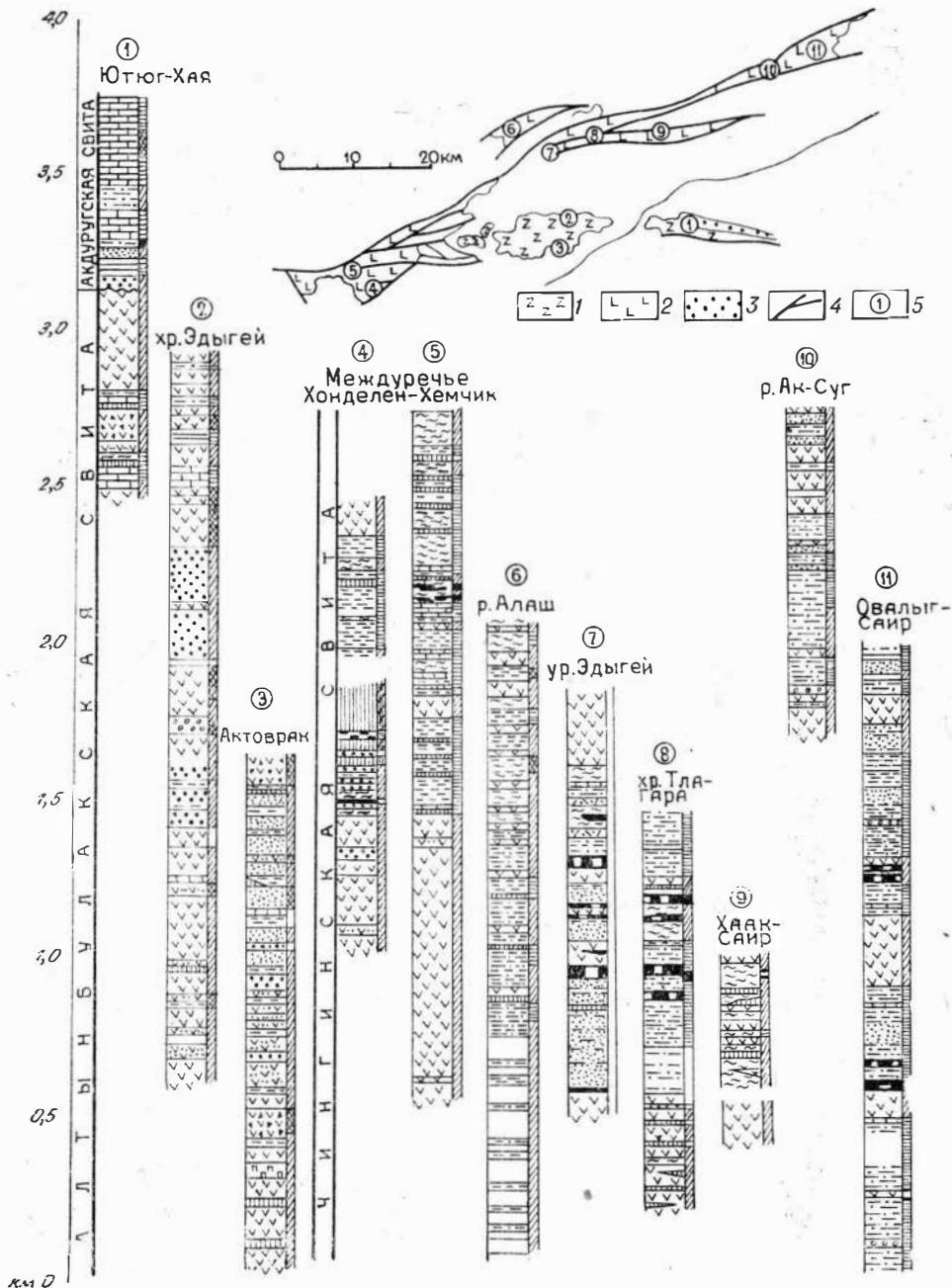


Рис. 10. Схема сопоставления отложений нижнего кембрия Хемчикской вулканогенной зоны.

1 — чинггисская свита (терригенные и кремнистые породы с горизонтами базальтовых порфиритов и их туфов); 2 — алтынбулакская свита (базальтовые порфириты и их туфы с горизонтами осадочных пород); 3 — акдургская свита (туфогенно-осадочные породы); 4 — основные разломы; 5 — опорные геологические разрезы (составлены: 1, 7, 9—11 — В. В. Зайковым, С. С. Куликовым; 2, 8 — С. С. Куликовым, П. А. Никитчиным; 3 — Г. М. Владимирским, П. А. Никитчиным; 4—5 — В. Л. Авруцким; 6 — О. А. Безруковым). Усл. обозн. для стратиграфических колонок см. на рис. 7.

тягивающейся от горы Ютюг-Хая до р. Хонделен (алтынбулакская свита; разрезы 1,3) вулканогенные породы составляют 50—70% разреза при коэффициенте explosивности 30—60%. Заметную роль здесь играют туфоконгломераты и грубосбломочные туфы красноцветной окраски, что свидетельствует о субаэральной обстановке накопления

Соотношение типов пород в разрезах нижнего кембрия Хемчикской зоны, %

| Порода | Свита | |
|---|-----------------------------|-------------------|
| | алтынбулакская (1, 2, 3) | чингинская (4—11) |
| Базальтового состава: | | |
| эффузивы | 19—59 (35) | 18—63 (31) |
| туфы алевро-псаммитовые | 5—16 (13) | 0—5 (1) |
| туфы агломератовые | 6—6 (9) | — — |
| Риолитового состава (туфы алевро-псаммитовые) | — — | 0—4 (1) |
| Итого вулканогенных пород | (57) | (33) |
| Туфоагломераты | 0—24 (12) | 0—4 (1) |
| Туфогравелиты | 0—5 (2) | 0—4 (1) |
| Туфопесчаники | 0—27 (9) | 0—3 (1) |
| Песчаники | — — | 0—26 (9) |
| Алевролиты | 1—2 (2) | 0—51 (22) |
| Кремнисто-глинистые сланцы | 0—4 (1) | 0—30 (11) |
| Кремнистые сланцы | 0—14 (6) | 0—25 (12) |
| Кварциты | 2—7 (3) | 0—19 (5) |
| Известняки | 2—13 (8) | 0—6 (2) |
| Графитистые сланцы | — — | 0—2 (1) |
| Бурые железняки | — — | 0—9 (2) |
| Итого | 100 | 100 |
| Коэффициент эксплозивности | 28—60 (38) | 0—14 (4) |

части вулканогенных пород и близости центров вулканических извержений.

В западной части Хемчикской зоны, на междуречье Хонделен-Хемчик (чингинская свита; разрезы 4, 5), количество вулканогенных пород уменьшается до 40—45%, грубообломочные туфы и красноцветные разности пород исчезают, конгломераты и туфопесчаники сменяются кремнистыми сланцами и кварцитами.

В северной полосе нижнего кембрия (чингинская свита; разрезы 6, 11) вулканогенные породы представлены почти исключительно лавами базальтового состава, распределенными по всему разрезу. Обычно они составляют 18—35% разреза, и лишь в отдельных тектонических блоках, характеризующихся присутствием конгломератов, базальтовые порфириды слагают более половины мощности чингинской свиты (разрез 9). С вулканитами ассоциируют алевролиты, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, в меньшей степени кварциты и уг-

листые сланцы. Вулканогенно-осадочные отложения в этой части зоны вмещают стратиформные колчеданные залежи.

Базальтовые порфириты в алтынбулакской и чингинской свитах образуют покровы и потоки мощностью в метры — десятки метров и представлены преимущественно порфиоровыми разностями. В порфиоровых выделениях, имеющих размеры 2—5 мм и составляющих 10—30% породы, преобладает плагиоклаз, реже встречается пироксен. Для низов чингинской свиты в бассейнах рек Алаш и Ак-Суг типичны базальтовые афириты и вариолиты. Весьма распространенными породами в Хемчинской зоне являются «подушечные» лавы базальтового состава. Размеры «подушек» 10—40 см, пространство между ними заполнено известковистым и кремнистым материалом.

Туфы базальтовых порфиритов представлены алевро-псаммитовыми и псефито-агломератовыми разностями. Они образуют пачки мощностью в десятки — первые сотни метров и свойственны алтынбулакской свите. Пирокласты дацитового состава, имеющие алевро-псаммитовую структуру, зафиксированы на междуречье Эдыгей — Алаш, где слагают отдельные горизонты мощностью 20—30 м.

Субвулканические интрузии раннекембрийского возраста в Хемчинской зоне малочисленны и однообразны по сравнению с таковыми улугойского комплекса (Зайков, 1971 б). Как правило, они наблюдаются в виде даек и силлов мощностью от нескольких до первых десятков метров, длиной в десятки и сотни метров. Такие тела откартированы в северном борту урочища Эдыгей, на левобережье р. Алаш, восточнее урочища Хопсек. Кроме того, установлены отдельные тела штокообразной и неправильной формы площадью 0,5—1,5 км² у автодорожного моста через р. Алаш, в низовьях р. Ак-Суг и у пос. Ак-Довурак, образующие «цепочки» субширотного простирания. Сложены все эти интрузии диабазами и диабазовыми порфиритами. В штокообразных телах наряду с ними присутствуют в подчиненном количестве габбро и габбро-диабазы. Переходы между всеми разностями постепенные, но иногда среди диабазовых порфиритов наблюдаются расплывчатые пятна, полосы, «струи» габбро. От покровов эффузивов субвулканические интрузии отличаются незначительно, главным образом по наблюдающемуся иногда секущему характеру контактов, наличию апофиз, присутствию пород с полнокристаллической структурой.

Контактовое воздействие субвулканических интрузий на вмещающие породы крайне несущественно и отмечено только у сравнительно крупных тел. Оно проявляется в уплотнении, потемнении пород (за счет увеличения количества хлорита) и распространяется лишь на несколько сантиметров. В эндоконтакте (ширина — первые метры) и в апофизах полнокристаллические породы переходят в базальтовые порфириты, сходные с эффузивами. Иногда на контакте интрузии в полосе 3—7 м развиты эруптивные брекчии. Обломки и цемент в них большей частью сложены породами одинакового состава — базальтовыми и диабазовыми порфиритами. На Алашском колчеданном рудопроявлении габброиды субвулканических интрузий подвергнуты лимонитизации, осветлению и окварцеванию, содержат линзы бурых железняков и вторичных кварцитов с высокими концентрациями цинка.

Верхний предел возраста пород, считающихся нами субвулканическими, по геологическим данным определяется как ордовик. Во-первых, в ордовикских конгломератах бассейна рек Кара-Суг, Хонделен содержатся галька и валуны габброидов, аналогичных, по данным петрографического изучения, породам описанных интрузий. Во-вторых, околорудные метасоматиты и колчеданные руды, являющиеся более молодыми образованиями, чем интрузии, перекрываются ордовикскими отложениями на левобережье р. Алаш и в северной части урочища Эдыгей (Зайков, Зайкова, 1971).

Приведенные материалы по вулканическим породам Хемчикской зоны позволяют сделать предварительные выводы о типах вулканических аппаратов, вулканических сооружений и вулкано-тектонических структур на ее территории в раннем кембрии. Во время отложения низов алтынбулакской и чингинской свит большую часть зоны, по-видимому, занимало лавовое плато, сформировавшееся при трещинных излияниях монотонных базальтовых лав (предполагается, что подводящие каналы представлены дайками диабазовых и базальтовых порфиритов). В южной части зоны, где наряду с эффузивами развиты пирокласты, лавовое плато было осложнено группой шлаковых конусов. При накоплении верхов чингинской и алтынбулакской свит на месте этих конусов возник стратовулканический хребт высотой 1,5—2 км, вершина которого достигала субаэральной области. Существование этого хребта предполагается, исходя из широкого развития в данном районе грубообломочных пирокластов (нередко красноцветных), цепочек штокообразных субвулканических интрузий. Параллельно с его формированием в северной части зоны при спорадических излияниях базальтов возникают отдельные лавовые покровы. У подножья стратовулканического хребта, по-видимому, существовали вулкано-тектонические депрессии, возникшие в результате конседиментационных прогибаний (в современной структуре это брахисинклинали), где накапливались вулканогенно-терригенные породы с колчеданными рудами гидротермально-осадочного генезиса. Депрессии разделялись положительными формами рельефа, которые были сложены преимущественно базальтовыми лавами и грубообломочными осадками.

* * *

Данные о геологии вулканических комплексов позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы позволили сделать заключение о сходстве и отличиях позднепротерозойского и раннекембрийского вулканических циклов.

Сходство между ними заключается в следующем:

1. Обоим вулканическим циклам свойственны две группы комплексов: однородные — базальтовые и неоднородные — сложенные породами от базальтового до риолитового состава. Базальтовые комплексы приурочены к разрывным структурам типа глубинных разломов.

2. Неоднородным вулканическим комплексам позднепротерозойского и раннекембрийского возраста свойственно обилие вулканогенных пород базальтового состава в начале циклов с возрастанием количества кислых пород в их конце. Это сопровождается сменой трещинных излияний извержениями аппаратов центрального типа и, соответственно, увеличением роли пирокластического материала.

Отличие между циклами выражается в том, что позднепротерозойский вулканизм характеризуется более простым набором вулканогенных пород, тесной ассоциацией их с осадочными отложениями. Это свидетельствует о большой интенсивности погружения по отношению к темпу накопления вулканических продуктов в этот период в сравнении с кембрийским. Различия в характере вулканогенных образований позднего протерозоя вулканические центры четко фиксируются по особенностям строения разреза; меньшее значение имеют другие признаки. позднего протерозоя вулканические центры четко фиксируются по особенностям строения разреза; меньшее значение имеют другие признаки. В вулканогенных накоплениях раннего кембрия для выделения центров равное значение наряду со строением разреза имеют такие признаки, как присутствие субвулканических и гипабиссальных интрузий, жерловин, полей гидротермально измененных пород.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Позднепротерозойские вулканогенные породы Тувы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, испытали бластез, и им свойственна кристаллизационная сланцеватость. Ранее они описывались как ортосланцы, порфиритоиды и порфириды и на эффузивы, пирокласты, субвулканиты не расчленялись. В результате изучения метавулканитов Харальской и отчасти Билинской зон нам удалось установить первичную природу ортосланцев, выяснить особенности минерального состава и структуры пород в разных зонах метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой. Принятое членение вулканогенных образований позднего протерозоя показано в табл. 8. Данные об изменении минерального состава и преобразовании структур вулканогенных пород в разных зонах метаморфизма, полученные нами совместно с А. А. Меляховецким и А. И. Кудрявцевой отражены в табл. 9 (здесь же даны условные обозначения символов минералов).

Метабазальты представляют собой серо-зеленые, зеленовато-серые тонкозернистые породы однородной и сланцеватой текстуры. Они сохраняют местами такие признаки эффузивного происхождения, как миндалекаменную структуру, шаровую и подушечную отдельность (шаровые лавы). Сравнительно четко эти особенности проявлены в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне метаморфизма. Описываемые породы преимущественно афировые; порфиновые выделения присутствуют редко и представлены зернами плагиоклаза таблитчатой формы размером 1—3 мм.

Таблица 8

Членение позднепротерозойских вулканогенных пород зональных метаморфических комплексов Восточной Тувы

| Фация и субфация | | Породные группы | | | | | | |
|----------------------|----------------------------|------------------------------|--------------|---------------|--------------|------------|-----------|--|
| | | базальтовая | | | | риолитовая | | |
| Зеленосланцевая | Эпидот-мусковит-хлоритовая | Метабазальты | Метатуфы | Метадиабазы | Метагаббро | Метарюлиты | Метатуфы | |
| | | Биотит-хлоритовая | Порфиритоиды | | » | » | Порфириды | |
| | | Метабазальты миндалекаменные | Не выделены | | | | | |
| Эпидот-амфиболитовая | | Порфиритоиды | | » | » | — | | |
| | | Метабазальты миндалекаменные | Не выделены | | | | | |
| Амфиболитовая | | Амфиболиты | | | | | — | |
| | | Апоэффузивы миндалекаменные | Не выделены | Аподиабазовые | Апогаббровые | | | |

Характеристика структур метаморфизованных вулканогенных пород и метапсаммитов харальской свиты

| Порода | Фация | | | | | |
|---|---|---|--|---|--|---|
| | зеленых сланцев | | | | эпидот-амфиболитовая | парагенезис |
| | мусковит-хлоритовая субфация | парагенезис | биотит-хлоритовая субфация | парагенезис | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Метаморфизованные эффузивы и туфы риолитового состава | Структура порфирировая с фельзитовой, аллотриоморфно-зернистой, реже микролитовой основной массой. Встречаются различия с бластопорфирировой структурой и гранобластовой основной массой. Вкрапления представлены альбитом, реже кварцем. В туфах устанавливаются бластокристаллокластическая и бластолитокристаллокластическая структуры | Кв+Альб+Сер+Эп+Хл+Ка (22) Кв+Альб+Би+Сер+Эп+Хл (11) Кв+Альб+К.П.Ш.+Сер±Би±Эп±Хл (9) Кв+Альб+Би+Ст+Сер±Эп±Хл±Ка (3) Кв+Альб+Эп+Сер+Хл+Гр (1) | Преобладает бластопорфирировая структура с гранобластовой, лепидогранобластовой основной тканью. Изредка наблюдается порфириобластовая структура (по альбиту). Туфы и эффузивы различаются очень плохо | Кв+Альб+Би+Кл+Хл+Му (3) Кв+Альб+Би+Гр+Кл+Хл+Му (2) Кв+Му+Кл+Альб±Хл (3) | Нет данных | Ро+Эп+Ка+Ол (2) Ро+Эп+Ол (1) Ро+Эп+Ол+Кл+Кв (1) Ро+Кл+Ол+Акт (1) |
| Метабазальты (преимущественно миндалекаменные) | Структура лепидогранобластовая, аллотриоморфно-зернистая, фиброгранобластовая. Реликты апонитерсертальной, бластопорфирировой структуры | Акт+Эп+Кл+Альб±Сер+Кв (13) Акт+Эп+Хл+Ка+Альб±Кв+Сер (10) Акт+Эп+Хл+Альб+Ст (1) Акт+Эп+Хл+Та+Альб+Кв (1) | Структура нематобластовая, фибробластовая, лепидогранобластовая, гипидиобластовая, порфириобластовая | Акт+Эп+Альб±Хл±Кв (12) Акт+Кл+Хл+Ка±Кв+Альб (8) Акт+Эп+Альб+Хл±Сер±Кв (3) Акт+Кл+Альб+Ст±Хл±Кв (2) | Структура порфириобластовая, нематобластовая, фибробластовая, гипидиобластовая | Ро+Эп+Ка+Ол (2) Ро+Эп+Ол (1) Ро+Эп+Ол+Кл+Кв (1) Ро+Кл+Ол+Акт (1) |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--|---|---|---|---|--|---|
| Метагаббро и метадиабазы | Структура порфири-бластовая с лепидогранобластовой, бластопофитовой, лепидобластовой основной тканью. Встречаются разности с бластогаббровой структурой | $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Альб} \pm \text{Кв} \pm \text{Сер}$ (27) $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Ка} + \text{Альб} \pm \text{Кв} + \text{Сер}$ (6) $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Альб} \pm \text{Кв} \pm \text{Ка} + \text{Ст}$ (3) $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Та} + \text{Ка} + \text{Альб} + \text{Кв}$ (1) $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Альб} + \text{Пи} + \text{Кв} \pm \text{Ка}$ (2) | Структура порфири-бластовая с гипидиобластовой, полибластовой, нематобластовой, реже фибролепидобластовой основной тканью, бластогаббровая | $\text{Акт} + \text{Кл} + \text{Хл} + \text{Альб} \pm \text{Кв}$ (17) $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Альб} + \text{Кв} \pm \text{Ка}$ (3) $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Ка} + \text{Кв} + \text{Сер}$ (3) $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Ка} + \text{Та} + \text{Альб}$ (2) $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Кв} + \text{Альб} + \text{Сер}$ (1) | Структура порфири-бластовая, пойкилопорфири-бластовая с гипидиобластовой, нематогранобластовой, гранобластовой основной тканью. Бластогаббровая структура встречается чаще, чем в других зонах | $\text{Ро} + \text{Вл} + \text{Эп} \pm \text{Сер} + \text{Кв}$ (8) $\text{Ро} + \text{Ол} + \text{Кв} + \text{Эп} + \text{Ка}$ (2) $\text{Ро} + \text{Ол} + \text{Эп} + \text{Хл}$ (4) $\text{Ро} + \text{Ол} + \text{Кв}$ (1) |
| Метаалевролиты и метапсаммиты полимиктовые | Структура бластопсаммитовая и бластоалевритовая в сочетании с лепидобластовой. Сравнительно хорошо сохранилась первичная форма обломочных зерен | $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Хл} + \text{Сер} \pm \text{Эп}$ (19) $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Хл} + \text{Сер} + \text{Ка} \pm \text{Эп}$ (11) $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Хл} + \text{Сер} + \text{Ст} \pm \text{Эп}$ (5) $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Хл} + \text{Эп} + \text{Би} + \text{К. П. Ш.}$ (1) | Структура гранобластовая и лепидогранобластовая. Первичная форма обломочных зерен сохранилась лишь в известковистых прослойках. Макроскопически устанавливаются чешуйки биотита | $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Гр} + \text{Бт} + \text{Му} \pm \text{Хл} \pm \text{Кв}$ (18) $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Хл} + \text{Кл} + \text{Сер} \pm \text{Ка}$ (6) $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Би} + \text{Сер} \pm \text{Гр}$ (4) $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Хл} + \text{Сер} \pm \text{Ка} + \text{Эп}$ (5) | Структура гранобластовая, лепидогранобластовая и нематогранобластовая. Иногда порфири-бластовая сиоуповая (по роговой обманке). Макроскопически повсеместно устанавливается биотит | $\text{Кв} + \text{Пл} + \text{Би} + \text{Сер} + \text{Ка} + \text{Хл}$ (8) $\text{Кв} + \text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} \pm \text{Гр} \pm \text{Ка} \pm \text{Кл} \pm \text{Хл}$ (8) $\text{Ка} + \text{Би} + \text{Кв}$ (5) $\text{Кв} + \text{Пл} + \text{Ро} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Му} \pm \text{Ка} \pm \text{Хл}$ (4) $\text{Кв} + \text{Пл} + \text{Ро}$ (1) $\text{Кв} + \text{Ка} + \text{Гр}$ (1) |

Примечание. 1. Символы минералов: Альб — альбит, Акт — актинолит, Би — биотит, Гр — гранит, Ка — карбонат (преимущественно кальцит), Кв — кварц, Кл — клиноцистит, К. П. Ш. — калиевый полевой шпат, Му — мусковит, Ол — олигоклаз, Ро — роговая обманка, Сер — серицит, Ст — стильпномелан, Та — тальк, Хл — хлорит, Эп — эпидот (пистацит). 2. В скобках указывается количество шлифов с данным парагенезисом.

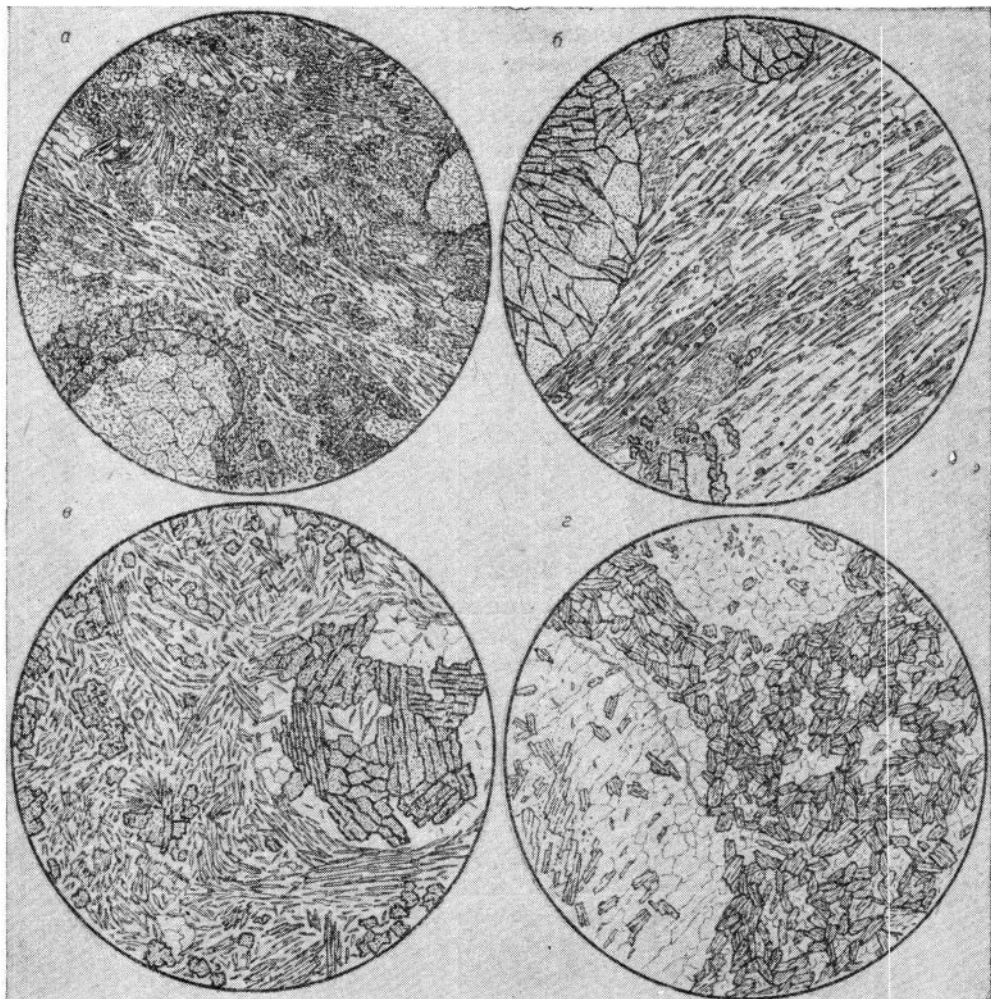


Рис. 11. Миндалекаменные metabазальты харальского комплекса.

a — Шл. 1666-3, р. Ойна, эпидот-мусковит-хлоритовая зона. Николи +, $d=2,7$ мм, $\text{Эп}+\text{Хл}+\text{Акт}+\text{Альб}+\text{Ка}+\text{Кв}+\text{Сер}$. Структура лепидофибробластовая (по актинолиту и хлориту) с элементами гранобластовой. Миндалины выполнены эпидотом и кальцитом. В основной ткани эпидот представлен преимущественно в виде «творожистых» агрегатов; *б* — шл. 3766а, р. Хадын, биотит-хлоритовая зона. Без анализатора, $d=2,7$ мм, $\text{Эп}+\text{Акт}+\text{Альб}+\text{Хл}+\text{Кв}$. Структура лепидонематобластовая, текстура сланцеватая. Миндалины выполнены эпидотом. Актинолит и эпидот основной ткани наблюдаются в виде индивидуализированных зерен; *в* — шл. 1898, р. Ханты, эпидот-амфиболитовая зона. Без анализатора, $d=2,7$ мм, $\text{Акт}+\text{Ро}+\text{Ол}+\text{Кл}$. Структура нематогранобластовая с элементами гипидиобластовой (по клиноциозиту). В миндалинах клиноциозит и альбит, редкие «иголки» актинолита; *г* — шл. 670-5 междуречье Билин — Кадыр-Ос, амфиболитовая зона. Без анализатора, $d=2,7$ мм, $\text{Ро}+\text{Ол}$. Структура нематогранобластовая, текстура миндалекаменная.

Микроструктуры metabазальтов бластические: нематобластовая, фибробластовая, гранобластовая, лепидобластовая, гипидиобластовая, бластопорфировая, порфиробластовая (рис. 11). В эпидот-мусковит-хлоритовой зоне сохраняются реликты апоинтерсертальной, микролитовой, апогидролитовой структур; минералы обычно наблюдаются в виде мелкоагрегатной массы, или тонковолокнистых образований. С увеличением степени метаморфизма усиливается раскristаллизация основной ткани, появляются порфиробласты актинолита, эпидота и альбита, начиная с биотит-хлоритовой зоны, становится обычной гипидиобластовая структура. Сложены metabазальты актинолитом, эпидотом, хлоритом, альбитом, кальцитом, серицитом, кварцем. В эпидот-амфиболитовой зоне появляются роговая обманка и олигоклаз.

Актинолит присутствует главным образом в виде игольчатых и шестоватых кристаллов длиной 0,02—0,1 мм, иногда образующих сноповидные агрегаты. Количество его в метабазах эпидот-мусковит-хлоритовой зоны 5—35, в биотит-хлоритовой зоне увеличивается до 40—60%. Кроме того, в биотит-хлоритовой зоне актинолит образует порфиробласты, веретенообразной и таблитчатой формы, с расщепленными концевыми гранями. Длина порфиробластов 0,1—1 мм, отношение длины к ширине 2—4:1. Окрашен актинолит в бледно-зеленый цвет. Абсорбция: N_g светлый желтовато-зеленый, светло-зеленый; N_p почти бесцветный. Двупреломление колеблется от 0,020 до 0,025—0,030; $cN_g = 16—18^\circ$; $(-)2V = 75—82^\circ$; удлинение положительное. Показатели преломления и общая железистость актинолита слабо меняются при изменении степени метаморфизма пород. В эпидот-мусковит-хлоритовой зоне $N_g = 1,656 \pm 0,002$; $N_p = 1,632 \pm 0,002$; общая железистость актинолита (F)² 35—36 мол. %. В биотит-хлоритовой зоне $N_g = 1,656—1,658$; $N_p = 1,628—1,636$; $F = 35—39\%$. В зоне метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации актинолит сменяется синезеленой роговой обманкой. Форма зерен шестоватая, веретенообразная, абсорбция: N_g — синезеленый, N_p — желтовато-зеленый; удлинение положительное; $cN_g = 18^\circ$; $N_g = 1,680 \pm 0,003$; $N_p = 1,662 \pm 0,003$; $F = 48\%$.

Эпидот в метабазах, претерпевших метаморфизм эпидот-мусковит-хлоритовой субфации, представлен маложелезистым пистацитом, образует мелкоагрегатные «творожистые» скопления (15—50%) породы либо в виде крупных зерен выполняет миндалины. Минерал бесцветный или бледно-желтый с отрицательным удлинением: $N_g = 1,727$; $N_p = 1,718$; $N_g - N_p = 0,010$; $(-)2V = 88^\circ$; $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ содержится 13 мол. %. В биотит-хлоритовой зоне преобладают идиобласты клиноцоизита (5—30% породы), характеризующегося желтовато-синими, тускло-синими цветами интерференции. $N_g = 1,716—1,718$; $N_p = 1,710—1,714$; $(+)2V = 87^\circ$; содержание $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ равно 8—9 мол. %. Спектральным анализом, мономинеральных фракций клиноцоизита из тонких жилков среди метабазов установлено (вес. %): германия — 0,0005; свинца — 0,0006—0,006; титана — 0,06—0,08; галлия — 0,002—0,003; хрома — 0,002—0,003; никеля — 0,001; ванадия — 0,01—0,03; меди — 0,0005—0,001; марганца — 0,08—0,15; стронция — 0,01—0,03 (аналитик Л. Н. Белякова).

Хлорит в метабазах характерен для эпидот-мусковит-хлоритовой и биотит-хлоритовой зон (5—15% породы). Он либо образует скопления в основной ткани, либо выполняет миндалины. Представлен диабантитом: $N_g = 1,617—1,618$; $N_p = 1,614—1,615$; $N_g - N_p = 0,003—0,004$, удлинение отрицательное, угасание прямое, окраска бледная светло-зеленая, желтовато-зеленая.

Порфировые выделения плагиоклаза замещены мелкоагрегатной сосюритоподобной массой и альбитом; контуры их стираются при раскристаллизации основной ткани. В последней наблюдается вторичный альбит в виде мелких отдельных ксеноморфных зерен и их скоплений (до 30—50%).

Метатуфы базальтов, представленные алевро-псаммитовыми, псефитовыми и агломератовыми разностями, выделяются главным образом в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне. Они имеют обломочное сложение, характеризуются полосчатой текстурой и более интенсивной по сравнению с метабазами рассланцованностью. Окраска метатуфов серо-зеленая, зеленовато-серая, зеленовато-желтая. Алевро-псаммитовые метатуфы имеют бластолитокристаллическую и бластокристалло-

² Здесь и далее общая железистость амфиболитов (F) определена графическим путем по кривым Е. А. Костюк (1970, см. рис. 66), содержание пистацитовой молекулы ($HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$) в эпидотах — по кривым В. Е. Трёгера (1958, см. рис. 136).

кластическую структуры. В основной массе (Альб+Акт+Эп+Хл±±Ка±Сер±Кв), имеющей лепидогранобластовую, фиброгранобластовую, бластоалевритовую структуры, наблюдаются обломки фенокристаллов плагиоклаза различной формы и величины, а также обломки метапорфиритов с нематогранобластовой и нематолепидобластовой структурами. В псефитовых и агломератовых туфах цемент представлен известковистыми туффитами, обломки — эпидотизированными миндалекаменными метапорфиритами.

При метаморфизме эффузивов и туфов базальтового состава в условиях биотит-хлоритовой субфации и зеленосланцевой фации отличительные признаки этих пород часто стираются и во многих случаях их удается диагностировать только как порфиритоиды. **Порфиритоиды** представляют собой серо-зеленые, зеленовато-серые тонко- и мелкозернистые сланцеватые, реже массивные породы. Микроструктуры их повсеместно бластические и представлены сочетаниями нематобластовой, фибробластовой, гранобластовой, лепидобластовой и гипидобластовой структур. Характер структурных преобразований и изменения минерального состава порфиритоидов аналогичны описанным выше для метабазальтов.

Рудные минералы метаморфизованных эффузивов и туфов основного состава по данным минералогического анализа протоколов представлены пиритом (20—170 г/т), ильменитом, сфеном, магнетитом, рутилом.

Метариолиты — массивные, реже сланцеватые породы желтоватого, буроватого, светло-серого цвета. Структура их бластофировая и порфировая с фельзитовой, аллотриоморфно-зернистой, гранобластовой и лепидогранобластовой основной массой. Количество вкрапленников не превышает 3—5%. Представлены они альбитом (№ 4—7), часто образующим гломеропорфиры срастания, и кварцем. Размер вкрапленников 0,4—1,5 мм, редко 2—3 мм. Основная масса сложена альбитом, кварцем, серицитом, биотитом. В породах, переходных к андезитах, увеличивается количество биотита, появляются хлорит, эпидот, кальцит. Для некоторых пород, содержащих повышенное количество K_2O , характерно присутствие в основной массе калиевого полевого шпата, что фиксируется по их буроватой окраске, интенсивной пелитизации и низкому (ниже чем у канадского бальзама) преломлению.

Метатуфы риолитов представлены алевро-псаммитовыми разновидностями. По облику напоминают метариолиты, но рассланцованы более интенсивно. Структура описываемых метатуфов бластокристаллокластическая и бластолитокристаллокластическая. Обломки (10—30% породы) остроугольной, реже неправильной и округлой формы и не выдержаны по размерам. Представлены альбитом, кварцем, метаморфизованными эффузивами риолито-дацитового и андезитового состава. В промежутках между обломками развита гранобластовая и лепидогранобластовая масса, сложенная кварцем, альбитом, эпидотом, хлоритом, стильпномеланом, кальцитом.

В биотит-хлоритовой и эпидот-амфиболитовой зонах метаморфизма эффузивы и туфы риолитового состава, как правило, не различаются и выделяются под названием **порфириды**. Они представляют собой светло-серые, желтовато-серые сланцеватые породы серицит-альбит-кварцевого, биотит-альбит-кварцевого состава. Порфириды имеют гранобластовую, лепидогранобластовую структуры и содержат порфиры кварца и альбита. Рудные минералы порфиридов по данным минералогических анализов протоколов представлены пиритом (20 г/т), магнетитом, ильменитом, рутилом.

Метариолиты, слагающие жерловины и субвулканические интрузии, по сравнению с эффузивами аналогичного состава, характеризуются большей однородностью. Структура пород порфировая с фельзитовой,

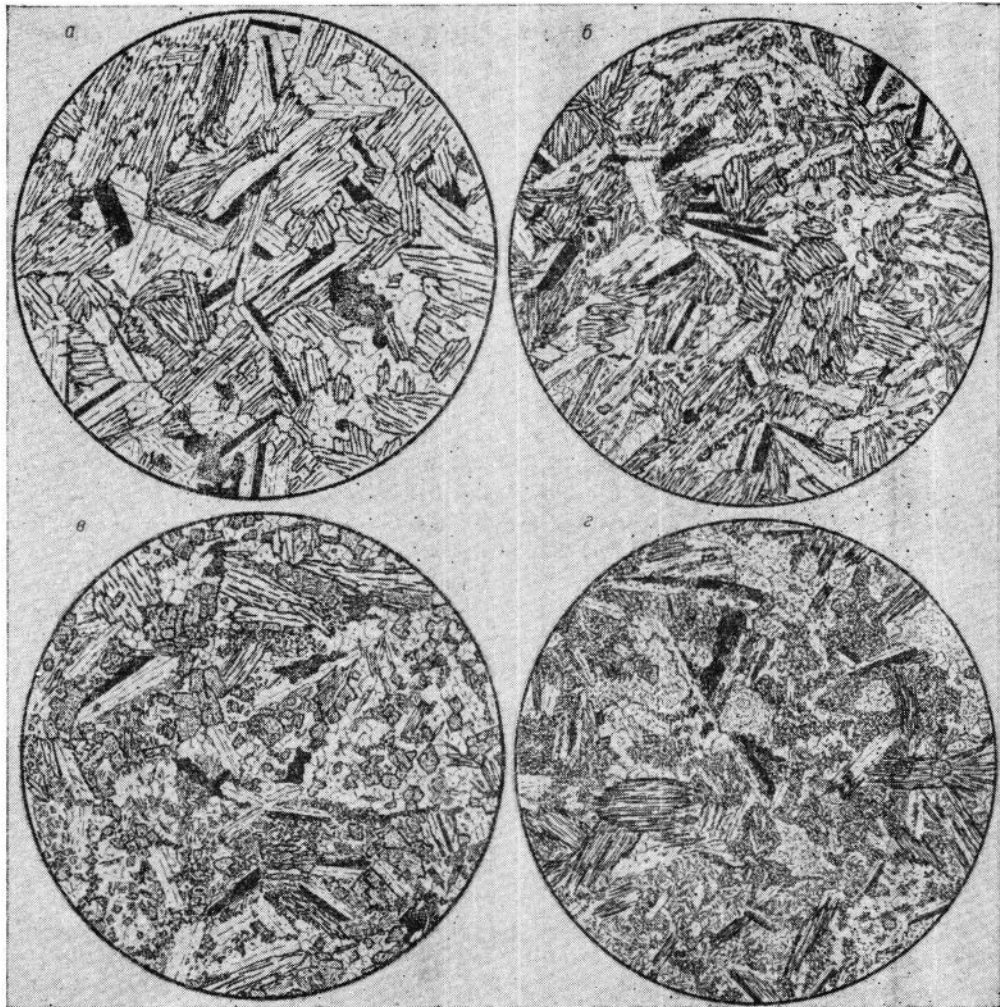


Рис. 12. Метадиабазы.

а — шл. 651-4, харальский комплекс, р. Ойна, эпидот-мусковит-хлоритовая зона. Николи +, $d=2,7$ мм, Акт+Эп+Хл+Альб+Ка+Сер+Ильм. Структура blastoфитовая. Индивидуализированные дейты альбита частично наследуют ориентировку первичных зерен плагиоклаза. Порфиробласты актинодита содержат реликты пироксенов. *б* — шл. 407, харальский комплекс, р. Хадын, биотит-хлоритовая зона. Николи +, $d=2,7$ мм, Акт+Эп+Хл+Альб+Кв+Ильм+Сф. Структура blastoфитовая с элементами гипидиобластовой и гранобластовой. Эпидот наблюдается в виде идиобластов, частично в мелкоагрегатной массе; *в* — шл. 937-2, харальский комплекс, р. Ханты, эпидот-амфиболитовая зона. Николи +, $d=4,7$ мм, Ро+Ол+Эп+Сф. Структура blastoфитовая с элементами гранонематобластовой. Эпидот представлен преимущественно мелкими зернами округлых очертаний. Количество его в породе значительно меньше по сравнению с менее метаморфизованными вариантами; *г* — шл. 677-3, метабазальный комплекс Билинской зоны, водораздел Билин—Кадыр-Ос, амфиболитовая зона. Николи +, $d=2,7$ мм, Ро+Ол+Кв+Сф+Ильм. Структура породы blastoфитовая в комбинации с гранонематобластовой.

реже микролитовой и трахитоидной основной массой. Количество вкрапленников колеблется от 10—12 до 30—60%, размеры их 0,5—3 мм; представлены они альбитом, кварцем, реже микроклином. Нередки гломеропорфировые срастания кристаллов альбита, достигающие в жерловых телах 4—5 мм.

Метадиабазы — зеленовато-серые, серо-зеленые мелкозернистые породы однородной и сланцеватой текстуры. В эпидот-мусковит-хлоритовой зоне метаморфизма они характеризуются сочетанием blastoфитовой структуры с лепидобластовой, фибробластовой, гранобластовой (рис. 12). В зонах с более глубоким метаморфизмом метадиабазам свойственны гранонематобластовая, гипидиобластовая и blastoфитовая структуры. Основная тенденция преобразования породы с усилением

метаморфизма заключается в увеличении степени ее раскристаллизации. В эпидот-мусковит-хлоритовой зоне метадиабазы сложены в значительной мере мелкоагрегатной массой эпидота, кальцита, хлорита, сфена, в которую включены новообразованные лейсты альбита и игольчатые, шестоватые зерна актинолита. Устанавливается, что лейсты альбита наследуют ориентировку первичных зерен плагиоклаза, развиваясь по их краям. В метадиабазах, метаморфизованных более глубоко, мелкоагрегатная масса сменяется идиобластами эпидота, игольчатыми, шестоватыми, таблитчатыми кристаллами актинолита и роговой обманки, чешуйками хлорита. Плагиоклаз представлен удлиненными лейстовидными зернами и гранобластовыми скоплениями.

Актинолит образует игольчатые, шестоватые выделения в основной ткани (5—15%) и веретенообразные таблитчатые порфиробласты, количество которых меняется от 5—10 в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне до 20—40% в биотит-хлоритовой. Окрасен актинолит в бледные зеленоватые, синевато-зеленоватые тона. Удлинение положительное, $cNg=16-18^\circ$. Показатели преломления актинолита меняются с изменением степени метаморфизма, что отражает изменение его железистости: в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне $Ng=1,654$; $Np=1,631$; $F=33\%$, в биотит-хлоритовой $Ng=1,660-1,664$; $Np=1,638-1,640$; $F=39-42\%$.

Роговая обманка появляется в эпидот-амфиболитовой зоне. Она образует таблитчатые и шестоватые зерна с расщепленными окончаниями, слагающие 40—60% породы. Окраска по Ng сине-зеленая, по Np зеленовато-желтая; $cNg=20^\circ$; $Ng=1,686\pm 0,002$; $Np=1,670\pm 0,002$; $Ng-Np=0,014$; $F=67\%$.

Эпидот метадиабазов, метаморфизованных в эпидот-мусковит-хлоритовой субфации, наблюдается преимущественно в виде «творожистых» мелкоагрегатных масс (5—15%), но иногда образует и таблитчатые кристаллы, в которых устанавливается его принадлежность к гистацииту. Минерал бесцветный или бледно-желтый, удлинение отрицательное, $Ng=1,730$; $Np=1,715$; $(-)2V=38^\circ$; $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ содержится 14 мол.%. В метадиабазах биотит-хлоритовой зоны эпидот присутствует обычно в виде таблитчатых идиобластов (5—30%) и представлен клиноцоизитом (бесцветный, цвета интерференции серовато-синие, удлинение положительное; $Ng=1,714$; $Np=1,707$; $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ —8 мол.%).

Хлорит содержится в метадиабазах в подчиненном количестве (5—15%), выполняя промежутки между зернами альбита и актинолита или являясь составной частью мелкоагрегатной массы. Представлен он диабантитом (удлинение отрицательное, $Ng=1,618$; $Np=1,615$) и афросидеритом (удлинение отрицательное, $Ng=1,640$).

Метагаббро — мелко-, средне- и крупнозернистые обычно порфиробластовые породы с лепидогранобластовой, нематобластовой, фибробластовой, гипидиобластовой основной тканью (рис. 13). Порфиробласты сложены главным образом амфиболом, заместившим пироксен. Основная ткань развита преимущественно по зернам плагиоклаза. Для крупнозернистых метагаббро более характерна бластогаббровая структура в комбинации с гипидиобластовой. Основные тенденции в преобразовании структур и минерального состава метагаббро заключается в следующем (см. табл. 9). Структура породы в целом изменяется от реликтовой габбровой до порфиробластовой, бластогаббровой (см. табл. 9). Реликты первичной габбровой структуры фиксируются лишь в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне благодаря сравнительно четким псевдоморфозам актинолита по пироксенам и соссюритового агрегата по плагиоклазу. В зонах с более высокотемпературным метаморфизмом зерна амфибола приобретают явно порфиробластический облик (таблицы, призмы с расщепленными концевыми гранями, лучистые и шестоватые агрегаты). Контуры первичных зерен плагиоклаза вследствие собирательной перекристаллизации агрегата стираются. Мелкоагрегат-

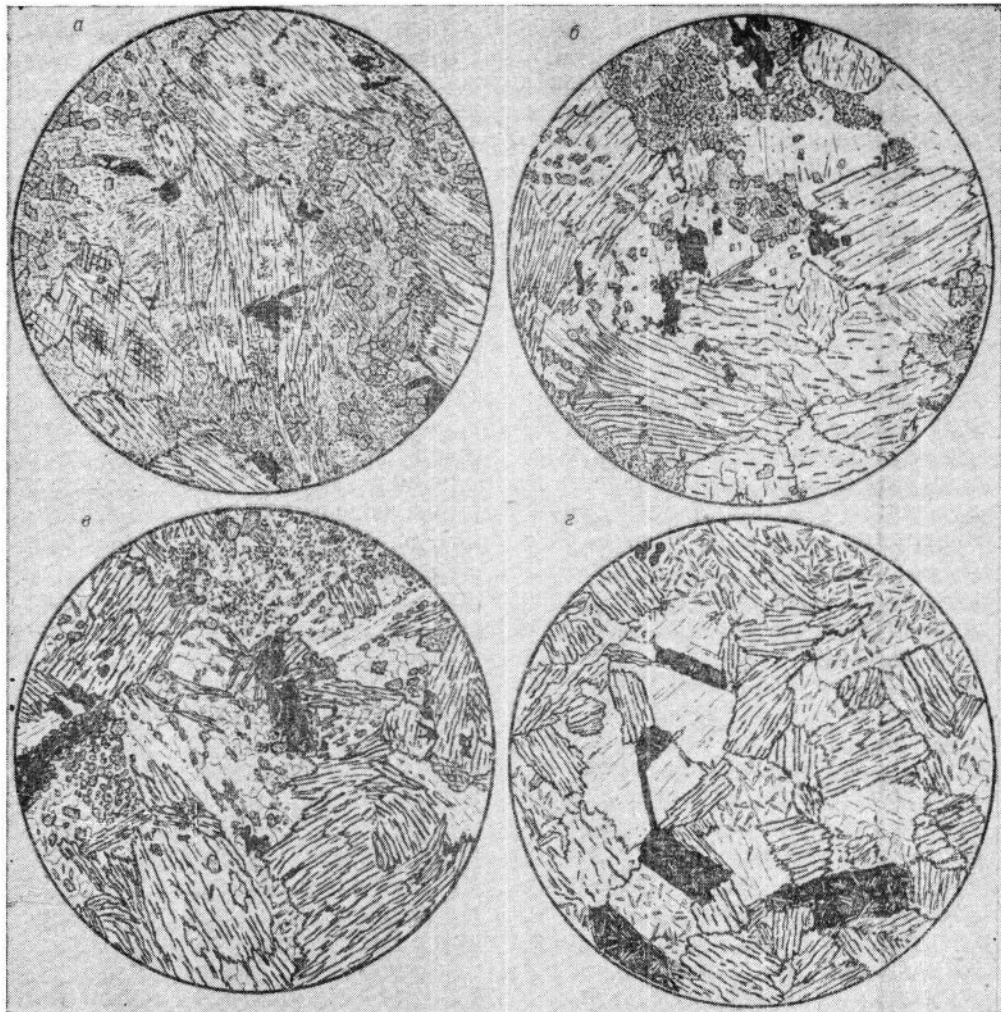


Рис. 13. Метагаббро.

a — шл. 651-2, харальский комплекс, р. Ойна, эпидот-мусковит-хлоритовая зона. Без анализатора, $d=2.7$ мм. Акт+Хл+Эп+Альб+Пи+Кв+Ильм+Сф. Структура порфиробластовая (по актинолиту) с граюлепидобластовой и гипидиобластовой основной тканью. В порфиробластах актинолита наблюдаются реликты пироксенов. Эпидот образует мелкоагрегатные скопления, а также идиобласты; *б* — шл. 6963-3, харальский комплекс, р. Хадын, биотит-хлоритовая зона. Без анализатора, $d=6.5$ мм, Акт+Альб+Хл+Сф. Структура бластогаббровая с элементами гипидиобластовой. По сравнению с менее метаморфизованными разностями довольно четко индивидуализированы зерна альбита; *в* — шл. 952-2, харальский комплекс, рч. Ханты, эпидот-амфиболитовая зона. Николи +, $d=6.5$ мм, Ро+Акт+Эп+Ол+Ильм. Структура бластогаббровая с элементами гранобластовой. Эпидот развивается в зернах плагиоклаза по спайности и в косых, по отношению к последней, срезах «загрязняет» большую часть площади этих зерен; *г* — шл. 718-1, metabазальтовый комплекс Билинской зоны, р. Кадыр-Ос, амфиболитовая зона. Николи +, $d=6.5$ мм, Ро+Ол. Структура бластогаббровая. Зерна олигоклаза «загрязнены» игольчатыми кристаллами роговой обманки.

ная «творожистая» эпидотовая масса сменяется идиобластами таблитчатой и призматической формы. Размеры зерен плагиоклазов постепенно увеличиваются, и в эпидот-амфиболитовой, а в отдельных случаях и в биотит-хлоритовой зонах достигают величины порфиробластов амфиболов (2—4 мм). Зерна таблитчатые с простыми и полисинтетическими двойниками. По спайности иногда выделяются мелкоагрегатные скопления эпидота и сфена.

Актинолит, образующий таблитчатые порфиробласты (40—60%) и игольчатые, шестоватые зерна в основной ткани (5—10%), по оптическим показателям аналогичен актинолитам метапорфиритов и метадиабазов. Он либо бесцветный, либо очень слабо окрашен в бледно-зеленый, синевато-зеленый тон. Актинолит мусковит-хлоритовой зоны

имеет положительное удлинение, $cNg=17-18^\circ$; $(-)2V=70-80^\circ$; $Ng=1,658-1,662$; $Np=1,632-1,637$; $Ng-Np=0,022-0,024$; $F=38-42\%$. В биотит-хлоритовой зоне актинолиту свойственны более густая окраска и несколько иные оптические константы, свидетельствующие о его большей железистости: $Ng=1,664-1,668$; $Np=1,638-1,640$; $Ng-Np=0,02-0,028$; $cNg=18^\circ$; $(-)2V=70\%$; $F=43-48\%$. Актинолит из мусковит-хлоритовой зоны по данным спектрального анализа мономинеральных фракций характеризуется содержаниями (вес. %): титана — 0,15—0,1; галлия — 0,0004—0,0005; хрома — 0,06—0,15; никеля — 0,01—0,03; ванадия — 0,02—0,03; меди — 0,004—0,006; марганца — 0,06—0,1; кобальта — 0,003 (аналитик Л. Н. Белякова). Химическим анализом в актинолите, содержащем тонкие включения эпидота, установлено (вес. %): $SiO_2=47,40$; $TiO_2=0,7$; $Al_2O_3=9,27$; $Fe_2O_3=3,95$; $FeO=8,23$; $MnO=0,19$; $MgO=14,51$; $CaO=10,88$; $Na_2O=1,14$; $K_2O=0,2$; $P_2O_5=0,03$; п. п. п. — 3,28; $\Sigma=99,86$ (аналитик Ф. Ф. Мухтарова).

Роговая обманка в биотит-хлоритовой зоне представлена редкими мелкими таблитчатыми зернами в основной ткани. Схема абсорбции прямая: Ng — сине-зеленый, Np — бледно-зеленый. $(-)2V=70-80^\circ$, удлинение положительное, $cNg=22^\circ$; $Ng=1,696-1,698$; $Np=1,666-1,670$; $Ng-Np=0,020-0,026$; $F=56-63\%$. В эпидот-амфиболитовой зоне роговая обманка образует веретенообразные, таблитчатые, шестоватые, призматические с расщепленными концевыми гранями зерна и сноповые агрегаты. Абсорбция: Ng — сине-зеленый, Np — желтовато-зеленый и тускло-зеленый; $(-)2V=60-66^\circ$, удлинение положительное, $cNg=17-19^\circ$; $Ng=1,686-1,691$; $Np=1,670-1,676$; $Ng-Np=0,014-0,016$; $F=55-60\%$.

Пироксены наблюдаются изредка в виде небольших реликтов в центральной части порфиробластов актинолитов мусковит-хлоритовой зоны, представлены авгитом ($cNg=42^\circ$; $(+)2V=40^\circ$; $Np=1,678$; $CaSiO_3=33\%$; $FeSiO_3=11$; $MgSiO_3=56\%$).

Эпидот в мусковит-хлоритовой зоне наблюдается в основном в виде мелкоагрегатной массы (10—25% породы). Идиобласты сравнительно редки, встречаются в породах с крупнозернистой структурой. Представлены бесцветным и бледно-желтым пистацитом. Удлинение отрицательное, $Ng=1,725-1,730$; $Np=1,715-1,718$; $Ng-Np=0,010-0,015$; $(-)2V=87-88\%$; $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}=13-16$ мол. %. В биотит-хлоритовой зоне преобладает клиноцоизит, образующий призматические и таблитчатые идиобласты в основной ткани (10—30% породы), а также отдельные порфиробласты таблитчатой и округлой формы. Клиноцоизит имеет тускло-синие, желтовато-синие цвета интерференции, иногда бесцветный, $Ng=1,716-1,720$; $Np=1,709-1,713$; $Ng-Np=0,04-0,06$; $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}=8-10$ мол. %. В эпидот-амфиболитовой зоне встречаются преимущественно идиобласты клиноцоизита, но наряду с ними присутствуют и мелкоагрегатные скопления пистацита ($Ng=1,712-1,725$; $HCa_2Fe_3O_{13}=7-12$ мол. %).

Хлориты метагаббро относятся к диабантиту и прохлориту. Первый образует мелкие чешуйки в основной ткани. Окраска бледно-зеленая, почти бесцветная, удлинение отрицательное, цвета интерференции тускло-зеленые, угасание прямое. $Ng=1,615-1,620$; $Np=1,614-1,616$; $Ng-Np=0,003-0,005$; $(-)2V$ малый. Прохлориты развиваются по актинолиту и выполняют промежутки между крупными порфиробластами. Окрашены довольно четко в зеленый цвет. Плеохроируют от светло-зеленого по Ng до светло-оливкового по Np ; цвета интерференции от тускло-бурого до тускло-фиолетового. Оптический знак положительный, $Ng=1,620-1,633$; $Np=1,618-1,628$; $Ng-Np=0,002-0,005$. В мономинеральной фракции прохлоритов из альбит-хлоритовой жилки (интрузия метагаббро у пос. Ойна, мусковит-хлоритовая зона) установлено (вес. %): титана — 0,04—0,06; галлия — 0,001; хрома — 0,002—

0,003; никеля — 0,006—0,01; молибдена — 0,0001, ванадия—0,01; меди— 0,003—0,006; марганца — 0,15—0,20; цинка 0,02—0,06; кобальта — 0,0005—0,0002 (аналитик Л. Н. Белякова). По данным химического анализа монофракций прохлориты характеризуются следующими содержаниями породообразующих окислов (аналитик Ф. Ф. Мухтарова):

| Окисел | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO |
|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|
| Проба 638-11 | 28,16 | 0,11 | 20,15 | 2,48 | 17,10 | 0,18 |
| Проба 638-12 | 26,88 | 0,19 | 20,01 | 3,34 | 17,71 | 0,17 |

| Окисел | MgO | CaO | P ₂ O ₅ | П. п. п. | Σ | H ₂ O |
|--------------|-------|------|-------------------------------|----------|--------|------------------|
| Проба 638-11 | 19,66 | 0,28 | 0,06 | 11,84 | 100,02 | 0,24 |
| Проба 638-12 | 19,25 | 0,56 | 0,05 | 11,93 | 100,03 | 0,24 |

Рудные минералы в метагаббро и метадиабазах по данным минералогического анализа проб-протолок представлены пиритом (65—750 г/т), ильменитом, сфеном, редко магнетитом.

Амфиболиты — мелко- и среднезернистые породы сланцеватой и однородной текстуры, темно-зеленой и зелено-черной окраски. Структура их гранонематобластовая, гетерогранобластовая, пойкилобластовая, бластогаббровая, бластофитовая; сложены преимущественно олигоклазом и роговой обманкой (плеохроизм сине-зеленый по *Ng*, желто-зеленый по *Np*; $cNg=17-18^\circ$; $Ng=1,696-1,700$; $Np=1,670-1,676$; $F=63-65\%$). Второстепенные минералы — кварц, клиноцоизит, апатит, сфен, магнетит. По характеру структур и текстур, размерам зерен можно с известной долей условности судить о первичной природе амфиболитов. Миндалекаменные разновидности с размером зерен 0,08—0,2 мм, видимо, являются апоэффузивными породами. Амфиболиты бластофитовой структуры и зернами призматической формы (длина 0,2—0,8 мм, ширина 0,1—0,2 мм) являются аподиабазовыми образованиями. Средне- и крупнозернистые амфиболиты бластогаббровой структуры с таблитчатыми зернами плагиоклаза и роговой обманки величиной 2—5 мм возникли, вероятнее всего, при метаморфизме габброидов.

* * *

Характеристика физических свойств вулканогенных пород позднего протерозоя — остаточная и индуктивная намагниченность, радиоактивность — приведена в табл. 10. Практически все позднепротерозойские вулканогенные породы немагнитны. Исключение составляют магнетит-содержащие эпидотизированные вулканы на участках гидротермального изменения. Потеря магнитных свойств базитами, претерпевшими метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, видимо, объясняется происходящей при этом перестройкой структуры с полным разрушением кристаллической решетки первичных минералов. Эффузивы и субвулканы базальтового состава палеозойских вулканических комплексов, не претерпевшие региональный метаморфизм или подверженные метаморфизму пренит-пумпеллитовой фации, а в ряде случаев и эпидот-мусковит-хлоритовой субфации, отличаются от харальских метабазов более высокими магнитными свойствами.

Радиометрическими наблюдениями установлено, что метабазалты и метатуфы базальтового состава имеют гамма-активность 6—7 гамм, туфы и эффузивы риолито-дацитового состава — 8—9 гамм, метагаббро и метадиабазы — 7—8 гамм. Сходной активностью обладают породы кембрийских вулканических комплексов. Гамма-активность риолито-дацитовых порфиров девонского возраста в полтора раза больше, чем верхнепротерозойских вулканических аналогичного состава.

Петрографическая и петрофизическая характеристики позднепротерозойских вулканогенных пород, проведенная с учетом метаморфической зональности, приводит нас к следующим выводам.

Магнитные свойства и гамма-активность вулканогенных пород Тувы

| Порода | Всего образцов | Кол-во образцов магнит. | Магнитные свойства в 10^{-6} CGSM | | | | | | Гамма-активность, мкМ/ч |
|--|----------------|-------------------------|-------------------------------------|-------|------|----------------------------------|-------|------|-------------------------|
| | | | Индуктивная намагниченность I_i | | | Остаточная намагниченность I_r | | | |
| | | | мин. | макс. | ср. | мин. | макс. | ср. | |
| Макрориолиты харальской свиты | 20 | 0 | | | | | | | |
| Метариолиты субвулканических интрузий харальского комплекса с вкрапленностью магнетита | 6 | 6 | 294 | 987 | 630 | 183 | 897 | 551 | |
| Риолито-дацитовые порфиры туматтайгинской свиты | 40 | 3 | 101 | 705 | 388 | 167 | 2536 | 1427 | 10 |
| Риолито-дациты субвулканических интрузий улугуйского комплекса | 8 | 0 | — | — | — | — | — | — | 8—12 |
| Риолитовые порфиры систигхемской свиты | 25 | 0 | — | — | — | — | — | — | — |
| Риолитовые порфиры ордовикских субвулканических интрузий | 7 | 0 | — | — | — | — | — | — | — |
| Риолито-дацитовые порфиры кызылбулакской серии | 42 | 0 | — | — | — | — | — | — | 13 |
| Метапорфириты харальской свиты | 51 | 0 | — | — | — | — | — | — | 6—7 |
| Метагаббро и метадиабазы харальского комплекса | 25 | 0 | — | — | — | — | — | — | 8 |
| Андезито-базальтовые порфириты туматтайгинской свиты | 235 | 127 | 0 | 5150 | 750 | 0 | 4400 | 1860 | 5 |
| Диабазы субвулканических интрузий улугуйского комплекса | 21 | 15 | 0 | 1360 | 530 | 0 | 7280 | 810 | 4—7 |
| Базальтовые порфириты чингилской свиты | 35 | — | 0 | 2750 | 492 | 0 | 12900 | 718 | 3—7 |
| Диабазы, габбро-диабазы кембрийского габбро-плагиогранитного комплекса | 141 | 87 | 0 | 7650 | 1000 | 0 | 29300 | 3900 | 5 |
| Диабазы девонских субвулканических интрузий Восточной Тувы | 34 | 20 | 0 | 6820 | 728 | 0 | 15390 | 1139 | — |
| Диабазы девонских субвулканических интрузий Западной Тувы | 15 | — | 0 | 650 | 93 | 0 | 117 | 26 | — |

1. Породы, описанные ранее как нерасчлененные ортосланцы, можно разделить на метабазалты, метариолиты, метатуфы базальтов и риолитов, метадиабазы и метагаббро. Эффузивы и пирокласты уверенно различаются только в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне метаморфизма, где сохраняются реликтовые структуры. В зонах более глубокого метаморфизма микроструктурные различия этих пород стираются и они разделяются в соответствии с их составом на порфиroidы и порфиритониды: среди порфиритонидов по текстурным признакам в ряде случаев выделяются метабазалты (миндалекаменные разности и шаровые лавы). Метадиабазы и метагаббро во всех зонах метаморфизма отличаются от метабазалтов, метатуфов, порфиритонидов. В них устанавливается бластофитовая и бластогаббровая структуры. Порфиробластовая структура метадиабазов и метагаббро отличается от аналогичной структуры метабазалтов значительно большим количеством, и большей величиной порфиробластов актинолита и роговой обманки. В метагаббро размеры порфиробластов достигают нескольких миллиметров, они составляют 60—70% породы.

Таким образом, петрографические исследования существенно содействуют разделению ортосланцев на вулканические фации. Это чрезвычайно важно для изучения вулканогенных формаций и, в частности, для поисков месторождений, приуроченных к жерловым, субвулканическим и гипабиссальным образованиям.

2. Породы эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фаций имеют одинаковую степень метаморфизма, что устанавливается по близкому характеру преобразования структур, одинаковым минеральным парагенезисам и сходной морфологии минералов. Общая тенденция изменения структур во всех породах — увеличение степени перекристаллизации с усилением метаморфизма. Мелкоагрегатные массы вторичных минералов, как и реликты первичных структур, во всех разновидностях характерны для эпидот-мусковит-хлоритовой зоны.

Для всех пород, начиная с биотит-хлоритовой зоны, свойственна гипидиобластная структура, минералы приобретают присущие им кристаллографические очертания. Изменение минерального состава пород различных вулканических фаций аналогично во всех выделенных зонах метаморфизма. И в метабазалтах, и в метадиабазам, и в метагаббро сопряженно происходит смена актинолита роговой обманкой, пистацита клиноцонзитом, альбита олигоклазом.

На фоне такого сходства структур, минерального состава и физических свойств эффузивных и интрузивных пород позднепротерозойских комплексов породы палеозойских субвулканических интрузий, секущих верхнепротерозойские отложения, резко обособляются. В частности, диабазам раннекембрийского вулканического комплекса в Харальском районе свойственны минеральные ассоциации пренит-пумпеллитовой фации при хорошей сохранности первичных структур, а диабазы девонского возраста практически не подвержены региональному метаморфизму. В отличие от пород позднепротерозойских субвулканических и гипабиссальных интрузий диабазы этих комплексов магнитны.

Таким образом, данные изучения метаморфизма вулканических и связанных с этим процессом изменений структуры, минерального состава и физических свойств можно эффективно использовать для определения принадлежности интрузивных пород к определенным вулканическим комплексам.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Раннекембрийские вулканогенные породы Тувы характеризуются в большинстве случаев ограниченным развитием бластеза и достаточно хорошей сохранностью первичных структур. В большин-

стве мест, где проводилось детальное картирование раннекембрийских вулканогенных образований, выделены эффузивы, пирокласты, а часто и субвулканические интрузии.

Петрографическая характеристика раннекембрийских вулканитов Тувы достаточно подробно дана в работах Г. В. Пинуса, Б. Н. Лапина, В. Б. Агентова, Г. М. Владимирского. Это позволило нам ограничиться кратким описанием основных групп пород рудоносных вулканических комплексов Улугуйской и Хемчикской зон. В Хемчикской зоне вулканогенные породы кембрия претерпели преимущественно метаморфизм эпидот-мусковит-хлоритовый субфации зеленосланцевой фации. В Улугуйской зоне такая степень метаморфизма характерна для пород низов туматтайгинской свиты. Отложения тапсинской и верхней части туматтайгинской свиты метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой фации.

Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, широко распространенные в разрезах нижнего кембрия Улугуйской и особенно Хемчикской зон, представляют собой афировые и порфировые породы серо-зеленой, зеленовато-серой окраски. Порфириты имеют однородную и миндалекаменную текстуру; среди них нередки шаровые и подушечные лавы. Афировые базальтовые порфириты более характерны для низов вулканогенного разреза, порфировые — для его верхней части. В порфириновых разностях фенокристаллы представлены или одним плагиоклазом или плагиоклазом и пироксеном, причем количество их варьирует от единичных зерен до 30%. В породах, богатых вкрапленниками, последние часто представлены обоими минералами. Порфириновые выделения обычно изменены и замещены вторичными минералами; наилучшей сохранностью они обладают в тапсинской свите.

Вкрапленники плагиоклаза представлены таблитчатыми зернами длиной 1—3 мм (отношение длины к ширине 3—5:1). Зерна, сохранившиеся от разложения, имеют полисинтетическое и зонарное строение. В последнем случае состав плагиоклаза варьирует от лабрадора № 66 в центральной части кристаллов до лабрадора № 50 в краевой. Зерна деанортитизированного плагиоклаза сложены олигоклазом (№ 13—28) и альбитом, загрязненными эпидотом, кальцитом, серицитом, хлоритом пренитом. При этом в некоторых кристаллах видно, что мелкоагрегатная масса эпидота, кальцита располагается в центральной ее части, а по краям развиты преимущественно чешуйки серицита. Такое размещение вторичных минералов, видимо, произошло в результате замещения первичнозонального плагиоклаза. В породах, относимых Г. М. Владимирским и В. Б. Агентовым к спилитам и спилитовым порфиритам, альбит порфириновых выделений чистый, незамутненный. Основная масса сложена альбитом, хлоритом, авгитом и рудным минералом, причем лейсты альбита также чисты от вторичных минералов.

Вкрапленники пироксена представлены неправильными зернами, восьмигранниками и таблицами с пирамидальными ограничениями. Длина зерен 1—3 мм, отношение длины к ширине 2:1. Пироксен сероватый либо очень бледного зеленоватого оттенка. Встречаются породы, в которых пироксен сдвойникован или обладает зонарным строением. Пироксен относится к авгиту³: $cNg=40-49^\circ$; $(+)2V=48-53$; $Ng=1,700$; $Np=1,677$; $FeSiO_3=8\%$; $MgSiO_3=50-53$; $CaSiO_3=39-42\%$. В некоторых разностях он представлен авгит-салитом: $(+)2V=54-55^\circ$; $Ng=1,724-1,710$; $Np=1,683-1,700$; $FeSiO_3=9-20\%$; $MgSiO_3=35-45$; $CaSiO_3=45\%$. В базальтовых порфиритах алтынбулакской, чингинской и низов туматтайгинской свиты пироксены почти нацело замещены хлоритом совместно с эпидотом, актинолитом и кальцитом, либо по ним развиваются псевдоморфозы эпидота, актинолита.

³ Принадлежность пироксенов к определенным разновидностям и их состав определены по диаграмме А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953).

Основная масса в базальтовых порфиритах имеет интерсертальную, диабазовую, пилотакситовую, микролитовую, гиалопилитовую, вариолитовую структуры. Микролиты плагиоклаза сложены лабрадором и андезином. Зерна пироксена, располагающиеся в интерстициях между лейстами плагиоклаза, представлены авгитом: $(+)$ $2V=52-55^\circ$; $Np=1,668-1,681$; $FeSiO_3=2-9\%$; $MgSiO_3=51-62$; $CaSiO_3=36-42\%$. В породах, подверженных метаморфизму зелено-сланцевой фации, развиты апоинтерсертальная, аподиабазовая, гранонематобластовая, фиброгранобластовая структуры. Плагиоклаз и пироксен основной массы замещены вторичными минералами.

Миндалины базальтовых порфиритов округлые, овальные, реже неправильной формы. Присутствуют также миндалекаменные эффузивы типа шлаков, в которых лавовая часть образует только тонкие перегородки.

Комплекс вторичных минералов, развитых по вкрапленникам и основной массе и выполняющих миндалины, близок и представлен хлоритом, кальцитом, серицитом, эпидотом, актинолитом, пренитом, пумпеллитом. Хлориты относятся к диабантиту (оптический знак отрицательный, $Ng=1,615-1,626$); реже встречается афросидерит (оптический знак отрицательный, $Ng=1,638-1,642$) и делессит (оптический знак отрицательный, $Ng=1,597-1,598$). Эпидот представлен пистацитом. Агрегаты, замещающие плагиоклаз и развитые по основной массе, имеют $(-)$ $2V=74-86^\circ$; $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}=17-29\%$. Эпидоты, развивающиеся по пироксену и выполняющие миндалины, характеризуются более переменными константами: $(-)$ $2V=65-86^\circ$; $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}=17-37\%$. Пренит и пумпеллит установлены в базальтовых порфиридах метаморфизованных наиболее слабо. Пренит в виде мелкозернистого агрегата замещает вкрапленники плагиоклаза, а также выполняет тонкие жилки, где зерна имеют веерообразное, лучистое строение. Показатели преломления пренита: $Ng=1,640\pm 0,002$; $Np=1,616\pm 0,002$. Пумпеллит наблюдается в миндалинах и жилках. Он представлен зернами игольчатой, таблитчатой, неправильной формы, голубоватой и зеленовато-голубоватой окраски, $Ng=1,698\pm 0,002$; $Np=1,684\pm 0,002$. Актинолит развивается по вкрапленникам пироксенов и основной массе базальтовых порфиритов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Представлен игольчатыми кристаллами длиной 0,02—0,3 мм, окрашенными бледно в зеленые тона; $Ng=1,646-1,657$; $F=23-36\%$.

Диабазы и диабазовые порфириды, слагающие дайки, силлы, тела штокообразной и неправильной формы, представляют собой серо-зеленые, зеленовато-серые плотные мелкозернистые породы. Структура пород офитовая, пойкилоофитовая, диабазовая. Плагиоклаз двойникового и зонарного строения, представлен таблитчатыми зернами размером 0,5—3 мм по длинной оси и 0,1—1 мм шириной, имеет состав лабрадора (№ 60) и андезина (№ 40) — данные Б. Н. Лапина (1968). Обычно плагиоклаз замещен вторичным альбитом, загрязненным серицитом, пренитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом. Встречаются разности, напоминающие спилиты, в которых альбит почти совершенно не содержит вторичных минералов, за исключением редких чешуек хлорита и серицита.

Пироксен образует зерна короткопризматической и неправильной формы размером 0,3—3 мм. Представлен авгитом: $cNg=40-48^\circ$; $(+)$ $2V=43-55^\circ$; $Ng=1,695-1,709$; $Np=1,667-1,685$; $Ng-Np=0,025-0,028$; $FeSiO_3=2,13\%$; $MgSiO_3=45-61$; $CaSiO_3=33-45\%$. Типичным минералом, замещающим пироксен, является актинолит, который ассоциирует с хлоритом, эпидотом, кальцитом. Актинолит образует игольчатые и шестоватые кристаллы, редко полные псевдоморфозы. Окраска его бледно-зеленая, $Ng=1,653-1,657$;

$F=43-36\%$. Эпидот представлен пистацитом — $(-)2V=85-87^\circ$; $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{SiO}_{13}=16-18\%$. Хлориты относятся к диабантиту ($Nm=1,611-1,629$, оптический знак отрицательный) и афросидериту ($Nm=1,635-1,644$, оптический знак отрицательный).

Рудные минералы в диабазах представлены лейкоксенизированными ильменитом и титаномagnetитом. В диабазах Улугойской зоны количество рудных невелико (1—2%), в таких же породах Хемчикской зоны достигает 3—5%, что находится в соответствии с повышенным содержанием TiO_2 в этих породах.

Наибольшая степень изменения первичных минералов в диабазах устанавливается на тех участках, где вмещающие базальтовые порфиры также подвержены наиболее глубоким преобразованиям (Хемчикская зона — пос. Ак-Довурак, р. Алаш; Улугойская зона — реки Кызыл-Таш, Ана-Хем). И диабазам, и базальтовым порфиритам в этих местах свойственны парагенезисы, характерные для эпидот-мусковит-хлоритовой субфации метаморфизма. В то же время субвулканические диабазы, прорывающие слабо метаморфизованные отложения верхов туматтайгинской свиты, изменены очень слабо.

Риолитовые и риолито-дацитовые порфиры, развитые в туматтайгинской и тапсинской свитах Улугойской зоны, окрашены в светло-серые, зеленовато-серые, реже красноватые тона, обладают порфировой структурой, однородной и флюидальной текстурами. Количество фенокристов, представленных плагиоклазом и кварцем, обычно не превышает 10—12%. Плагиоклаз образует призматические зерна размером 0,4—1 мм с полисинтетическими и простыми двойниками, имеет состав олигоклаза № 12—14. Во многих случаях олигоклаз замещен альбитом, содержащим редкие включения кальцита, серицита. Кварц представлен округлыми и дипирамидальными зернами величиной 1—3 мм, из которых наиболее крупные оплавлены и резорбированы. Структура основной массы риолито-дацитовых порфиров фельзитовая, аллотриоморфно-зернистая, сферолитовая, микропйкилитовая.

Описанные породы в целом аналогичны риолитовым порфирам, слагающим субвулканические интрузии. В последних чаще устанавливается гломеропорфирная, сферолитовая, микропйкилитовая структуры. В ряде случаев риолитовые порфиры субвулканических интрузий имеют гранофировую и микрогранитную структуры.

По особенностям петрографического состава (порфировости, набору минералов во вкрапленниках), а также сравнительно малому количеству пирокластического материала кислые вулканы улугойского комплекса сходны с аналогичными породами контрастных вулканических комплексов Южного Урала (Бурикова, 1972). Как и вулканогенные образования риолито-дацитового состава этих комплексов, они характеризуются рядом особенностей, говорящих об образовании за счет перегретых «сухих» магм: малым количеством порфировых выделений; почти полным отсутствием гидроксилсодержащих минералов во вкрапленниках (биотита, амфиболов); дипирамидальной формой фенокристов кварца, обычно характерной для его первичных высокотемпературных модификаций; ограниченным развитием резорбции.

На основании петрографического изучения кембрийских вулканических комплексов Тувы устанавливается, что породы эффузивной и субвулканической фаций характеризуются одинаковой степенью метаморфизма. Это отражается в одинаковых минеральных парагенезисах для пород основного состава разных зон метаморфизма (структурные преобразования кембрийских вулканогенных пород незначительны). На участках, где проявлен метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации, для базальтовых порфиритов и диабазов характерна неравновесная минеральная ассоциация $\text{Pl} \pm \text{Альб} \pm \text{Пи} + \text{Хл} + \text{Ка} \pm \text{Эп} + \text{Кв} +$

±Сер±Пу±Пр. Пироксен в этой зоне не подвержен сильному изменению, плагиоклаз частично деанортитизирован, но часто представлен и первичным лабрадором. В зоне метаморфизма эпидот-мусковит-хлоритовой субфации парагенезисы с пумпеллиитом и пренитом сменяются парагенезисами с актинолитом. Существенное развитие получает эпидот; пироксен наблюдается лишь в виде реликтов внутри псевдоморфоз актинолита; первичный плагиоклаз полностью замещен альбитом.

В ходе изменения минерального состава базальтовых порфиритов и диабазов намечается два пути преобразования первичного плагиоклаза. Первый путь, наиболее обычный, заключается в деанортитизации лабрадора, замещении его олигоклазом и альбитом, загрязненными агрегатом мелких зерен эпидота, кальцита, хлорита, пренита, сфена. Начинается этот процесс при метаморфизме пренит-пумпеллиитовой фации и без существенного изменения протекает в условиях зеленосланцевой фации, при которых мелкоагрегатная сосюритовая масса по-прежнему загрязняет альбит (намечается лишь более интенсивная ее раскристаллизация). Второй путь, характерный для спилитов и некоторых диабазов,— это замещение первичного плагиоклаза еще на пренит-пумпеллиитовой ступени чистым, незамутненным альбитом. Возникновение большей части таких пород, выпадающих из общего хода метаморфических преобразований, произошло, как считают Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов (1972), при метаморфизме в условиях выноса кальция. Некоторые спилиты, по-видимому, образовались при натриевом метасоматозе базальтовых порфиритов вблизи зон вторичных кварцитов и пропилитов, что было показано В. Б. Агентовым для Улугуйской зоны.

* * *

При сравнении петрографических особенностей вулканогенных пород позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы устанавливается их разная степень перекристаллизации и преобразования структур в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне метаморфизма при одинаковых минеральных парагенезисах. В позднепротерозойских метабазах и метадиабазам структуры пород почти повсеместно бластические. Реликтовые структуры устанавливаются сравнительно редко. Раннекембрийским базальтовым порфиритам и диабазам свойственны преимущественно первичные структуры, бластез для них не характерен. Эти отличия вызваны, вероятно, разной продолжительностью воздействия факторов и агентов метаморфизма на описанные вулканогенные породы. Существенное значение, помимо их различного стратиграфического положения, имело, видимо, то обстоятельство, что позднепротерозойские вулканы подверглись воздействию регионального метаморфизма байкальского и салаирского геосинклинального этапов, в то время как раннекембрийские — только одного салаирского.

Г л а в а V

ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

В главе обобщены имеющиеся сведения по петрохимии вулканических комплексов позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы. На их основе дана общая характеристика химизма позднепротерозойских и раннекембрийских вулканогенных пород. Для Харальской, Улугуй-

ской и Хемчикской зон, по которым собран наиболее обширный материал, изучено соотношение химизма пород эффузивной и интрузивных фаций, проведено сравнение химизма пород субвулканической и гипабиссальной фаций с породами более молодых магматических комплексов. Среди последних выбраны такие комплексы, в которые ранее нередко включались упомянутые субвулканические и гипабиссальные интрузии: кембрийские — габбровый и габбро-плагногранитный, торгалыкский (верхний девон — карбон), ордовикский и девонский — вулканические. Интрузии габбрового (тесхемского, по В. М. Немцовичу) комплекса распространены в офиолитовых зонах (Хемчикской, Куртушибинской) и пространственно связаны с гипербазитами. Интрузии габбро-плагногранитного комплекса, относящиеся к габбро-плагногранитной формации Ю. А. Кузнецова (1964), распространены в Улугуйской вулканической зоне. Они выделены автором из состава таннуольского комплекса. Ордовикский вулканический комплекс (риолитовый) распространен в Тоджинской впадине Восточной Тувы (Зайков и др., 1971). Из девонских вулканических комплексов для сравнения были взяты андезит-дацит-риолитовый Восточной Тувы и дацит-риолитовый Западной с сопутствующими диабазитами (материалы В. В. Зайкова, Н. С. Бухарова, В. А. Габеева). В торгалыкском комплексе малых интрузий для сравнения взяты габброиды (Кривенко, Павлов, 1963).

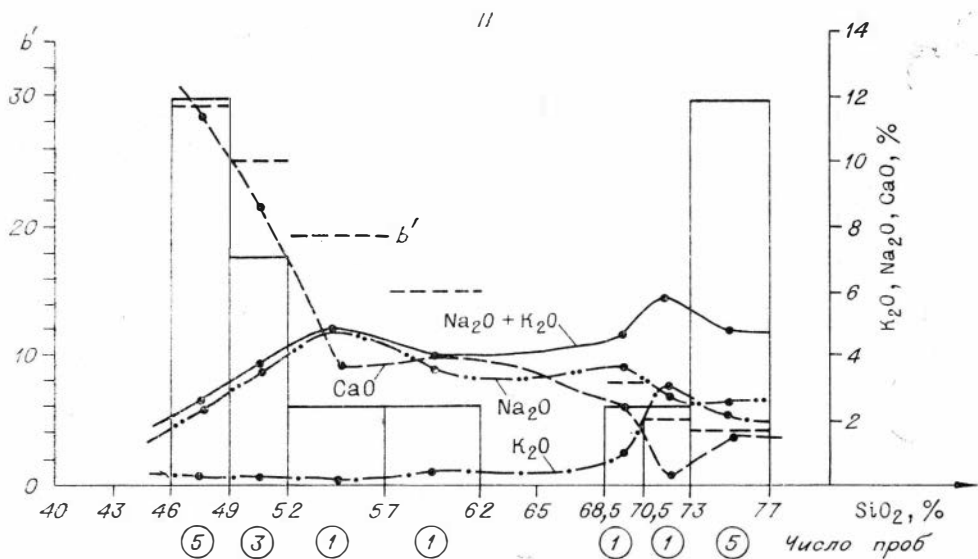
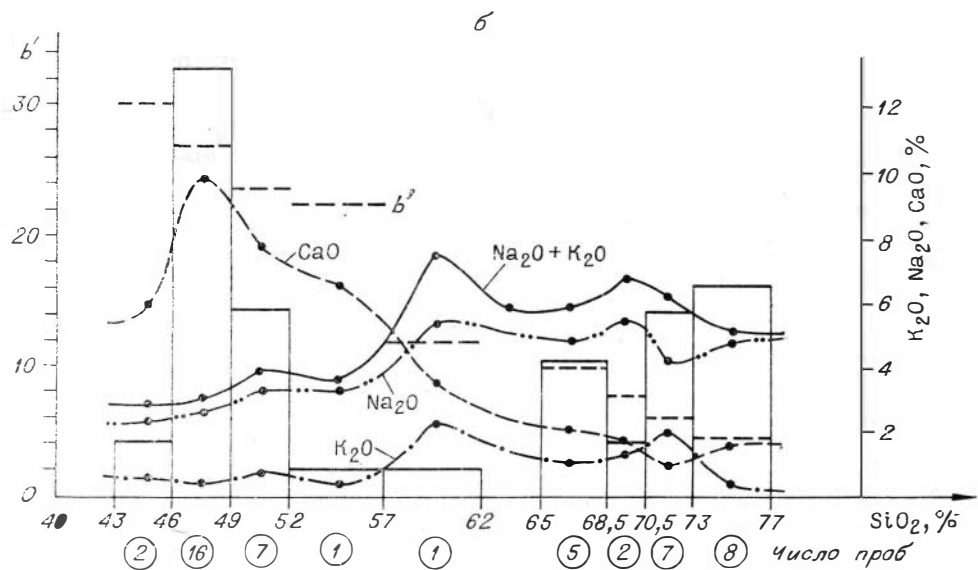
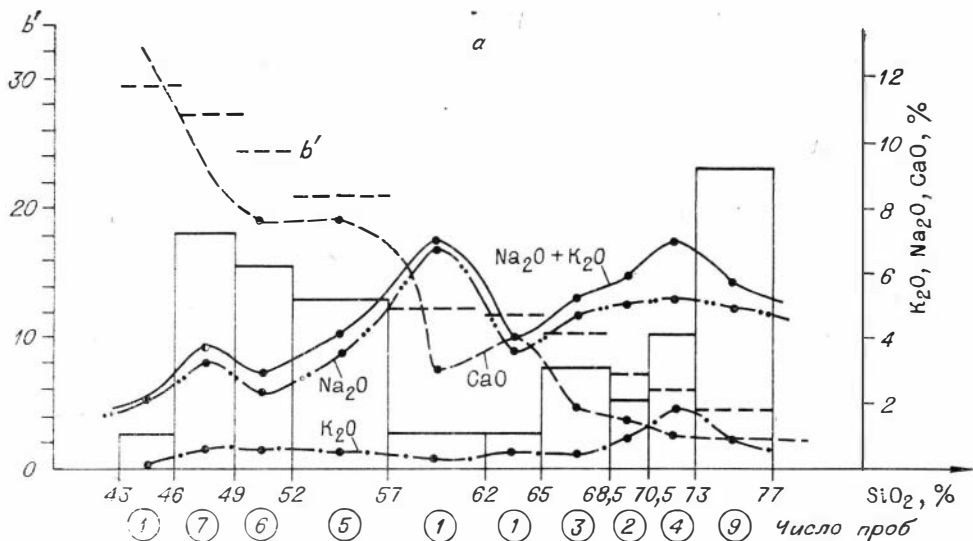
В работе использованы 294 химических анализа пород, в том числе 145 оригинальных. Среди этих анализов 66 характеризуют позднепротерозойские вулканогенные образования, 173 — продукты раннекембрийского вулканизма, 55 — породы палеозойских магматических комплексов. При отборе анализов в соответствии с данными В. А. Кутolina (1972) были приняты следующие критерии: сумма 99—101%, содержание воды или п. п. п. не более 5%. Кроме того, браковались анализы пород, которые подверглись гидротермальному изменению.

По химическим анализам высчитаны числовые характеристики по методике А. Н. Заварицкого, а также коэффициенты $Ti/\Sigma Fe \cdot 100$; $Mg/\Sigma Fe$; $K_2O/(K_2O + Na_2O)$; b' (по Штейнбергу, 1964). Сравнение различных комплексов производилось главным образом сопоставлением одноименных групп пород: риолитового (SiO_2 70,5—77%) и базальтового (SiO_2 43—52%) состава. При исследовании базальтов производилось деление их на три группы по содержанию кремнезема: 44—46%, 46—49, 49—52%, что примерно соответствует делению базальтоидов по величине b' на мелано-, мезо- и лейкобазальты: более 30,25—30,25—20% (Белоусов и др., 1969). Нами совместно с Е. В. Зайковой скомплектовано 33 выборки пород риолитовой и базальтовой групп Харальской, Хемчикской, Улугуйской и Куртушибинской зон, а также пород соответствующего состава палеозойских магматических комплексов. По этим выборкам с помощью ЭВМ высчитаны статистические параметры, проведено сравнение по критериям Стьюдента и Фишера. За существенные приняты отличия, превышающие уровень значимости 0,05. Установлено соответствие распределения петрохимических показателей нормальному закону (за исключением распределения содержания Al_2O_3 в базальтовых порфиритах Куртушибинской зоны).

Сведения о статистических параметрах составов пород всех выборок помещены в табл. 12—15, результаты сравнения химизма — в табл. 16—19. Для удобства сопоставления вулканических комплексов

Рис. 14. Диаграммы химического состава пород улугуйского и харальского вулканических комплексов.

I — базальт-дацит-риолитовый улугуйский комплекс (а — эффузивная фация, б — субвулканическая фация); II — метариолит-базальтовый харальский комплекс (эффузивная фация).



Особенности химического состава вулканических комплексов Тувы

| Комплекс | Зона метаморфизма | Фацция и субфацция | Средние содержания | | | | | | | | | |
|---|--|---|---|------|------------------|------|------------------|------|--------------------------------|-------|--------------|------|
| | | | K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O) | | K ₂ O | | TiO ₂ | | Al ₂ O ₃ | | MgO | |
| | | | I | II | I | II | I | II | I | II | I | II |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| Харальский метариолит-базальтовый | Эпидот-мусковит-хлоритовая | Эффузивная (8, 6) | 9,1 | 46,4 | 0,27 | 2,28 | 1,25 | 0,30 | 15,67 | 12,73 | 6,30 | 0,70 |
| | | Субвулканическая (8) | 10,3 | | 0,32 | | 1,27 | | 15,67 | | 6,83 | |
| | | Гипабиссальная (14) | 15,6 | | 0,42 | | 1,28 | | 15,82 | | 8,77 | |
| | Биотит-хлоритовая | Гипабиссальная (5) | 8,0 | | 0,28 | | 1,77 | | 15,47 | | 7,40 | |
| | Эпидот-амфиболитовая | Гипабиссальная (4) Эффузивная (2) | 5,9 8,8 | | 0,25 0,40 | | 1,78 1,44 | | 15,09 15,30 | | 6,25 5,74 | |
| Метабазальтовый с метадацитами Билинской зоны | Амфиболитовая | Эффузивная (4) | 8,6 | | 0,20 | | 1,70 | | 13,84 | | 8,16 | |
| | | Гипабиссальная (4) | 6,9 | | 0,19 | | 1,28 | | 14,42 | | 7,30 | |
| Метабазальтовый Восточно-Саянской зоны | Нерасчлененные эпидот-мусковит-хлоритовая и биотит-хлоритовая | Эффузивная (4) Субвулканическая (3) | 19,2 13,2 | | 0,71 0,55 | | 1,19 1,11 | | 15,26 15,31 | | 8,52 6,52 | |
| Метабазальтовый Куртушбинской зоны | То же | Эффузивная (4) | 16,6 | | 0,79 | | 2,58 | | 16,67 | | 6,97 | |
| Базальтовый этой же зоны | » | Эффузивная (17) | 16,1 | | 0,66 | | 2,37 | | 16,25 | | 6,28 | |
| Базальтовый Хемчикской зоны | Нерасчлененные пренит-пумпеллитовая и эпидот-мусковит-хлоритовая | Эффузивная (12) Субвулканическая (9) | 15,7 11,5 | | 0,68 0,39 | | 2,03 1,65 | | 14,96 14,80 | | 5,54 7,07 | |

| | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|---------------------|----------------|----------------------|--------------|----------------------|--------------|-------------------------|----------------|----------------------|--------------|--------------|
| Андезит-базальтовый Уюкской зоны | Нерасчлененные пренит-пумпеллиновая и эпидот-мусковит-хлоритовая | Эффузивная (9) Субвулканическая (2) | 31,5 28,5 | | | 1,23 1,06 | | 1,57 2,17 | | 15,25 14,40 | | 7,06 8,15 | |
| Андезит-дацит-риолитовый Ондумской зоны | Пренит-пумпеллиновая | Эффузивная (3) Субвулканическая (6) | | 4,9 7,7 | | | 0,31 0,30 | | 0,40 0,33 | | 12,48 10,82 | | 0,20 1,61 |
| Базальт-андезит-дацит-риолитовый Таннуольской зоны | » | Эффузивная (6, 7) | 17,6 | 39,9 | 0,65 | 2,88 | 1,12 | 0,31 | 17,89 | 12,78 | 5,24 | 0,48 | |
| Улугойский базальт-андезит-дацит-риолитовый: а) в целом (Таскыл, Ана-Хем для базальтов, Таскыл, Кызыл-Таш для риолитов) б) Таскыл, Оттуг-Тайга в) Ана-Хем, Кара-Адыр (хр. Ондут-Тайга) г) Кызыл-Таштыг | Нерасчлененные эпидот-мусковит-хлоритовая и пренит-пумпеллиновая | Эффузивная (14, 13) | | | | | | | | | | | |
| | То же | (7, 7) | 15,9 | 18,5 | 0,52 | 1,12 | 1,32 | 0,27 | 15,60 | 12,61 | 6,12 | 1,05 | |
| | » | (7) | 18,7 | 9,7 | 0,56 | 0,53 | 0,88 | 0,22 | 15,86 | 12,57 | 6,63 | 1,03 | |
| | » | (7) | 13,2 | — | 0,47 | — | 1,76 | — | 15,34 | — | 5,61 | — | |
| | » | (6) | — | 26,6 | — | 1,81 | — | 0,33 | — | 12,66 | — | 1,06 | |
| а) в целом (Таскыл, Кызыл-Таштыг) б) Таскыл, Оттуг-Тайга в) Ана-Хем, Кара-Адыр г) Кызыл-Таштыг | » | Субвулканическая (19, 15) | 11,4 | 18,4 | 0,35 | 1,02 | 1,30 | 0,30 | 15,58 | 12,71 | 6,78 | 1,15 | |
| | » | (10, 7) | 6,8 | 4,6 | 0,20 | 0,23 | 1,40 | 0,28 | 15,54 | 12,87 | 7,00 | 0,97 | |
| | » | (6) | 16,6 | — | 0,56 | — | 1,46 | — | 17,56 | — | 4,63 | — | |
| | » | (9, 8) | 16,4 | 28,7 | 0,53 | 1,71 | 1,18 | 0,33 | 15,64 | 12,58 | 6,54 | 1,32 | |
| Ана-Хем, Кара-Адыр Андезито-базальтовый Балгазикской зоны | » | Гипабиссальная (7) Эффузивная (2) Субвулканическая (4) | 11,2 14,1 0,5 | — — 0,30 | 0,37 0,48 0,30 | — — — | 1,92 1,18 1,27 | — — — | 15,59 19,32 17,25 | — — — | 5,94 6,21 3,95 | — — — | |
| Тоджинский | Диagenетических преобразований | Эффузивная (9) Субвулканическая (—) | | 29,0 45,3 | | | 1,71 2,75 | | 0,16 0,14 | | 12,28 11,68 | | 0,21 0,44 |
| Девонский Восточной Тувы | » | Эффузивная (7) Субвулканическая (7) | | 43,0 53,7 | | | 3,06 4,68 | | 0,27 0,12 | | 13,13 12,92 | | 0,36 0,37 |

Примечание. 1. I — вулканогенные породы базальтового состава ($SiO_2 < 52\%$); II — вулканогенные породы риолитового состава ($SiO_2 = 70,5-77\%$). 2. В скобках — число проб. В случае двух цифр, первая относится к базальтам, вторая — к риолитам. 3. Для подсчета средних содержаний, кроме материалов автора, использованы данные В. Б. Агентова, Б. И. Бермана, Б. И. Лапина, Н. С. Бухарова, Я. С. Сарбаа, Н. С. Анастасьева, Г. В. Пилуса.

| Оксид и коэффициент | Комплекс | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------|------|-------|-------|--|-------|-------|-------|
| | харальский (1; n=8***) | | | | улугойский, Таскыл, Оттуг-Гайга (5; n=7) | | | |
| | \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E |
| SiO ₂ | 48,08 | 1,55 | 0,22 | -1,91 | 49,04 | 1,58 | -0,63 | -1,28 |
| TiO ₂ | 1,25 | 0,25 | 0,27 | -1,17 | 0,88 | 0,34 | 0,37 | -1,68 |
| Al ₂ O ₃ | 15,67 | 0,74 | 0,88 | -0,54 | 15,86 | 1,08 | -0,12 | -1,76 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,04 | 0,80 | 0,07 | -1,68 | 4,16 | 0,93 | 0,54 | -1,07 |
| FeO | 7,09 | 1,37 | -0,06 | -1,59 | 7,58 | 2,84 | 0,82 | -0,91 |
| MnO | 0,16 | 0,03 | -0,35 | -1,96 | 0,17 | 0,08 | 0,97 | -0,50 |
| MgO | 6,30 | 1,32 | -0,38 | -1,57 | 6,63 | 1,37 | -0,16 | -1,67 |
| CaO | 10,27 | 2,10 | 0,49 | -1,61 | 8,05 | 2,76 | -0,81 | -0,64 |
| Na ₂ O | 2,71 | 0,98 | 0,03 | -0,30 | 2,43 | 1,05 | -0,42 | -1,42 |
| K ₂ O | 0,27 | 0,10 | 0,52 | -1,43 | 0,56 | 0,51 | 0,53 | -1,44 |
| a | 6,64 | 2,21 | 1,01 | -0,36 | 6,66 | 1,94 | -0,26 | -1,73 |
| c | 7,65 | 1,36 | -0,65 | -0,80 | 7,16 | 2,25 | -0,15 | -1,41 |
| b | 27,39 | 2,33 | -0,06 | -1,76 | 27,26 | 2,86 | 0,40 | -0,97 |
| s | 58,30 | 2,00 | 0,42 | -1,49 | 58,97 | 2,25 | 0,28 | -1,85 |
| a' | — | — | — | — | * | — | — | — |
| c' | 19,50 | 6,15 | 0,16 | -1,25 | 12,61 | 7,66 | -0,49 | -1,71 |
| f' | 40,06 | 9,60 | -0,05 | -1,69 | 40,16 | 5,18 | 0,43 | -1,38 |
| m' | 40,38 | 5,86 | -0,32 | -1,17 | 42,50 | 8,26 | -0,64 | -1,16 |
| n | 93,46 | 2,87 | -1,22 | 0,40 | 85,80 | 10,99 | -0,06 | -1,92 |
| t | 1,91 | 0,34 | 0,13 | -1,20 | 1,44 | 0,45 | 0,56 | -1,34 |
| φ | 13,41 | 3,48 | 0,39 | -1,54 | 13,34 | 4,64 | 0,12 | -1,85 |
| a : c | 0,95 | 0,60 | 1,34 | 0,40 | 1,71 | 1,40 | 1,10 | -0,28 |
| b | 27,39 | 2,33 | 0,06 | -1,76 | 25,58 | 2,58 | -0,47 | -1,55 |
| Q | -4,32 | 4,45 | 0,27 | -1,59 | 2,42 | 6,87 | -0,08 | -1,70 |
| Ti/Σ Fe | 10,68 | 1,73 | -0,27 | -1,52 | 7,90 | 3,22 | 0,54 | -1,44 |
| Mg/Σ Fe | 1,11 | 0,40 | 0,19 | -1,77 | 1,11 | 0,32 | -0,34 | 1,53 |
| Fe ³⁺ /Σ Fe | 0,34 | 0,03 | 0,17 | -1,83 | 0,34 | 0,12 | -0,07 | -1,78 |

* Более чем в 50% проб числовые характеристики равны 0 и подсчет не достоверен.

** Распределение не соответствует нормальному.

*** Номер выборки; n — число анализов.

содержания в породах окислов K₂O, TiO₂, Al₂O₃, MgO и значения коэффициента K₂O/(K₂O+Na₂O) суммированы в табл. 11.

Породы эффузивных и интрузивных фаций харальского и улугойского комплексов сравнивались проверкой равенства средних векторов (Ю. Г. Шестаков. Партия математических методов КГУ). Этот метод представляет собой многомерное сравнение нескольких образцов по комплексу признаков, что эффективно при исследовании соответствия выборок с малым количеством проб, но с большим количеством признаков. Результаты такого сравнения помещены в табл. 20.

Иллюстрируются особенности химического состава пород позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов Тувы диаграммами, составленными по методу А. Н. Заварицкого (см. рис. 15,

ЗИВОВ ОСНОВНОГО СОСТАВА

| улугойский, Ондут-Тайга (6; n=7) | | | | Зона | | | | | | | |
|-------------------------------------|------|-------|-------|------------------------|-------|-------|-------|---------------------------|------|-------|--------|
| | | | | Хемчикская, (20; n=12) | | | | Куртушибинская (22; n=17) | | | |
| \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E |
| 48,32 | 1,59 | -0,83 | -1,81 | 47,81 | 2,10 | 0,01 | -1,34 | 47,08 | 1,52 | 0,29 | -1,22 |
| 1,76 | 0,82 | 0,00 | -1,80 | 2,03 | 1,06 | 0,59 | -0,65 | 2,37 | 0,87 | 1,26 | 0,84 |
| 15,34 | 1,69 | -0,08 | -1,75 | 14,96 | 2,02 | 0,85 | -0,62 | 16,25 | 2,38 | 1,98 | 4,26** |
| 3,97 | 0,94 | 0,08 | -1,94 | 4,43 | 2,99 | 0,43 | -1,50 | 2,96 | 1,20 | -0,01 | -0,82 |
| 7,52 | 2,12 | 0,45 | -1,38 | 9,16 | 2,02 | -0,40 | -0,88 | 8,90 | 1,97 | -0,50 | -0,98 |
| 0,17 | 0,04 | 0,12 | -1,30 | 0,14 | 0,04 | 0,86 | 0,27 | 0,16 | 0,04 | 0,70 | -0,20 |
| 5,61 | 1,96 | 0,69 | -1,52 | 5,54 | 1,82 | 0,17 | -1,58 | 6,28 | 1,48 | -0,38 | -1,13 |
| 9,73 | 1,80 | 0,55 | -1,47 | 8,90 | 2,04 | -0,06 | -1,32 | 8,02 | 1,88 | 0,35 | -0,73 |
| 3,09 | 0,92 | 0,25 | -1,72 | 3,65 | 1,43 | 0,51 | -0,57 | 3,44 | 1,15 | 0,62 | -0,63 |
| 0,47 | 0,40 | 0,17 | -1,99 | 0,68 | 0,35 | -0,15 | -1,33 | 0,66 | 0,46 | 0,80 | -0,39 |
| 7,81 | 2,11 | 0,12 | -1,61 | 9,01 | 3,43 | 0,52 | -0,93 | 8,80 | 2,66 | 0,32 | -0,81 |
| 6,83 | 2,23 | 0,02 | -1,63 | 6,05 | 2,52 | 0,41 | -0,81 | 6,51 | 1,80 | 0,79 | 0,20 |
| 26,54 | 3,41 | 0,08 | -1,65 | 27,42 | 3,24 | 0,20 | -1,32 | 26,37 | 3,23 | -0,10 | -1,10 |
| 58,84 | 2,66 | -0,17 | -1,71 | 57,52 | 2,39 | 0,56 | -1,05 | 58,32 | 2,62 | 0,20 | -1,02 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 20,61 | 3,38 | -0,56 | -1,61 | 18,49 | 5,54 | 0,02 | -1,62 | 13,84 | 6,37 | 1,42 | 1,82 |
| 42,71 | 9,71 | -0,66 | -1,63 | 45,46 | 8,77 | -0,06 | -1,41 | 43,86 | 8,31 | -0,47 | 0,07 |
| 36,68 | 8,65 | 0,46 | -0,80 | 35,78 | 10,29 | 0,20 | -1,46 | 41,82 | 6,50 | -0,74 | -0,93 |
| 90,91 | 8,60 | -0,46 | -1,58 | 88,99 | 7,12 | -0,28 | -0,97 | 89,22 | 7,76 | -0,93 | -0,01 |
| 2,64 | 1,19 | 0,00 | -1,83 | 9,23 | 6,69 | 0,37 | -1,83 | 3,68 | 0,37 | 0,69 | -0,34 |
| 13,87 | 5,13 | 0,25 | -1,76 | 15,68 | 10,65 | 0,34 | -1,70 | 10,14 | 4,73 | 0,49 | -0,55 |
| 1,36 | 0,84 | 0,70 | -1,16 | 2,02 | 1,62 | 1,04 | -0,32 | 1,56 | 0,85 | 0,86 | 0,05 |
| 26,54 | 3,41 | 0,08 | -1,65 | 27,42 | 3,24 | 0,20 | -1,32 | 26,37 | 3,23 | -0,10 | -1,10 |
| -0,37 | 6,90 | -0,04 | -1,79 | -8,51 | 7,20 | -0,30 | -1,32 | -8,18 | 6,44 | -0,75 | 1,00 |
| 13,83 | 4,51 | -0,16 | -1,52 | 14,12 | 5,84 | 0,56 | -0,57 | 18,85 | 6,52 | 0,60 | -0,98 |
| 0,96 | 0,51 | 0,70 | -1,63 | 0,88 | 0,62 | 1,09 | 0,47 | 1,01 | 0,35 | 0,60 | 0,11 |
| 0,33 | 0,09 | 0,32 | -1,25 | 0,29 | 0,23 | 0,99 | -0,03 | 0,23 | 0,09 | -0,10 | -0,95 |

16), и диаграммами, подобными применяемым Э. П. Изохом (1972; и др.) для габбро-гранитных серий (см. рис. 14). Последние составлены для харальского и улугойского комплексов, породы которых охарактеризованы достаточно представительно силикатными анализами. На эти диаграммы вынесены данные о содержании щелочей, окиси кальция, коэффициент меланократовости. Частота встречаемости пород определенного химического состава отображается графиком типа гистограммы, на которой разбивка пород на группы по SiO_2 принята в соответствии с рекомендациями Терминологической комиссии Петрографического совета (Коптев-Дворников и др., 1972).

Данные по химизму пород вулканических комплексов дополняются сведениями о содержании элементов-примесей (см. табл. 21).

Химический состав пород кислого состава

| Оксид и коэффициент | Эффузивная фация | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------------|-------|-------|-------|--|-------|-------|-------|----------------------|-------|-------|-------|
| | Комплекс | | | | | | | | | | | |
| | харальский (2; n=6) | | | | улугойский, Таскыл, Оттуг-Тайга, Кызыл-Таштыг (10; n=13) | | | | тоджинский (28; n=9) | | | |
| | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E |
| SiO ₂ | 74,23 | 1,45 | -1,24 | -0,27 | 73,53 | 1,52 | -0,36 | -1,06 | 76,39 | 2,73 | -0,24 | -1,46 |
| TiO ₂ | 0,30 | 0,08 | 0,37 | -1,47 | 0,27 | 0,09 | 0,35 | -0,90 | 0,15 | 0,06 | 0,86 | -1,04 |
| Al ₂ O ₃ | 12,73 | 1,16 | 0,20 | -1,67 | 12,61 | 1,10 | -1,10 | 0,82 | 12,28 | 1,20 | 0,81 | -0,31 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,56 | 1,00 | -0,12 | -1,85 | 1,70 | 0,96 | 0,78 | 0,46 | 1,82 | 0,86 | 1,00 | 0,10 |
| FeO | 1,26 | 0,46 | -0,21 | -1,04 | 2,38 | 0,87 | 0,44 | -0,99 | 0,86 | 0,16 | -0,32 | -1,43 |
| MnO | 0,08 | 0,05 | 0,00 | -2,28 | 0,05 | 0,02 | 0,64 | -0,81 | 0,02 | 0,02 | 1,03 | -0,28 |
| MgO | 0,70 | 0,18 | -0,55 | -1,32 | 1,05 | 0,62 | -0,09 | -1,31 | 0,21 | 0,30 | 1,54 | 1,21 |
| CaO | 1,28 | 1,40 | 0,50 | -1,95 | 0,97 | 0,64 | 1,15 | 1,04 | 1,01 | 0,57 | 0,85 | 0,08 |
| Na ₂ O | 2,64 | 1,51 | -0,37 | -1,99 | 4,95 | 0,48 | 0,22 | -1,13 | 4,24 | 1,28 | -1,32 | 1,01 |
| K ₂ O | 2,28 | 0,63 | -0,51 | -1,31 | 1,12 | 1,05 | 0,99 | -0,43 | 1,71 | 1,70 | 0,55 | -1,54 |
| a | 8,65 | 2,58 | -0,42 | -1,93 | 12,30 | 1,88 | -0,10 | -1,48 | 11,26 | 2,02 | -0,03 | -1,35 |
| c | 1,53 | 1,69 | 0,51 | -1,95 | 1,06 | 0,77 | 1,21 | 1,13 | 1,21 | 0,68 | 0,84 | -0,03 |
| b | 9,02 | 2,24 | 0,84 | -1,02 | 6,85 | 1,90 | 0,20 | -1,10 | 4,63 | 1,58 | 0,85 | -0,78 |
| s | 80,82 | 2,61 | -0,20 | -1,60 | 79,80 | 1,75 | 0,22 | -1,31 | 82,91 | 2,28 | -0,85 | -0,54 |
| a' | 48,80 | 13,50 | -0,46 | -1,85 | 25,65 | 14,12 | -0,06 | -0,23 | 41,80 | 12,61 | -0,50 | -1,52 |
| c' | — | — | — | — | * | — | — | — | — | — | — | — |
| f' | 37,72 | 8,64 | 0,46 | -1,81 | 53,31 | 19,53 | 0,53 | -0,13 | 51,07 | 12,04 | 1,06 | 0,14 |
| m' | 13,48 | 5,64 | 0,08 | -2,10 | 20,69 | 12,31 | -0,13 | -1,28 | 7,78 | 9,06 | 1,56 | 1,17 |
| n | 58,40 | 22,64 | -0,28 | -1,97 | 86,92 | 11,60 | -0,56 | -1,38 | 76,59 | 23,86 | -0,64 | -1,19 |
| t | 0,30 | 0,09 | 0,00 | -1,96 | 0,30 | 0,12 | 0,00 | -1,27 | 1,53 | 4,08 | 2,07 | 2,62 |
| φ | 23,48 | 8,60 | -0,20 | -2,05 | 22,75 | 15,24 | 0,96 | 0,53 | 29,89 | 10,74 | 0,85 | -0,69 |
| a : c | 22,13 | 23,15 | 0,61 | -1,35 | 22,43 | 23,69 | 1,63 | 1,38 | 14,79 | 15,58 | 1,86 | 2,08 |
| Q | 42,82 | 8,14 | 0,30 | -1,92 | 33,18 | 7,85 | -0,75 | -0,07 | 42,12 | 7,50 | -0,45 | -1,63 |
| b' | 4,45 | 0,75 | -0,48 | -1,92 | 5,00 | 1,65 | 1,99 | 3,57 | 2,59 | 0,88 | 0,60 | -1,50 |
| Ti/ΣFe100 | 8,13 | 3,10 | 0,93 | -0,89 | 6,90 | 2,46 | 0,56 | -0,26 | 5,86 | 2,02 | 0,09 | -1,40 |
| Mg/ΣFe | 0,35 | 0,10 | 0,00 | -1,57 | 0,53 | 0,41 | 0,71 | 0,50 | 0,17 | 0,22 | 1,52 | 1,20 |
| Fe ³⁺ /ΣFe | 0,63 | 0,17 | -0,16 | -1,31 | 0,38 | 0,16 | -0,20 | -1,24 | 0,63 | 0,11 | -0,20 | -1,04 |

| Оксид и коэффициент | Эффузивная фация | | | | Субвулканическая фация | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|-------|-------|-------|--|-------|-------|-------|-----------------------|-------|-------|-------|--------------------------------------|-------|-------|-------|
| | | | | | Комплекс | | | | | | | | | | | |
| | девонский, Восточная Тува, (30; n=7) | | | | улугойский, Тас-Тайга, Кызыл-Таштыг (18) | | | | тоджинский, (29; n=6) | | | | девонский, Восточная Тува, (31; n=7) | | | |
| | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E |
| SiO ₂ | 74,05 | 1,49 | -0,29 | -1,47 | 73,52 | 1,60 | 0,51 | -0,98 | 76,91 | 3,46 | -0,47 | -1,63 | 73,88 | 0,94 | -0,49 | -2,69 |
| TiO ₂ | 0,27 | 0,09 | 0,43 | -1,49 | 0,30 | 0,11 | -0,15 | -1,38 | 0,14 | 0,06 | 0,81 | -1,32 | 0,12 | 0,05 | 0,58 | -1,34 |
| Al ₂ O ₃ | 13,13 | 1,35 | -0,58 | -1,39 | 12,71 | 0,88 | 0,28 | -1,37 | 11,68 | 2,17 | -0,30 | -1,69 | 12,92 | 0,94 | 0,14 | -1,79 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,01 | 1,01 | 0,85 | -1,22 | 1,34 | 0,64 | -0,30 | -0,74 | 1,75 | 1,23 | 0,96 | -1,04 | 1,84 | 0,44 | -0,50 | -0,93 |
| FeO | 1,04 | 0,29 | -0,24 | -1,45 | 2,44 | 0,76 | 0,61 | -1,01 | 0,68 | 0,11 | 0,21 | -1,53 | 0,83 | 0,22 | -0,19 | -1,88 |
| MnO | 0,04 | 0,02 | 1,00 | -0,13 | 0,07 | 0,04 | 0,76 | 1,08 | 0,05 | 0,03 | -0,59 | -1,32 | 0,03 | 0,03 | 1,02 | -0,31 |
| MgO | 0,36 | 0,16 | -0,13 | -1,37 | 1,15 | 0,71 | 0,41 | -1,39 | 0,24 | 0,53 | 1,07 | -0,92 | 0,37 | 0,51 | 0,67 | -1,65 |
| CaO | 1,06 | 0,72 | 0,28 | -1,98 | 1,25 | 0,76 | 0,97 | 0,35 | 0,84 | 0,88 | 0,96 | -1,03 | 0,78 | 0,21 | -0,08 | -0,94 |
| Na ₂ O | 4,05 | 0,99 | -0,37 | -1,08 | 4,50 | 0,70 | 0,35 | -0,57 | 3,32 | 1,42 | -0,25 | -2,07 | 4,03 | 1,18 | -0,74 | -0,94 |
| K ₂ O | 3,06 | 0,88 | 0,54 | -1,28 | 1,02 | 1,09 | 0,94 | -0,10 | 2,75 | 1,14 | 0,56 | -1,29 | 4,68 | 1,83 | 1,00 | -0,43 |
| a | 12,81 | 1,70 | 0,05 | -2,05 | 10,97 | 1,70 | 0,12 | -1,13 | 11,22 | 2,40 | -0,25 | -2,10 | 14,96 | 1,18 | -0,32 | -1,59 |
| b | 1,18 | 0,83 | 0,35 | -1,88 | 1,65 | 0,91 | 1,06 | -0,48 | 1,02 | 1,07 | 0,97 | -1,02 | 0,87 | 0,26 | -0,59 | -0,93 |
| c | 4,85 | 1,06 | -0,51 | -1,51 | 7,55 | 2,68 | 0,64 | -0,88 | 4,44 | 2,04 | 0,01 | -1,89 | 3,10 | 0,70 | 0,48 | -1,40 |
| s | 81,13 | 1,15 | -0,50 | -1,68 | 80,04 | 1,60 | 0,19 | -1,57 | 83,32 | 1,70 | 0,34 | -1,79 | 81,13 | 0,70 | -0,73 | -1,33 |
| a' | 30,53 | 25,70 | -0,21 | -2,19 | 29,42 | 13,19 | -0,09 | -1,11 | 43,86 | 10,71 | 0,04 | -2,01 | * | — | — | — |
| c' | * | — | — | — | — | — | — | — | * | — | — | — | 6,87 | 8,20 | 0,68 | -1,62 |
| f' | 56,88 | 21,81 | 0,31 | -1,92 | 46,99 | 12,01 | 0,93 | 0,22 | 41,60 | 16,48 | 0,11 | -2,02 | 75,70 | 16,91 | -0,36 | -1,66 |
| m' | 13,20 | 5,94 | 0,69 | -0,91 | 23,61 | 10,45 | -0,08 | -1,00 | * | — | — | — | 16,71 | 20,39 | 0,61 | -1,67 |
| n | 66,31 | 11,21 | -0,14 | -0,23 | 87,95 | 11,89 | -0,62 | -0,69 | 62,78 | 19,40 | -0,50 | -1,52 | 57,07 | 16,86 | -1,09 | -0,40 |
| t | 0,46 | 0,51 | 1,55 | 0,65 | 0,31 | 0,11 | -0,23 | -1,22 | 0,12 | 0,04 | 1,07 | -0,92 | 0,13 | 0,05 | 0,75 | -1,60 |
| ψ | 27,51 | 19,66 | 1,04 | -0,63 | 16,04 | 9,58 | 0,35 | -0,65 | 30,36 | 9,99 | -0,54 | -1,42 | 35,70 | 23,76 | 0,03 | -1,88 |
| a : c | 17,26 | 12,56 | 0,55 | -1,21 | 64,77 | 17,40 | 3,13 | 8,38 | 19,80 | 13,22 | 0,42 | -1,40 | 16,18 | 8,12 | 0,03 | -1,37 |
| Q | 35,41 | 4,90 | -0,32 | -1,72 | 36,69 | 4,0 | -0,34 | -0,76 | 44,34 | 6,86 | 0,62 | -1,61 | 28,33 | 7,44 | -0,74 | -1,02 |
| b' | 3,16 | 0,58 | 0,54 | -1,54 | 5,15 | 1,68 | 0,60 | -1,43 | 2,60 | 1,15 | 0,31 | -2,22 | 3,07 | 0,72 | 0,44 | -1,43 |
| Ti/ΣFe·100 | 9,43 | 3,64 | 0,23 | -1,74 | 7,71 | 3,00 | 0,42 | -0,64 | 5,96 | 4,22 | 1,00 | -1,02 | 4,04 | 2,22 | 0,84 | -0,84 |
| Mg/ΣFe | 0,26 | 0,11 | 0,14 | -1,72 | 0,55 | 0,31 | -0,11 | -1,55 | * | — | — | — | * | — | — | — |
| Fe ³⁺ /ΣFe | 0,62 | 0,15 | 0,68 | -1,62 | 0,32 | 0,14 | -0,66 | -0,81 | 0,65 | 0,12 | 0,43 | -1,73 | 0,66 | 0,11 | -0,33 | -1,31 |

Примечание. Значение звездочки здесь и далее см. в табл. 12.

Химический состав диабазов и габбро харальского и улугойского комплексов

| Оксиды и коэффициент | Субвулканическая фация | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------|------|-------|-------|--|-------|-------|-------|------------------------------------|------|-------|-------|
| | харальский (3; n=8) | | | | улугойский, Таскыл, Оттуг-Тайга, Кызыл-Таштыг (14; n=19) | | | | улугойский, Ондут-Тайга, (12; n=6) | | | |
| | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E |
| SiO ₂ | 47,25 | 0,77 | 0,51 | -1,27 | 48,07 | 2,15 | 0,26 | -1,09 | 48,88 | 1,96 | 0,43 | -1,92 |
| TiO ₂ | 1,24 | 0,20 | 0,23 | -0,97 | 1,30 | 0,45 | -0,09 | -1,41 | 1,46 | 0,41 | 0,78 | -1,11 |
| Al ₂ O ₃ | 15,67 | 0,52 | 0,40 | -1,32 | 15,58 | 1,50 | 0,33 | -0,37 | 17,56 | 2,74 | 0,73 | -0,77 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,02 | 0,53 | -0,33 | -0,40 | 4,51 | 1,45 | 1,34 | 1,07 | 3,58 | 1,28 | 0,61 | -1,57 |
| FeO | 6,86 | 0,76 | -0,26 | -1,37 | 7,70 | 1,37 | -0,80 | 0,81 | 6,91 | 1,43 | -0,17 | -1,35 |
| MnO | 0,16 | 0,02 | -0,69 | -1,16 | 0,19 | 0,07 | 0,63 | 2,05 | 0,14 | 0,02 | 0,13 | -1,83 |
| MgO | 6,83 | 0,85 | 0,93 | -0,55 | 6,78 | 2,12 | 0,99 | 0,25 | 4,63 | 0,68 | -0,42 | -1,20 |
| CaO | 10,55 | 1,04 | 0,09 | -1,83 | 8,44 | 2,42 | -0,30 | -0,90 | 10,07 | 1,35 | 0,21 | -1,81 |
| Na ₂ O | 2,79 | 0,88 | -0,42 | -1,13 | 2,72 | 1,18 | 0,95 | 0,19 | 2,78 | 0,70 | -0,04 | -1,85 |
| K ₂ O | 0,32 | 0,20 | 0,55 | -1,15 | 0,35 | 0,38 | 1,5 | 2,29 | 0,56 | 0,22 | 0,03 | -1,98 |
| a | 6,86 | 2,06 | -0,49 | -1,21 | 6,64 | 2,73 | 0,71 | -0,52 | 7,38 | 1,64 | 0,14 | -2,10 |
| c | 7,52 | 1,44 | 0,77 | -0,77 | 7,60 | 1,75 | -0,44 | -0,84 | 8,93 | 2,48 | 0,66 | -1,34 |
| b | 28,45 | 0,73 | -0,14 | -1,85 | 27,40 | 3,91 | 0,05 | -1,42 | 22,95 | 4,25 | -0,23 | -1,57 |
| s | 57,15 | 1,24 | -0,08 | -1,72 | 55,84 | 12,51 | 3,43 | 11,04 | 60,73 | 1,89 | -0,02 | -2,23 |
| a' | — | — | — | — | * | — | — | — | — | — | — | — |
| c' | 20,54 | 3,63 | -0,43 | -1,69 | 12,20 | 6,84 | 0,26 | -1,19 | 17,90 | 4,50 | 0,17 | -1,56 |
| i' | 37,12 | 2,93 | -0,05 | -0,82 | 44,45 | 10,16 | -0,24 | -1,06 | 45,32 | 3,78 | 0,56 | -0,93 |
| m' | 42,35 | 4,52 | 0,54 | -1,03 | 43,06 | 7,88 | 0,48 | -0,45 | 36,80 | 2,52 | 0,36 | -1,58 |
| n | 92,82 | 3,85 | -0,14 | -1,74 | 92,34 | 7,02 | -0,68 | -0,60 | 87,87 | 5,67 | -0,82 | -0,85 |
| t | 1,92 | 0,27 | 0,15 | -0,98 | 2,00 | 0,70 | -0,06 | -1,43 | 2,18 | 0,61 | 0,87 | -1,07 |
| φ | 12,64 | 1,97 | 0,27 | -0,30 | 15,06 | 5,43 | 1,06 | 0,35 | 14,22 | 4,04 | 0,81 | -0,76 |
| a : c | 0,98 | 0,41 | -0,13 | -1,31 | 1,00 | 0,71 | 1,24 | 0,23 | 0,88 | 0,35 | 0,23 | -1,99 |
| Q | -6,98 | 5,01 | 0,25 | -1,40 | -4,19 | 6,30 | 0,23 | -1,22 | -2,27 | 1,30 | 0,16 | -1,60 |
| b' | 28,45 | 0,73 | -0,14 | -1,86 | 27,28 | 3,90 | 0,14 | -1,39 | 22,95 | 4,25 | -0,23 | -1,57 |
| Ti/ΣFe · 100 | 10,68 | 1,71 | 0,46 | -1,25 | 10,04 | 3,60 | 0,09 | -1,37 | 13,22 | 2,37 | -0,80 | -0,97 |
| Mg/ΣFe | 1,18 | 0,19 | 0,17 | 0,26 | 1,09 | 0,47 | 1,07 | -0,07 | 0,85 | 0,08 | -0,85 | -1,17 |
| Fe ³⁺ /ΣFe | 0,35 | 0,05 | 0,38 | -0,48 | 0,34 | 0,08 | 0,95 | -0,34 | 0,31 | 0,06 | 0,60 | -0,98 |

| Оксид и коэффициент | Субвулканическая фация | | | | | | | | Гипабиссальная фация | | | | | | | |
|--------------------------------|---|-------|-------|-------|---------------------------|-------|-------|-------|----------------------|------|-------|-------|-----------------------------------|------|-------|-------|
| | силл в тапсинской свите, Кызыл-Таштыг (15; n=6) | | | | Хемчикская зона (21; n=9) | | | | харальский (4; n=9) | | | | улугойский, Ондут-Тайга (19; n=7) | | | |
| | \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E |
| SiO ₂ | 48,62 | 1,77 | 0,40 | -1,96 | 49,03 | 2,26 | 0,01 | -1,77 | 46,45 | 1,37 | -0,73 | -0,55 | 48,42 | 0,61 | 0,65 | -0,51 |
| TiO ₂ | 1,05 | 0,37 | 0,82 | -1,18 | 1,65 | 1,02 | 0,25 | -1,80 | 1,28 | 0,34 | 0,32 | -0,93 | 1,92 | 0,68 | 0,72 | -0,84 |
| Al ₂ O ₃ | 18,00 | 4,03 | -0,25 | -1,94 | 14,80 | 2,08 | -0,45 | -1,44 | 15,82 | 1,17 | 0,34 | -0,87 | 15,58 | 1,70 | 0,60 | -0,73 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,97 | 1,36 | 0,12 | -1,90 | 2,94 | 1,34 | 0,92 | -0,15 | 3,78 | 0,76 | 0,49 | 0,36 | 3,63 | 0,88 | 0,34 | -1,64 |
| FeO | 7,44 | 1,24 | 0,48 | -1,81 | 8,50 | 1,49 | 0,47 | -1,39 | 6,84 | 1,14 | -0,07 | -0,91 | 7,80 | 1,74 | 0,08 | -1,76 |
| MnO | 0,20 | 0,06 | 0,00 | -1,94 | 0,17 | 0,04 | -0,14 | -1,39 | 0,15 | 0,02 | -0,28 | -0,33 | 0,17 | 0,04 | 0,61 | -0,83 |
| MgO | 3,57 | 0,50 | 0,12 | -1,70 | 7,01 | 1,33 | 0,71 | -1,23 | 8,77 | 1,96 | 0,59 | -0,38 | 5,94 | 0,87 | -0,26 | -1,67 |
| CaO | 8,83 | 1,13 | 1,27 | -0,23 | 10,76 | 4,42 | 1,61 | 1,47 | 10,36 | 1,66 | -1,62 | 2,60 | 9,14 | 1,37 | 0,08 | -2,01 |
| Na ₂ O | 2,78 | 1,36 | 0,46 | -1,43 | 3,01 | 0,93 | 0,58 | -0,66 | 2,27 | 0,74 | -0,36 | -0,73 | 2,95 | 0,53 | 0,45 | -1,72 |
| K ₂ O | 1,63 | 0,98 | 0,33 | -1,48 | 0,39 | 0,25 | 0,64 | -0,79 | 0,42 | 0,30 | 0,51 | -1,01 | 0,37 | 0,14 | -0,57 | -1,61 |
| a | 9,07 | 2,16 | -0,04 | -1,86 | 7,09 | 1,78 | 0,34 | -1,05 | 5,74 | 1,78 | -0,09 | -0,84 | 7,37 | 1,13 | 0,20 | -1,75 |
| c | 7,77 | 4,37 | 0,12 | -1,83 | 6,39 | 1,95 | 0,20 | -1,86 | 8,08 | 1,06 | 0,87 | 0,34 | 7,27 | 1,71 | -0,08 | -1,35 |
| b | 21,85 | 3,78 | 0,08 | -2,05 | 29,82 | 2,53 | -0,32 | -0,85 | 30,48 | 3,09 | 0,62 | 0,13 | 26,06 | 2,09 | -0,91 | -0,59 |
| s | 60,47 | 1,50 | -0,98 | -0,61 | 56,7 | 2,40 | -0,9 | 0,30 | 55,68 | 1,87 | -0,56 | -0,21 | 59,33 | 1,05 | -0,03 | -1,95 |
| a' | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| c' | 15,68 | 10,00 | 0,29 | -2,02 | 23,48 | 12,00 | 1,71 | 1,58 | 16,21 | 5,42 | 1,66 | 2,38 | 16,90 | 2,98 | -0,20 | -1,78 |
| j' | 55,08 | 5,33 | -0,21 | -1,93 | 36,21 | 8,67 | -0,20 | -1,54 | 33,84 | 6,01 | 0,66 | -0,69 | 42,71 | 5,41 | 0,36 | -1,30 |
| m' | 29,38 | 5,54 | 0,18 | -1,78 | 40,30 | 9,37 | -0,05 | -1,17 | 49,96 | 7,15 | -0,52 | -0,29 | 40,41 | 4,77 | -0,60 | -1,13 |
| n | 70,27 | 19,70 | -0,24 | -1,93 | 92,42 | 3,92 | 0,17 | -1,96 | 89,34 | 8,98 | -1,29 | 0,94 | 92,20 | 3,30 | 0,10 | -1,70 |
| t | 1,60 | 0,48 | 0,92 | -0,92 | 2,41 | 1,58 | 0,24 | -1,89 | 2,02 | 0,51 | 0,23 | -1,24 | 2,87 | 1,01 | 0,75 | -0,77 |
| φ | 20,05 | 2,41 | -0,04 | -1,76 | 8,44 | 3,99 | 0,81 | -0,33 | 11,04 | 2,49 | 0,73 | 0,58 | 12,50 | 2,90 | -0,07 | -2,02 |
| a : c | 1,80 | 1,60 | 0,96 | -0,85 | 1,26 | 0,62 | 0,34 | -1,27 | 0,74 | 0,29 | 0,17 | -1,16 | 1,10 | 0,44 | 0,74 | -1,23 |
| Q | -5,13 | -5,80 | 0,23 | -1,65 | -7,14 | 6,09 | -1,61 | -1,47 | -8,22 | 1,96 | 0,60 | -0,35 | -3,31 | 2,28 | 0,16 | -1,65 |
| b' | 21,85 | 3,78 | 0,08 | -2,05 | 29,82 | 2,53 | -0,32 | -0,85 | 30,48 | 3,09 | 0,62 | 0,13 | 26,06 | 2,09 | -0,91 | -0,59 |
| Si/ΣFe · 100 | 7,83 | 1,62 | 0,42 | -1,07 | 12,97 | 6,46 | 0,02 | -1,61 | 11,19 | 2,13 | 0,31 | -0,86 | 15,26 | 2,64 | 0,21 | -1,42 |
| Mg/ΣFe | 0,57 | 0,08 | 0,48 | -1,58 | 1,20 | 0,41 | 0,75 | -0,95 | 1,56 | 0,44 | 0,02 | -0,80 | 0,98 | 0,21 | -0,56 | -1,10 |
| Fe ³⁺ /ΣFe | 0,38 | 0,04 | 0,16 | -1,81 | 0,23 | 0,06 | 0,63 | -0,15 | 0,33 | 0,06 | -0,48 | -0,65 | 0,30 | 0,07 | -0,07 | -2,10 |

Химический состав диабазов и габбро палеозойских магматических комплексов Тувы

| Оксид и коэффициент | Габбро кембрийского габбро-плагногранитного комплекса, Таскыл, (23; $n=7$) | | | | Габбро кембрийского габбрового комплекса Хемчикской и Куртушибинской зон (25; $n=6$) | | | | Диабазы даек кембрийского габбро-плагногранитного комплекса, Таскыл (24; $n=5$) | | | |
|--------------------------------|---|------|--------|--------|---|-------|--------|--------|--|-------|--------|--------|
| | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E | \bar{X} | S | A | E |
| SiO ₂ | 48,46 | 3,00 | --0,06 | --1,99 | 47,91 | 1,94 | 0,06 | --1,69 | 46,25 | 0,94 | --0,46 | 1,66 |
| TiO ₂ | 0,94 | 0,31 | 0,64 | --1,08 | 0,27 | 0,28 | 0,60 | --1,72 | 1,37 | 0,72 | 0,60 | --1,68 |
| Al ₂ O ₃ | 16,42 | 1,10 | 0,65 | --1,28 | 17,85 | 1,34 | 0,12 | --0,83 | 15,96 | 1,02 | 0,01 | --2,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,87 | 1,11 | 0,76 | --0,95 | 2,87 | 1,75 | --0,27 | --1,66 | 4,69 | 1,14 | --0,16 | --2,18 |
| FeO | 6,56 | 0,85 | 0,41 | --1,20 | 4,99 | 2,05 | --0,24 | --1,62 | 8,16 | 0,96 | 0,21 | --1,91 |
| MnO | 0,16 | 0,02 | 0,00 | --1,72 | 0,21 | 0,21 | 1,33 | --0,13 | 0,28 | 0,06 | --0,04 | --1,85 |
| MgO | 7,38 | 1,73 | 0,56 | --1,36 | 9,12 | 2,50 | --0,18 | --1,76 | 7,84 | 1,56 | --0,05 | --2,17 |
| CaO | 10,68 | 1,85 | --0,14 | --2,09 | 12,36 | 2,18 | --0,67 | --0,82 | 10,56 | 1,54 | 0,30 | --1,66 |
| Na ₂ O | 2,40 | 0,98 | 0,31 | --1,79 | 1,35 | 0,69 | 0,89 | --0,91 | 1,98 | 0,45 | 0,39 | --1,62 |
| K ₂ O | 0,76 | 0,22 | --0,65 | --1,53 | 0,11 | 0,16 | 0,56 | --1,9 | 1,00 | 0,70 | 0,33 | --1,88 |
| a | 6,56 | 2,44 | 0,21 | --1,77 | 3,23 | 1,72 | 0,96 | --0,73 | 5,96 | 0,87 | 0,23 | --2,22 |
| c | 8,00 | 1,60 | 0,12 | --1,55 | 10,85 | 1,53 | --0,65 | --0,89 | 7,96 | 0,88 | --0,71 | --1,34 |
| b | 28,11 | 4,69 | 0,27 | --1,98 | 28,73 | 4,27 | --0,12 | --1,82 | 31,08 | 1,06 | 0,51 | --1,73 |
| s | 57,31 | 3,48 | --0,17 | --2,14 | 57,20 | 3,34 | 0,14 | --1,86 | 54,98 | 1,14 | 0,08 | --1,93 |
| c' | 18,86 | 1,81 | --0,11 | --1,73 | 16,72 | 5,11 | 0,77 | --0,95 | 16,62 | 6,02 | 0,17 | --1,42 |
| f' | 35,80 | 3,63 | --0,41 | --0,90 | 27,75 | 10,31 | 1,13 | --0,50 | 39,62 | 5,00 | 0,75 | --1,28 |
| m' | 45,34 | 3,71 | 0,85 | --0,50 | 55,50 | 7,96 | --0,84 | --0,88 | 43,74 | 8,78 | 0,05 | --2,03 |
| n | 82,06 | 4,79 | --0,74 | --1,46 | — | — | — | — | 75,54 | 16,11 | --0,20 | --2,13 |
| t | 1,44 | 0,46 | 0,47 | --1,64 | 0,38 | 0,42 | 0,72 | --1,45 | 2,16 | 1,07 | 0,56 | --1,75 |
| φ | 12,06 | 2,33 | --0,72 | --0,48 | 9,78 | 7,12 | 0,10 | --1,86 | 13,14 | 3,07 | 0,04 | --2,06 |
| a : c | 0,90 | 0,51 | 0,42 | --1,72 | 0,32 | 0,24 | 1,28 | --0,23 | 0,76 | 0,21 | 0,69 | --1,41 |
| Q | --6,47 | 4,20 | --0,40 | --1,74 | --2,95 | 4,88 | 0,07 | --2,00 | --9,88 | 2,95 | --0,38 | --1,83 |
| Ti/ΣFe · 100 | 8,43 | 2,87 | 1,11 | --0,18 | 3,12 | 3,10 | 0,65 | --1,58 | 9,64 | 3,84 | 0,44 | --1,92 |
| Mg/ΣFe | 1,31 | 0,25 | 0,76 | --0,51 | 2,50 | 0,90 | --0,69 | --1,15 | 1,18 | 0,38 | --0,09 | --2,07 |
| Fe ³⁺ /ΣFe | 0,34 | 0,07 | --0,25 | --1,31 | 0,30 | 0,23 | 0,58 | --1,01 | 0,34 | 0,06 | --0,20 | --2,15 |

| Окисл и коэффициент | Диабазы кембрийского габбрового комплекса Хемчикской и Куртушбинской зон (25; $n=6$) | | | | Диабазы девонского вулканического комплекса Восточной Тувы (32; $n=7$) | | | | Диабазы и габбро торгальского комплекса (34; $n=12$) | | | | Диабазы девонского вулканического комплекса Западной Тувы (33; $n=5$) | | | |
|--------------------------------|---|-------|-------|-------|---|-------|-------|-------|---|-------|-------|-------|--|-------|-------|-------|
| | \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E | \bar{x} | S | A | E |
| SiO ₂ | 43,12 | 1,81 | 0,05 | -2,15 | 50,07 | 1,08 | 0,34 | -1,39 | 46,79 | 2,08 | 0,04 | -0,80 | 50,18 | 2,18 | -0,29 | -2,23 |
| TiO ₂ | 0,52 | 0,31 | 0,17 | -1,92 | 1,81 | 0,82 | 0,54 | -1,48 | 2,12 | 1,36 | 1,21 | 0,86 | 1,79 | 1,08 | -0,44 | -1,49 |
| Al ₂ O ₃ | 16,54 | 3,57 | -0,07 | -2,01 | 15,01 | 1,35 | 0,24 | -1,27 | 16,19 | 1,27 | -0,32 | -0,35 | 16,14 | 1,28 | -0,21 | -1,54 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,52 | 2,29 | 0,60 | -1,08 | 4,60 | 1,81 | 0,34 | -1,93 | 4,27 | 1,43 | 0,13 | -1,05 | 6,60 | 3,97 | 0,34 | -1,82 |
| FeO | 7,40 | 2,82 | -0,07 | -1,26 | 6,18 | 0,91 | -0,14 | -2,02 | 8,20 | 1,60 | 1,49 | 1,69 | 4,54 | 2,63 | -0,21 | -2,20 |
| MnO | 0,13 | 0,05 | -0,80 | -0,91 | 0,15 | 0,03 | 0,18 | -1,90 | 0,32 | 0,28 | 0,97 | -0,78 | 0,16 | 0,02 | 0,09 | -2,20 |
| MgO | 9,74 | 3,58 | 0,00 | -2,23 | 6,73 | 2,41 | 0,22 | -1,58 | 6,85 | 1,44 | 0,25 | -1,00 | 4,29 | 2,30 | 0,99 | -1,01 |
| CaO | 12,67 | 3,54 | 0,39 | -1,81 | 8,00 | 0,94 | -0,44 | -1,69 | 8,55 | 1,62 | 0,40 | -0,55 | 7,24 | 1,23 | -0,42 | -1,68 |
| Na ₂ O | 1,75 | 0,82 | -0,94 | -0,77 | 3,04 | 0,45 | 1,02 | -0,48 | 3,43 | 1,30 | 0,46 | -1,44 | 3,27 | 1,19 | 0,82 | -1,21 |
| K ₂ O | 0,16 | 0,14 | 0,26 | -1,83 | 0,98 | 0,38 | -0,16 | -1,76 | 0,82 | 0,43 | 1,24 | 1,50 | 1,36 | 0,85 | 0,31 | -1,76 |
| a | 4,33 | 2,23 | -0,68 | -1,15 | 8,33 | 1,22 | 0,55 | -1,18 | 8,96 | 2,51 | 0,62 | -1,20 | 9,76 | 3,46 | 0,47 | -1,72 |
| c | 9,60 | 2,16 | -0,05 | -2,20 | 6,16 | 1,51 | 0,50 | -1,35 | 6,64 | 1,76 | -0,58 | -0,75 | 6,64 | 1,66 | -0,32 | -1,75 |
| b | 34,23 | 5,48 | 0,22 | -1,99 | 25,67 | 2,05 | -0,02 | -1,71 | 28,01 | 2,28 | 0,03 | -1,30 | 21,18 | 2,58 | 0,78 | -1,31 |
| s | 51,82 | 1,42 | 0,06 | -1,93 | 59,88 | 1,14 | 0,47 | -1,44 | 56,38 | 1,69 | 0,26 | -1,03 | 62,44 | 3,93 | -0,53 | -1,71 |
| c' | 18,57 | 13,76 | 0,37 | -1,55 | 14,87 | 4,62 | -0,49 | -1,27 | 14,30 | 5,93 | 0,26 | -1,01 | 13,24 | 3,79 | -0,59 | -1,52 |
| f' | 32,78 | 18,75 | 0,38 | -1,94 | 40,24 | 10,64 | 0,07 | -1,73 | 43,18 | 9,52 | 0,35 | -1,02 | 51,46 | 10,14 | -0,58 | -1,40 |
| m' | 48,65 | 8,41 | -0,15 | -2,10 | 44,88 | 13,34 | -0,14 | -1,98 | 42,52 | 8,45 | 0,21 | -1,33 | 35,30 | 13,48 | 0,70 | -1,28 |
| n | 95,67 | 3,64 | -0,06 | -2,02 | 82,80 | 6,04 | -0,08 | -1,83 | 84,67 | 10,20 | -1,10 | 0,64 | 79,38 | 10,26 | -0,35 | -1,97 |
| t | 0,90 | 0,55 | 0,25 | -1,94 | 2,66 | 1,21 | 0,51 | -1,47 | 3,62 | 2,34 | 1,29 | 1,05 | 1,66 | 1,41 | 0,27 | -1,92 |
| φ | 9,93 | 7,92 | 0,76 | -1,17 | 15,93 | 7,02 | 0,56 | -1,46 | — | — | — | — | 14,72 | 17,51 | 0,58 | -1,63 |
| a : c | 0,45 | 0,19 | -1,92 | -0,82 | 1,46 | 0,48 | 0,16 | -1,52 | 1,62 | 1,12 | 1,49 | 1,01 | 1,66 | 1,14 | 0,81 | -1,23 |
| Q | 14,65 | 4,06 | 0,03 | -1,19 | -3,00 | 1,33 | 0,38 | -1,27 | 10,27 | 4,96 | -0,32 | -0,36 | -2,08 | 12,09 | -0,19 | -2,13 |
| Ti/ΣFe · 100 | 6,40 | 7,90 | 1,32 | -0,16 | -15,40 | 4,05 | 0,70 | -1,27 | 15,14 | 7,62 | 0,61 | -0,26 | 14,66 | 8,00 | -0,91 | -1,11 |
| Mg/ΣFe | 2,00 | 1,13 | -0,07 | -1,92 | 1,28 | 0,69 | 0,23 | -1,81 | 0,94 | 0,38 | 0,56 | -1,06 | 0,80 | 0,52 | 0,91 | -1,11 |
| Fe ⁺³ /ΣFe | 0,28 | 0,08 | 1,02 | -0,69 | 0,39 | 0,08 | 0,01 | -1,24 | 0,39 | 0,07 | -0,19 | -1,22 | 0,55 | 0,28 | 0,14 | -2,16 |

Примечание. b'—b.

Сравнение химизма вулканогенных пород основного состава рифейских и кембрийских вулканических комплексов

| Оксид и коэффициент | Базальты | | | | | | | | | | | | | | | | | | Диабазы | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | 1—5 | | 1—6 | | 1—20 | | 1—22 | | 5—6 | | 5—20 | | 5—22 | | 6—20 | | 6—22 | | 20—22' | | 14—3 | | 4—12 | | 14—21 | | 12—21 | |
| | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> |
| SiO ₂ | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| TiO ₂ | - | + | + | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | + | + | + | + | + | + | + | - | + | + | + | - | + | - |
| Al ₂ O ₃ | + | + | + | - | + | - | + | - | + | + | + | + | + | - | + | + | + | + | + | + | + | - | + | - | + | + | + | + |
| Fe ₂ O ₃ | + | + | + | + | + | - | - | + | + | + | + | + | - | + | + | - | - | + | + | - | + | - | + | + | - | + | + | + |
| FeO | + | - | + | + | - | + | - | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| MnO | + | - | + | + | + | + | + | + | + | - | + | - | + | - | + | + | + | + | + | + | + | + | - | - | - | + | - | + |
| MgO | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | - | - | + | + | - |
| CaO | + | + | + | + | + | + | - | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | + | + | + | + | - | - | - | + | + | - | - |
| Na ₂ O | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| K ₂ O | + | - | + | - | - | - | - | - | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | + | + | + | + | + | + |
| Q | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | + | - | + | + | + | + | + | + | + | - | + | + | - | - |
| b' | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | - | + | - | + | - | + |
| Ti/ΣFe·100 | + | + | + | - | + | - | - | - | - | + | - | + | - | - | + | + | - | + | + | + | + | - | - | + | + | - | + | - |
| Mg/ΣFe | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | + | - | - | - | + | + | - |
| Fe ³⁺ /ΣFe | + | - | + | - | + | - | + | - | + | + | + | + | + | + | + | - | - | + | + | - | + | + | + | + | - | + | - | + |

Примечание: I. Эффузивы основного состава: 1 — харальский комплекс, $n=8$; 5 — улугойский комплекс, хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, $n=7$; 6 — улугойский комплекс хр. Ондут-Тайга; $n=7$; 20 — Хемчикская зона, $n=12$; 22 — Куртушибинская зона, $n=17$. II. *t* — сравнение средних по Стьюденту; *F* — сравнение дисперсии по Фишеру; плюс (+) — существенных различий для уровня значимости 0,05 нет; минус (-) — различия существенны при уровне значимости 0,05. Диабазы: 3 — харальский комплекс, $n=8$; 14 — улугойский комплекс, хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, Кызыл-Ташгыг, $n=19$; 12 — улугойский комплекс, район хр. Ондут-Тайга, $n=6$; 21 — Хемчикская зона, $n=9$.

Сравнение химизма нижнекембрийских вулканогенных пород различных частей Улогойской зоны

| Окисел и коэффициент | 8—9 | | 16—17 | | 8—16 | | 9—17 | | 11—12 | | 11—13 | | 11—15 | | 12—13 | | 12—15 | | 13—15 | | 11—5 | | 5—6 | | |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|---|
| | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | |
| SiO ₂ | — | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| TiO ₂ | — | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | + | — | + | + | + | + | + | + | + | — | + | — | + | — | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + |
| Fe ₂ O ₃ | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| FeO | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + |
| MnO | + | + | + | + | + | — | + | — | + | — | + | + | + | + | — | — | + | — | + | + | + | + | + | + | — |
| MgO | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | + | + | — | — | — | — | + | — | — | + | + | + | + | + | + |
| CaO | + | — | + | — | + | + | + | + | + | — | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Na ₂ O | + | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| K ₂ O | — | — | — | — | + | + | + | + | — | + | + | — | — | — | + | + | — | — | — | + | — | + | + | + | + |
| Q | — | + | — | — | + | + | — | + | + | — | + | + | + | + | + | — | + | — | + | + | + | + | + | + | + |
| <i>b'</i> | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + | + |
| Ti/ΣFe·100 | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | — | + | — | + | + | + | + | + | + | — | + | + |
| Mg/ΣFe | + | — | + | + | + | + | + | + | — | + | + | — | — | + | — | — | + | — | — | + | + | + | + | + | + |
| Fe ³⁺ /ΣFe | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |

Примечание. Риолиты: 8 — хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, *n*=7; 9 — Кызыл-Таштыгское рудное поле, *n*=6. Риолиты субвулканической фации: 16 — хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, *n*=17; 17 — Кызыл-Таштыгское рудное поле, *n*=8. Базальтовые порфириты: 5 — хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, *n*=7; 6 — хребты Оттуг-Тайга, *n*=7. Диабазы субвулканической фации: 11 — хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, *n*=10; 12 — хребты Оттуг-Тайга, *n*=6; 13 — Кызыл-Таштыгское рудное поле, *n*=9; 15 — габбро-диабазы силла в тапсинской свите (Кызыл-Таштыгское рудное поле), *n*=6.

Сравнение химизма пород различных вулканических фаций Улугуйского комплекса

| Окисел и коэффициент | Породы основного состава | | | | | | | | | | | | | | Породы кислого состава | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------------|---|------|---|------|---|-------|---|-------|---|-------|---|------|---|------------------------|---|-------|---|-------|---|-------|---|------|---|-------|---|-------|---|-------|---|------|---|-------|---|-------|---|
| | 5—14 | | 5—23 | | 5—24 | | 14—23 | | 14—24 | | 23—24 | | 19—5 | | 19—14 | | 19—23 | | 19—24 | | 19—12 | | 19—6 | | 10—18 | | 10—28 | | 10—30 | | 10—2 | | 18—29 | | 18—31 | |
| | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F |
| SiO ₂ | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | — | + | — | + | — | — | + | + | — | + | — | + | — | + | + | — | — | + | + | + | + | — | — | + | + | |
| TiO ₂ | — | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | — | — | + | — | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | — | + | — | — | |
| Al ₂ O ₃ | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | |
| Fe ₂ O ₃ | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | + | + | |
| FeO | + | — | + | — | + | — | — | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | — | — | — | + | — | — | — | — | |
| MnO | + | + | + | — | — | + | + | — | — | + | — | — | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | — | + | + | — | + | + | |
| MgO | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | — | + | — | + | + | — | + | — | — | — | — | + | — | — | + | — | + | — | + |
| CaO | + | + | + | + | + | + | — | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | — | — | |
| Na ₂ O | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | — | — | — | + | — | + | — | + | + |
| K ₂ O | + | + | + | — | + | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | — | + | + | — | + | — | + | — | + | — | + |
| Q | + | + | + | + | — | + | + | + | — | + | + | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | — | + | + | — | + | — | + | — | + | — | — |
| b' | + | + | + | + | — | + | + | — | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | — | — | — | + | — | — | + | — | — | — | — |
| Ti/ΣFe · 100 | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | — | + | — | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + |
| Mg/ΣFe | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | — | + | — | + | — | — | — | — | — | + | — | + | + | + | + | + | + |
| Fe ³⁺ /Fe | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | — | + | — | + | — | + | — | + |

Примечание. Улугуйский комплекс (выборки 5, 6, 10, 12, 14, 18, 19): 5 — базальты (хребты Таскыл, Оттуг-Тайга), $n=7$; 6 — базальты (хр. Ондут-Тайга), $n=7$; 14 — диабазы субвулканической фации (хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, Кызыл-Таштыг), $n=19$; 12 — диабазы субвулканической фации (хр. Ондут-Тайга), $n=7$; 10 — риолиты (хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, Кызыл-Тайга), $n=10$; 18 — риолиты субвулканической фации (хребты Таскыл, Оттуг-Тайга, Кызыл-Таштыг), $n=15$; 23 — габбро кембрийского габбро-плагриогранитного комплекса (хр. Таскыл), $n=7$; 24 — диабазы даек кембрийского габбро-плагриогранитного комплекса (хр. Таскыл), $n=5$; 28 — риолиты ситхинского свиты (тоджинский комплекс), $n=9$; 31 — риолиты субвулканической фации тоджинского комплекса, $n=7$; 30 — риолиты сайлыгеской свиты, $n=7$; 31 — риолиты субвулканической фации девонского вулканического комплекса Восточной Тувы, $n=7$; 29 — метариолиты харальской свиты, $n=6$.

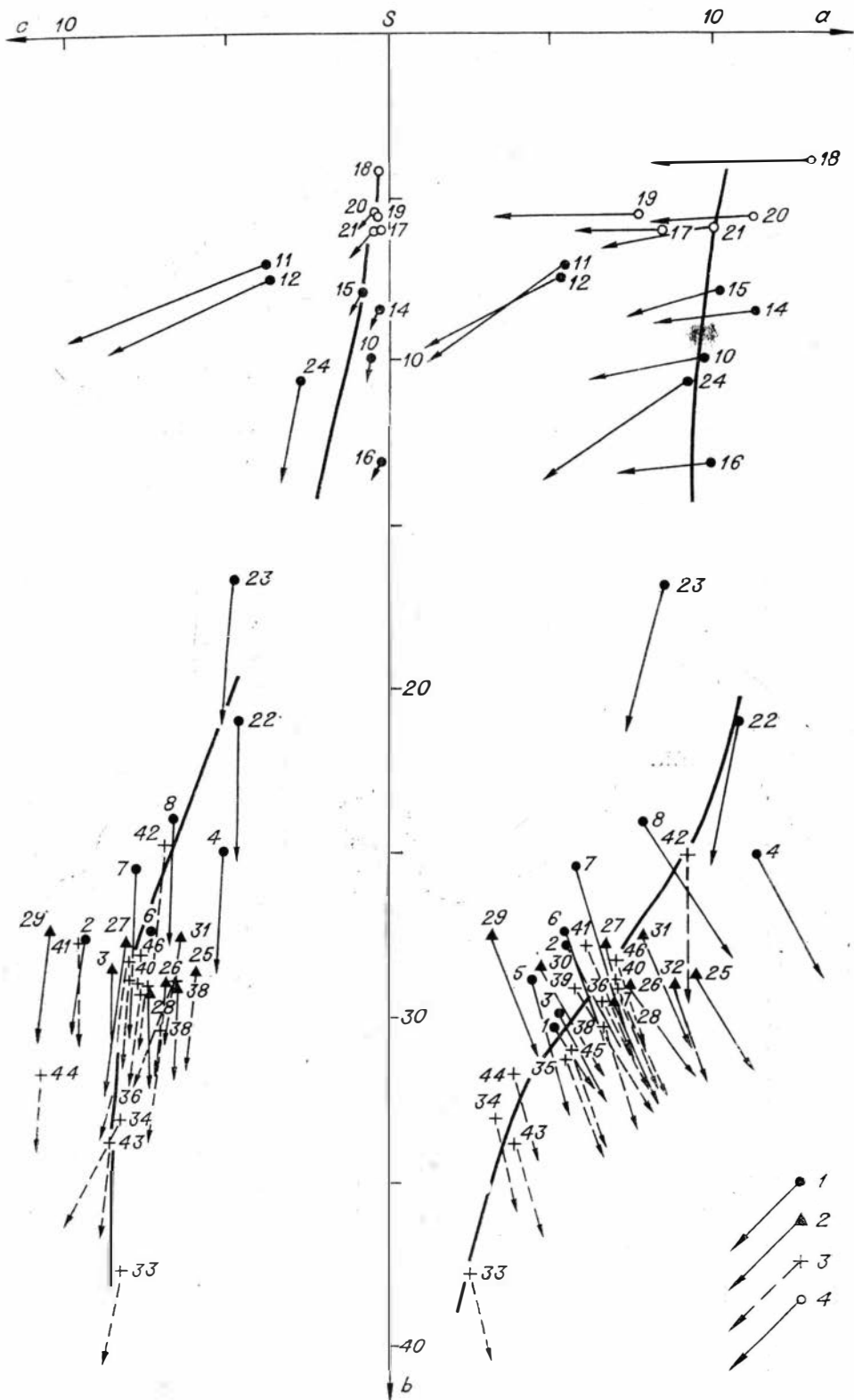


Рис. 15. Диаграмма Заварицкого для пород харальского вулканического комплекса. 1 — эффузивная фация; 1—8 — метабазальты, 10—16 — метарюлигиты, 22 — андезито-базальты, 23 — андезит, 24 — риолито-дациты; 2 — субвулканическая фация; 25—32 — метадиабазы, метагаббро; 3 — пабиссальная фация; 33—46 — метагаббро; 4 — окремненные и калишлатизированные риолитовые порфирры.

Сравнение химизма вулканогенных пород

| Оксид и коэффициент | Харальская зона | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | 1—3 | | 1—4 | | 3—4 | | 32—1 | | 32—3 | | 32—4 | |
| | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> | <i>t</i> | <i>F</i> |
| SiO ₂ | + | — | — | + | + | + | — | + | — | + | — | + |
| TiO ₂ | + | + | + | + | + | + | + | — | + | — | + | + |
| Al ₂ O ₃ | + | + | + | + | + | — | + | + | + | — | + | + |
| Fe ₂ O ₃ | + | + | + | + | + | + | + | — | + | — | + | — |
| FeO | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| MnO | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| MgO | + | + | — | + | — | — | + | + | + | — | + | + |
| CaO | + | — | + | + | + | + | — | — | — | + | — | + |
| Na ₂ O | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | — | + |
| K ₂ O | + | — | + | — | + | + | — | — | — | + | — | + |
| Q | + | + | — | — | + | — | + | — | + | — | — | + |
| <i>b'</i> | + | — | — | + | — | — | — | + | — | — | — | + |
| Ti/ΣFe · 100 | + | + | + | + | + | + | — | — | — | — | — | — |
| Mg/ΣFe | + | — | — | + | — | + | — | — | — | — | — | — |
| Fe ³⁺ /ΣFe | + | + | + | + | + | + | — | — | — | — | — | — |

Примечание. Харальская зона (эпидот-мусковит-хлоритовая субфация метамор (гипабиссальная фация), $n=14$; 32 — диабазы девонского вулканического комплекса Восточной Тувы, $n=9$; 25 — дайки кембрийского габбрового комплекса Хемчикской и Куртушибинской зон, $n=6$; базис девонского вулканического комплекса Западной Тувы, $n=5$).

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Сведения о химизме позднепротерозойских вулканогенных пород Тувы, полученные в последние годы, до настоящего времени не систематизированы и не опубликованы. По Куртушибинской, Восточно-Саянской и Билибинской зонам имеются единичные анализы метабазальтов и метадиабазов (данные О. И. Пятова, Я. В. Сарбаа, П. А. Никитчина, А. А. Меляховецкого), позволяющие лишь в самых общих чертах охарактеризовать петрохимию вулканитов. Обширные материалы (47 ан.) собраны нами по Харальской зоне.

Харальский метариолит-базальтовый комплекс является контрастной вулканической ассоциацией с очень резким преобладанием в группе эффузивов метабазальтов и метариолитов над метаандезитами и метадацитами (см. рис. 14, 15). Породы субвулканической и гипабиссальной фаций комплекса представлены преимущественно метадиабазами и метагаббро. Сравнение по статистическим параметрам дано для метариолитов, метабазальтов, метадиабазов и метагаббро, метаморфизованных в эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (см. табл. 11—21).

Метариолиты — пересыщенные кремнекислотой и алюминием породы, богатые щелочами, при примерно равных содержаниях Na₂O и K₂O (2—3%), а иногда и с калиевым уклоном. Показатель меланократовости *b'* колеблется от 3,4 до 5,0, составляя в среднем 4,4. От риолитовых порфиров улугуйского комплекса метариолиты отличаются меньшими значениями FeO, Na₂O, и большими — K₂O, а также дисперсиями содержаний MnO, CaO, Na₂O, MgO.

Метабазальты относятся к породам нормального ряда, насыщенным и слегка недосыщенным кремнеземом, бедным и очень бед-

Харальской и Хемчикской зон

| Хемчикская зона | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|---|-------|---|-------|---|-------|---|-------|---|-------|---|-------|---|-------|---|
| 20—21 | | 20—25 | | 20—33 | | 21—25 | | 21—33 | | 25—33 | | 26—21 | | 26—25 | |
| t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F | t | F |
| + | + | - | + | + | + | - | + | + | + | - | + | + | + | - | + |
| + | + | - | + | + | + | - | - | + | + | - | - | - | - | + | + |
| + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | - | + | + | - |
| + | - | + | + | + | + | + | + | + | - | + | + | + | + | + | + |
| + | + | + | + | - | + | + | + | - | + | + | + | - | + | + | + |
| + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | + | - |
| - | + | - | - | + | + | + | - | - | + | - | + | + | + | + | + |
| + | - | - | + | + | + | + | + | - | - | - | - | + | + | + | + |
| + | + | - | + | + | + | - | + | + | + | - | + | - | + | + | + |
| - | + | - | - | + | - | - | + | - | - | - | - | - | + | + | + |
| + | + | - | + | + | + | - | + | + | - | + | - | + | + | - | + |
| + | + | - | + | - | + | + | - | - | + | - | + | + | + | + | + |
| + | + | - | + | + | + | + | + | + | + | + | + | - | + | + | - |
| + | + | - | - | + | + | + | - | + | + | - | + | - | - | + | + |
| + | - | + | - | + | + | + | + | - | - | + | - | + | - | + | - |

физма): 1 — метабаза, $n=8$; 3 — метадиабазы (субвулканическая фация), $n=8$; 4 — метагаббро $n=7$. Хемчикская зона: 20 — базальтовые порфириты, $n=12$; 21 — субвулканы (диабазы), 26 — габбро кембрийского габбрового комплекса Хемчикской и Куртушибинской зон, $n=6$; 33 — диа-

ным щелочами с натриевым уклоном. По коэффициенту меланократовости относятся к мезократовым разностям: $b'=29$ при содержании SiO_2 — 46—49% и $b'=24,9$ при SiO_2 — 49—52%. Метабазальты имеют близкий состав с кембрийскими базальтовыми порфиритами Улугойской зоны (см. табл. 16). От базальтовых порфиритов хр. Ондут-Тайга они отличаются только меньшими дисперсиями TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O .

Метадиабазы и метагаббро — слегка недосыщенные кремнеземом породы нормального ряда мезо- и меланократовые, бедные щелочами, натриевого уклона. Химический состав их очень близок (см. табл. 14, 19), значимые отличия они имеют лишь по MgO (среднее содержание окисла метагаббро на 1,8% больше, чем в метадиабазе). Сравнение этих пород по критериям Стьюдента и Фишера с метабазалями харальского комплекса, палеозойскими габброидами и диабазами (см. табл. 16, 19) показало, что от метабазалятов они отличаются по трем-четырем петрохимическим показателям: метадиабазы — по дисперсии SiO_2 , CaO , K_2O ; метагаббро — по дисперсии Al_2O_3 и K_2O , а также по содержанию MgO и SiO_2 (содержание MgO больше в метагаббро, SiO_2 — в метабазалятах). Диабазы улугойского комплекса в сравнении с метадиабазами имеют отличия по дисперсии почти всех окислов (за исключением FeO и Na_2O), а также по среднему значению CaO . Диабазы девонского вулканического комплекса отличаются от метагаббро и метадиабазов по содержанию SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O и по дисперсии TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO .

Проведено сравнение пород различных фаций харальского комплекса между собой и однотипными породами улугойского комплекса по гипотезе равенства средних векторов (см. табл. 20). Это сравнение показало, что базиты всех вулканических фаций харальского комплекса не имеют существенных отличий химического состава — гипотеза о равенстве средних значений принимается. В противополож-

Сравнение вулканогенных пород Восточной Тувы по средним векторам химических составов

| № п. п. | Порода | Комплекс, место взятия пробы | Фация | Число проб | M | U | —M (ln U) | Число степеней свободы | Уровень значимости | |
|---------|------------------|---|-----------------------------------|------------|----|-------|--------------|------------------------|--------------------|-------|
| | | | | | | | | | 005 | 001 |
| 1 | Диабазы | Улугойский, хр. Ондут-Тайга | Субвулканическая | 7 | — | — | — | — | — | — |
| | Габбро | Там же | Гипабиссальная | 8 | 19 | 0,194 | 30,334 | 24 | 36,40 | 43,00 |
| 2 | Диабазы и габбро | » | Субвулканическая и гипабиссальная | 15 | 16 | 0,138 | 31,73 | 12 | 21,00 | 26,20 |
| | Диабазы | Девонский вулканический, Восточная Тува | Субвулканическая | 9 | — | — | — | — | — | — |
| 3 | Диабазы и габбро | Улугойский, хр. Ондут-Тайга | Субвулканическая и гипабиссальная | 15 | — | — | — | — | — | — |
| | Метабазальты | Харальский | Эффузивная | 10 | 43 | 0,325 | 47,795 | 24 | 36,40 | 43,00 |
| | Метагаббро | Там же | Гипабиссальная | 26 | — | — | — | — | — | — |
| 4 | Метабазальты | » | Эффузивная | 10 | 28 | 0,696 | 10,15 | 12 | 21,00 | 26,20 |
| | Метагаббро | » | Гипабиссальная | 26 | — | — | — | — | — | — |
| 5 | Метагаббро | Харальский, р. Харал | Та же | 7 | — | — | — | — | — | — |
| | » | Тот же, р. Хадын | » | 8 | 17 | 0,145 | 33,803 | 24 | 36,40 | 43,00 |
| | » | » р. Ойна | » | 11 | — | — | — | — | — | — |

Примечание. Результаты сравнения для № 1, 4 и 5 гипотеза о равенстве средних значений принимается, для № 2 и 3 — отвергается.

Модальные значения элементов-примесей в вулканогенных породах Тувы

| Порода | n | Zn | Cu | Ti | V | Cr | Mn | Co | Ni | Zr | Ba |
|--|-----|---------|-----------------|-------------|----------------|----------------|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------|
| Метариолиты харальской свиты | 49 | 0,006 | 0,001 | 0,2 | 0,002 | 0,001 | 0,02 | Не обн. | Сл. | Не обн. | 0,02 |
| Риолито-дацитовые порфиры туматтайгинской свиты | 63 | 0,003 | 0,001 | 0,1 | 0,001 | Сл. | 0,01 | — | » | 0,008 | 0,01 |
| Риолитовые порфиры систигхемской свиты | 55 | 0,003 | 0,002 | 0,02 | 0,002 | » | 0,06 | Сл. | » | 0,003 | 0,03 |
| Риолиты-дациты ордовикских субвулканических интрузий | 25 | 0,003 | 0,003 | 0,1 | 0,001 | » | 0,06 | » | » | Не обн. | 0,01 |
| Риолитовые порфиры кызылбулакской свиты | 51 | Не обн. | 0,002 | 0,1 | 0,003 | 0,001 | 0,03 | » | » | » | 0,03 |
| Кларк изверженных пород кислого состава (Виноградов, 1962) | | 0,006 | 0,002 | 0,23 | 0,004 | 0,002 | 0,060 | 0,005 | 0,0004 | 0,02 | 0,08 |
| Метабазальты харальской свиты | 66 | 0,003 | 0,003 | 0,3 | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,0008 | 0,003 | — | — |
| Метагаббро харальского вулканического комплекса | 107 | 0,004 | 0,004 | 0,3 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,0008 | 0,006 | 0,005 | Не обн. |
| Андезито-базальтовые порфириты туматтайгинской свиты | 45 | 0,01 | 0,001 | 0,1 | 0,08 | 0,003 | 0,03 | — | Сл. | 0,001 | » |
| Диабазы субвулканических интрузий улугойского комплекса | 16 | 0,006 | 0,003 | 0,3 | 0,01 | 0,003 | 0,06 | 0,001 | 0,002 | — | » |
| Базальтовые порфириты чингинской и алтынбулакской свит | 60 | Не обн. | 0,001— 0,003 | 0,3— 0,6 | 0,006— 0,01 | 0,006— 0,01 | 0,03— 0,06 | 0,001— 0,003 | 0,001— 0,003 | 0,003— 0,006 | » |
| Диабазы девонских субвулканических интрузий Западной Тувы | 36 | » | 0,001— 0,003 | 0,6 | 0,01 | 0,01 | 0,03— 0,06 | Не обн. | 0,001— 0,003 | 0,001— 0,003 | 0,01— 0,03 |
| То же Восточной Тувы | 37 | 0,005 | 0,005 | 0,2 | 0,01 | 0,002 | 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0,005 | Не обн. |
| Кларк изверженных пород основного состава (Виноградов, 1962) | | 0,01 | 0,01 | 0,9 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,004 | 0,02 | 0,01 | 0,03 |

Примечания: 1. За следы условно принимается 0,0005% (половина чувствительности спектрального анализа). 2. Модальные значения элементов-примесей взяты по вариационным кривым, построенным на основании данных полуколичественного спектрального анализа проб, проведенного на кварцевом спектрографе ИСП-8 (аппарат Л. Н. Белякова).

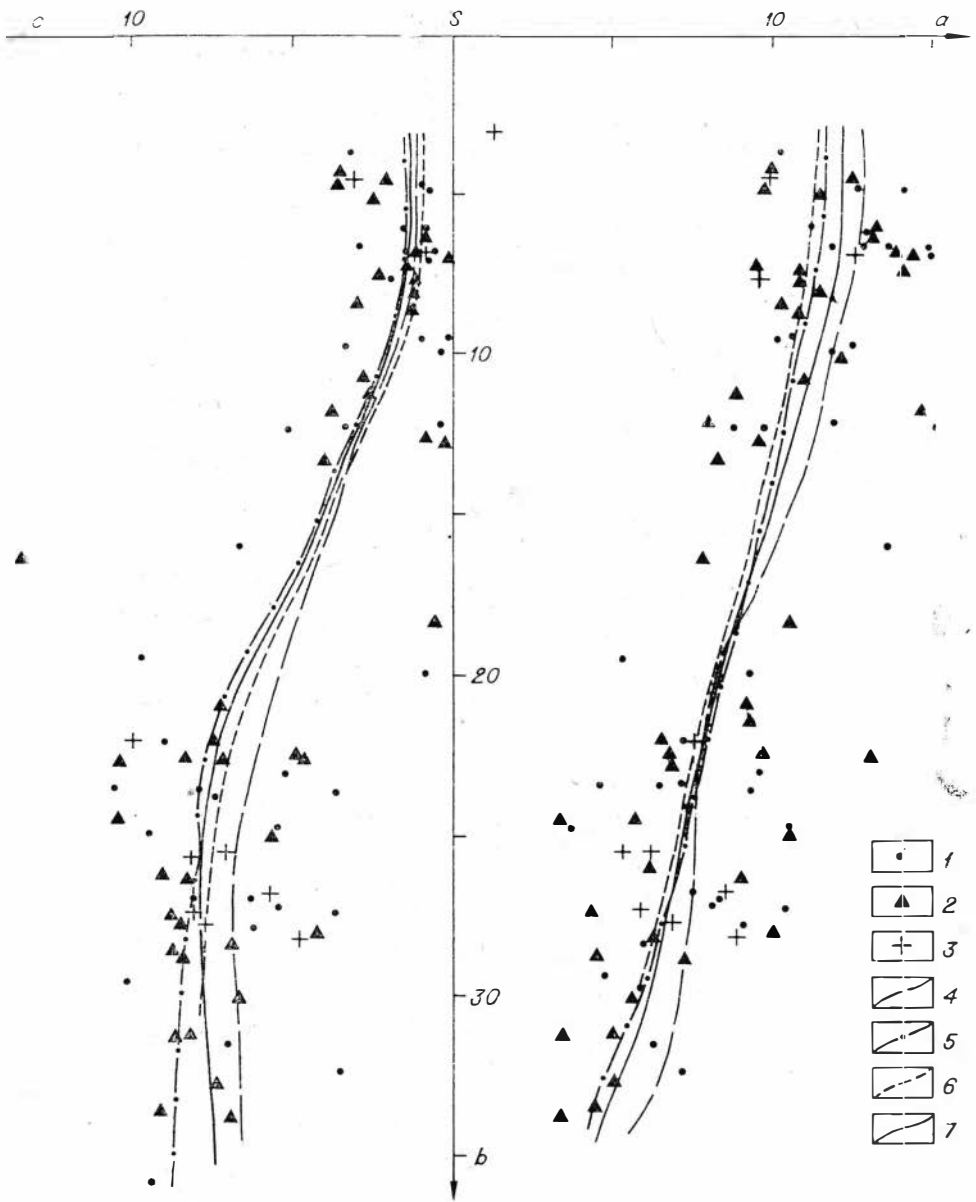


Рис. 16. Вариационные диаграммы пород улугойского вулканического комплекса.

Химический состав пород: 1 — эффузивной фации, 2 — субвулканической, 3 — гипабиссальной; вариационные кривые пород: 4 — эффузивной фации, 5 — субвулканической, 6 — гипабиссальной; 7 — суммирующая кривая.

ность этому от диабазов улугойского комплекса они имеют существенные отличия — гипотеза о равенстве средних значений отвергается. Таким образом, проведенное двумя способами сравнение показывает, что породы субвулканических и гипабиссальных интрузий харальского комплекса более близки по составу к метабазальтам этого комплекса, чем к диабазам и габбро кембрийского и девонского возраста. Это служит одним из доказательств комагматичности пород, объединяемых в харальский вулканический комплекс. Отметим также, что в пользу комагматичности говорят и геохимические данные (см. табл. 21). В частности, содержание ванадия в метабазальтах и в метагаббро харальского комплекса близко или превышает в два — четыре раза кон-

центрацию этого элемента в аналогичных породах более молодых магматических комплексов Тувы.

Метабазальты и метадиабазы вулканических комплексов Куртушибинской, Билинской, Восточно-Саянской зон в целом близки соответствующим породам Харальской зоны. Они также относятся к породам нормального ряда, насыщенным или слегка недосыщенным SiO_2 , бедным щелочами, и имеют натриевый уклон (см. табл. 11). По меланократовости они относятся к лейко- и мезобазальтам. Сравнительную характеристику базитов этих комплексов из-за малого числа анализов и разной степени метаморфизма (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) мы не проводим. Отметим лишь низкую глиноземистость метабазальтов Билинской и высокую титанистость Куртушибинской зон. Характерно, что по высокому содержанию TiO_2 протерозойские и кембрийские эффузивы Куртушибинской зоны сходны.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Химизм раннекембрийских вулканогенных образований изучен гораздо лучше, чем позднепротерозойских. Первые обобщения по этому вопросу сделаны в работах Г. В. Пинуса (1959, 1961) и Т. Н. Ивановой (1963), в которых на сравнительно небольшом материале дана общая петрохимическая характеристика вулканитов кембрия и сделаны выводы о принадлежности их к единой известково-щелочной базальтоидной магме. Позднее эти сведения были дополнены Г. М. Владимирским, В. Б. Агентовым, Ю. В. Чудиновым, Б. И. Берманом, В. В. Беззубцевым, Б. Н. Лапиным, А. Н. Павловым. Накопившийся материал позволил Б. Н. Лапину («Кембрийская тектоника...», 1970) охарактеризовать химизм раннекембрийских вулканогенных пород по отдельным вулканическим зонам. Выявившиеся существенные отличия пород различных зон он объясняет разным характером процессов дифференциации и частично, ассимиляции на участках с разной мощностью гранитно-метаморфического слоя.

За последние годы поступили новые данные о химизме раннекембрийских образований, особенно для пород субвулканической и гипабиссальной фаций (данные автора, Н. С. Бухарева, Я. В. Сарбаа, Н. С. Анастасиева). Это дает нам возможность использовать для сравнения химизма пород различных зон и различных вулканических фаций статистические приемы.

По химическим особенностям вулканогенные породы кембрия Тувы относятся к щелочноземельному ряду, обнаруживая существенные различия и базальтовой, и риолитовой породных групп. Базальтовые порфириты и диабазы относятся к породам, насыщенным и слегка недосыщенным SiO_2 , бедным и умеренно богатым щелочами, с натриевым уклоном. Среди них выделяются две основные группы (см. табл. 11, 12). К первой относятся базиты Хемчикской и Куртушибинской офиолитовых зон. Это породы нормального ряда с повышенной меланократовостью (SiO_2 —46—48%; $b' = 26$ —30), с повышенным содержанием TiO_2 (2—2,5%), Na_2O (3—4%) и пониженной концентрацией K_2O (0,6—0,7%). Вторая группа представлена базальтовыми порфиритами и диабазами непрерывных вулканических комплексов изометричных блоковых зон и приразломных прогибов. Эти породы имеют довольно существенные колебания SiO_2 , MgO , Al_2O_3 и меланократовости. В краевых частях зон, на границе их с глубинными разломами (например, хр. Ондут-Тайга, южная часть Улугойской зоны), они по составу становятся идентичными породами первой группы (см. табл. 16).

Особняком среди вулканогенных образований основного состава стоят габбро-диабазы Улугойской зоны, комагматичные эффузивам

тапсинской свиты, и базальтовые порфириты Уюкской. Эти породы, датированные ленским веком, отличаются высокими содержаниями K_2O (1—2%). Не исключено, что специфичность их состава отражает особенности эволюции базальтовой магмы к заключительному этапу раннегеосинклинального вулканизма, приходящемуся в данном районе на этот век.

Породы риолитовой группы эффузивной и субвулканической фаций пересыщены кремнекислотой и алюминием, богаты щелочами. Они характеризуются существенными колебаниями содержания Na_2O и K_2O . В Ондумской зоне и северной части Улугуйской риолитовые порфиры соответствуют стандартным натриевым риолитам (кератофирам) геосинклинальных вулканических комплексов (K_2O —0,3—0,5%; Na_2O —4,5—6%). В центральной части Улугуйской зоны (Кызыл-Таштыгское рудное поле) эти породы характеризуются относительно повышенными содержаниями K_2O (1,7—1,8%). В Восточно-Таннуольской зоне риолитовые порфиры сходны с кислыми вулканическими орогенными комплексами и имеют близкие содержания окиси натрия и калия (K_2O —2,3—2,9%; Na_2O —2,6—4,3%).

Дополним приведенную общую характеристику кембрийских вулканических комплексов Тувы описанием химизма пород Улугуйской и Хемчикской зон, по которым имеется наиболее обширный материал.

Улугуйский риолит-базальтовый комплекс и в эффузивной, и в субвулканической фации представлен преимущественно породами базальтового, дацитового и риолитового состава (рис. 16). Для алданского яруса устанавливается неравномерное распределение типов пород по территории Улугуйской зоны. В ее южной части, вблизи Каа-Хемского глубинного разлома (хр. Ондут-Тайга, реки Кара-Адыр, Ана-Хем), преимущественно развиты базальтовые порфириты. В северной части зоны (хребты Таскыл, Оттуг-Тайга) наряду с базальтовыми порфиритами в значительном количестве присутствуют риолитовые и дацитовые порфиры. В центральной части зоны, в районе Кызыл-Таштыгского рудного поля, широко распространены риолитовые и дацитовые порфиры, а породы основного ряда представлены андезитобазальтовыми порфиритами. В соответствии с составом лав находится состав пород субвулканических интрузий.

Породы комплекса имеют отчетливый натриевый уклон, причем доля натрия в сумме щелочей увеличивается от базальтов к риолитам. В этом же направлении растет и сумма щелочей, превышающая у пород андезитового и риолитового состава количество окиси кальция (см. рис. 14).

Базальтовые порфириты и диабазы являются породами нормального ряда (в единичных случаях насыщенные алюминием), насыщенными SiO_2 , бедными и очень бедными щелочами. Базальтовые порфириты по коэффициенту меланократовости b' соответствуют лейко- и мезобазальтам. Устанавливаются некоторые отличия в химизме базальтовых порфиритов северной и южной частей Улугуйской зоны (см. табл. 16). В южной части (выборка 6) они имеют более высокие значения и большую дисперсию TiO_2 , меньшую дисперсию содержания MnO_2 и не отличаются по химизму от базальтов Хемчикской и Куртушибинской зон (за исключением средних содержания и дисперсии Fe_2O_3). В противоположность этому базальты северной части зоны (выборка 5) имеют существенные отличия от таковых в Хемчикской и Куртушибинской зонах по средним содержаниям и дисперсии TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O .

По диабазам Улугуйской зоны скомплектовано три выборки (см. табл. 14): выборка 14 — диабазы хребтов Таскыл, Оттуг-Тайга и Кызыл-Таштыгского рудного поля; выборка 12 — диабазы хр. Он-

дуг-Тайга; выборка 15 — диабазы силла, прорывающего отложения тапсинской свиты в районе Кызыл-Таштыгского рудного поля. Диабазы выборок 12 и 14 сформировались синхронно с вулканитами туматтайгинской свиты (алданский ярус); диабазы выборки 15, по геологическим данным, комагматичны эффузивам тапсинской свиты (ленский ярус). Между этими породами имеются различия по меланократовости, средним содержаниям и дисперсии MnO , MgO . Диабазы выборки 15, имеющие относительно более молодой возраст, отличаются, кроме того, в три—пять раз более высокими содержаниями K_2O (среднее — 1,63%).

Габбро гипабиссальной фации улугойского комплекса относятся к насыщенным кремнеземом породам, очень бедным щелочами, имеет натриевый уклон (см. табл. 18).

Проведено сравнение химизма диабазов и габбро улугойского комплекса с породами кембрийского и габбро-плагиогранитного комплексов, к которым их иногда относили (см. табл. 18). Установлено, что однотипные породы этих комплексов отличаются по нескольким петрохимическим показателям, в частности по средним содержаниям и дисперсии SiO_2 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 . В то же время по химизму основные породы различных фаций улугойского комплекса очень близки. Они отличаются лишь средними содержаниями титана и дисперсией ряда окислов (FeO , K_2O , MgO). Это свидетельствует в пользу комагматичности пород, объединяемых в улугойский комплекс.

Риолитовые порфиры и гранит-порфиры улугойского комплекса — породы, насыщенные кремнеземом, в большинстве случаев и алюминием, богатые щелочами (см. рис. 14, 16). Коэффициент меланократовости несколько повышен для пород данного состава ($b' = 5$). Породы эффузивной и субвулканической фаций отдельных частей Улугойской зоны имеют идентичный состав и отличаются лишь по дисперсии MnO (см. табл. 17). В то же время намечается неоднородность в составе этих пород на разных участках зоны. В частности, риолитовые порфиры Кызыл-Таштыгского рудного поля отличаются от соответствующих пород хр. Таскыл более высокими содержаниями K_2O и TiO_2 и низкими — кремнезема. В целом риолитовые порфиры и гранит-порфиры улугойского комплекса от аналогичных пород позднепротерозойского, ордовикского и девонского возраста отличаются по содержанию и дисперсии содержаний нескольких окислов (см. табл. 18). Устойчивыми являются отличия по их повышенной магнезиальности, преобладанию закисного железа над окисным и низкой доли калия в сумме щелочей.

Базальтовый комплекс Хемчикской зоны представлен базальтовыми порфиритами с подчиненным количеством спилитов, дацитов и пикритовых порфиритов. Породы субвулканической фации представлены диабазами. Базальтовые порфириты и диабазы — породы нормального ряда, слегка недосыщенные кремнеземом, бедные или умеренно богатые щелочами. Первые чрезвычайно близки по составу аналогичным породам Куртушибинской зоны, отличия, устанавливаются лишь в дисперсии содержаний закисного железа и коэффициентов, в которые входит эта величина (см. табл. 16). Отмечается сходство составов базальтовых порфиритов и диабазов Хемчикской зоны. Имеющиеся различия средних содержаний MgO и K_2O и дисперсий FeO и CaO существенны при уровне значимости 0,05 и несущественны при уровне значимости 0,01 (см. табл. 19). В то же время субвулканические диабазы отличаются от пород кембрийского габбрового комплекса и диабазов девонского вулканического комплекса Западной Тувы по средним содержаниям и дисперсии большинства породобразующих окислов.

О ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

Проблема петрогенезиса геосинклинальных вулканических комплексов Тувы связана с решением двух основных вопросов: происхождение пород риолитовой группы и исходный состав базальтовой магмы. Среди многих точек зрения о происхождении риолитов в риолито-базальтовых вулканических ассоциациях наиболее удовлетворительной в применении к изложенному выше материалу представляется гипотеза автономности кислых магм по отношению к сопутствующим базальтоидам (Кузнецов, 1964; Коптев-Дворников и др., 1963; Фролова, 1968; Белоусов, 1972; и др.). Данная гипотеза объясняет образование больших масс кислых вулканитов за счет коровых магматических очагов, генерированных под воздействием внедрившихся перегретых мантийных базальтовых магм. При этом нами не отрицается возможность формирования пород риолитовой группы при кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, но роль данного явления представляется более скромной. Сравнительно четко проявлена кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы лишь в некоторых типах вулканических зон, в частности в приразломных прогибах и зарождающихся геоантисинклинальных поднятиях (Улугуйская, Хемчикская и Уюкская зоны).

Концепцию автономности без затруднений можно приложить к вулканическим комплексам Восточно-Таннуольской и Ондумской изометричных блоковых зон. В данных зонах породы риолитовой группы, преобладающие над базальтами, достаточно резко отделены от последних в разрезе и слагают его верхнюю часть. Такие петрохимические показатели риолитов, как, например, калиевоность, магнезиальность, независимы от соответствующих показателей базальтоидов (см. табл. 11). Рассматриваемая гипотеза подходит также и к метариолит-базальтовому вулканическому комплексу Харальской зоны. Эффузивы кислого состава этого комплекса отделены в разрезе от базальтов, образуют компактную серию потоков в средней части вулканогенного разреза и имеют калиевый уклон, а базальты — четко выраженный натриевый.

Происхождение кислых пород в риолит-дацит-базальтовом вулканическом комплексе Улугуйской зоны обусловлено, по-видимому, двумя причинами, о чём свидетельствует различное геологическое положение кислых лав. На одних участках Улугуйской зоны в междуречье Улуг-О — Ак-Хем они обособлены в разрезе от базальтовых порфиритов и слагают обширные поля. На других участках наблюдается частое чередование риолитовых и базальтовых лав, распространены пачки «пестрого» состава. Кислые вулканиты, обособленные от базальтовых лав, вероятнее всего, возникли за счет генерирования кислых коровых магм. Образование риолитовых порфиров, входящих в пачки «пестрого» состава, видимо, было обусловлено кристаллизационной дифференциацией базальтовой магмы в совокупности с явлениями ассимиляции.

Привлечение гипотезы автономности кислых магм по отношению к сопутствующим базальтоидам дает возможность связать состав кислых вулканитов с составом субстрата. По-видимому, не случайно, что в зонах, где в подстилающих вулканогенный комплекс толщах распространены граувакки (типа верхнепротерозойских отложений междуречья Большой — Малый Енисей), преобладают кислые вулканиты с натриевым уклоном (Ондумская, Улугуйская зоны). Точно также определено имеется закономерность в том, что риолитовые порфиры с близким соотношением Na_2O и K_2O развиты в зонах, фундамент которых по ряду признаков в значительной мере сложен гнейсами и гранитами (Восточно-Таннуольская, Харальская зоны). Эти рассуждения базируются на предположении, что различные содержания в породах риолито-

вой группы щелочей обусловлены, в первую очередь, специализацией магм (магматическими факторами), а не степенью метаморфических преобразований. В пользу этого говорит картина распределения Na_2O и K_2O , не согласующаяся с характерной для регионального метаморфизма низких ступеней тенденцией привноса Na_2O и выноса K_2O . В частности, риолитовые порфиры харальского комплекса, испытавшие метаморфизм зеленосланцевой фации, имеют повышенные содержания K_2O , тогда как аналогичные породы Ондумской зоны, подверженные метаморфизму пренит-пумпеллитовой фации, характеризуются очень низкими содержаниями этого окисла.

В отношении основных лав можно с известной определенностью утверждать, что в базальтовых комплексах Хемчикской и Куртушибинской офиолитовых зон, имевших по целому ряду признаков кору океанического типа, они близки по составу к исходной базальтовой магме. Об этом свидетельствуют распространение преимущественно афировых структур, однородность и выдержанность базальтовых порфиритов на обширной территории, где проявлены данные комплексы. В пользу данного предположения говорит также приуроченность их излияний к глубинным разломам — мощным магмопроводящим структурам, которые должны были обусловить совместно с другими факторами быстрый подъем магмы к дневной поверхности и соответственно слабое проявление процессов дифференциации и ассимиляции.

Состав исходной базальтовой магмы в вулканических зонах с неоднородными вулканическими комплексами также, видимо, был близок к составу базальтов офиолитовых зон. За это говорит тот факт, что в краевых частях изометричных блоковых зон и приразломных прогибов, на границе их с глубинными разломами, базальтовые порфириты по химизму аналогичны эффузивам Куртушибинской и Хемчикской зон. Отличия химического состава данных порфиритов центральных частей изометричных блоковых зон и приразломных прогибов от аналогичных пород офиолитовых комплексов по ряду геологических данных обусловлены эволюцией магмы в результате ассимиляции и кристаллизационной дифференциации на участках с корой континентального типа.

Сравним состав основных эффузивов офиолитовых зон с главными типами базальтов (Кутолин, 1969; 1972). Рассматриваемые эффузивы не имеют полного аналога среди изученных В. А. Кутолиным базальтовых лав. По содержанию таких окислов, как Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , K_2O , они близки траппам древних платформ; по содержанию SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO сходны с базальтами континентальной оливин-базальтовой формации; по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ аналогичны щелочным оливиновым базальтам океанов. С океаническими толеитовыми базальтами их сближает содержание Al_2O_3 и TiO_2 . Ни по одному из петрогенных окислов сравниваемые породы не подходят на базальты андезитовой формации.

* * *

Заканчивая описание химизма вулканогенных пород позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы, подведем основные итоги.

1. Между позднепротерозойскими и раннекембрийскими вулканическими комплексами устанавливается сходство по близкому составу пород базальтовой группы (на примере Харальской, Улугойской и Куртушибинской зон).

2. Статистическими методами доказана идентичность составов пород эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фаций для позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов и выявлено их отличие от более молодых магматических образований.

3. Получены данные о неоднородности составов базальтовой и риолитовой породных групп вулканических комплексов позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы. Для объяснения отличий химизма пород риолитовой группы привлечена гипотеза автономности кислых пород по отношению к сопутствующим базальтоидам и зависимости уклона генерированных коровых магм от состава субстрата. Возникновение двух групп базальтов раннекембрийского возраста связано с разной степенью ассимиляции исходной магмой корового материала в областях с океанической и континентальной земной корой.

Г л а в а VI

РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

Металлогеническими исследованиями в областях древнего вулканизма, развернувшимися в последние 10—15 лет, установлены высокая продуктивность вулканогенных отложений и их огромные перспективы на обнаружение большой группы месторождений полезных ископаемых. Периодически появляются сведения об открытии крупных залежей руд в различных вулканических провинциях, выделяются новые генетические типы месторождений в вулканогенных формациях. В частности, обнаружены новые колчеданосные районы в Восточной Сибири с месторождениями Озерным и Холоднинским. Установлена гораздо большая, чем ранее предполагалось, ценность колчеданных месторождений гидротермально-осадочного генезиса (Дистанов, 1972). Имеются предпосылки для открытия месторождений золото-серебряного типа в палеозойских вулканогенных толщах (Сидоров, 1973; Коллеганов, 1972). Эти факты обязывают исследователей древнего вулканизма пересматривать по мере поступления новых данных перспективы вулканогенных формаций на полезные ископаемые.

В данной главе суммированы полученные к настоящему времени сведения о рудоносности вулканических комплексов позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы. С этими комплексами связана колчеданная, золоторудная, железорудная и медная минерализация (Зайков, 1974). Колчеданное оруденение проявлено в вулканических комплексах с натриевым уклоном — непрерывных, контрастных и однородных (базальтовых). Наиболее крупные из известных объектов с колчеданно-полиметаллической минерализацией приурочены к кембрийскому риолит-дацит-базальтовому комплексу Улугуйской зоны. Для них установлен гидротермально-метасоматический генезис и принадлежность к формации вулканогенных колчеданных месторождений. В изучении колчеданного оруденения других вулканических комплексов сделаны только первые шаги. Полученный материал свидетельствует о перспективах выявления цинково-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений гидротермально-метасоматического и гидротермально-осадочного происхождения в геоантиклинальных зонах рифея (Могенбуренской) и кембрия (Хемчикской, Ондумской).

Золотое оруденение позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов представлено двумя формациями: золото-сульфидной и золото-серебряной. К первой отнесены проявления золотосных колчеданных руд, широко распространенных в кембрийских вулканических комплексах с натриевой специализацией и выявленных в последнее время в рифейских вулканогенных породах Восточно-Саянской зоны. Ко второй, с некоторой долей условности, отнесены проявления золота в метасоматических кварцитах харальского вулканического комплекса, имеющего калиевый уклон.

Железородная минерализация представлена одиночными горизонтами железистых кварцитов, входящих в состав вулканогенно-осадочных толщ позднепротерозойского и раннекембрийского возраста. Медная минерализация относится к медно-цеолитовой формации и представлена мелкими проявлениями самородной меди в Восточно-Таннуольской зоне, где распространен кембрийский базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс с калиевым уклоном пород риолитовой группы.

При обобщении материалов мы столкнулись с известными трудностями, вызванными неравноценностью материала по рудоносности различных вулканических комплексов. Специализированные поисково-разведочные работы на колчеданно-полиметаллическое оруденение проводились только в Улугуйской зоне. Сведения о полезных ископаемых других вулканических комплексов получены главным образом в результате геологической съемки. Данное обстоятельство обуславливает предварительный характер сделанных выводов, в частности о формационной принадлежности рудных проявлений и их генезисе. В связи с этим предпринятое исследование следует расценивать, прежде всего, как подведение итогов, выяснение основных проблем и определение рекомендаций на проведение поисково-разведочных работ. Основной упор в главе сделан на колчеданное и золотое оруденение, в изучении которых автор принимал непосредственное участие.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

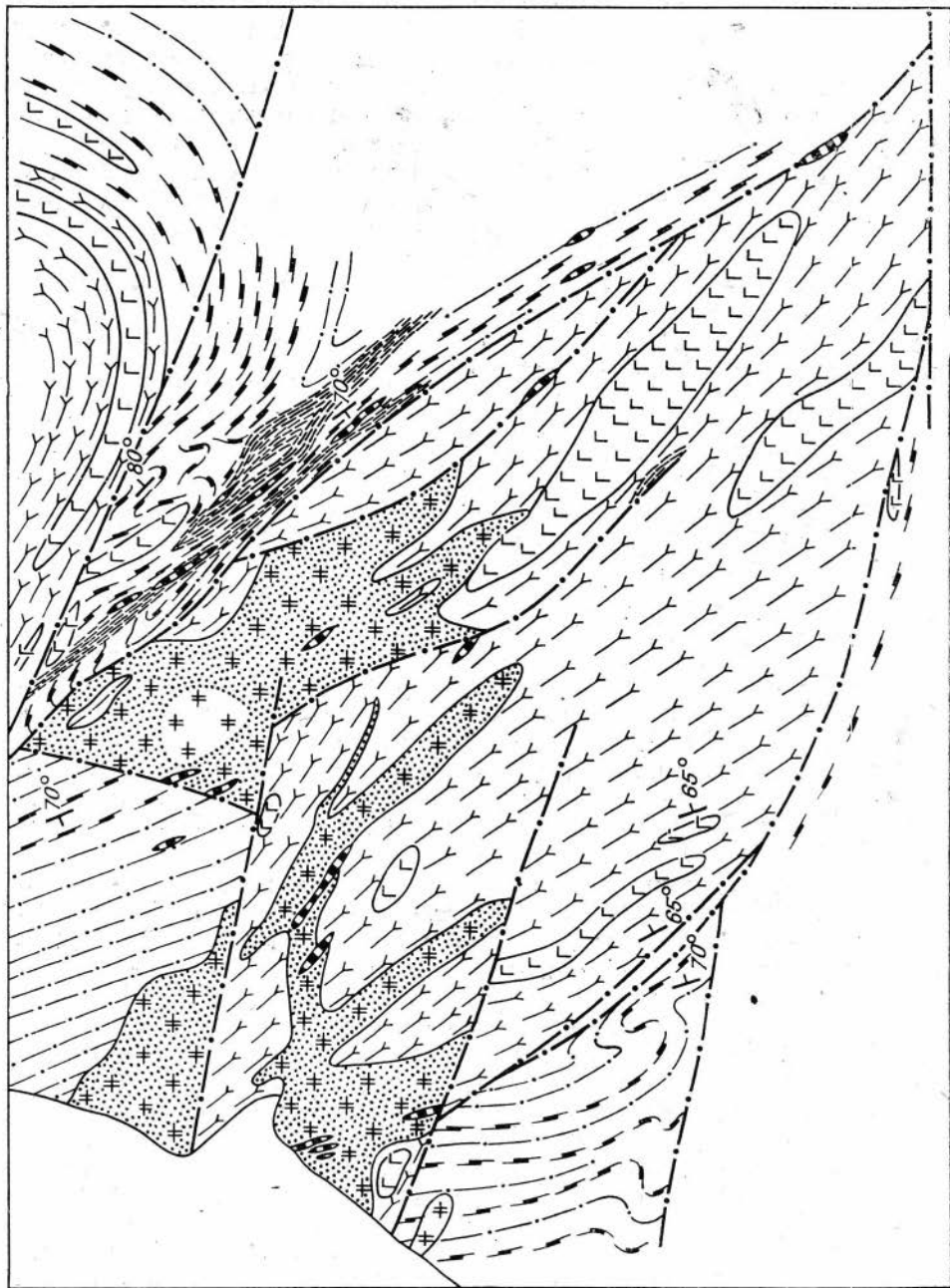
Золотое оруденение в связи с позднепротерозойскими вулканогенными образованиями известно в Харальской и Восточно-Саянской зонах.

В Харальском районе, по данным автора, С. С. Куликова, Е. В. Зайковой, Г. И. Добрянского, с позднепротерозойским вулканизмом мы связываем золоторудные проявления, приуроченные к телам сульфидизированных метасоматических кварцитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов, которые развиты по вулканитам кислого и основного состава. Данные проявления располагаются преимущественно в около-жерловой зоне и тяготеют к субвулканическим интрузиям и жерловинам. Тела золотоносных кварцитов имеют длину сотни метров, мощность несколько метров — первые десятки метров и группируются в протяженные рудоносные зоны. Они характеризуются, по данным изучения поверхности, содержаниями золота в первые граммы на тонну и десятки граммов на тонну серебра. Специфической особенностью размещения золотого оруденения Харальского района является большая золотоносность (по числу проявлений и их масштабам) вулканогенных отложений в тех местах, где они подстилаются толщей графитистых сланцев. Последние характеризуются содержанием золота 0,001—0,1 г/т в 10% от общего числа проанализированных проб и, видимо, могли являться дополнительным источником металла для вулканических гидротерм. Не исключено также, что углеродистые породы способствовали процессу рудоотложения присущими им электрохимическими свойствами.

Золоторудные проявления сопровождаются комплексными литогеохимическими ореолами свинца, меди, цинка, молибдена, бария, марганца, аномалиями естественного электрического и магнитного поля.

Наиболее изученным объектом является рудопроявление Мозголевское (рис. 17). Оно приурочено к зоне обеленных, окремненных, серицитизированных и лимонитизированных пород, содержащей тела метасоматических кварцитов и располагающейся на контакте вулканогенных пород харальской свиты с подстилающими графитистыми сланцами демиржинской. Зона прослеживается в длину на 4 км при ширине

- | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| | | | | | | | | | |



100—150 м. В непосредственной близости от нее вулканогенные отложения, представленные метабазами, секутся субвулканическими интрузиями риолито-дацитовых порфиров.

В пределах зоны установлено семь кулисообразно залегающих тел сульфидизированных кварцитов, с поверхности выщелоченных и превращенных в кварцевые и лимонито-кварцевые губки. Южнее этой рудонесной структуры на площади 10 км² установлено несколько тел золотоносных кварц-лимонитовых губок и бурых железняков. Они приурочены к субвулканическим интрузиям риолито-дацитовых порфиров, которые интенсивно обелены и окремнены. Вблизи данных тел обнаружен источник, воды которого содержат высокие концентрации серебра (8 мкм/л) и марганца (1000 мкм/л) и выносят большое количество гидроокислов железа.

Помимо золота в метасоматических кварцитах установлено серебро, свинец. Золото содержится в виде зерен с поперечником 0,2—0,4 мм (максимальные размеры 1,9×0,5×0,5 мм). Наиболее характерными формами золотин являются дендритовая, дендритовидная, комковидная, комковидно-пластинчатая. Реже отмечаются пластинчатые, каплевидные и губчатые выделения. Цвет золотин серебристый, желтый; часть их покрыта пленками гидроокислов железа и марганца. Л. А. Николаевой (ЦНИГРИ) установлено, что металл является низкопробным (370—560), причем изменение пробы наблюдается иногда даже в пределах одной золотины. По заключению Л. А. Николаевой, золото по форме выделений, пробе и ее дисперсии аналогично золоту из близповерхностных месторождений различных регионов.

Верхним пределом возраста минерализации на Мозголевском рудопоявлении является поздний кембрий, поскольку абсолютный возраст серицитолитов из зальбандов тела кварцитов равен 484—502 млн. лет. Эти цифры соответствуют абсолютному возрасту метаморфизма многих других пород харальской свиты и, по-видимому, обусловлены процессами, предшествовавшими становлению гранитоидов таннуольского комплекса.

Выявленное в Харальском районе оруденение нами сопоставляется с близповерхностными месторождениями вулканогенного генезиса. Эти месторождения, по И. С. Рожкову (1971), характеризуются следующими основными особенностями, большая часть которых свойственна исследуемым нами объектам:

1) распространением в вулканогенных толщах пород андезито-дацитового и базальт-риолитового состава, приуроченность к жерлам, некам и другим элементам вулканических построек;

2) широким проявлением пропилитизации, окварцевания, адуляризации, серицитизации;

3) сочетанием рудоотложения в открытых полостях с метасоматическим замещением, в связи с чем наряду с жилами весьма обычны метасоматические залежи;

4) большим количеством в составе руд минеральных видов, представленных окислами, сульфидами, сульфосолями, самородными металлами.

Близповерхностные месторождения встречаются в различной геолого-структурной обстановке и относятся к золото-серебряной, золото-

Рис. 17. Схема геологического строения рудопоявления Мозголевского (составители: Е. В. Зайкова, В. В. Зайков, Г. И. Добрянский).

1—2 — демиржиринская свита (PR_{3dm}): 1 — метаалевролиты; 2 — графитистые сланцы; 3 — харальская свита (PR_{3hg}) — метабазациты и метатифы базальтового состава; 4 — субвулканические интрузии метагаббро и метадиабазов (v_{дв}PR₃); 5 — субвулканические интрузии риолито-дацитовых порфиров (tPR₃); 6 — риолитовые порфиры обеленные, окремненные, участками лимонитизированные и калишпатизированные; 7 — зоны обеленных, хлоритизированных, серицитизированных, местами графитизированных и прокварцованных пород; 8 — тела золотоносных метасоматических кварцитов; 9 — дизъюнктивные нарушения; 10 — элементы залегания слоистости.

кварцевой, золото-кварц-сульфидной и золото-сульфидной формациям (Рожков, 1971). Охарактеризованное оруденение имеет черты золото-серебряной формации, с которой его сближают низкая проба золота (370—560) и отношение золота к серебру в рудах, равное 1:10. Определенное сходство данное оруденение имеет также с золото-кварц-сульфидной формацией, промежуточной между золото-серебряной, золото-кварцевой и золото-сульфидной формациями. Это сходство определяется присутствием в рудах значительного количества сульфидов.

Золото-серебряная и золото-кварц-сульфидная формации типичны для кайнозойских и мезозойских вулканогенных поясов и зон активизации. Однако их отдельные представители установлены в последнее время в более древних палеозойских вулканогенных отложениях Казахстана и Северо-Востока СССР (Сидоров, 1973), а также Западного Саяна (Коллеганов, 1972). В этом свете возможность обнаружения месторождений такого типа и в протерозойских вулканитах становится достаточно вероятной. Несколько настораживает только приуроченность оруденения к раннегеосинклинальному вулканическому комплексу, но этот факт становится объяснимым, если учесть близость по химизму (в частности, калиевости) метариолитов харальского комплекса вулканогенным породам кислого состава орогенных комплексов. Обстоятельством, подкрепляющим прогнозы существования в рифейско-палеозойской геосинклинали Тувы близповерхностных месторождений золота, является повышенная золотоносность колчеданных месторождений Улугуйской зоны, связанных с кембрийским вулканизмом.

На основании изложенного мы приходим к выводу о необходимости дальнейшего изучения золоторудных проявлений Харальского района, в процессе которого может быть получен новый материал по особенностям докембрийского рудообразования.

В Восточно-Саянской зоне, по данным В. А. Габеева и А. И. Митуса, золотоносны зоны пиритизированных рассланцованных вулкаников кувайской серии, содержащие единичные маломощные тела халькопирит- и сфалерит-пиритовых руд. Протяженность минерализованных зон — первые километры. Тела сульфидных руд имеют пластообразную форму и согласны с общим залеганием зон. Данное оруденение близко по типу золото-сульфидной формации.

Колчеданное оруденение установлено в Могенбуренской, Харальской, Восточно-Саянской и Билинской зонах. Оно представлено двумя минеральными типами: колчеданно-полиметаллическим и серноколчеданным.

Колчеданно-полиметаллическая минерализация установлена в докембрийских отложениях бассейна р. Сары-Гимате (Могенбуренская зона), где, по данным Г. Г. Бельского и В. Г. Тюлькина, распространены мраморы с отдельными горизонтами метапорфиров, метатупфов, алевролитов, и графитистых сланцев. Среди этих отложений, в полосе протяженностью 9,5 км и шириной 1—1,5 км, обнаружены многочисленные проявления бурых железняков и зоны лимонитизированных, обохренных, окварцованных, баритизированных пород с послойной вкрапленностью пирита и пирротина. В данных зонах установлена полиметаллическая минерализация, представленная массивными галенит-сфалеритовыми рудами, вкрапленностью и прожилками церусита, пироморфита, ванадинита, виллемита, каламина, галенита. Мощность рудных тел от 0,5—1,8 до 10—25 м, прослеженная длина — несколько десятков метров. Содержание свинца колеблется в пределах 0,5—12,6%, цинка — 0,3—21%, составляя в среднем 4,9 и 2,8%. Минерализованные зоны сопровождаются аномалиями естественного электрического поля и литогеохимическими аномалиями свинца, цинка, меди, что позволяет предполагать наличие на глубине значительных рудных скоплений.

Серноколчеданная минерализация представлена сингенетичной вкрапленностью и прослоями пирита в различных вулканогенно-осадочных породах рифея Харальской и Билинской зон. Наиболее крупные скопления серного колчедана, установленные в среднем течении р. Харал, на левобережье р. Кара-Адыр и в низовьях р. Билин, приурочены к пластовым телам хлоритовых, кварц-хлоритовых и графитисто-кремнистых сланцев. Эти тела согласны напластованию вмещающих метабазальтов и метатуфов андезито-базальтового состава, имеют мощность 5—15 м, протяженность — 150—500 м. Сланцы содержат тонкую вкрапленность, реже слойки и гнезда пирита, пирротина и арсенопирита, составляющих в совокупности 10—25, реже 35—40% породы. Кроме того, установлены прослойки мощностью 0,2—0,3 м сплошной тонкозернистой пиритовой руды с реликтовой полосчатостью.

Присутствие колчеданной минерализации в рифейских вулканогенных породах и сходство их с продуктивными колчеданосными отложениями Тувы и других регионов (по «пестроты» состава, натриевой специализации, принадлежности к нормальному щелочноземельному ряду) показывают, что докембрийские вулканы Тувы перспективны на выявление колчеданно-полиметаллических месторождений.

Железорудная минерализация, выявленная в Харальском районе, представлена проявлениями двух типов.

1. Горизонтами железистых кварцитов мощностью 1—7 м, протяженностью 0,5—4 км, спорадически встречающимися среди терригенно-вулканогенных отложений харальской свиты в удаленной и промежуточной относительно центров вулканизма зонах. Рудными минералами являются магнетит и гематит. Химическим анализом в них устанавливается содержание Fe_2O_3 —34,2%, FeO —9,7, MnO —0,02%.

2. Магнетитсодержащими эпидотизированными породами и метасоматическими кварцитами, образующими поля размером $0,3 \times 0,4 \times 1$ —2 км. Развиваются они по вулканогенным породам основного состава в пределах околожерловой зоны. В этих породах установлены: Fe_2O_3 —6—10, FeO —1,5—4%.

Практический интерес могут представлять железистые кварциты, являющиеся характернейшим типом рудной минерализации докембрийских вулканических комплексов. Для их поисков благоприятны, по имеющимся данным, площади развития осадочно-вулканогенных толщ, содержащих кислые вулканы и силлициты, в Харальской и Билинской зонах.

До настоящего времени верхнепротерозойские отложения Тувы не привлекали особого внимания в отношении возможной рудоносности. Факт выявления в поле их развития трех типов оруденения, имеющих в других регионах важное промышленное значение, заставляет по-новому подойти к оценке продуктивности этих образований.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Колчеданное оруденение, оценка которого являлась одной из основных задач геологопоисковых работ, проводившихся на территории Тувы в последние годы, установлено в Улугуйской, Ондумской, Хемчикской, Хамсаринской и Барлыкской зонах. Нами обобщены сведения о колчеданосности данных вулканических зон, касающиеся минерального типа оруденения, морфологии и размера рудных тел, характера вмещающих отложений, типов вулканических и тектонических структур, сопутствующих метасоматитов, закономерностей размещения оруденения (табл. 22).

Материал, имеющийся по данному вопросу, свидетельствует о том, что выявленные объекты относятся к формации вулканогенных колче-

Колчеданное оруденение раннекембрийских вулканических зон Тувы

| Характеристика оруденения | Зона | | | | | |
|--|--|--|---|---|---|--|
| | Улугуйская | Ондумская | Хемчикская | Барлыкская | Хамсаринская | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | |
| <p>Генетический тип</p> <p>Минеральный тип месторождений и рудопоявлений</p> <p>Вмещающие вулканические комплексы</p> <p>Тип тектонических структур и вулканических сооружений</p> | <p>Гидротермально-метасоматический.</p> <p>Колчеданно-полиметаллический (Кызыл-Таштыгское, Дальнее, уч. № 1, Сыынакское, Атчолдугское, Эржекское); цинково-медноколчеданный (Кызыл-Ташское, Ночное, Кыскаштыгское, Экхемское); серноколчеданный (Хоороское, Холодная Речка)</p> <p>Улугуйский риолит-дацит-базальтовый (туматтайгинская и тапсинская свиты)</p> <p>Приразломный прогиб, разделяющий изометричные геантиклинальные блоковые зоны</p> <p>Палеовулканы центрального типа, сложенные эффузивами, пирокластами и субвулканистами разнообразного состава. Образуют линейные группы (вулканические хребты) и изометричные (вулканические массивы)</p> | <p>Гидротермально-осадочный</p> <p>Колчеданно-полиметаллический (уч. № 2) серноколчеданный (Верхне-Эржекское)</p> <p>Андезит-дацит-риолитовый (туматтайгинская свита)</p> <p>Изометричная геантиклинальная блоковая зона. Палеовулканы центрального типа, сложенные эффузивами и туфами преимущественно риолито-дацитового состава</p> | <p>Гидротермально-метасоматический</p> <p>Цинково-медноколчеданный (Кызыл-Торг, Ильчирское); колчеданно-полиметаллический (медное)</p> <p>Андезит-дацит-риолитовый (туматтайгинская свита)</p> <p>Изометричная геантиклинальная блоковая зона. Палеовулканы центрального типа, сложенные эффузивами и туфами преимущественно риолито-дацитового состава</p> | <p>Гидротермально-осадочный и комбинированный серноколчеданный (Эдыгейское); серноколчеданный с признаками медной и цинковой минерализации («Подарок», Алашское)</p> <p>Базальтовый с дацитовыми и пикритовыми порфиритами (чигинская, алтынбулакская и акдурганская свиты)</p> <p>Зарождающиеся геантиклинальные поднятия в мобильных зонах геосинклинальных прогибов</p> <p>Вулкано-тектонические линейные и брахиформные депрессии шириной 3—5 км, разделяющие вулканические хребты и располагающиеся на их склонах. Заполнены терригенными породами (алевролитами, песчаниками) с</p> | <p>Не выяснен</p> <p>Цинково-свинцово-колчеданный (Чолдакское), серноколчеданный (Серлигское, Усту-Гиматейское)</p> <p>Базальтовый с дацитами (чингинская свита)</p> <p>Вулкано-тектонические депрессии (?), выполненные чередующимися осадочными породами (алевролитами, кварцитами, песчаниками) и базальтовыми порфиритами</p> | <p>Гидротермально-метасоматический</p> <p>Серноколчеданный (Караойское, Чингехемское, Красная Горка, Нижне-Кадыройское, Кадыройское, Озерное)</p> <p>Базальт-андезит-дацитовый (хамсаринская свита)</p> <p>Палеовулканы центрального типа, сложенные преимущественно лавами базальтового состава</p> |

Структурный и литологический контроль оруденения

Морфология и размеры рудных тел

Приурочены к жерловинам и контролируется синвулканическими зонами расщепления. На размещение рудных тел оказывают влияние локальные экраны (субвулканические интрузии диабазов), прослой осадочных пород. Размещение рудных полей контролируется региональными экранами, в роли которых выступают туфогенно-осадочные толщи

Линзовидные и лентообразные залежи с ореолами вкрапленной и прожилковой минерализации. Группируются в рудоносные зоны шириной 100—300 м протяженностью по простиранию 1—1,5 км, по падению 0,5—0,6 км. Редко штокообразные залежи

ских массивов. Выполнены осадочными породами (песчаниками, алевролитами, аргиллитами, яшмодами) и туффитами

Оруденение приурочено к горизонтам яшмоидов, углеродистых алевролитов и сланцев. Рудоносные осадочные породы перекрывают вулканические постройки, в которых устанавливается оруденение гидротермально-метасоматического типа

Пласты вкрапленных, реже массивных полосчатых руд

Оруденение локализуется вблизи жерловин и субвулканических интрузий в пределах зон синвулканических разрывных нарушений.

Некоторые рудопроявления располагаются на контакте вулканогенной толщи с перекрывающей ее карбонатной. Последняя в процессе рудоотложения играла роль регионального экрана

Линейные, линзообразные залежи прожилково-вкрапленных руд. Предполагается наличие трубообразных тел

подчиненным количеством горизонтов базальтовых порфиритов

Часть рудных тел приурочена к горизонтам базальтовых порфиритов, локализуясь как в их подошве, так и кровле. Некоторые рудные тела располагаются среди осадочных пород. Пространственной связи оруденения с вулканическими аппаратами не устанавливается

Пластовые залежи вкрапленных и массивных руд, согласные напластованию вмещающих пород. Группируются в рудоносные зоны длиной 0,8—3,5 км при ширине 0,2—0,6 км

Приурочено к зонам разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания

Зоны прожилковой и вкрапленной минерализации длиной 0,8—3,5 км при ширине от первых десятков до первых сотен метров.

В их пределах отдельные пропластки полосчатых руд

Рудоконтролирующими структурами являются зоны дробления и расщепления субширотного и северо-западного простирания. Оруденение локализуется вблизи вулканических аппаратов центрального типа

Линейные зоны с прожилково-вкрапленным оруденением длиной в несколько километров, мощностью в первые сотни метров. Содержат линзообразные залежи массивных сульфидных руд

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|--|--|---|--|---|
| Минеральный состав руд | Халькопирит-сфалерит-пиритовые; таленит-пирит-сфалеритовые, пирит-халькопиритовые, пиритовые | Пиритовые, галенит-сфалерит-пиритовые и халькопирит-сфалерит-пиритовые | Мельниковитовые, пирротин-мельниковитовые руды с подчиненным количеством сфалерита и халькопирита | Пиритовые, сфалерит-галенит-пиритовые | Пиритовые и пирротиновые руды с подчиненным количеством халькопирита, сфалерита, галенита |
| Элементы-примеси | Cd, Se, Te, Ga, In, Ta, Se, Bi, Au, Ag | Co, Mo, As, Ba | Ag, Au, Mo, Sc, Sb, Cd | Va, As, V, Sb, Mn, Ni, Ag, Mo | Ni, Co, Mo, Ti, Au, Ag |
| Окислительные и восстановительные породы | Метасоматические кварциты, пропилиты, серцитизированные, пиритизированные породы, в контактах рудных залежей наблюдаются хлоритолиты, талькиты, доломиты | Не характерны | В целом не характерны. Вблизи некоторых рудных тел проявлены метасоматические кварциты | Серцитизированные, окварцованные, реже карбонатизированные | Пропилитизированные, хлоритизированные и окварцованные |

данных месторождений. Среди них преобладают гидротермально-метасоматические образования, типичным примером которых является месторождение Кызыл-Таштыг (Берман, 1960). Для некоторых рудопоявлений Хемчикской и Улугуйской зон имеются признаки принадлежности их к типу гидротермально-осадочных рудных залежей (Зайков, 1971; Зайков, Зайкова, 1971).

Характеристика оруденения гидротермально-метасоматического и гидротермально-осадочного типов, выполненная В. И. Смирновым (1960, 1968), Н. С. Скрипченко (1972), Э. Г. Дистановым (1972), А. Кинкелем (Kinkele, 1962, 1966), Д. Уильямсом (Williams, 1965) и др., показывает, что общие региональные факторы контроля тех и других месторождений достаточно близки. Принципиальное отличие их проявляется в механизме отложения рудного вещества из гидротермальных растворов, в связи с чем конкретные условия локализации рудных залежей и соответственно критерии их поисков различны. Гидротермально-метасоматические залежи обычно образуются на глубине 1--2 км среди силикатных вулканогенных пород путем их замещения с развитием широких ореолов окислительных изменений. Они приурочены обычно к вулканическим постройкам, сложенным чередующимися лавами и пирокластами различного химического состава. Для колчеданного рудоотложения важную роль играют локальные и региональные экраны. Первые — субвулканические интрузии, зоны дорудной тектонической глины, прослойки осадочных пород — оказывают влияние на размещение рудных тел. Вторые, в роли которых выступают вулканогенно-терригенные и осадочные толщи, перекрывающие вулканические

постройки, имеют определяющее значение для возникновения крупных рудных полей.

Месторождения гидротермально-осадочного генезиса образуются в результате выноса рудного вещества гидротермальными растворами в геосинклинальный морской бассейн. Наиболее крупные их представители приурочены, как правило, к вулканогенно-осадочным и осадочным отложениям. На формирование месторождений такого типа решающее влияние оказывают характер осадконакопления и консидиментационных тектонических движений, динамика водной среды. Для гидротермально-осадочных руд не характерны широкие зоны околорудно измененных пород и геохимические ореолы.

Рассмотрим некоторые особенности колчеданного оруденения Тувы гидротермально-метасоматического типа, знание которых существенно для определения направления дальнейших поисково-разведочных работ.

Связь оруденения этого типа с раннекембрийским вулканизмом, обоснованная работами Б. И. Бермана (1960), В. Б. Агентова и Г. А. Кудрявцева (1964) и других исследователей, доказывается закономерностями размещения колчеданных месторождений и рудопроявлений. Среди многочисленных факторов контроля оруденения решающее значение имеют породы и структуры вулканического происхождения (см. табл. 13). Дополнительными моментами, подкрепляющими такую связь, являются следующие.

1. Наличие среди раннекембрийских вулканических пород сингенетичной сульфидной минерализации, качественно идентичной рудам.

Установлено присутствие сфалерита, халькопирита, пирита в миндалинах лав и субвулканических интрузий, а также найдены полисульфидные обособления (халькопирит, сфалерит, галенит, пирит) среди вулканогенно-осадочных пород в районе Кызыл-Таштыгского месторождения (данные Б. И. Бермана, А. Д. Топоркова и В. А. Подругина).

2. Пространственная совмещенность рудных проявлений и вулканических аппаратов к одним и тем же дизъюнктивным нарушениям, имеющим субвулканическую природу. Это четко устанавливается на месторождениях Кызыл-Таштыгском и Дальнем, где жерловины и рудные тела сближены и приурочены к субвулканическим разрывным нарушениям. По данным автора, известные в западной части Улугуйской зоны рудные проявления пространственно совмещены с вулканическими центрами, которые контролируются субширотными зонами разломов (см. рис. 8).

3. Сопряженность во времени вулканизма, гидротермально-метасоматической деятельности и рудообразования. Установлены факты пересечения субвулканическими дайками диабазов и гранит-порфиров гидротермально измененных пород в районе Кызыл-Таштыгского месторождения в верховьях рек Шит и Узун-Хем. Б. И. Берманом доказано наличие «внутрирудных» субвулканических даек диабазов, внедрение которых разделяло «медно-цинковую» и «свинцовую» стадии полиметаллического этапа. Гидротермальные изменения, сопутствующие оруденению, затрагивают только раннекембрийские вулканогенные породы и не встречаются в вышележащих толщах верхнего кембрия, ордовика, силура. Обломки этих метасоматитов довольно часто встречаются среди агломератовых туфов вблизи известных месторождений и рудопроявлений. Кварц-серпичитовые пиритизированные породы содержатся в гальке конгломератов ордовикских отложений, резко несогласно перекрывающих нижнекембрийские (Агентов, Кудрявцев, 1964). Автор наблюдал непосредственное перекрытие околорудно измененных пород ордовикскими конгломератами в верховьях р. Холодной.

4. Синхронность гидротермально-метасоматического рудообразования и процессов формирования сингенетичной колчеданной минера-

Факторы контроля колчеданного оруденения Тувы гидротермально-метасоматического типа

| Фактор | Рудный район | Рудный узел | Рудное поле | Рудное тело |
|--|--|--|---|--|
| Формационно-литологический | Вулканогенные формации «пестрого» состава, контрастные и непрерывные (аналоги синлит-кератофировой формации) | Вулканогенные отложения околожерловых зон, характеризующихся повышенным количеством кислых вулканитов и грубообломочных пирокластов. Среди туфов присутствуют обломки колчеданной руды | Пачки вулканогенных пород «пестрого» состава, чередующиеся лавы и пирокласты основного и кислого состава | Горизонты пирокластов кислого состава, контакты вулканогенных пород различного состава, контакты прослоев осадочных пород |
| Возрастной и стратиграфический | Нижнекембрийские отложения раннегеосинклинальной стадии развития (айданский ярус), туматтайгинская свита | Верхняя половина разреза туматтайгинской свиты, характеризующаяся сменой преимущественно базальтовых излияний, извержениями кислого материала | Верхи туматтайгинской свиты, непосредственно подстилающие отложения тансинской свиты ленского яруса | Не выяснено |
| Вулкано-тектонические структуры, вулканические сооружения и их фрагменты | Приразломные прогибы, строение которых осложнено поднятиями геоантиклинального типа — вулканическими хребтами и вулканическими массивами | Полигенные палеовулканы центрального типа | Фрагменты палеовулканов с вулканическими аппаратами | Жерловины |
| Интрузивный | Не выяснено | Участки «кустового» и линейного распространения субвулканических интрузий | Место концентрации субвулканических интрузий пластообразной формы | Отдельные субвулканические интрузии. Рудные тела часто располагаются в подошве интрузий, выступающих в роли экрана при рудоотложении |
| Дизъюнктивный | Глубинные разломы базальтового уровня (Иванова, 1964), контролировавшие поступление магматического материала и рудоносных гидротерм | Зоны субпараллельных разрывных нарушений субширотного простирания типа межпластовых срывов, особенно обильные в пределах благоприятных литологических пачек «пестрого» состава. Участки сочленения их с крупными зонами разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений | Места сопряжения зон синвулканических субширотных разломов (интродированных нижнекембрийскими субвулканическими телами и затухающих в отложениях ленского яруса) с разломами других направлений. К этим местам приурочены жерловые тела | Участки заметного изменения элементов залегания рудоконтролирующих дизъюнктивных структур в плане и разрезе, что обусловлено влиянием пликтивных и поперечных дизъюнктивных дислокаций |

| | | | |
|-------------------------------|---|---|--|
| <p>Экранирующие структуры</p> | <p>Не выяснено</p> | <p>Вулканогенно-осадочные толщи ленского яруса (тап-сайской свиты)</p> | <p>Отдельные пачки осадочных пород в разрезе вулканогенных рудовмещающих отложений; отдельные полосы развития субвулканических интрузий пластобразной формы</p> |
| <p>Метаморфический</p> | <p>Региональный метаморфизм нерасчлененных пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фации</p> | <p>Линейные зоны обеленных, окремненных, серцитизированных пород с телами метасоматических кварцитов, сопровождающиеся ореолами пропитализированных пород</p> | <p>Пролонг алевродитовых пород, контакты интрузивных тел, участки тектонического развития тонической глины в до-рудных разрывных структурах. Контакты вулканогенных пород кислого и основного состава, выступающие в роли геохимического барьера</p> |
| <p>Метаморфический</p> | <p>Не установлен</p> | <p>Линейные зоны обеленных, окремненных, серцитизированных пород с телами метасоматических кварцитов, сопровождающиеся ореолами пропитализированных пород</p> | <p>Продукты щелочного магматического метасоматоза: хлоритолиты, талькиты, доломиты</p> |

лизации, представленной метаколлондными сульфидными обособлениями в вулканогенно-осадочных породах нижнего кембрия. Это доказано Б. И. Берманом по одинаковому характеру изменения во времени состава руд и метаколлондных стяжений. Корреляция их проводится, с одной стороны, по расширению спектра и относительному обогащению соединениями тяжелых металлов, смене серноколчеданной ассоциации колчеданно-полиметаллической, а с другой — по увеличению роли карбонатов.

5. Геохимическая общность магматических, рудных и сопутствующих им проявлений. Этому вопросу посвящена специальная статья Б. И. Бермана и В. Б. Агента (1965), в которой доказаны одинаковая относительная роль рудных элементов ($Zn > Pb > Cu$) и близость по содержанию Sn, Mo, Ga, Ge вулканогенных пород нижнего кембрия, гидротермально измененных пород и колчеданно-полиметаллических руд. Этими показателями данные образования отличаются от более молодых магматических и рудных проявлений Восточной Тувы.

Большинство исследователей колчеданного оруденения Восточной Тувы признает связь его с раннекембрийским вулканизмом. Однако характер этой связи и соответственно относительная роль рудоконтролирующих факторов понимается по-разному, что влияет на рекомендации по направлению поисковых работ. Одни исследователи (Агентов, Кудрявцев, 1964) определяющим считают стратиграфический контроль и рекомендуют направить поиски на охват верхнетуматтайгинской подсвиты, вмещающей известные колчеданно-полиметаллические месторождения. Другие (Б. И. Берман, Н. С. Бухаров, Р. Т. Уссар) указывают на главенствующую роль литологического контроля в сочетании с дизъюнктивными структурами и проявлениями субвулканическо-

го магматизма. Исходя из этой точки зрения, перспективными для поисков считаются все пачки «пестрого» состава нижнекембрийского вулканогенного разреза, в которых проявлены межпластовые срывы и развиты субвулканические интрузии.

С конструктивной концепцией, которую поддерживает автор, в последнее время выступил Э. Г. Дистанов (1972; и др.). По его мнению, рудообразовательный процесс проявился мощно лишь в момент затухания вулканической активности, что соответствует началу отложения вулканогенно-осадочных пород тапсинской свиты. Локализация рудных тел происходила в верхних горизонтах вулканических построек «пестрого» состава, экранированных вулканогенно-осадочной толщей. В нижних частях палеовулканов, которым соответствует нижняя под-свита туматтайгинской свиты, и в неэкранированных структурах возможность образования промышленных колчеданных залежей мала.

Принимая во внимание установленные к настоящему времени закономерности размещения колчеданного оруденения, мы предприняли попытку оценить роль различных геологических факторов в локализации металлогенических единиц разного порядка: рудного района, рудного узла, рудного поля, рудного тела (табл. 23). Представляется, что эти соображения в совокупности с данными о прямых поисковых признаках позволяют целенаправленно провести выбор площадей (для детальных поисков) и первоочередных объектов для поисково-разведочных работ.

В первом случае должны быть максимально полно учтены факторы контроля рудных узлов, среди которых определяющее значение имеют кустовое развитие субвулканических интрузий и полей гидротермально измененных пород, фиксирующих вулканические центры; присутствие регионального экрана. Ранее детальные поисковые работы, следовавшие за геологической съемкой, проводились в расчете на доминирующую роль стратиграфического и литологического контроля, что требовало изучения больших площадей и соответственно больших затрат средств и времени и задерживало изучение более перспективных участков. Такая постановка работ, вызванная слабой палеовулканологической изученностью Улугуйской зоны, не дала положительных результатов. В настоящее время, учитывая данные исследований по выявлению древних центров вулканизма и картирования вулканогенно-осадочных толщ, представляется возможным рекомендовать для первоочередного изучения площади значительно меньших размеров. Нами выделяется два участка для первоочередных поисковых работ: северный склон хр. Тумат-Тайга и западная часть хр. Оттуг-Тайга. На этой территории в поле развития туматтайгинской свиты выделяется несколько вулканических центров, к которым приурочены рудные проявления, геохимические и геофизические аномалии. Отложения данной свиты, в том числе накопления околожерловой зоны, перекрываются породами тапсинской свиты, являвшимися для Улугуйской зоны региональным экраном при рудоотложении.

При выборе объектов для поисково-разведочных работ следует ориентироваться на факторы, которые определяют размещение рудных полей,— наличие пачек «пестрого» состава, высокое стратиграфическое положение оруденения в разрезе туматтайгинской свиты вблизи подошвы экранирующей осадочно-вулканогенной толщи, присутствие жерловых тел и силлообразных субвулканических интрузий. Такими условиями, наиболее близкими к геологической ситуации в районе Кызыл-Таштыгского месторождения, характеризуется рудопроявление Эржекское, которое и рекомендуется нами для первоочередных работ. Объекты, приуроченные к низам вулканогенного разреза, удаленные от региональных экранирующих структур, менее перспективны с данных позиций и должны оцениваться в последующую очередь. До настоящего

времени в практике поисково-разведочных работ в Улугуйской зоне геологическое положение проявлений должным образом не учитывалось, а акцент в основном делался на прямые поисковые признаки. Такой подход не оправдал себя, что и послужило одной из причин выдвижения указанных рекомендаций.

К гидротермально-осадочному типу колчеданного оруденения отнесены некоторые проявления Улугуйской и Хемчикской зон, в изучении которых, кроме автора принимали участие Е. В. Зайкова, С. С. Куликов, Н. С. Бухаров, О. К. Гречищев.

В Улугуйской зоне среди туфогенно-терригенных пород тапсинской свиты установлена сингенетичная сульфидная минерализация: вкрапленность и слои пирита, реже халькопирита, сфалерита, галенита. На отдельных участках вулканотектонических депрессий наблюдается сравнительно интенсивная минерализация. В верховьях р. Эржек и на междуречье Дерзиг—Улуг-О на участках распространения осадочных пород с вкрапленностью, стяжениями пирита, реже сфалерита и галенита выявлены вторичные литогеохимические аномалии свинца, цинка, меди. Здесь же установлены аномалии естественного электрического поля протяженностью 800—1200 м, шириной 100—300 м при интенсивности 100—350 мВ. Специальные работы по оценке колчеданно-полиметаллического оруденения в вулканогенно-осадочных породах тапсинской свиты не проводились, и перспективы этого типа оруденения не выяснены. При возобновлении поисковых работ в Улугуйской зоне этот вопрос необходимо обязательно разрешить. В качестве первоочередных площадей для поисков рекомендуются вулканотектонические депрессии в восточной части хр. Тумат-Тайга и в западной части хр. Ондут-Тайга.

В Хемчикской зоне гидротермально-осадочный тип колчеданной минерализации предполагается на рудопроявлениях Эдыгейском и «Подарок» (рис. 18, см. табл. 22) на основании следующих данных:

а) приуроченность оруденения к отрицательным вулканотектоническим структурам с признаками конседиментационных прогибаний и некомпенсированного осадконакопления, благоприятными для захоронения руд;

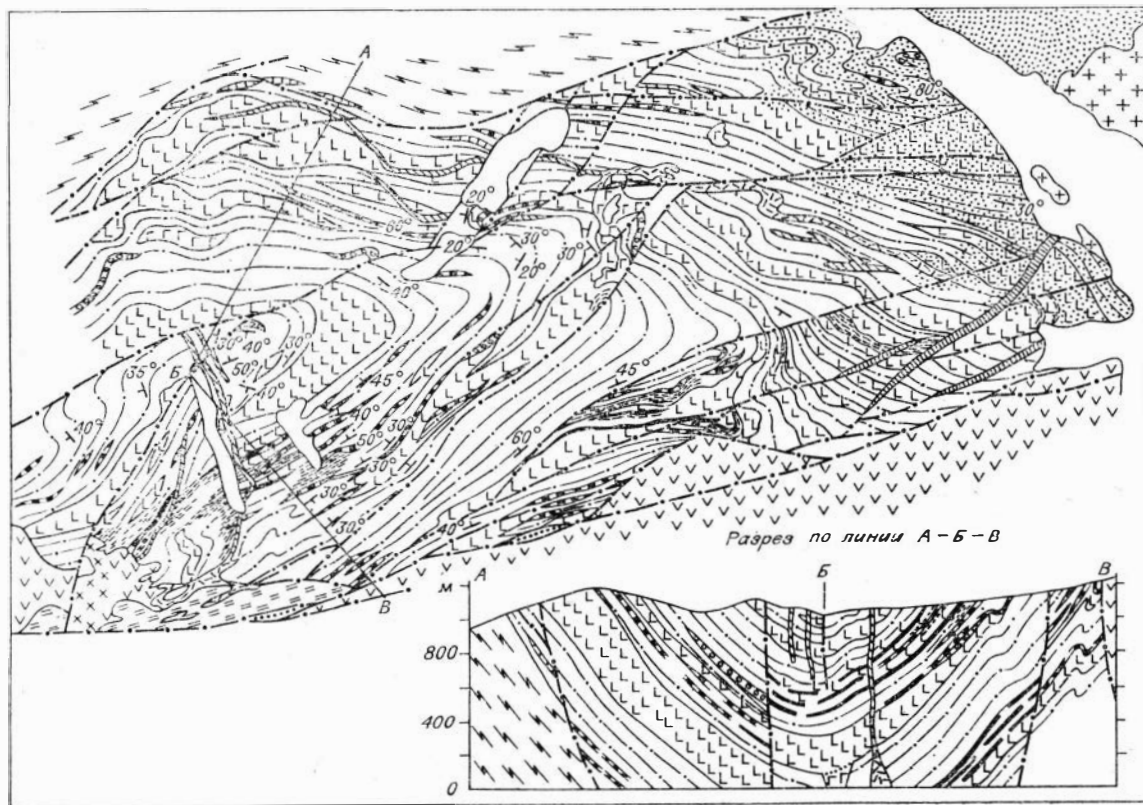
б) существенно терригенный характер вмещающих толщ, представленных граувакковыми песчаниками и туфопесчаниками, алеволитами, гравелитами, конгломератами, известняками с подчиненными горизонтами известковистых туффигов, эффузивов и туфов базальтового состава;

в) крайне ограниченное распространение на рудопроявлениях субвулканических интрузий, представленных единичными телами диабазов и габбро-диабазов (Зайков, 1971б), а также гидротермально измененных пород;

г) широкое развитие в рудах глобулярной и глобулитовой структур, характерных для пирита и пирротина первой генерации и свойственных сингенетичному метаколлоидному отложению первичного рудного вещества (данные Э. Г. Дистанова);

д) пластобразная форма рудных залежей, строго согласная напластованию вмещающих пород; этажное распределение залежей, причем выделяющиеся рудоносные пачки в бортах брахисинклиналей располагаются на одном стратиграфическом уровне.

Необходимо отметить, что на рудопроявлениях «Подарок» и Алашском установлены факты, которые можно рассматривать как свидетельство «комбинированного» (Смирнов, 1960) типа оруденения, при котором наряду с гидротермально-осадочным отложением руд проявляются процессы метасоматоза. Об этом говорит наличие околорудно измененных пород типа метасоматических кварцитов в кровле некоторых рудных залежей, приуроченность части рудных тел к подошве



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21

Рис. 18. Схема геологического строения колчеданного рудопроявления «Подарок» (соавтители: О. К. Гречищев, В. В. Зайков).

1 — четвертичные отложения; 2 — алевролиты чергакской свиты (S_{1-2} Сг); 3—7 — чингинская свита (С;Сп); 3 — известняки, 4 — чередующиеся песчаники и алевролиты, 5 — конгломераты, 6 — базальтовые порфиры, 7 — кристаллические сланцы сютохольской свиты PR_3 (?) st; 8 — граниты сютохольского комплекса (γD); 9 — зона контактового воздействия гранитов сютохольского комплекса (ороговикованные и скварнированные породы); 10—13 — субвулканические интрузии баянкольского вулканического комплекса (δμD); 10 — гранодиориты, 11 — диоритовые порфиры, 12 — риолитовые порфиры и гранит-порфиры, 13 — дайки риолитовых порфир; 14 — нижнекембрийские субвулканические интрузии табуро-диабазов и диабазовых порфиритов; 15 — гипербазиты автракского комплекса (σΞ); 16 — тела бурых известняков; 17 — тела обохренных, лимонитизированных пород; 18 — осветленные, кремнистые породы типа метасоматических кварцитов; 19 — зоны дробления с вторичными минералами цинка и свинца; 20 — дизъюнктивные нарушения; 21 — элементы залегания слоистости.

горизонтов базальтовых порфиритов, игравших, видимо, роль экрана.

В отношении возраста колчеданного оруденения Хемчикской зоны имеются следующие данные. Тела бурых железняков на участке «Подарок» секутся дайками гранит-порфиров девонского вулканического комплекса. Метасоматические кварциты, сопутствующие оруденению, на левобережье р. Алаш с размывом перекрываются ордовикско-силурийскими отложениями чергакской свиты, и их обломки содержатся в составе базального горизонта этой толщи. Данные факты в сочетании с повсеместной приуроченностью колчеданной минерализации к отложениям нижнего кембрия позволяют сделать заключение о раннекембрийском возрасте оруденения.

Для Хемчикской зоны установлен большой масштаб колчеданного оруденения, однако минеральный тип руд изучен очень слабо. Рудопроявления располагаются в районе с аридным климатом и характеризуются мощной (100—150 м) зоной окисления. В настоящее время первичные руды вскрыты одиночными скважинами только в урочище Эдыгей (Зайков и др., 1971). Руды сложены мельниковитом с вкрапленностью, прожилками, гнездами пирита и пирротина. Встречаются единичные зерна халькопирита. В мельниковитовых рудах выделяются небольшие линзы существенно пирротиновых и марказитовых руд, содержащих редкую вкрапленность сульфидов цинка и меди. Для рудопроявления «Подарок» имеется ряд признаков присутствия колчеданно-полиметаллических руд:

а) бурые железняки некоторых рудных тел по содержанию цинка и меди аналогичны бурым железнякам цинково-медноколчеданных месторождений Южного Урала, находящихся в сходных природных условиях (Сопко, 1966). Содержание цинка в тех и других колеблется от 0,1 до 1, меди — от 0,05 до 0,5 %;

б) в бурых железняках выявлены следующие элементы-спутники: серебро, золото, сурьма, молибден, скандий, кадмий. Последний является индикатором цинкового оруденения. Исследованиями на уральских и алтайских месторождениях установлено, что даже содержания $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}$ % этого элемента в бурых железняках указывают на присутствие в первичных рудах значительного количества цинка, поскольку сфалерит — практически единственный минерал — концентрат кадмия (Росляков, 1970; Смирнов, 1968);

в) к некоторым рудоносным зонам приурочены вторичные аномальные ореолы рассеяния цинка (0,03—0,4 %), свинца и меди (0,01—0,04 %) протяженностью 0,3—0,6 км. Причем они совпадают с аномалиями естественного электрического поля, что позволяет предполагать наличие в этих местах (ниже зоны окисления) колчеданно-полиметаллических залежей;

г) в районе проявления много точек с полиметаллической минерализацией: сульфидно-кварцевых жил и зон дробления с вторичными, реже первичными минералами меди, цинка, и свинца.

Таким образом, колчеданное оруденение Хемчикской зоны характеризуется большим масштабом минерализации, вероятно имеющей гидротермально-осадочную природу, и перспективами на выявление цинково-медноколчеданных руд.

Золотое оруденение в связи с продуктами раннекембрийского вулканизма, как показало обобщение Р. Т. Уссара, установлено в гидротермально измененных породах типа вторичных кварцитов, гематитовых и гематит-баритовых метасоматитах. Повышенной золотностью характеризуются также колчеданные руды.

Гидротермально измененные вулканы нижнего кембрия, установленные в большинстве вулканических зон и представленные вторичными кварцитами и пропицитизированными, кремненными и серицитизированными породами, по результатам выборочного опробования харак-

теризуются содержаниями золота в сотые, реже десятые доли грамма на тонну. Наиболее детально золотоносность метасоматитов изучена Е. В. Зайковой в западной части Улугуйской зоны (проанализировано около 450 проб). Установлено, что общая встречаемость золота в этих породах равна 15% при концентрации в сотые и десятые доли грамма на тонну. В единичных случаях обеленные, окремненные и обохренные породы вблизи колчеданных рудопроявлений характеризуются содержаниями золота — первые граммы на тонну.

Колчеданные руды, изученные в Улугуйской зоне Б. И. Берманом, характеризуются содержаниями золота от десятых долей до первых граммов на тонну. Колчеданные месторождения Улугуйской зоны Р. Т. Уссар относит к золото-сульфидной формации.

Золотосодержащие гематитовые и барит-гематитовые руды установлены в Ондумской зоне К. М. Кильничкаковым и Н. С. Бухаровым. Они слагают линзо- и пластообразные тела от нескольких метров до нескольких сотен метров по протяженности и до первых десятков метров по мощности. Приурочены эти образования к нижнекембрийским вулканическим центрам, фиксирующимся жерловинами и субвулканическими интрузиями. Гематитовые и гематит-баритовые породы содержат вкрапленность и прожилки пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Концентрация серебра в данных породах колеблется от 10 до 728 г/т (среднее 100 г/т).

Приведенные данные о постоянном присутствии золота в рудных проявлениях и метасоматитах, связанных с раннекембрийским вулканизмом, говорят о необходимости дальнейшего изучения золотоносности данных образований.

Медное оруденение в нижнекембрийских вулканогенных отложениях установлено в Восточно-Таннуольской зоне в бассейне рек Улуг-Серлиг, Деспен, Тытыг-Хем, Кара-Холь-Ежу (Пинус, 1961). Оруденение приурочено к горизонтам красноцветных андезитовых порфиритов вблизи вулканических аппаратов. Рудные тела, изучавшиеся Я. С. Зубриным, Г. М. Владимирским и В. Г. Прилипуховым на Соок-Саирском рудопроявлении, представляют собой обычно узкие линзы или неправильные в плане гнезда оруденелых эпидотизированных цеолит-содержащих миндалекаменных порфиритов и эпидозитов. Мощность наиболее крупных линз 5—10 м, длина — первые сотни метров. Тела эпидотизированных пород субсогласны напластованию эффузивов, залегают кулисообразно и группируются в зоны шириной 100—300 м протяженностью в первые километры. Оруденение представлено неравномерной вкрапленностью самородной меди и маломощными (до 10 см) медьсодержащими эпидот-кварцевыми, реже карбонатно-кварцевыми и пренит-кварцевыми жилками. Площадь рудных тел — десятки и сотни квадратных метров. Рудные минералы представлены мелкими (доли миллиметра) зернами самородной меди, иногда замещенными купритом, азуритом, малахитом. Самородная медь нередко выполняет миндалины в андезитовых порфиритах, не подвергшихся гидротермальному изменению. В пробах из наиболее богатых рудных выходов содержится меди 0,88—3,55% (в среднем 1,5%). Верхний предел возраста оруденения — ордовик. (Автором установлены валуны медьсодержащих эпидозитов в конгломератах шемушдагской серни на левобережье р. Серлиг).

Описанное оруденение близко по типу к известным месторождениям самородной меди штата Мичиган (медно-цеолитовая формация, по В. Н. Котляру, 1973а), для которых достаточно убедительно доказано образование рудных тел за счет меди, содержащейся в самих лавах в результате эпигенетических преобразований (Уайт, 1972; Corwall, 1956). Отличие Восточно-Таннуольской зоны от района Мичиганских месторождений состоит в меньшем в два-три раза объеме меденосных

вулканогенных накоплений андезитового состава и меньшем на порядок содержании меди в неизменных порфиритах (0,01%).

Железорудная минерализация, связанная с нижнекембрийскими осадочно-вулканогенными отложениями, представлена двумя типами. К первому, установленному Г. В. Пинусом (1961) в Восточно-Таннуольской зоне, относятся магнетитовые песчаники, которые представляют собой прибрежные ископаемые россыпи. Практического интереса из-за малых параметров тел и локального проявления данное оруденение не представляет.

Второму принадлежат железистые кварциты эффузивно-осадочного происхождения. Они встречены в Каргинской зоне среди вулканогенно-осадочных отложений тапсинской свиты. Наиболее изучено Карабельдырское рудопроявление, выявленное С. В. Потаповым. Кварциты образуют пласт мощностью 6—10 м, прослеживающийся на расстоянии одного километра. Они имеют четкую полосчатую текстуру; массивные разности руд встречаются редко. Главный рудный минерал — магнетит, образующий мелкие (около 0,1 мм) октаэдрические кристаллы. Кварциты характеризуются содержанием Fe_2O_3 35—47%, FeO 18—21, MnO 1,1—1,5%.

Железистые кварциты являются промышленно важным типом оруденения, и факт присутствия их в нижнекембрийских осадочно-вулканогенных толщах необходимо учитывать при проведении геологических исследований в слабо изученных к настоящему времени Каргинской и Хамсаринской зонах. На других участках распространения нижнекембрийских толщ, покрытых крупномасштабной геологической съемкой, значительных проявлений железистых кварцитов не установлено.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Анализ материалов по рудоносности геосинклинальных вулканических комплексов Тувы показывает, что ведущими для них типами оруденения являются колчеданное и золотое. Имеются реальные перспективы выявления месторождений этих видов сырья.

Рекомендации по оценке **колчеданного оруденения** сводятся к следующему.

1. Необходимо провести поиски колчеданных стратиформных месторождений гидротермально-осадочного генезиса в нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложениях Тувы. Эти отложения сформировались в заключительную стадию раннекембрийского вулканизма, которая характеризовалась интенсивными гидротермальными процессами. Ранее колчеданное оруденение в вулканогенно-осадочных толщах кембрия оценивалось отрицательно, так как эти отложения неблагоприятны из-за своего преимущественно терригенного состава для локализации гидротермально-метасоматических залежей. Наличие в подобных толщах других регионов таких крупных колчеданных месторождений гидротермально-осадочного генезиса, как Озерное, Жайрем и другие, в совокупности с благоприятными признаками и предпосылками на колчеданное оруденение нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложений Тувы заставляет учитывать возможность выявления в поле их развития таких же крупных рудных залежей.

Поиски стратиформного колчеданного оруденения целесообразно проводить в двух направлениях. С одной стороны, следует оценить промышленное значение выявленных объектов с помощью поисково-разведочных работ. С другой — необходимо провести детальные комплексные поисковые исследования на площади развития нижнекембрийских осадочно-вулканогенных толщ, в первую очередь на территории Хемчик-

скои, Барлыкской, Улугуйской и Ондумской зон. Поставленные вопросы, по нашему мнению, являются первостепенной задачей, так как оценка вулканогенно-осадочных отложений на колчеданно-полиметаллическое оруденение имеет кроме местного более широкое регионально-металлогеническое значение. Выявление в Туве промышленных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд позволило бы по-новому подойти к оценке раннегеосинклинальных вулканогенных формаций на всей территории Алтае-Саянской области и существенно изменить представления о потенциальной промышленной рудоносности и резервах сырьевой базы цветных металлов этой территории.

2. Продолжить поиски гидротермально-метасоматических колчеданных месторождений, приуроченных к вулканическим аппаратам, в Улугуйской, Ондумской и Хамсаринской зонах. Здесь проявлены неоднородные вулканические комплексы с натриевым уклоном, характерная особенность которых — наличие вулканических структур, типичных для рудных полей гидротермально-метасоматических колчеданных месторождений (стратовулканов, перекрытых экранирующей толщей вулканогенно-осадочных и осадочных пород). Первоочередные поисково-разведочные работы рекомендуется провести на тех объектах Улугуйской и Ондумской зон, которые по геологической ситуации аналогичны Кызыл-Таштыгскому месторождению (рудопроявления Эржекское, Медное).

3. Дать оценку колчеданно-полиметаллическому оруденению в вулканогенно-карбонатных отложениях верхнего протерозоя Могенбургской геоантиклинальной зоны. Известное в данном районе Сарыгматейское рудопроявление характеризуется весьма благоприятными прямыми и косвенными признаками на выявление крупных рудных залежей.

Для оценки **золотого оруденения**, связанного с геосинклинальными вулканическими комплексами Тувы, наиболее важно изучение золоторудных проявлений Харальской вулканической зоны позднего протерозоя, обнаруживающих черты сходства с месторождениями золото-серебряной формации молодых вулканогенных поясов и, возможно, являющихся их метаморфизованными аналогами. При изучении золоторудной минерализации следует оценить относительную роль вулканических и метаморфических факторов в концентрации золота.

Определенные результаты в отношении золота могут дать также поиски золото-сульфидной минерализации, находки которой известны в Хамсаринской, Улугуйской и Ондумской зонах.

* * *

Подводя итог описанию рудоносности геосинклинальных вулканических комплексов Тувы, отметим, что вулканогенные породы верхнего протерозоя и нижнего кембрия Тувы вмещают оруденение, типичное для раннегеосинклинальной и орогенной стадии развития складчатых систем. Такие особенности металлогении, видимо, обусловлены спецификой состава вулканогенных пород. Колчеданное оруденение, свойственное раннегеосинклинальной стадии, проявлено в вулканических комплексах, с натриевым уклоном — непрерывных и однородных (базальтовых). Минерализация, близкая к золото-серебряному типу установлена в Харальской вулканической зоне с калиевым уклоном пород риолитовой группы. Это обстоятельство интересно во многих отношениях. Так, с позиции металлогении подтверждается показанное А. Ф. Белоусовым (1972) и другими исследователями отсутствие жесткой связи между типом вулканических комплексов и их местом в истории геотектонического развития. С практической стороны открываются

перспективы для поисков в раннегеосинклинальных отложениях оруденения, считавшегося до настоящего времени характерным только для молодых вулканогенных поясов и зон активизации, например золото-серебряного типа.

Глава VII

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

ТЕКТОНИКА ТУВЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ КЕМБРИИ

Палеотектонические реконструкции территории Тувы для ранних этапов геосинклинального развития проводились В. А. Кузнецовым (1954 и др.), Г. В. Пинусом (1961), Т. И. Ивановой (1963), Г. А. Кудрявцевым (1963), Б. Н. Красильниковым (1966), Г. М. Владимирским (1967) и др. В монографии «Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы» (1970) В. В. Волковым дан обзор представлений названных выше геологов и изложена концепция о существовании на территории Тувы в рифейское и кембрийское время эв- и миогеосинклинального режимов. А. П. Щегловым (1969) и др. геосинклинальная зона центральной части Алтае-Саянской области (в том числе и Тувы) разделена на ряд эвгеосинклиналей с разным составом вулканических излияний, что отражает их различную тектоническую природу. Анализ изложенного в книге материала позволяет развить и детализировать представления наших предшественников о тектонике Тувы на раннегеосинклинальной стадии развития. Нами составлена палеотектоническая схема Тувы (рис. 19) для позднего докембрия и раннего кембрия, которая иллюстрирует положение основных тектонических элементов региона — геосинклинального прогиба и стабильных структур — и свидетельствует о различиях структурных планов территории на байкальском и салаирском геосинклинальных этапах.

Позднепротерозойской вулканической эпохе предшествовали заложение геосинклинального прогиба и накопление терригенных отложений низов устушкинской, джебашской, бийхемской и кувайской серий. Эвгеосинклинальный режим, проявившийся в среднем (?) рифее, тесно сочетался с миогеосинклинальными условиями на значительных пространствах прогиба. Вулканические зоны с базальтовым составом излияний были приурочены к границам прогиба со стабильными структурами (Билинская, Восточно-Саянская зоны) и к области повышенной проницаемости, фиксирующей Саяно-Тувинский глубинный разлом (Куртушибинская зона). В периферической части геосинклинального прогиба, вблизи стабильных структур (Харальская зона), происходило накопление вулканогенных отложений базальтового и риолитового состава. С юго-запада миогеосинклиналь была ограничена геоантиклинальной Могенбуренской зоной, где отлагались карбонатные породы с подчиненным количеством базальтовых лав. Общим для всех вулканических зон рифея является тесная ассоциация вулканогенных и осадочных пород, свидетельствующая о том, что прогибание не компенсировалось накоплением продуктов вулканизма. Вулканические процессы не привели к формированию обширных полей вулканогенных пород, а выразились в образовании лавовых покровов, отдельных стратовулканов и их групп. Такая обстановка определила сложный характер границы эв- и миогеосинклинальной зон.

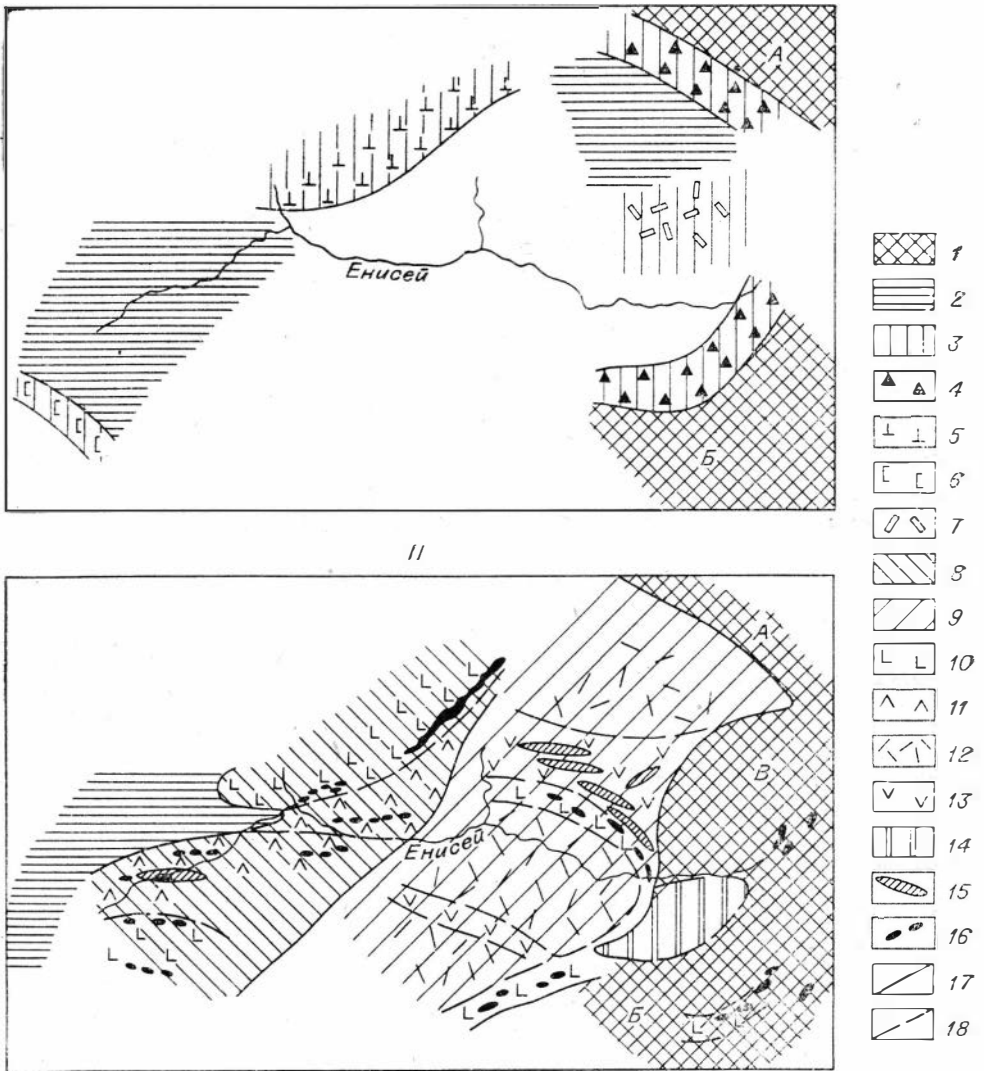


Рис. 19. Палеотектонические схемы Тувы для эпох среднего (?) рифея (I) и раннего кембрия (II).

1 — стабильные структуры (А — Восточно-Саянский антиклинорий, Б — Сангиленский массив, В — Восточно-Тувинский массив); 2 — многоэпиклиналильные области геосинклиального прогиба преимущественно с терригенным осадконакоплением; 3 — участки геосинклиального прогиба с эвгеосинклиальным режимом в среднем (?) рифее; 4 — шовные зоны на границе геосинклиального прогиба со стабильными структурами с преимущественно базальтовым составом вулканических продуктов; 5 — область прогиба, близкого к трогам типа, с базальтовым составом излияний; 6 — геосинклиальная зона с редкими проявлениями базальтового вулканизма; 7 — прибортовая часть геосинклиального прогиба с проявлениями риолитового и базальтового вулканизма; 8—9 — участки геосинклиального прогиба с эвгеосинклиальным режимом в венде — раннем кембрии (8 — Хемчикско-Куртушбинская офiolитовая эвгеосинклиаль, 9 — Таннуольско-Хамсаринская риолит-базальтовая эвгеосинклиаль); 10 — зоны трогового типа с вулканическими продуктами базальтового состава; 11 — зарождающиеся геоантиклинальные поднятия с вулканическими продуктами базальтового, в подчиненном количестве дацитового состава; 12 — изометричные геоантиклинальные блоковые зоны с вулканическими продуктами риолитового, дацитового, андезитового и базальтового состава; 13 — приразломные прогибы с риолитовым — базальтовым и андезитовым — базальтовым составом вулканических продуктов; 14 — Каргинский прогиб орогенного типа с молассоидами и спорадическими проявлениями андезитового и риолитового вулканизма; 15 — реконструированные стратовулканические хребты; 16 — массивы гипербазитов, фиксирующие глубинные разломы; 17 — границы эвгеосинклиалей; 18 — границы вулканических зон.

Рельеф ложа рифейского геосинклинального прогиба определялся, кроме вулканических сооружений, общим уменьшением глубины бассейна с приближением к стабильным структурам, а также локальными прогибами, которые фиксируются по присутствию углеродистых сланцев (бассейны рек Харал, Кара-Адыр, Кудургалыг, Аккол).

С вулканическими процессами рифейского времени была связана гидротермальная деятельность, обусловившая золоторудную и железорудную минерализацию. Золотое оруденение наиболее полно проявилось в тех палеовулканах, которые были заложены в локальных прогибах на толщах углеродистых пелитов.

Переходный период между байкальским и салаирским этапами, во время которого происходила смена тектонического режима, по-разному проявился в различных частях региона. В Восточной Туве в это время происходит консолидация рифейского геосинклинального прогиба, приведшая к формированию Восточно-Тувинского массива.

В Куртушибинской, Хемчикской, Барлыкской и Улугуйской зонах продолжает существовать режим прогибания. В Улугуйской зоне в данный период происходит накопление терригенных осадков, близких по типу к отложениям байкальского комплекса, которое сменяется массивными излияниями базальтов. В трех остальных зонах обстановка была сходной, судя по согласному залеганию вендско-кембрийских осадочно-вулканогенных толщ на отложениях сютхольской свиты и джебашской серии («Кембрийская тектоника...», 1970; Коробейников, 1971).

На салаирском этапе площадь проявления вулканических процессов расширяется, усиливается их интенсивность, усложняется тектоническое строение территории. Многогеосинклинальные условия сохраняются только на западной окраине Тувы. Эвгеосинклинальная зона располагалась между стабильными структурами (Восточно-Тувинским и Саяно-Катанским массивами) и многогеосинклиналью и, видимо, представляла собой прибортовую часть геосинклинального прогиба. Она смещена на запад по отношению к области проявления позднепротерозойского вулканизма. Эта зона состоит из двух разнородных частей. В западной развиты вулканы базальтового состава, ассоциирующие с терригенными и кремнистыми осадками, гипербазитами и габброидами. Данный набор пород является типичной офиолитовой ассоциацией. Восточная характеризуется большим разнообразием вулканических продуктов, имеющих состав от базальтов до риолитов. Учитывая такую разнородность, в составе эвгеосинклинальной зоны нами выделяются офиолитовая и риолит-базальтовая эвгеосинклинали. В соответствии с названиями входящих в них вулканических зон первую мы именуем Хемчикско-Куртушибинской, Таннуольско-Хамсаринской — вторую. На основании различного набора и состава вулканических продуктов, характера последующего магматизма и осадконакопления в данных структурах, мы считаем, что офиолитовая эвгеосинклиналь имела кору океанического типа, а риолит-базальтовая — континентального. Простирается эвгеосинклиналь северо-восточное, в то время как входящие в их состав вулканические структуры второго и третьего порядков имеют субширотную ориентировку. Граница между Хемчикско-Куртушибинской и Таннуольско-Хамсаринской эвгеосинклиналями, видимо, фиксирует западное ограничение области докембрийской консолидации.

В Хемчикско-Куртушибинской офиолитовой эвгеосинклинали, охватывающей центральные и западные районы Тувы, выделяются два типа структур: троговые зоны и зарождающиеся геоантиклинальные поднятия. К трогам отнесены Барлыкская и Куртушибинская зоны. Они представляли собой прогибы, где излияния базальтов происходили на фоне интенсивных опусканий и формировались вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи. Устанавливается постепенное затухание вулканической

деятельности, вследствие чего основной объем вулканогенных пород сосредоточен в низах разреза.

Геоантиклинальные поднятия представлены Уюкской и Хемчикской зонами. Первая является типичной геоантиклинальной структурой. Она характеризуется слабым проявлением вулканизма в алданском веке, а также широким развитием грубообломочных пород и рифогенных известняков, что свидетельствует о существовании в этом районе поднятия. Вторая представляет собой зарождающуюся вулканическую геоантиклиналь. В ее пределах реконструируется вулканический хребет, значительно возвышавшийся над ложем геосинклинального прогиба и достигавший, судя по присутствию пород с красноцветной окраской и обилию грубообломочных разностей, мелководной области. На склонах хребта происходило сползание больших блоков пород по водонасыщенным глинистым осадкам, что привело к короблению пластов, образованию мелких складок типа каскадов, совместному нахождению пород, формировавшихся в мелководных и глубоководных условиях (данные П. А. Никитчина). Строение прогиба вблизи подножья вулканического хребта осложнялось локальными вулканотектоническими депрессиями.

Таннуольско-Хамсаринская риолит-базальтовая эвгеосинклиналь, приуроченная к западным границам Восточно-Тувинского и Сангиленского массивов, имеет очень сложное строение. В ее пределах выделяются изометричные блоковые зоны (Восточно-Таннуольская, Ондумская, Хамсаринская) и разделяющие их приразломные прогибы (Балгазикский, Улугойский). Строение описываемой структуры осложнено шовными зонами Каахемского и Агардагского глубинных разломов.

Изометричные блоковые зоны отличались от прогибов более стабильными условиями и более высоким гипсометрическим положением. Излияния происходили здесь в мелководных и субаэральных условиях, о чем свидетельствует обилие туфов, красноцветная окраска пород. Характерная особенность блоковых зон — большое количество вулкаников кислого состава. В их пределах выделяются локальные линейные прогибы субширотной и северо-восточной ориентировки, в которых происходили извержения вулканогенных пород основного состава. По материалам Я. В. Сарбаа, В. Н. Чучко, В. И. Лебедева, Н. С. Бухарова это устанавливается для Восточно-Таннуольской и Ондумской зон. В еще большей мере такая обстановка, видимо, свойственна Хамсаринскому блоку, для которого характерна большая «пестрота» вулканических продуктов.

Приразломные прогибы, по данным изучения Улугойской зоны, характеризуются более глубоководными условиями излияний, которые к концу санаштыгольского времени сменяются на субаэральные и мелководные. В этой зоне вулканогенные породы основного состава преобладают над кислыми. Вулканические аппараты образуют линейные группы, в пределах прогиба возникают субпараллельные стратовулканические хребты, положение которых определяется крупными разрывами.

Общей особенностью блоковых зон и приразломных прогибов является смена во времени излияний базальтовых лав лавами кислого состава, что фиксируется по приуроченности основных вулканитов к низам, а кислых — к верхам разреза. Это сопровождается сменой трещинных излияний извержениями вулканов центрального типа. Кроме того, намечается общее для обоих типов зон повышение гипсометрического уровня с приближением к стабильным структурам (например, Улугойская и Хамсаринская зоны).

Шовные зоны Каахемского и Агардагского глубинных разломов представляли собой узкие трюги преимущественно с терригенным осадконакоплением. Вулканические излияния были приурочены к ограни-

вающим разрывным структурам, в результате чего сформировались линейные группы стратовулканов, сложенных вулканогенными породами базальтового и андезит-базальтового состава.

На рубеже алданского и ленского веков резко сокращается вулканическая деятельность, уменьшается тектоническая активность, пене-пленизируется вулканический рельеф и на большей части территории устанавливается мелководная обстановка. Это выражается в том, что вулканогенные отложения алданского яруса сменяются терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными породами ленского яруса. Последние слабо дислоцированы, в основании их местами устанавливаются перерыв и структурное несогласие (р. Ирбитей, гора Ютюг-Хая). Показательно также, что к началу ленского века в западных районах Тувы произошло становление массивов гипербазитов (Зайков и др., 1969).

Вулканическая деятельность в ленском веке происходила в Уюкской и Хамсаринской зонах геантиклинального типа, в пределах Улугуйского приразломного прогиба и на локальных участках Восточно-Таннуольской и Ондумской зон. В Уюкской и Восточно-Таннуольской зонах извергались вулканогенные породы основного состава. Для остальных характерны и базальтовые, и риолитовые вулканиты. Вулканические сооружения были представлены отдельными стратовулканами и их группами, за исключением Хамсаринской зоны, где предполагается существование обширных полей вулканогенных пород.

В начале ленского века интенсивно проявилась поствулканическая гидротермальная деятельность и определились наиболее благоприятные для колчеданного рудообразования вулкан-тектонические структуры. В относительно небольших стратовулканах, приуроченных к крупным разломам и перекрытых вулканогенно-осадочными породами ленского яруса, формировались колчеданно-полиметаллические месторождения гидротермально-метасоматического генезиса. Такие структуры, свойственные риолит-базальтовый эвгеосинклинали, установлены в Улугуйской и Ондумской зонах. В вулкан-тектонических депрессиях, разделявших вулканические постройки (и свойственных как Таннуольско-Хамсаринской, так и Хемчикско-Куртушибинской эвгеосинклиналям), происходило накопление гидротермально-осадочных колчеданных руд.

О ВЛИЯНИИ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР НА ИСТОРИЮ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТУВЫ

Проанализируем дальнейшую историю развития тектонических структур Тувы, возникших на раннегеосинклинальном этапе. Салаирская эвгеосинклинальная зона с начала среднего кембрия по отношению к геосинклинальному прогибу Западного Саяна — Горного Алтая выступает как жесткая масса — Тувинский массив, по В. А. Кузнецову (1954). Это подчеркивается дугообразной конфигурацией каледонской геосинклинали, огибающей данную структуру. Тувинский массив состоит из двух частей, имеющих различную тектоническую подвижность, разный характер магматизма и осадконакопления. Более стабильная восточная часть возникла на месте Таннуольско-Хамсаринской риолит-базальтовой эвгеосинклинали; относительно мобильная западная охватывает Хемчикско-Куртушибинскую офиолитовую эвгеосинклиналь.

Область Таннуольско-Хамсаринской эвгеосинклинали в палеозое развивается подобно докембрийским стабильным структурам Восточной Тувы. В кембрии в ее пределах сформировались гранитоидные батолиты таннуольского комплекса. Устойчивая тенденция к поднятию обусловила ведущую роль процессов денудации. Осадконакопление прете-

кало главным образом в линейных депрессиях, унаследовавших Удугойский и Балгазикский приразломные прогибы.

На территории, соответствующей Хемчикско-Куртушибинской офиолитовой эвгеосинклинали, гранитоиды таннуольского комплекса отсутствуют. В этой области происходили довольно значительные опускания, что привело к накоплению осадочных толщ большой мощности. В верхнем кембрии северная часть зоны является окраиной Западно-Саянской многоэосинклинали; в ордовике — силуре в ее пределах располагается Хемчикско-Систигхемский приэосинклинальный прогиб.

Описанные кардинальные отличия западной и восточной частей Тувинского массива обусловлены различным строением их глубинных зон. В раннем кембрии, как указывалось выше, это, по-видимому, выражалось в разном типе земной коры — океаническом в Хемчикско-Куртушибинской эвгеосинклинали и континентальном — в Таннуольско-Хамсаринской. В дальнейшем данные участки по ряду признаков различались мощностью гранитно-метаморфического слоя. И эта разница в мощностях не сnivelирована до настоящего времени. По данным интерпретации геофизических материалов («Тектоника и глубинное строение...», 1973), в восточной части мощность его равна 22—24 км, а в западной — 18—20 км. Граница между западной и восточной частями Тувинского массива проходит по глубинному разлому, названному Н. С. Зайцевым (1963) Убсанур-Бийхемским. Данный разлом протягивается на 350 км от оз. Убса-Нур до верховьев р. Чаваш. На одних отрезках разлом проявлен четко, на других замаскирован позднейшими подвижками и наложенными впадинами, вследствие чего на ряде тектонических схем («Геология СССР», 1966; и др.) он не показан. Убсанур-Бийхемский разлом имеет длительную историю развития и носит глубинный характер, влияя на размещение магматических продуктов в кембрийской и ордовикской (Зайков и др., 1971) эпохах, а также на распространение эндогенного оруденения (Со, Ау, Си, Мо, Нг). Глубинная природа разлома подчеркивается также тем, что он определил пространственное положение Тувинского межгорного прогиба, который заложился на границе Таннуольско-Хамсаринской и Хемчикско-Куртушибинской зон.

ЭНЕРГЕТИКА ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Оценим энергию раннеэосинклинального и орогенного вулканизма на территории Тувы, чтобы определить энергетическое значение позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов. Как известно, эта величина заключается главным образом в тепловой энергии, выделенной с вулканическими продуктами (Лучицкий, 1971; и др.). Для ее расчета Хедервари (Hedervari, 1963) предложены формулы:

$$Eth = V\sigma(T\alpha + \beta)I; Eth = V\sigma T\alpha I.$$

где Eth — тепловая энергия извержения; V — объем извергнутого материала; σ — плотность извергнутого материала; T — температура извергнутого материала; σ — удельная теплота плавления лав; β — скрытая теплоемкость (тепло, затрачиваемое на кристаллизацию лавы, на полиморфные превращения и другие процессы, происходящие внутри системы); I — эквивалентная работа тепла, равная $4,1855 \cdot 10^7$ эрг.

В первой формуле, применяющейся для расчета тепловой энергии лав, $T = 1000^\circ$; $\sigma = 2,7$ г/см³; $\alpha = 0,25$ кал/град; $\beta = 50$ кал/град. Во второй, по которой определяется тепловая энергия пирокластов, $T = 500^\circ$, $\sigma = 2,3$ г/см³, $\alpha = 0,20$ кал/град.

Расчет энергетики вулканической деятельности на территории Тувы

| Возраст | Зона | Площадь, км ² | Мощность, км | | Тепловая энергия, эрг·10 ²³ | | | Плотность, эрг·10 ²³ * |
|---------|---|--------------------------|--------------|------|--|------|-------|-----------------------------------|
| | | | лавы | туфы | лавы | туфы | сумма | |
| Rf | Вулканические зоны Тувы | 69 600 | 1,27 | 0,23 | 30,08 | 1,54 | 31,62 | 4,54 |
| | Харальская | 900 | 1,65 | 0,55 | 0,50 | 0,05 | 0,55 | 6,10 |
| | Вулканические зоны Хемчикско-Куртушибинской эвгеосинклинали | 40 000 | 1,53 | 0,52 | 20,75 | 2,02 | 22,77 | 5,69 |
| | Вулканические зоны Тапнуольско-Хамсаринской эвгеосинклинали | 48 000 | 1,96 | 1,08 | 31,90 | 4,99 | 36,89 | 7,69 |
| | Каргинская | 6 600 | 0,60 | 0,80 | 1,35 | 0,51 | 1,86 | 2,82 |
| | Всего | | | | | | 61,52 | |
| | Улугуйская | 3 600 | 3,10 | 1,05 | 3,78 | 0,36 | 4,14 | 11,50 |
| | Хемчикская | 1 100 | 1,00 | 0,50 | 0,37 | 0,05 | 0,42 | 3,87 |
| O | Вулканическая зона Восточной Тувы | 6 000 | 0,05 | 0,05 | 0,10 | 0,03 | 0,13 | 0,22 |
| D | Вулканические зоны Тувы | 50 000 | 1,18 | 0,75 | 20,00 | 3,61 | 23,61 | 4,72 |

Примечание. В отмеченных зонах приведены минимальные значения энергии вулканических извержений. В остальных расчетах даны наиболее вероятные значения энергии (Луцицкий, 1971).

Нами сделаны расчеты наиболее вероятных значений вулканических извержений на территории Тувы (включая Куртушибинскую зону) для рифея, кембрия ордовика и девона (табл. 24). Предполагаемый объем выбросов определен исходя из средней мощности вулканогенных толщ, полученной по данным геологического картирования, и площади развития этих отложений, установленной палеогеографическими построениями. Дополнительного по Харальской, Улугуйской и Хемчикской зонам, которые изучены наиболее детально, высчитаны минимальные значения энергии. При этом мощность толщ определена по опорным геологическим разрезам, а площадь — по наблюдаемым выходам вулканогенных пород. Полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Установлена большая энергоемкость рифейского вулканизма. По выделившейся тепловой энергии и ее плотности вулканические процессы этого времени сопоставимы с такими мощными проявлениями вулканизма на территории Тувы, как в кембрии и девоне.

2. Наибольшие значения тепловой энергии имеет вулканизм кембрийской эпохи. Характерно, что по количеству тепловой энергии и ее плотности риолит-базальтовая эвгеосинклинали не уступает офиолитовой, даже если принять, что для последней данные занижены примерно в полтора раза из-за отсутствия точных сведений о мощности вулканогенных отложений. Это свидетельствует о том, что в офиолитовой зоне кембрийской эвгеосинклинали не были сосредоточены наиболее мощные вулканические процессы.

3. По суммарной энергии вулканизм раннегеосинклинали стадии развития Тувы примерно в три раза превышает энергию орогенного этапа ее развития.

1. На основании описания геологии, петрографии и петрохимии позднепротерозойских вулканических комплексов Тувы сделаны выводы об условиях их формирования. Позднепротерозойские вулканические зоны с базальтовым составом излияний были приурочены к ослабленным швам на границе геосинклинального прогиба со стабильными структурами и к зоне трогового типа, которая фиксирует Саяно-Тувинский глубинный разлом. В периферической части геосинклинального прогиба, примыкающей к стабильным блокам, проявлен метариолит-базальтовый (харальский) вулканический комплекс. Выяснено, что породы этого комплекса слагали крупные разобщенные стратовулканы. От раннекембрийского вулканизма позднепротерозойский отличается примерно вдвое меньшим объемом вулканических накоплений, более простым набором петрографических разновидностей вулканитов, иным тектоническим режимом (относительно более интенсивны погружения), что выразилось в тесной связи вулканогенных и осадочных пород. Сходство между вулканическими комплексами протерозоя и кембрия заключается в близком составе пород базальтовой группы и сходных металлогенических особенностях (колчеданная, золоторудная и железорудная минерализация).

2. Уточнена типизация раннекембрийских вулканических комплексов и вулканических зон. Базальтовые комплексы характерны для вулканических зон трогового типа (Куртушибинская, Барлыкская, Каахемская, Агардагская). Зарождающимся геоантиклинальным поднятиям в мобильных зонах геосинклинального прогиба свойственны базальтовые вулканические комплексы со спилитами и дацитами. Непрерывные вулканические комплексы с повышенным количеством вулканитов кислого состава приурочены к изометричным геоантиклинальным блоковым зонам, располагающимся на границе геосинклинального прогиба со стабильными структурами (Восточно-Таннуольская, Ондумская зоны). В приразломных прогибах, разделяющих эти зоны, проявлены риолит-дацит-базальтовый и андезит-базальтовый вулканические комплексы.

3. Выявлены особенности распространения интрузивных фаций позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов. Показана зависимость набора интрузивных пород от набора эффузивов и пирокластов — усложнение состава комплексов отражается на всех вулканических фациях. По распространению жерловых тел, субвулканических и гипабиссальных интрузий и соотношению их с эффузивами и пирокластами установлены центры вулканической активности. Намечены критерии для определения уровней среза вулканических центров — приповерхностного, субвулканического и среза корневой зоны. Данные о местоположении вулканических центров и уровней их среза использованы для прогнозной оценки Улугуйской зоны на колчеданно-полиметаллическое оруденение.

4. Показаны петрографические отличия различных вулканогенных пород, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Расчленение эффузивов и пирокластов достоверно проведено главным образом в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне. Метадиабазы и метагаббро с достаточной определенностью выделены во всех зонах метаморфизма.

5. Доказана одинаковая степень преобразования разновозрастных пород основного состава различных вулканических фаций в разных зонах метаморфизма. В базальтах, диабазах и габбро одинаковы минеральные парагенезисы (сопряженно происходит смена актинолита роговой обманкой, пистацита — клиноцоизитом, альбита — олигоклазом) и сходен характер преобразования структур. Установлена разная степень преобразования структур и замещения первичных минералов в вулканогенных породах основного состава позднепротерозойского и раннекембрийского возраста в эпидот-мусковит-хлоритовой зоне метаморфизма. Это отличие, вызванное, по-видимому, разной продолжительностью действия агентов и факторов метаморфизма, использовано при определении принадлежности субвулканических интрузий к вулканическим комплексам.

6. Получены данные о неоднородности составов базальтовой и риолитовой породных групп вулканических комплексов позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы. Базальтовые лавы представлены двумя группами. В однородных комплексах (Куртушибинская, Хемчикская зоны) они имеют выдержанный состав и приближаются к меланобазальтам. В непрерывных комплексах данные породы, более лейкократовые, характеризуются значительными колебаниями содержаний петрогенных окислов. Возникновение этих групп связывается с предполагаемыми особенностями кристаллизации магмы в различных магмопроводящих структурах. В зонах повышенной проницаемости, каковыми являлись глубинные разломы, базальтовая магма достигала дневной поверхности, не ассимилируя коровый материал, давала излияния лав, однородных на обширной территории. В противоположность этому, на участках с развитым гранитно-метаморфическим слоем, где пути движения магмы были сложны, происходили ассимиляция магмой материала коры и частичная дифференциация ее в периферических и промежуточных камерах. Породы риолитовой группы имеют невыдержанный состав, причем особенно существенны колебания содержаний Na_2O и K_2O .

Между породами риолитовой и базальтовой групп вулканических комплексов не устанавливается корреляции ни по составу, ни по объему. Для объяснения указанных фактов привлечена гипотеза автономности кислых пород по отношению к сопутствующим базальтам. Она основывается на происхождении вулканогенных пород салической группы за счет коровых магматических очагов, генерирующих под воздействием крупных масс перегретых мантийных базальтовых магм.

7. Статистическими методами доказана идентичность составов пород эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фаций конкретных вулканических комплексов. Показано их отличие от однотипных пород вулканических и интрузивных комплексов другого возраста.

8. Проведены палеовулканологические и палеотектонические реконструкции по воссозданию типов вулканических сооружений, установлению связи тектоники и вулканизма, определению энергетики вулканических процессов. Установлено, что распространение продуктов вулканизма и в рифее, и в кембрии контролируется сочетанием двух тектонических факторов: а) ослабленными зонами на границе стабильных структур и геосинклинальных прогибов; б) глубинными разломами, часто секущими первую магмоконтролирующую структуру. В кембрийской геосинклинальной зоне выделены Хемчикско-Куртушибинская офиолитовая и Таннуольско-Хамсаринская риолит-базальтовая эвгео-

синклинали. Предполагается, что разный состав вулканических продуктов в этих эвгеосинклиналях обусловлен различиями фундамента. Риолит-базальтовая эвгеосинклиналь развита на коре континентального типа, а офиолитовая эвгеосинклиналь, удаленная от стабильных структур, имела по целому ряду признаков кору океанического типа.

9. Установлена связь металлогенической специализации вулканических комплексов с химизмом вулканогенных пород. В комплексах с натриевым уклоном вулканитов проявлено оруденение, типичное для раннегеосинклинальных вулканических комплексов, — колчеданное, золото-сульфидное и железорудное. В комплексах с калиевым уклоном пород риолитовой группы установлена минерализация, близкая к золото-серебряному типу, что обычно свойственно орогенному вулканизму. Таким образом, показанное А. Ф. Белоусовым отсутствие жесткой связи между типом вулканических комплексов и их местом в истории геотектонического развития региона, по-видимому, находит выражение и в металлогении, что должно учитываться при металлогенических исследованиях.

10. Проведен анализ закономерностей размещения колчеданного и золотого оруденения, приуроченного к вулканогенным толщам и даны рекомендации по их дальнейшему исследованию.

Главными задачами, решение которых имеет региональное металлогеническое значение, выдвигаются:

а) оценка колчеданного оруденения в кембрийских осадочно-вулканогенных толщах Хемчикской зоны, близкого к типу гидротермально-осадочных рудных залежей;

б) оценка полиметаллической минерализации в эффузивно-карбонатных отложениях рифея Могенбуренской геоантиклинальной зоны;

в) изучение золоторудных проявлений в рифейских осадочно-вулканогенных образованиях Харальской зоны, имеющих сходство с месторождениями золото-серебряной формации.

Абрамов А. В., Демьянова Г. П. Строение и возраст кувайской серии в верховьях рек Казыра и Киж-Хема (Восточный Саян).—«Труды СНИИГГиМСа», 1970, вып. 110, с. 97—103.

Абрамов А. В., Исаков В. М., Коробейников В. П. Позднерифейско-кембрийский орогенный прогиб Восточной Тувы.—«Труды СНИИГГиМСа», 1972, вып. 146, с. 29—37.

Агентов В. Б. О нижнекембрийском эффузивном вулканизме Восточной Тувы и связи с ним колчеданного оруденения.—«Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1962, т. 67, вып. 4, с. 135—136.

Агентов В. Б., Кудрявцев Г. А. О генетической связи колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийской спилит-кератофировой формацией.—В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. М., «Недра», 1964, с. 124—133. (Труды СНИИГГиМСа, вып. 35).

Безруков О. А. О стратиграфическом положении и возрасте устушкинской серии Западной Тувы.—В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск. кн. изд-во, 1971, с. 141—143.

Белоусов А. Ф. Рифейские и нижнепалеозойские вулканические формации запада Алтае-Саянской области. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1972. 43 с.

Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Поляков З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского Кряжа. М., «Наука», 1969. 283 с.

Берман Б. И. Геология Кызыл-Таштыгского месторождения.—В кн.: Труды регион. совещания по развитию производительных сил Тувинской авт. обл. Новосибирск. РИО СО АН СССР, 1960, с. 137—146.

Берман Б. И., Агентов В. Б. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканизмом.—«Геохимия», 1965, № 3, с. 314—324.

Бурикова И. А. Петрология кремнекислых вулканитов раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Южного Урала. Автореф. канд. дис. М., 1972. 26 с.

Бухаров Н. С. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в нижнекембрийских эффузивах Улугуйской зоны.—В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. I. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1969, с. 48—53.

Бухаров Н. С. Ондумская кольцевая вулканическая структура и связь с ней оруденения.—В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. III. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1974, с. 124—132.

Бухаров Н. С., Топорков А. Д. Кызыл-Таштыгская кальдера обрушения.—В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. III. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1974, с. 119—123.

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968. 154 с.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—«Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953. 561 с.

Владимирский Г. М. Структурно-фациальные зоны Тувы в раннем кембрии.—«Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1967, т. 120, с. 114—120.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск, «Наука», 1972. 120 с.

Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. М., «Недра», 1966. 459 с.

Дистанов Э. Г. Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири.—В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 65—78.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. О магнетитном метасоматозе на колчеданно-полиметаллических месторождениях (на примере Восточной Тувы).—«Геол. рудн. месторожд.», 1968, № 6, с. 37—48.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972. 286 с.

Зайков В. В. Раннекаледонские вулкано-тектонические структуры и колчеданное оруденение (на примере Тувы).— В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулкано-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток. кн. изд-во, 1971а, с. 142—145.

Зайков В. В. О нижнекембрийских субвулканических интрузиях левобережья р. Хемчик (Западная Тува).— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1971б, с. 38—49.

Зайков В. В. Фации нижнекембрийского вулканического комплекса Улугуйской структурно-фациальной зоны Восточной Тувы.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 9—21.

Зайков В. В. Рудоносность верхнепротерозойских и нижнекембрийских вулканических комплексов Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. III. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1974, с. 53—70.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. О возрасте актовраковского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 7, с. 121—125.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. О перспективах выявления колчеданно-полиметаллических месторождений в зоне Саяно-Тувинского разлома.— В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск. кн. изд-во, 1971, с. 38—42.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. О верхнепротерозойских ортосланцах Восточной Тувы.— В кн.: Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск, Красноярск. кн. изд-во, 1974, с. 150—161.

Зайков В. В., Лапин Б. Н., Щеглов А. П. Раннекембрийские вулканические комплексы Тувы.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 78—81.

Зайков В. В., Рогов Н. В., Анастасиев Н. С., Никитчин П. А., Зайкова Е. В. Ордовикский вулканизм Восточной Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1971, с. 3—21.

Зайцев Н. С. Кембрий Тувы.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 7, с. 12—22.

Зайцев Н. С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области.— В кн.: Идеи акад. В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 127—143.

Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. 116 с. (Труды СНИИГГиМСа, вып. 128).

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— «Труды ГИН», 1968, вып. 81, с. 55—86.

Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963. 167 с.

Иванова Т. Н. Роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон юга Алтае-Саянской области и распределение в их пределах магматических образований.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 134—139.

Изох Э. П. О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических цепях.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Т. I. М., «Наука», 1972, с. 16—21.

Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970. 158 с.

Кляровский В. М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск. «Наука», 1972. 258 с.

Коллеганов Ю. М. Тектоника и палеозойские магматические формации северо-восточной части Западного Саяна.— В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск. кн. изд-во, 1971, с. 85—90.

Коллеганов Ю. М. К металлогении магматических образований Амыло-Кандатского прогиба.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск. кн. изд-во, 1972, с. 44—47.

Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенизского водораздела.— «Сов. геол.», 1963, № 7, с. 3—18.

Коптев-Дворников В. С., Ефремова С. В., Апельцин Ф. Р. и др. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Часть II. М., «Наука», 1972, с. 87—100.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана). М., «Недра», 1967, с. 24—52.

Коробейников В. П. Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 26 с.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970. 312 с.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970. 463 с.

Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука», 1966. 248 с.

Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 8, с. 3—14.

Кривенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1963, с. 5—43.

Кудрявцев Г. А. Некоторые черты тектонического развития территории Тувы в позднем докембрии и нижнем палеозое.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 241—247.

Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в Восточной Туве. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 80—93. (Труды СНИИГГиМСа, вып. 6).

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.

Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 5—18.

Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций.— В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 93—103.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., «Наука», 1969. 142 с.

Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 208 с.

Лапин Б. Н. Нижнепалеозойский вулканизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение в Северо-Восточной Туве.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 341—362.

Лапин Б. Н. Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Тувы. Новосибирск, «Наука», 1972. 138 с.

Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. I, II. М., «Наука», 1971. 480 с., 381 с.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1968. 335 с.

Никитчин П. А. О находке ультраосновных вулканитов в Западной Туве.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 82—85.

Пинус Г. В. Петрохимическая и геохимическая характеристика кембрийских эффузивов Тувы.— «Геохимия», 1959, № 1, с. 82—92.

Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1961. 119 с.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 437 с.

Рогов Н. В., Кривенко А. П., Зайков В. В., Сибилев А. К. Магматические комплексы Тувы.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 50—52.

Рождков И. С. Близкоповерхностные месторождения золота.— «Геол. рудн. месторожд.», 1971, т. XIII, № 3, с. 3—14.

Росляков Н. А. Зоны окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1970. 254 с.

Семенов Г. Г., Любалинская З. П. Вариолит-диабазовые породы Куртушибинского хребта в Западном Саяне.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 45—47.

Сидоров А. А. К проблеме зарождения и эволюции золото-серебряной формации в вулканогенных поясах Земли.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 274—275.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 213 с.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— «Вестник МГУ. Серия IV. Геология», 1960, № 2, с. 19—26.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—648.

Сопко П. Ф. Критерии для поисков колчеданных месторождений на восточном склоне Южного Урала.— «Разв. и охрана недр», 1966, № 7, с. 5—11.

Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1973. 144 с.

Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.

Уайт У. С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган.— В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1972, с. 457—481.

Фролова Т. Н. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании.— «Сов. геол.», 1968, № 11, с. 3—18.

- Хаин В. Е.** Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 468 с.
- Херасков Н. П.** Геологические формации (опыт определения).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1952, т. 27, вып. 5, с. 31—52.
- Хорева Б. Я.** Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— «Геотектоника», 1966, № 6, с. 64—83.
- Чучко В. Н., Сарбаа Я. В., Шульга В. К.** Стратиграфия кембрийских образований междуречья Сыстыг-Хем—Чапши.— В кн.: Материалы по геологии Тувиинской АССР. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1969, Вып. 1, с. 10—22.
- Шатский Н. С.** Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций.— «Изв. АН СССР. Серии геол.», 1960, № 5, с. 3—23.
- Шохина О. И., Гордиенко А. С.** О некоторых особенностях колчеданного оруденения Северо-Восточной Тувы.— В кн.: Вопросы палеогеографии, вулканизма и металлогении позднего докембрия и палеозоя юга Средней Сибири. Красноярск. кн. изд-во, 1972, с. 95—109.
- Штейнберг Д. С.** О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, 1964. 106 с. (Труды ИГ Уральск. фил. АН СССР, вып. 72, Свердловск).
- Щеглов А. П.** Основные типы разрезов кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция. Новосибирск, 1969, с. 30—38. (Труды СНИИГГиМСа, вып. 84).
- Cornwall H. R.** A summary of ideas on the origin of native copper deposits.— “Econ. Geol.”, 1956, v. 51, № 7, p. 615—631.
- Hedervari P.** On the energy and magnitude of volcanic eruptions. “Bul. volcanol.”, 1963, t. 25.
- Kinkel A. R.** Observations on the pyrite deposits of the Huelva district Spain and their relation to volcanism.— “Econ. Geol.”, 1962, v. 57, № 7, p. 1071—1080.
- Kinkel A. R.** Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement.— “Econ. Geol.”, 1966, v. 61, № 4, p. 673—695.
- Williams D.** Vulcanismus und Erzlagerstätten.— “Bergacademie”, 1965, v. 17, p. 591—599.

| | |
|--|-----|
| Введение | 3 |
| Глава I. Изученность позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов Тувы | 4 |
| Глава II. Содержание основных терминов, вопросы номенклатуры и членения вулканических комплексов | 7 |
| Глава III. Геология позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических комплексов Тувы | 9 |
| Позднепротерозойские комплексы | 11 |
| Харальский метариолит-базальтовый комплекс | 15 |
| Вулканические комплексы Билинской зоны | 26 |
| Восточно-Саянская зона | 28 |
| Могунбуренская зона | — |
| Куртушибинская зона | 29 |
| Раннекембрийские комплексы | — |
| Улугойский риолит-дацит-базальтовый комплекс | 31 |
| Хемчикский базальтовый комплекс | 46 |
| Глава IV. Петрографическая характеристика вулканических комплексов Тувы | 51 |
| Позднепротерозойские вулканические комплексы | — |
| Раннекембрийские вулканические комплексы | 63 |
| Глава V. Петрохимия вулканических комплексов Тувы | 67 |
| Позднепротерозойские вулканические комплексы | 84 |
| Раннекембрийские вулканические комплексы | 89 |
| О петрогенезисе геосинклинальных вулканических комплексов Тувы | 92 |
| Глава VI. Рудоносность вулканических комплексов Тувы | 94 |
| Позднепротерозойские вулканические комплексы | 95 |
| Раннекембрийские вулканические комплексы | 99 |
| Практические рекомендации | 111 |
| Глава VII. Палеовулканологические и палеотектонические реконструкции | 113 |
| Тектоника Тувы в позднем докембрии и раннем кембрии | — |
| О влиянии раннегеосинклинальных структур на историю тектонического развития Тувы | 117 |
| Энергетика палеовулканических процессов | 118 |
| Заключение | 120 |

Виктор Владимирович Зайков

**РУДОНОСНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ПРОТЕРОЗОЯ И КЕМБРИЯ ТУВЫ**

Ответственные редакторы:
Георгий Владимирович Пинус,
Элимир Галимзянович Дистанов

Редактор *З. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. И. Пинаев*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректор *А. М. Картавин*

Сдано в набор 2 марта 1976 г. Подписано к печати 29 октября 1976 г. МН 02091. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага машинемелованная. 8 печ. л., 11,2 усл.-печ. л.+1 вкл., 11,9 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз.
Заказ № 66. Цена 1 р. 19 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Замеченные опечатки

| Страница | Строка | Напечатано | Следует читать |
|----------|---------|------------------|-----------------|
| 31 | 1 снизу | tm^{2-3} | tm_1^{2-3} |
| 120 | 3 снизу | уровней их среза | уровне их среза |

В. В. Зайков. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы.