

МАГМАТИЗМ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР



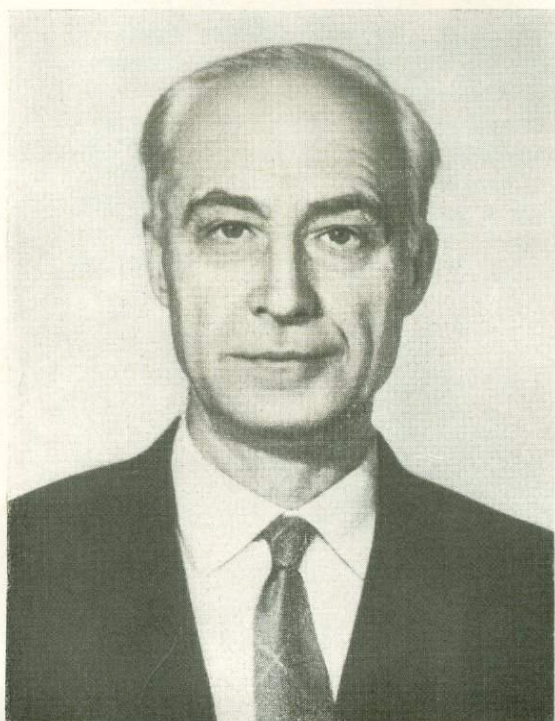
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



Статьи настоящего сборника объединяет основная тема, раскрывающая формационные и фациальные различия магматических образований разных районов Северо-Востока СССР и их отношение к известному в регионе эндогенному оруденению. Основное внимание уделено мезозойским (частично до-мезозойским) плутоническим образованиям различных формационных типов, занимающим определенное положение в историко-геологическом развитии структур Северо-Востока. Часть статей освещает формационные черты вулканитов и их позиции в структуре Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Редколлегия:

Ф. Е. АПЕЛЬЦИН (ответственный редактор), Г. А. ГРИНБЕРГ,
И. Я. НЕКРАСОВ, К. Н. РУДИЧ



Евгений Константинович УСТИЕВ

23 мая 1909 г. — 20 августа 1970 г.

Снимок 1969 г., Москва

*Светлой памяти
выдающегося петрографа,
основоположника
магматической геологии
Северо-Востока СССР
доктора
геолого-минералогических наук,
профессора
Евгения Константиновича
УСТИЕВА*
*посвящают авторы
настоящую книгу*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей книге, посвященной памяти выдающегося исследователя Северо-Востока СССР Евгения Константиновича Устиева, излагаются некоторые новые данные о магматических образованиях Северо-Востока СССР, полученные в последние годы геологами Якутии и Магаданской области.

Содержание сборника отражает широкий круг проблем магматизма Северо-Востока СССР, разработка которых была начата Е. К. Устиевым и продолжается его учениками и последователями. Большая часть статей посвящена мезозойскому магматизму: геологии и петрологии гранитоидных интрузивов, вулканогенным формациям, связи оруденения с магматизмом. В них приводятся оригинальные данные о химизме породообразующих минералов, минеральных ассоциациях породообразующих и аксессуарных минералов. Все эти сведения могут быть использованы при изучении различных магматических формаций области мезозойского Северо-Востока и исследовании процессов их петрогенезиса; они имеют также важное практическое значение для выяснения связи развитого в регионе эндогенного оруденения с определенными типами магматических образований.

Оригинальные данные содержатся в статьях, посвященных проблемам палеовулканизма и вулcano-плутонических формаций Охотско-Чукотского вулканического пояса, которым в разные годы много внимания уделил Е. К. Устиев. Впервые публикуемые материалы по геологии, петрографии и петрохимии вулканогенных образований Куйдусунской наложенной впадины и сравнительный формационный анализ особенностей вулканогенных образований различных районов значительно расширяют существующие представления о последовательности образования вулканогенных формаций и петрохимической зональности магматических образований Охотско-Чукотского вулканического пояса. Несомненный интерес представляют статьи, посвященные девонским и

ордовикским магматическим образованиям, содержащие новые сведения, имеющие принципиальное значение для познания особенностей развития Верхояно-Чукотской области в раннем и среднем палеозое. Приведенные здесь новые материалы позволяют более обоснованно судить о формационных особенностях палеозойских магматических образований и их месте в ходе структурной эволюции мезозойд. Новые материалы по разновозрастным магматическим комплексам различных районов Северо-Востока СССР существенно дополняют представления о магматизме этого обширного региона. Они являются новым вкладом в магматическую геологию области мезозойской складчатости северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, дополняя и развивая многие положения, ранее разработанные Е. К. Устиевым.

К. Н. Рудич

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИВЫ И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Критерии глубинности формирования магматических пород привлекают пристальное внимание исследователей магматической геологии. Это касается как вулcano-плутонических ассоциаций, так и нередко с ними связанных, хотя большей частью и обособленных, малоглубинных или субвулканических интрузивов. Внимание к последним вполне оправдано тем, что такие магматические образования воплощают в себе черты, присущие определенным комплексам, включающим породы разноглубинных фаций.

В последнее десятилетие, благодаря прежде всего работам Е. К. Устиева, учение о вулcano-плутонических формациях получило широкое распространение среди геологов не только нашей страны, но и за рубежом. Однако и в настоящее время термин «вулcano-плутонические формации» понимается по-разному. Одни исследователи трактуют это понятие необычайно широко, объединяя в такие формации вулканические и плутонические образования не только разного времени становления, но и разных этапов тектоно-магматического развития тех или иных областей земной коры. Другие необычайно сужают это понятие, выделяя, к примеру, в одном магматическом теле и плутонические, и вулканические образования, и причисляя их к вулcano-плутонической формации.

Что же в таком случае следует понимать под вулcano-плутоническими формациями? В одной из последних своих работ Е. К. Устиев писал: «...вулcano-плутонические формации следует рассматривать в качестве генетически взаимосвязанных сообществ, являющихся производными единого эволюционирующего магматического очага, развивающихся в пределах единой геотектонической структуры и в течение единого этапа тектоно-магматического цикла. Подобные сообщества обнаруживают единство главных петрографических, петрохимических и металлогенических признаков, прослеживаемых во всех интрузивных и эффузивных сериях, даже в случае длительного разрыва во времени и далеко зашедшей дифференциации, разделяющей крайние члены сообществ» (Устиев, 1969, стр. 35).

В приведенной цитате с достаточной полнотой сформулировано понятие о вулcano-плутонических формациях (или сообществах). Из этого определения можно видеть, что не всякие вулканические и плутонические образования следует относить к вулcano-плутоническим формациям, а только те из них, которые обладают перечисленными выше признаками. Без учета этих признаков, едва ли следует пользоваться этим термином, не рискуя скомпрометировать его.

Как подчеркивает Е. К. Устиев, вулcano-плутонические формации не представляют собой строго изолированных образований при развитии магматизма. С ними связаны и другие формы магматических тел, в том числе и малоглубинные или субвулканические интрузивы, входящие в состав вулcano-плутонических формаций либо в качестве обособленных комплексов, либо фациальных членов формации.

Напомним генетические позиции таких субвулканических интрузивов. В общем случае они занимают промежуточное положение между плуто-

ническими и вулканическими образованиями, являясь тем звеном, в котором выражены многие черты всей ассоциации вулкано-плутонических образований.

Формированию некоторых субвулканических интрузивов сопутствует интенсивная вулканическая деятельность, при этом они обнаруживают непосредственную связь с вулканитами. По отношению к господствующим вулканитами они занимают небольшой объем, представляя в этом случае одну из фаций вулканогенных комплексов. Субвулканические интрузивы в районах развития наземного вулканизма, заполняя приповерхностные полости, не выходят на дневную поверхность, и непосредственная связь их с вулканитами выявляется не всегда отчетливо. В некоторых областях мезозойд Северо-Востока с глубоким эрозионным расчленением в относительно узком вертикальном диапазоне удается проследить непрерывный разрез между субвулканическими интрузивами и выше расположенными эффузивами. Такие же соотношения иногда можно проследить и в районах современного вулканизма. Так, Ю. П. Масуренков (1970) указывает на существование под вулканом Авача на Камчатке магматической камеры, заполненной неполностью раскристаллизованным расплавом. Прослеживаемая здесь непрерывная серия вулканитов, выполняющих кальдеру вулкана, увязывается с длительным формированием интрузивного тела под вулканом в период образования всей толщи вулканитов. На основании детальных геологических, количественных минералогических и оптических данных удается установить, что кристаллизация расплава могла начаться еще на глубине порядка 40 км, в то время как окончательное формирование полнокристаллических пород завершилось в интервале глубин от нескольких сотен до первых тысяч метров от поверхности.

В мезозойдах Севера-Востока известно много примеров непрерывных интрузивно-эффузивных серий вулканитов, где малоуглубинные интрузивные тела резко подчинены эффузивным образованиям, представляя фациальную разновидность последних. Подобные соотношения между вулканитами и субвулканическими интрузивами отмечаются и в других регионах; во всех случаях они являются составной частью вулканитов, представляя совместно с последними вулканические формации.

Намечается определенная связь субвулканических интрузивов и с господствующими в районах плутонами. В этом случае становление их происходит либо синхронно с плутонами, либо они отвечают наиболее поздним порциям пульсационно внедрявшегося расплава. Пространственно субвулканические тела несколько обособлены от главных масс плутонов, располагаясь в более высоких структурных этажах. Такие интрузивы нередко распространены в местах развития гипабиссальных гранитоидных интрузивов, являясь, как и в случае с вулканитами, составной частью единых магматических комплексов, по объему резко подчиненных плутоническим образованиям. В современном эрозионном срезе они часто выступают в виде куполов, протяженных полос дайкообразных тел, силлов или протяженных тел близких к лакколлитам, факоллитам и т. п. Все разнообразие морфологических типов субвулканических образований совместимо с различными глубинными интрузивами, составляющими плутоническую формацию.

Примеры подобных ассоциаций магматических образований не могут считаться редкими. Они известны в Якутии (особенно в пределах хребта Черского), на Чукотке, в районе Охотского побережья, в Закарпатье, на Кавказе и в Закавказье, в Уральском подвижном поясе, Приморье и во многих регионах.

Вместе с тем наиболее важными и интересными представляются те субвулканические интрузивы, становление которых происходит в закрытых камерах, вне прямой связи с вулканической деятельностью или плутоническими интрузивами. Такие субвулканические интрузивы формиру-

ются обычно до внедрения более глубинных плутонов, на глубинах от нескольких сотен метров до 1—2 км. В современном эрозионном срезе в ряде случаев они обнажены на необычайно больших площадях, измеряемых многими сотнями километров.

Как отмечалось ранее (Рудич, 1970), подобные субвулканические интрузивы по своему объему сопоставимы с крупными плутонами, а также с толщами вулканогенных образований и могут быть выделены в качестве самостоятельных субвулканических формаций. Обычно такие субвулканические интрузивы внедряются вслед за вулканогенными образованиями, однако опережая становление плутонов.

В морфологическом отношении крупные субвулканические интрузивы представляют собою куполовидные межформационные тела с несколько вогнутой в середине апикальной частью, с пологой блюдцеобразной формой поверхности. Внешние контакты, как правило, крутые, иногда направлены в сторону интрузивов, вследствие чего диаметр их с глубиной уменьшается. Однако лишь в редких случаях такие интрузивы являются простыми: от них ответвляются многочисленные дайкообразные апофизы, силлы, небольшие купола, приспособленные к складчатым структурам вмещающих толщ, раздувы и пережимы, представляющие в ряде мест псевдокупольные структуры. Все это создает довольно пеструю мозаику форм субвулканических интрузивов среди вмещающих толщ.

Следует также отметить, что субвулканические интрузивы (впрочем, как и плутонические) обладают нередко выраженной зональностью как в вертикальном разрезе, так и в горизонтальном направлении. Прежде всего это заметно по смене текстур и структур пород. С глубиной и от периферии к центру интрузивов увеличивается степень кристалличности пород. Однако это не является правилом, имеется немало исключений. Наблюдаются случаи, когда на значительной глубине среди хорошо раскристаллизованных разностей пород выделяются локальные участки полустекловатых образований. Такая же зональность в общем случае прослеживается и от периферии к центру, но также с указанными выше исключениями.

Еще более характерны различия в текстуре пород. По самому контакту интрузий обычно выделяются флюидальные разности с ориентировкой полосок преимущественно вдоль контактов; с удалением от контактов сохраняется тонкая полосчатость, далее следуют более однородные породы со столбчатой или призматической отдельностью; последняя сохраняется в породах на глубину 100—150 м от кровли и более. Глубинным горизонталом субвулканических интрузивов присуща полигонально-глыбовая отдельность. В приповерхностных участках, а также в апикальных выступах иногда фиксируются пемзовидные оторочки (для липаритов и липарит-дацитов), реже — стекловатые разновидности пород.

Столь разнообразные и не совсем обычные структурные разновидности объясняются рядом причин. По-видимому, одна из них заключается в том, что формирование крупных субвулканических тел связано с многоактивным заполнением камер, при пульсирующем поступлении расплава в верхние горизонты. В разные импульсы поступления магматического расплава последующая его кристаллизация протекает при разном режиме температуры и давления и, естественно, возникают различные текстурно-структурные разновидности пород. Кроме того, и составы расплавов при пульсирующем заполнении камер также несколько различны, особенно это касается летучих компонентов.

Некоторые различия в составе расплава могут быть отчасти связаны с ассимиляцией и гибридным. Как полагает М. А. Фаворская (1950), для кислых расплавов существенную роль при этом играет эманиционная дифференциация. Изучение некоторых кислых интрузий Камчатки (Волынец, 1970) показало, что эти же причины в основном

объясняют и концентрическую зональность подобных образований; это же отчасти свойственно и субвулканическим интрузивам.

Следует также добавить, что субвулканические интрузивы большей частью формируются в периоды инверсии геосинклинальных прогибов преимущественно в окраинных частях последних, на стыке с жесткими структурами, т. е. время их возникновения совпадает с максимальной тектонической активностью подвижных областей.

Субвулканические интрузивы имеют особое значение и в металлогеническом отношении. Некоторые исследователи полагают (Малахов, 1968), что расцвет золоторудной промышленности конца XIX и начала XX вв. основан на открытиях месторождений, так или иначе связанных с субвулканическими образованиями. Во многих регионах нашей страны, таких как Средняя Азия, Урал, Забайкалье, Северо-Восток, Камчатка, Приморье, Кавказ, Карпаты и др., именно к субвулканическим образованиям приурочено разнообразное эндогенное оруденение. Золото, олово, серебро, медь, полиметаллы, молибден, киноварь — вот неполный перечень полезных ископаемых, многие генетические типы месторождений которых тесно ассоциируют с субвулканическими интрузивами.

Как и другие магматические образования, субвулканические интрузивы часто не представляют собою изолированного явления. Хотя они в главной своей массе формируются в малоглубинных камерах нередко без видимой связи с другими магматическими образованиями, во многих случаях они обнаруживают также непосредственную связь как с породами вулканитов, так и плутонов, с которыми иногда составляют единые вулкано-плутонические формации. Характер взаимосвязей между перечисленными магматическими образованиями не во всех случаях представляется достаточно ясным, поэтому дальнейшая разработка критериев установления генетического родства между ними и места среди них субвулканических интрузивов является необходимой.

Субвулканические интрузивы — одна из интересных форм проявления магматизма. Изучение их важно не только для познания разноглубинных магматических образований, но не менее важно и в практическом отношении, поскольку с субвулканическими интрузивами во многих районах нашей страны, особенно в пределах Тихоокеанского пояса, связаны рудопроявления благородных, цветных и редких металлов и некоторых видов неметаллических полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Волинец О. Н.* Зональность в четвертичных кислых экструзиях Калачевского района (Камчатка). — В кн. «Магма малоглубинных камер». М., «Наука», 1970.
- Малахов А. А.* Значение субвулканических рудных формаций и запасы меди в месторождениях, связанных с проявлениями вулканизма в общем балансе медных месторождений. — В кн. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана». Ташкент, 1968.
- Масуренков Ю. П.* Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана (Камчатка). — В кн. «Магма малоглубинных камер». М., «Наука», 1970.
- Рудич К. Н.* О типах и условиях становления субвулканических тел. — В кн. «Магма малоглубинных камер». М., «Наука», 1970.
- Устиев Е. К.* Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций. — В кн. «Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности». М., «Наука», 1969.
- Фаворская М. А.* О некоторых явлениях метаморфизма на контакте третичных «серых» гранитов (южное Приморье). — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия петрогр., 1950, вып. 107.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Одной из наиболее важных и трудных задач магматической геологии Северо-Востока СССР является выяснение связи чрезвычайно широко проявленного на этой территории гранитоидного магматизма с тектонической эволюцией мезозойской. Противоречивые представления по этому вопросу определяют разный подход к формационному делению поздне-мезозойских магматических образований. Согласно традиционной точке зрения, поздне-мезозойский гранитоидный магматизм связан с завершающим этапом геосинклинального развития Верхояно-Чукотской области. Исходя из этого выделяются гранитоиды: синорогенные и посторогенные (по Г. Штилле); сининверсионные и постинверсионные, и т. п.

Е. К. Устиев (1949 а, б) еще в первых работах по магматизму Северо-Востока на основе изучения длительно формировавшихся многофазных интрузивов, пришел к выводу о том, что в пределах Яно-Колымской системы мезозойские распространены не только позднеюрские, но и меловые (до поздне-меловых включительно) гранитоидные интрузивы, связанные с длительной активностью контролирующих их разломов. Данные изотопной геохронологии подтвердили это предположение.

Наряду с господствующими представлениями о связи гранитоидного магматизма с завершающим этапом геосинклинального развития мезозойской уже сравнительно давно высказывались мнения о длительном развитии поздне-мезозойского магматизма (от поздней юры до позднего мела), невозможности выделения магматических образований складчатого и постскладчатого этапов, что объяснялось независимым от процессов складкообразования развитием магматических очагов (Рожков и др., 1961). В позднее опубликованной работе (Гринберг, 1969) были рассмотрены тектонические условия проявления магматизма Яно-Колымской системы и сделан вывод о независимости поздне-мезозойского гранитоидного магматизма от предшествовавшего геосинклинального развития мезозойской. По отношению к основным линейным складчатым структурам мезозойской гранитоидный магматизм является отчетливо наложенным послескладчатым. В то же время поздне-мезозойский гранитоидный магматизм как в области мезозойской складчатости, так и в сопредельных структурах более ранней консолидации по времени совпал с формированием наложенных впадин и поднятий и сопровождался складчато-глыбовыми деформациями, осложнявшими ранее образованные складчатые структуры.

Выполненные в последнее время многочисленные определения калий-аргоновым методом возраста охотских гранитоидов показали, что поздне-мезозойский гранитоидный магматизм в Яно-Колымской системе мезозойской и в окраинно-материковом Охотско-Чукотском вулканическом поясе происходил в течение одного и того же возрастного интервала: поздняя юра — поздний мел. Нужно заметить, что одновременное проявление гранитоидного магматизма в Верхояно-Чукотской области и Охотском вулканическом поясе, по крайней мере в раннемеловое время, достаточно очевидно по геологическим данным и ни у кого сомнений не вызывает. Поскольку это плохо согласуется с представлениями о синорогенном магматизме внутриматериковых районов мезозойской и посторогенном магматизме Охотско-Чукотского пояса, сторонники этой точки зрения в последнее время пытаются обосновать геологически мгновенное заложение посторогенного вулканического пояса в середине раннего мела — апте.

Другие исследователи допускают некоторое перекрытие во времени синорогенного магматизма мезозойского и посторогенного магматизма вулканического пояса. Однако в последнее время доказан позднеюрский возраст урских гранитоидов юго-западной части Охотско-Чукотского пояса (Бельтнев, Лебедев, 1968).

Таким образом, геологические данные и результаты калий-аргоновых определений показывают, что гранитоидный магматизм Яно-Колымской системы, так же как и Охотско-Чукотского вулканического пояса, связан с послегеосинклинальным этапом тектонического развития мезозойского.

Причиной позднемезозойской тектоно-магматической активизации являются глубинные процессы, с которыми связано заложение и развитие в позднем мезозое кайнозойских (по времени складчатости) геосинклинальных систем Тихоокеанского подвижного пояса (Гринберг, 1969). С тектоническим развитием приокеанической геосинклинальной области хронологически и генетически связан не только магматизм окраинно-материкового Охотско-Чукотского вулканического пояса, но и позднемезозойский магматизм внутриматериковых районов Северо-Востока СССР. Исходя из этого легче объяснить и наложенный характер позднемезозойского магматизма как в собственно мезозойских, так и в сопредельных структурах, и отчетливо проявленную зональность в размещении различных по составу мезо-кайнозойских магматических формаций относительно внутренней зоны Тихоокеанского пояса.

Определение возраста гранитоидов калий-аргоновым методом дает непрерывный ряд цифр от средней юры до палеогена. При интерпретации этих цифр некоторые геологи пришли к выводу о том, что разорванные во времени интрузивные фазы отсутствуют и, что в непрерывном магматическом процессе существуют лишь периоды наибольшей магматической активности, о которых можно судить по максимумам на статистических графиках распределения цифр абсолютного возраста. Этот вывод противоречит геологическим данным. В позднемезозойских гранитоидных интрузивах Охотско-Чукотского пояса и других районов Северо-Востока отчетливо выделяется несколько интрузивных фаз, возраст которых датируется на основе наблюдаемых соотношений интрузивов с вмещающими вулканогенно-осадочными породами, содержащими ископаемую флору. Так для ранней гранодиоритовой фазы охотских гетерогенных интрузивов устанавливается апт-альбский возраст, а внедрение биотитовых гранитов следующей фазы произошло в конце турона — начале сенона. Таким образом перерыв между фазами был не меньшим чем продолжительность самих интрузивных фаз. Если же исходить из данных калий-аргоновых определений, то и для Охотского пояса может быть сделан вывод о непрерывности гранитоидного магматизма (и вулканизма) от средней юры до неогена.

Несомненно, что формирование позднемезозойских гранитоидных интрузивов внутриматериковых районов также происходило не непрерывно, а в течение нескольких разорванных во времени интрузивных фаз. Однако в отличие от охотских интрузивов, в которых состав пород разновременных фаз достаточно контрастен, разновременные гранитоидные интрузивы внутриматериковых районов мезозойского сложены однотипными по составу породами. Это затрудняет выделение интрузивных фаз и рассмотрение статистических графиков распределения цифр абсолютного возраста помочь нам в этом не может (Гринберг, 1969).

Изложенное выше приводит к выводу о связи гранитоидного магматизма с единым позднемезозойским тектоническим этапом. Все магматические образования этого этапа являются послескладчатыми и поэтому нет оснований для разделения интрузивов на синкладчатые, посткладчатые и т. п. В пределах тектонических районов Яно-Колымской системы длительно в течение нескольких фаз магматизма формировались сходные по составу формационно однотипные гранитоидные интрузивы.

В Охотско-Чукотском вулканическом поясе отчетливо выделяются разновременные разные по составу пород интрузивные фазы гетерогенных гранитоидных массивов.

Ниже рассматриваются позднемезозойские формации гранитоидов Яно-Колымской системы мезозой и сопредельных районов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса.

ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДОВ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СИСТЕМЫ

Сравнительный анализ материалов тематических исследований гранитоидов Верхне-Индигирского района (Рожков и др., 1971) и Южного Верхоянья (Гринберг и др., 1970) показывает, что гранитоиды этих районов различаются по петрографическим особенностям, минеральному и химическому составу. В Верхне-Индигирском районе распространены интрузивы биотитовых, часто гранатсодержащих гранитов, а в Южном Верхоянье — пестрые по составу интрузивы роговообманково-биотитовых гранитоидов. Четкая пространственная и структурная обособленность и резкие различия по составу этих двух групп гранитоидов позволили выделить их в качестве конкретных магматических формаций: формации биотитовых бедных кальцием гранитов и формации роговообманково-биотитовых гранитоидов (Гринберг, 1969). Обе выделенные формации, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964), относятся к формационному ряду батолитовых гранитоидных формаций. Формация биотитовых бедных кальцием гранитов соответствует формационному типу батолитов биотитовых гранитов, а формация роговообманково-биотитовых гранитоидов может сопоставляться с формационным типом гранитоидных батолитов пестрого состава.

На территории Яно-Колымской системы гранитоиды выделенных формаций распространены очень широко. К формации биотитовых бедных кальцием гранитов относятся крупные интрузивы Главного батолитового пояса и ряд более мелких массивов Инъяли-Дебинского синклиория. Интрузивы формации роговообманково-биотитовых гранитоидов расположены главным образом в западной части Яно-Колымской системы — в Южном Верхоянье и сопредельных районах. Между Верхоянской зоной и Инъяли-Дебинским синклиорием в гранитоидных интрузивах поперечных рядов развиты как существенно биотитовые, так и роговообманково-биотитовые гранитоиды, причем пространственно первые из них тяготеют к Инъяли-Дебинскому синклиорию, а вторые — к Верхоянской зоне.

Возраст интрузивов формации биотитовых бедных кальцием гранитов и формации роговообманково-биотитовых гранитоидов, судя по данным калий-аргоновых определений, укладывается в один и тот же интервал: поздняя юра — поздний мел.

Формация интрузивов роговообманково-биотитовых гранитоидов

Гранитоиды этой формации подробно описаны ранее (Гринберг и др., 1970) и поэтому ниже кратко рассматриваются лишь некоторые фациальные особенности интрузивов роговообманково-биотитовых гранитоидов.

К формации роговообманково-биотитовых гранитоидов относятся интрузивы средних и малых глубин формирования, расположенные в Южно-Верхоянском синклиории, который рассматривается как зона затухания мезозой (Пушаровский, 1961). Наряду с относительно небольшими однородными по составу массивами здесь развиты сложно дифференцированные пестрые по составу пород плутоны.

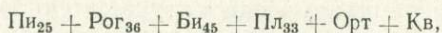
Интрузивы рассматриваемой формации сложены главным образом роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Значительно менее распространены кварцевые диориты и диориты, развитые обычно в эндоконтактных зонах массивов и связанные постепенными переходами с гранодиоритами. В сложно дифференцированных плутонах присутствуют небольшие тела биотитовых гранитов с исчезающе малым количеством роговой обманки, представляющие собой позднюю стадию становления массивов. Характерной особенностью пород формации роговообманково-биотитовых гранитоидов является ассоциация калинатового пслевого шпата с относительно основным плагиоклазом (35—40% анорита) и роговой обманкой.

Одним из наиболее важных факторов, определяющих разнообразие минерального состава пород формации, является режим кислотности — щелочности в процессе кристаллизации.

В сложных массивах Южно-Верхоянского синклиория, от ранней фазы к поздней, в биотитах уменьшается отношение суммы щелочей к алюминию, увеличивается глиноземистость и железистость, уменьшается отношение калия к натрию. Снижение щелочности и увеличение глиноземистости биотитов в ходе кристаллизации интрузивов связано с накоплением кислотных компонентов в остаточном расплаве. В биотите пород поздней фазы формирования содержится обычно в три раза больше фтора, чем в биотите из пород первой фазы. В условиях еще более низкой щелочности образовались поздние аплитовидные граниты и аплиты с альмандиновым гранатом. Количественные соотношения пород разных фаз кристаллизации не одинаковы. В Южном Верхоянье резко преобладают интрузивы роговообманково-биотитовых гранитов повышенной щелочности. О высоком потенциале калия в процессе их кристаллизации свидетельствует не только состав биотитов, но и минеральные ассоциации этих гранитоидов. Характерным для них является поздняя кристаллизация роговой обманки совместно с калиевым полевым шпатом, оторочки роговой обманки вокруг биотита.

Биотитовые граниты поздней фазы, образовавшиеся в условиях относительно низкой щелочности, имеют небольшое распространение. Понижение потенциала калия и относительное повышение потенциала натрия в конечные этапы кристаллизации приводит к обогащению натрием остаточных расплавов. Этим обстоятельством, по-видимому, объясняется появление поздних аплитовидных плагиогранитов и интенсивное проявление процессов натриевого послемагматического высокотемпературного метасоматоза — альбитизации, иногда эгиринизации. Гранитоиды сопредельного с Южно-Верхоянским синклиорием Юдомо-Майского района кристаллизовались в условиях еще более высокого потенциала калия. В них присутствует ассоциация клинопироксена и роговой обманки с ортоклазом.

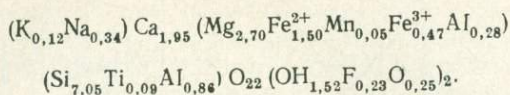
Для выяснения зависимости минеральных парагенезисов гранитоидов от химических потенциалов щелочей построена диаграмма в координатах химических потенциалов калия и натрия. Для расчета принят состав анализированных минералов из гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория. В образце из гранодиоритов Уэмляхского массива изучен следующий парагенезис¹:



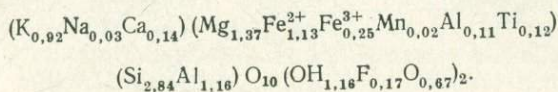
из которого проанализированы биотит и роговая обманка. Состав плагиоклаза и клинопироксена определен по оптическим данным.

¹ Символы минералов: Пи — моноклинный пироксен, Рог — роговая обманка, Би — биотит, Пл — плагиоклаз; Орт — калиевый полевой шпат, Кв — кварц.

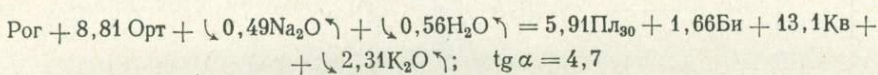
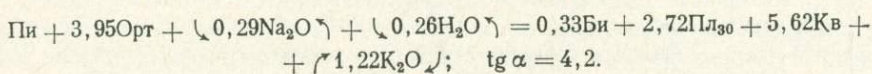
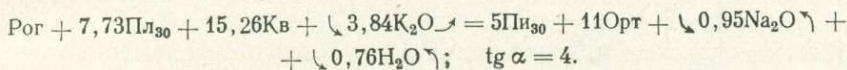
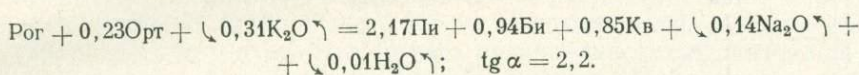
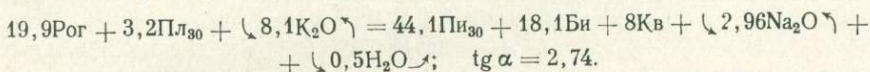
Кристаллохимическая формула роговой обманки



Кристаллохимическая формула биотита из этого же образца:



Исходя из этого состава, рассчитаны реакции моновариантного равновесия:



Были рассчитаны также реакции моновариантного равновесия для аналогичного парагенезиса с несколько иным составом сосуществующих биотита и амфибола из гранодиоритов Южно-Верхоянского синклиория, что учитывалось при построении пучка моновариантных линий диаграммы зависимости парагенезисов минералов гранитоидов от химических потенциалов щелочей (рис. 1).

На диаграмме выделяются пять дивариантных полей (I—V) с различными минеральными парагенезисами гранитоидов. Рассмотрим положение парагенезисов на диаграмме. В гранитоидах первой и второй фаз формирования сложных плутонов Южного Верхоянья кристаллизация роговой обманки совместно с ортоклазом происходила в условиях повышенного потенциала калия, что определило более высокие температуры кристаллизации калийсодержащих минералов и расширение полей их кристаллизации. Эта ассоциация соответствует второму полю диаграммы. Более высокому значению потенциала калия отвечает ассоциация роговой обманки и клинопироксена с ортоклазом в кварцевых мондонитах Юдомо-Майского района (третье поле диаграммы).

В биотитовых гранитах третьей фазы формирования интрузивов Южного Верхоянья присутствуют парагенезисы первого поля диаграммы, характерные для гранитоидов нормальной щелочности. Таким образом, в ходе кристаллизации пород первой и второй фаз сложных плутонов парагенезисы минералов не менялись, а изменение режима кислотности — щелочности находило отражение в различной глиноземистости биотитов гранитоидов разных фаз. При дальнейшем снижении щелочности при кристаллизации пород третьей фазы парагенезис роговой обманки с ортоклазом становился неустойчивым и сменялся парагенезисами роговой обманки с плагиоклазом и биотита с ортоклазом.

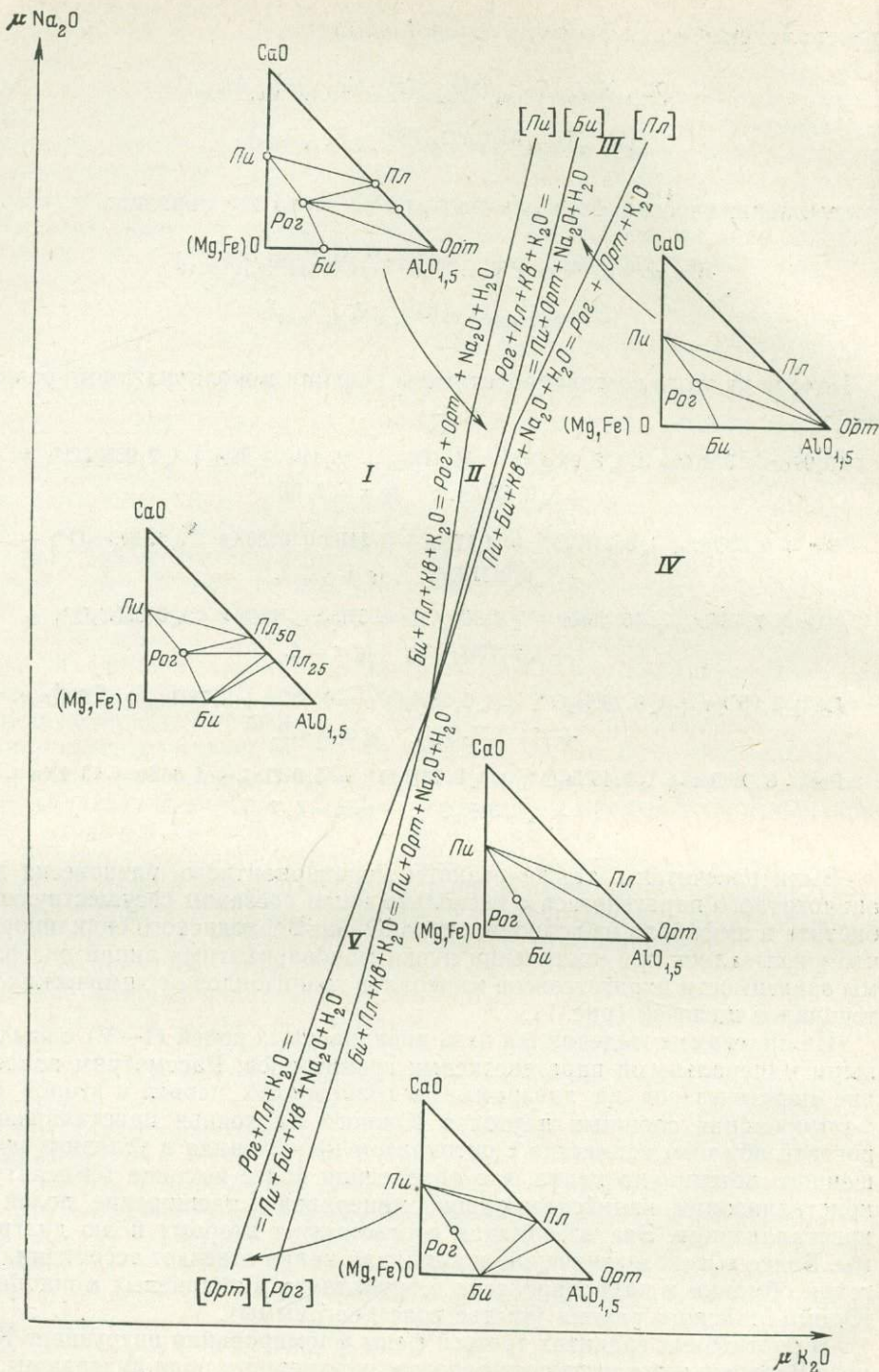


Рис. 1. Диаграмма минеральных парагенезисов гранитоидов Южного Верхоянья в зависимости от химических потенциалов калия и натрия

Формация биотитовых бедных кальцием гранитов

В Яно-Колымской системе мезозойские интрузивы формации биотитовых бедных кальцием гранитов распространены очень широко. К этой формации относятся крупные интрузивы Главного батолитового пояса Северо-Востока СССР и многочисленные гранитные массивы в Инъяли-Дебинском синклинории и сопредельных структурах.

Различные по размерам и форме залегания интрузивы довольно однообразны по петрографическим особенностям. Преобладающее развитие имеют равномернозернистые и порфировидные биотитовые граниты главной фации. Гранодиориты, реже кварцевые диориты явно гибридного облика слагают эндоконтактные зоны массивов и связаны с гранитами главной фации постепенными переходами. Значительно менее распространены небольшие массивы биотитовых гранодиоритов. Роговая обманка в них присутствует относительно редко и количественно всегда резко подчинена биотиту. К поздней фазе формирования массивов относятся небольшие тела дополнительных интрузивов лейкократовых и аплитовидных гранитов.

Характерной особенностью состава пород рассматриваемой формации является почти постоянное присутствие высокожелезистого альмандин-спессартинового граната почти во всех разновидностях гранитоидов. Общая железистость биотитов из гранитоидов Верхне-Индибирского района колеблется в пределах 55—80 мол. %. В гранодиоритах эндоконтактных зон обычно отмечают менее железистые биотиты, чем в гранитах главной фации. Наиболее высокую железистость имеют биотиты из гранитов батолитических интрузивов. По сравнению с роговообманково-биотитовыми гранитоидами Южного Верхоянья в гранитах Верхне-Индибирского района присутствуют значительно более железистые и глиноземистые биотиты.

Формации биотитовых бедных кальцием гранитов и роговообманково-биотитовых гранитоидов резко различаются и по ассоциациям аксессуарных минералов. Для биотитовых гранитов характерна ассоциация ильменит + апатит + циркон + монацит. Ортит и изредка сфен появляются лишь в гибридных породах эндоконтактных зон. В породах формации роговообманково-биотитовых гранитоидов постоянно присутствует ассоциация сфен + ортит + апатит + циркон.

Наиболее характерная особенность химизма пород формации биотитовых бедных кальцием гранитов — низкое содержание в них кальция; единственным кальциевым минералом является здесь плагиоклаз, а из аксессуарных — апатит.

В породах формации роговообманково-биотитовых гранитоидов содержание кальция выше и в них постоянно присутствуют минеральные парагенезисы с роговой обманкой, моноклинным пироксеном и сфеном.

Другой особенностью формации биотитовых бедных кальцием гранитов является низкая активность щелочей в процессе кристаллизации, что наряду с другими факторами определяет широкое распространение в составе данной формации гранатосодержащих биотитовых гранитов (Рожков и др., 1971).

ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В пределах Охотско-Чукотского пояса выделяются два интрузивных комплекса гранитоидов: комплекс гранитоидов охотского типа, преимущественно гранодиоритового состава и более молодой комплекс гранитных интрузивов (Устиев, 1949а, б, 1959, 1963а, 1965, 1969; Сперанская,

1963а; Белый и др., 1964 и др.). Существуют противоречивые мнения о возрастном положении этих интрузивных комплексов.

В юго-западной части Охотско-Чукотского пояса широко распространены интрузивы преимущественно гранодиоритового состава, которые Е. К. Устиев (1959) называл «формацией охотских интрузивов». К ранней фазе формирования охотских интрузивов обычно относят небольшие тела габбро-норитов, роговообманковых габбро и габбро-диоритов, находящиеся внутри гранитоидных массивов. Изученные нами выходы этих основных пород, расположенные среди гранитоидов Нют-Ульбейского массива, сложены габбро, габбро-норитами и габбро-диоритами, в различной степени гранитизированными. Неизменные породы основного состава, представленные габбро-норитами, состоят из основного плагиоклаза (лабрадор) и маложелезистого ($i=25$ мол.%, по данным химического анализа) гиперстена.

Включения основных пород типа габбро-норитов и габбро-анортозитов, как известно, довольно широко распространены в позднемезозойских гранитоидных интрузивах Тихоокеанского пояса. Такие включения описаны из Южно-Калифорнийского батолита (Larsen, 1948; Larsen, Dreisen, 1950) и из Сьерра-Невадского батолита (Loomis, 1963). Происхождение включений габбро-норитов в гранитоидных массивах может объясняться, исходя из экспериментальных данных Т. Х. Грина (1968), согласно которым при кристаллизации кварцево-диоритовой или андезитовой магмы на глубинах, отвечающих давлениям 0—13,5 кбар, кристаллический остаток по составу близок к габбро-анортозиту. При деформациях в процессе кристаллизации расплав кварцево-диоритового или более кислого состава может отделяться от кристаллического остатка по механизму фильтр-прессинга. Эта модель хорошо объясняет и преимущественно габбро-норитовый или габбро-анортозитовый состав включений в гранитоидных массивах и часто наблюдаемые протокластические структуры этих пород.

Изложенные соображения о природе включений основных пород в гранитоидных интрузивах Охотско-Чукотского пояса не позволяют рассматривать их в качестве пород первой фазы формирования интрузивов. Исходя из этого, интрузивы охотских гранитоидов относятся нами к гранодиоритовой конкретной магматической формации Охотско-Чукотского вулканического пояса. Интрузивы данной формации в основном слагаются гранодиоритами при подчиненной роли кварцевых диоритов и роговообманково-биотитовых гранитов.

Минеральная ассоциация гранодиоритов — $Рог_{34-42} + Би_{45-48} + Пл_{25-17} + Орт + Кв$ и порядок кристаллизации минералов соответствует первому полю (нормальной щелочности) диаграммы — $\mu_{K_2O} - \mu_{Na_2O}$ Д. С. Коржинского (1957). Характерными особенностями гранодиоритов являются присутствие резорбированных ядер лабрадорного состава в зональных кристаллах плагиоклаза.

Биотит из гранодиоритов имеет относительно низкую глиноземистость (17—19) и на диаграмме $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg + Fe}{Al}$ точки состава биотитов (Маракушев, Тарарин, 1965) располагаются в пределах четвертого поля повышенной щелочности. Однако по парагенезису минералов гранодиориты соответствуют породам нормальной щелочности, а низкая глиноземистость биотитов в данном случае может объясняться относительно высокой температурой кристаллизации малоглубинных интрузивов.

Интрузивы гранодиоритовой формации прорывают нижнемеловые андезиты и обломки их содержатся в верхнемеловых эффузивах и субвулканических телах дацитового состава. Тесная пространственная и генетическая связь андезитовой и гранодиоритовой формаций Охотско-Чукотского пояса неоднократно подчеркивалась Е. К. Устиевым (1959, 1965, 1969). Имеющиеся данные позволяют считать, что внедрение большей

**Сравнительная характеристика позднемезозойских гранитоидных формаций
Яно-Колымской системы мезозойд и юго-западной части Охотско-Чукотского
вулканического пояса**

| Тектоническое положение | Формации | Возраст | Породы | Ассоциации породообразующих минералов | Ассоциации аксессуарных минералов |
|--|-----------------------------------|---|--|--|--|
| Яно-Колымская система мезозойд | Иньяли-Дебинский синклиниорий | Поздняя юра — поздний мел | Биотитовых бедных кальцием гранитов | Гр ₇₃₋₈₈ + Би ₂₂₋₂₅ + Пл ₃₃₋₂₅ + Орт + Кв | Циркон |
| | | | Роговообманково-биотитовых гранитоидов | Гр ₇₈ ± Рог + Би ₁₈₋₂₁ + Пл ₄₀₋₂₅ + Орт + Кв | Ильменит + циркон + апатит ± ортит |
| | Южно-Верхованский синклиниорий | Поздняя юра — поздний мел | Биотитовых гранитов | Би ₅₀₋₆₁ ± Рог + Пл ₂₅₋₁₇ + Орт + Кв | Сфен + ортит + циркон + апатит |
| | | | Роговообманково-биотитовых гранодиориты и граниты | Пи + Рог ₃₇₋₄₄ + Би ₁₈₋₁₉ + Пл ₃₉₋₂₈ + Орт + Кв | Сфен + ортит + циркон + апатит |
| Юго-западная часть Охотско-Чукотского вулканического пояса | Внешняя зона вулканического пояса | Поздний мел | Лейкократовые и аплитовидные граниты | Би + Пл ₁₂₋₁₀ + Орт + Кв | Магнетит ± гематит + апатит + циркон + ортит ± сфен ± гранат |
| | | | Биотитовых гранитов | Би ₁₆₋₂₂ + Пл ₄₅₋₇₈ + Орт + Кв | Магнетит + ильменит + апатит + циркон + ортит + сфен |
| | Внутренняя или переходная зона | Поздняя юра — ранний мел | Гранодиоритовая | Рог ₃₄₋₄₂ + Би ₁₇₋₁₉ + Пл ₂₃₋₁₈ + Орт + Кв | Магнетит + ильменит + апатит + циркон + сфен + ортит |
| | | | Габбро-гранодиорит-плагногранитная | Рог ₃₄₋₄₀ + Би ₁₈₋₂₀ + Пл ₃₆₋₂₄ + Орт + Кв | Магнетит + апатит + циркон ± сфен |
| | Внутренняя или переходная зона | Поздний мел | Биотитовых гранитов | Би + Пл ₁₄₋₁₀ + Орт + Кв | Циркон + ксенотим + гематит + ильменит |
| | | | Роговообманково-биотитовых гранодиориты, плагнограниты | Рог ₄₂₋₄₃ + Би ₁₅₋₁₉ + Пл ₃₆₋₃₂ + Орт + Кв (гранодиориты) | Магнетит + ильменит + апатит + циркон + сфен |
| Внутренняя или переходная зона | Поздняя юра — ранний мел | Кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро | Пи + Рог + Би ₁₈ + Пл ₄₁₋₃₅ + Орт + Кв (кварцевые диориты) | Магнетит + ильменит + апатит + циркон | |



части интрузий гранодиоритовой формации произошло в конце раннего мела (апт — альб). Однако уже давно Е. К. Устиевым (1949а, 1959) было высказано предположение о существовании в Охотско-Чукотском поясе гранитоидных интрузивов позднеюрского возраста. В последнее время Е. Б. Бельтеневым и Е. Л. Лебедевым (1968) доказан позднеюрский возраст удских гранитоидов юго-западной окраины Охотско-Чукотского пояса и можно думать, что позднеюрские гранитоиды будут обнаружены в других районах пояса. Определения возраста гранодиоритов калий-аргоновым методом дают большой разброс цифр, но в подавляющем большинстве они соответствуют раннему мелу.

К более молодому интрузивному комплексу (конкретной формации) относятся интрузивы биотитовых гранитов, отчетливо прорывающие верхнемеловые вулканогенные образования преимущественно дацитового состава и нижнемеловые интрузивы гранодиоритов. Контакты между гранодиоритами и биотитовыми гранитами в многофазных массивах всегда отчетливые.

Минеральная ассоциация биотитовых гранитов — Би₄₅₋₇₈ + Пл₁₅₋₁₂ + Орт + Кв; коэффициент глиноземистости биотитов — от 16 до 22. Колебания глиноземистости биотитов из гранитов связаны, вероятно, с различными температурами кристаллизации в разных участках приповерхностных интрузивов. По петрохимическим особенностям биотитовые граниты относятся к нормальному и пересыщенному глинозему типам.

Таким образом, на основе геологических взаимоотношений гранитоидов Охотско-Чукотского пояса с вмещающими разновозрастными вулканогенными толщами с учетом данных калий-аргоновых изотопных определений выделяется два этапа гранитоидного магматизма: позднеюрский — раннемеловой (с двумя фазами — позднеюрской и апт-альбской) и позднемеловой (таблица). Гранитоиды одновременных этапов слагают как самостоятельные интрузивные тела, так и многофазные гетерогенные плутоны.

Интрузивы преимущественно гранодиоритового состава Яно-Колымской системы и, в частности, Южного Верхоянья некоторые исследователи относят к охотскому комплексу (охотской гранодиоритовой формации). Сравнительное изучение гранитоидов Южного Верхоянья и Охотско-Чукотского пояса показало их существенные различия. Характерной особенностью пород формации роговообманково-биотитовых гранитоидов Южного Верхоянья является ассоциация калинатрового полевого шпата с относительно основным плагиоклазом и роговой обманкой. В охотских гранитоидах калинатровый полевой шпат образуется позже вместе с более кислым по составу плагиоклазом. Различие химизма пород формации роговообманково-биотитовых гранитоидов Южного Верхоянья и Охотской гранодиоритовой формации иллюстрирует диаграмма Na₂O — K₂O — CaO (рис. 2), на которой отчетливо виден более натровый состав охотской гранодиорит-гранитной серии по сравнению с петрографически сходными гранитоидами Южного Верхоянья. Другим признаком, по которому различаются породы этих двух формаций, является постоянное присутствие в охотских гранитоидах магнетита. В породах формации роговообманково-биотитовых гранитоидов Южного Верхоянья магнетит, как правило, отсутствует или встречается в незначительном количестве в породах поздней стадии кристаллизации.

На диаграмме (рис. 3) показаны вариационные линии составов пород различных позднемезозойских формаций Яно-Колымской системы мезозой и юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Различное положение вариационных линий, соответствующих формациям биотитовых бедных кальцием гранитов, и роговообманково-биотитовых гранитоидов Яно-Колымской системы и гранодиорит-гранитной ассоциации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса объ-

Рис. 2. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ для гранитоидов Южного Верхоянья и юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса

1 — гранодиоритовая формация вулканического пояса; 2 — формация роговообманково-биотитовых гранитоидов Южного Верхоянья

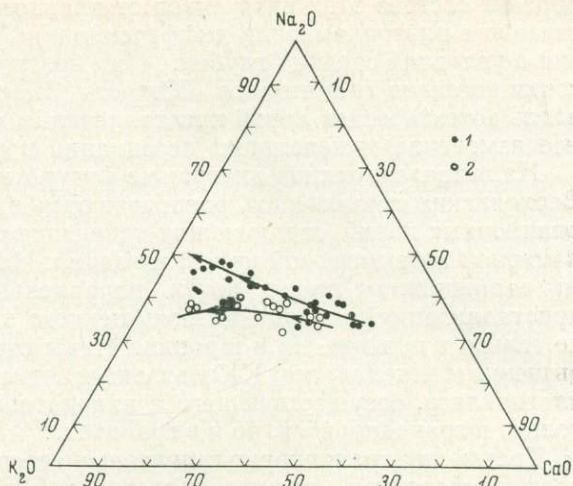
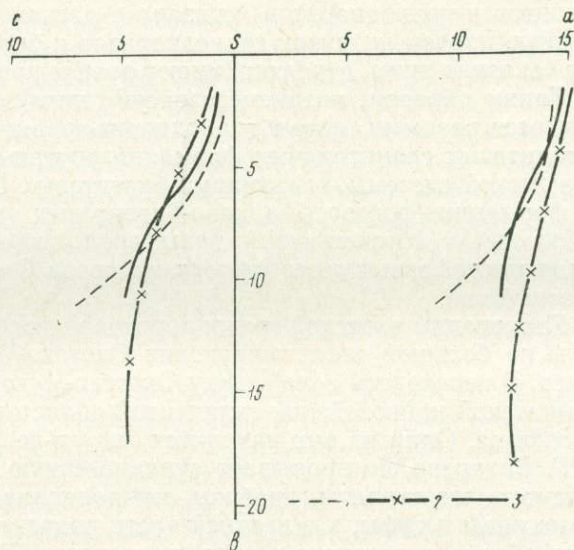


Рис. 3. Вариационная диаграмма составов позднемезозойских гранитоидов

1 — формация биотитовых бедных кальцием гранитов (гибридный тип гранодиорит-гранитных ассоциаций); 2 — формация роговообманково-биотитовых гранитоидов (котектический тип); 3 — гранодиорит-гранитная формация (фазовый тип)



ясняется различными генетическими взаимоотношениями основных разновидностей гранитоидов этих формаций — гранодиоритов и гранитов.

Выделяются три типа гранодиорит-гранитных ассоциаций. Первый тип, который может быть назван «гибридным», характерен для интрузивов формации биотитовых бедных кальцием гранитов. Эти интрузивы слагаются биотитовыми гранитами, а гранодиориты явно гибридного облика приурочены к эндоконтактовым зонам или к выступам интрузивов. По существу составы гранитов и гранодиоритов, как видно из диаграммы, являются резко не комплементарными, т. е. эти породы не могли образоваться в результате дифференциации одной магмы. Поэтому линия, соединяющая фигуративные точки пород данной формации, не может рассматриваться в качестве вариационной линии и на петрохимической диаграмме должны выделяться самостоятельно поля фигуративных точек гранитов и гибридных гранодиоритов.

Второй тип гранодиорит-гранитных ассоциаций, который мы называем «котектическим» наиболее четко выражен в интрузивах формации роговообманково-биотитовых гранитоидов Южного Верхоянья. Все разно-

образе состава этих интрузивов от кварцевых диоритов до гранитов связано с внутрикамерной дифференциацией при кристаллизации интрузивов в условиях средних глубин. На диаграммах путей кристаллизации точки составов гранитоидов Южного Верхоянья четко располагаются вдоль котектических линий кристаллизации, отражающих последовательное изменение минеральных ассоциаций пород (Гринберг и др., 1970).

На петрохимической диаграмме фигуративные точки составов Южно-Верхоянских гранитоидов располагаются вдоль четко выраженных вариационных линий, отражающих изменение состава пород в ходе внутрикамерной котектической кристаллизации. На правой плоскости диаграммы вариационная линия почти параллельна оси «*b*», что связано с кристаллизацией в условиях повышенного химического потенциала K_2O не только в поздние, но и в ранние этапы становления интрузивов. С повышенным потенциалом K_2O связана и относительно высокая основность плагиоклаза, сосуществующего с калинатовым полевым шпатом не только в гранодиоритах, но и в гранитах.

Третий тип гранодиорит-гранитовых ассоциаций, который может быть назван «фазовым», широко представлен в многофазных интрузивах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Четкие интрузивные контакты гранитов с гранодиоритами свидетельствуют о том, что образование гранитов и гранодиоритов связано с одновременными интрузивными фазами, причем интрузии гранодиоритов и биотитовых гранитов, как будет показано ниже, вероятно, имеют разное происхождение.

Таким образом, позднемезозойские интрузивы гранитоидов характеризуются разными типами гранодиорит-гранитных ассоциаций. Для ряда батолитовых гранитоидных формаций внутриматериковых районов Яно-Колымской системы — формации биотитовых бедных кальцием гранитов и формации роговообманково-биотитовых гранитоидов — характерны гибридный и котектический типы гранодиорит-гранитных ассоциаций, а для многофазных гетерогенных массивов Охотско-Чукотского пояса — фазовый тип.

Гранитоиды охотской гранодиоритовой формации широко распространены на большей части территории Охотско-Чукотского вулканического пояса. В переходной зоне между Охотско-Чукотским поясом и Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой областью развиты интрузивы иного состава. Один из них находится на п-ве Лисянского. По данным А. Г. Бахарева, он прорывает вулканогенную толщу, в составе которой присутствуют спилиты, диабазы, миндалекаменные базальты, агломератовые лавы и туфы, а в верхней части разреза — андезито-дациты, туфы и туфобрекчии среднего и кислого состава. В процессе формирования Лисянского интрузива выделяется три одновременных интрузивных фазы. К первой фазе относятся небольшие тела габбро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Основная (по площади) часть массива сложена гранодиоритами, адамеллитами и плагиогранитами второй фазы внедрения. В третью фазу внедрялись небольшие интрузивные тела биотитовых гранитов. Из 12 определений возраста калий-аргоновым методом 10 соответствуют раннему мелу (140—103 млн. лет). Две цифры (84; 95 млн. лет) датируют начало позднего мела.

По особенностям состава Лисянский интрузив аналогичен расположенным к востоку от него на побережье Охотского моря гранитоидным интрузивам полуостровов Хмитевского и Оноцевича, а также Восточно-Тайгоносскому гранитоидному массиву (Некрасов, 1968) и гранитоидному интрузиву Мургальского поднятия (Васецкий, 1963).

Все эти интрузивы по составу существенно отличаются от описанных выше гранитоидных интрузивов охотской гранодиоритовой формации внешней зоны вулканического пояса и могут сопоставляться с габбро-гранодиорит-плагиогранитной формацией (Кузнецов, 1964). Интрузивы биотитовых гранитов поздней фазы формирования массивов, так же как

и интрузивы биотитовых гранитов внешней зоны пояса, вероятно, относятся к самостоятельному интрузивному комплексу.

Рассмотренными в настоящей статье формациями, вероятно, не исчерпывается разнообразие позднемезозойских гранитоидов Яно-Колымской системы и сопредельной юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Неясной остается формационная принадлежность гранитоидных интрузивов так называемых поперечных рядов, расположенных между Верхоянской зоной и Инъяли-Дебинским мегасинклином. Более точными методами изотопной геохронологии в поперечных рядах наряду с раннемеловыми интрузивами, вероятно, будут выявлены интрузивы самостоятельного позднемелового комплекса. Недостаточно ясна и формационная принадлежность некоторых позднемезозойских интрузивов северной части Яно-Колымской системы. Однако преобладающее распространение в Яно-Колымской системе мезозойских батолитовых гранитоидных формаций представляется достаточно очевидным.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ ГРАНИТОИДОВ

Особенности состава и тектонического положения рассмотренных позднемезозойских формаций, гранитоидов свидетельствуют о принадлежности их к генетически различным формационным рядам, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). Формация биотитовых бедных кальцием гранитов и формация роговообманково-биотитовых гранитоидов Яно-Колымской системы относятся к формационному ряду батолитовых гранитоидных формаций, а гранодиоритовая формация Охотско-Чукотского вулканического пояса — к ряду вулканогенных интрузивных формаций. Габбро-гранодиорит-плаггиогранитная формация, расположенная в переходной зоне между Охотско-Чукотским поясом и Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой областью, по-видимому, принадлежит к группе габбро-плаггиогранитных формаций собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон.

Происхождение батолитовых гранитоидных формаций Яно-Колымской системы лучше всего объясняется исходя из гипотезы магматического замещения под воздействием ювенильных, трансмагматических растворов, разработанной Д. С. Коржинским (1952, 1967 и др.). Геологические свидетельства потоков интрателлурических эманаций и их роль в гранитообразовании недавно весьма убедительно были показаны в статье Ю. А. Кузнецова и Э. П. Изоха (1969).

Исключительно выдержанный состав позднемезозойских интрузивов на огромной территории Яно-Колымской системы и их отчетливо выраженная калиевая специализация не допускают возможности образования этих гранитов путем изохимического анатексиса без привноса воды и особенно калия. Трудно объяснить, как в результате изохимического анатексиса могло обеспечиваться равномерное содержание калия в гранитах столь обширной территории. Существенно калиевые позднемезозойские граниты распространены и среди пестрого по составу, но преимущественно плаггиогнейсового архейского метаморфического комплекса фундамента Охотского срединного массива (Гринберг, 1968). Все это позволяет предполагать, что в процессе образования гранитов важная, если не главная, роль принадлежит потокам ювенильных калийсодержащих эманаций, вызывающих гранитообразование путем магматического замещения материала земной коры.

Эволюция трансмагматических флюидов недавно рассмотрена А. А. Маракушевым и Л. Л. Перчуком (1971). По представлениям этих авторов, происхождение флюидов связано с возникновением дислокаций во внутренних оболочках Земли, что приводит к снижению давления и

дегазации в результате реакций между карбидами и гидридами металлов. Первично восстановленные флюиды (CH_4 , H_2 , CO и др.) окисляются по мере проникновения в верхние части мантии и земную кору, выделяя при этом энергию, необходимую для развития процессов магматизма и метаморфизма.

Различия между формацией биотитовых бедных кальцием гранитов и формацией роговообманково-биотитовых гранитоидов Яно-Колымской системы, по-видимому, связаны с разным составом пород нижнего структурного яруса в областях распространения этих формаций (Гринберг, 1969). В основании терригенного верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория залегают мощные существенно карбонатные толщии нижне-среднепалеозойских и рифейских отложений. В результате магматического замещения этих толщ образовались роговообманково-биотитовые гранитоиды с повышенным содержанием кальция. Кристаллизация интрузий, как указывалось выше, происходила в условиях повышенного химического потенциала калия (см. рис. 1). Формация роговообманково-биотитовых гранитоидов Южного Верхоянья сопоставляется нами с формационным типом гранитоидных батолитов «пестрого» состава (Кузнецов, 1964). Рассматривая происхождение гранитоидов этого формационного типа Ю. А. Кузнецов (1964) отмечает, что... «гранитоидные батолиты пестрого состава приурочены к эвгеосинклинальным эффузивно-осадочным толщам. Причем особенно сложный состав интрузивные комплексы приобретают в том случае, если эти эвгеосинклинальные отложения содержат, кроме того, еще и много карбонатных пород». (Кузнецов, 1964, стр. 225). Как видно из приведенной цитаты, главной причиной появления пестрых по составу интрузивов является магматическое замещение изверженных пород основного состава и карбонатных пород. Поэтому гранитоидные батолиты пестрого состава, вероятно, могут образоваться не только в эвгеосинклинальных, но и в миогеосинклинальных прогибах, выполненных существенно карбонатными отложениями.

На основе палеотектонических реконструкций Н. А. Богданов (1963) пришел к выводу о том, что в основании терригенного верхоянского комплекса Инъяли-Дебинского синклинория залегают также существенно терригенные нижне-среднепалеозойские отложения. Этим могут объясняться особенности состава широко развитых в Инъяли-Дебинском синклинории интрузивов формации биотитовых бедных кальцием гранитов (Гринберг, 1969).

При обсуждении вопроса о происхождении интрузивов существенно гранодиоритового состава Охотско-Чукотского вулканического пояса необходимо прежде всего учитывать тесную пространственную и временную связь охотских гранодиоритов с андезитовой формацией, образование которой большинством исследователей связывается с мантийными магмами.

Происхождение позднемезозойских гранитоидов гранодиоритовой формации и тесно пространственно и генетически связанной с ними вулканогенной андезит-дацитовый серии может объясняться исходя из основанной на экспериментальных данных гипотезы Т. Х. Грина и А. Э. Рингвуда (1968), которая предполагает две стадии возникновения пород известково-щелочного ряда за счет вещества мантии. В первую стадию образуются пересыщенные базальты с нормативным кварцем, которые затем превращаются в эклогиты. Во вторую стадию эклогиты погружаются в мантию и в результате фракционного плавления их возникают андезиты и более кислые расплавы известково-щелочного ряда. Эта модель пока наиболее удовлетворительно объясняет формирование ассоциации вулканических и интрузивных пород Охотско-Чукотского пояса. В позднее опубликованной работе А. Э. Рингвуд (Ringwood, 1969), исходя из гипотезы плитной тектоники, показал, что погружение эклогитизи-

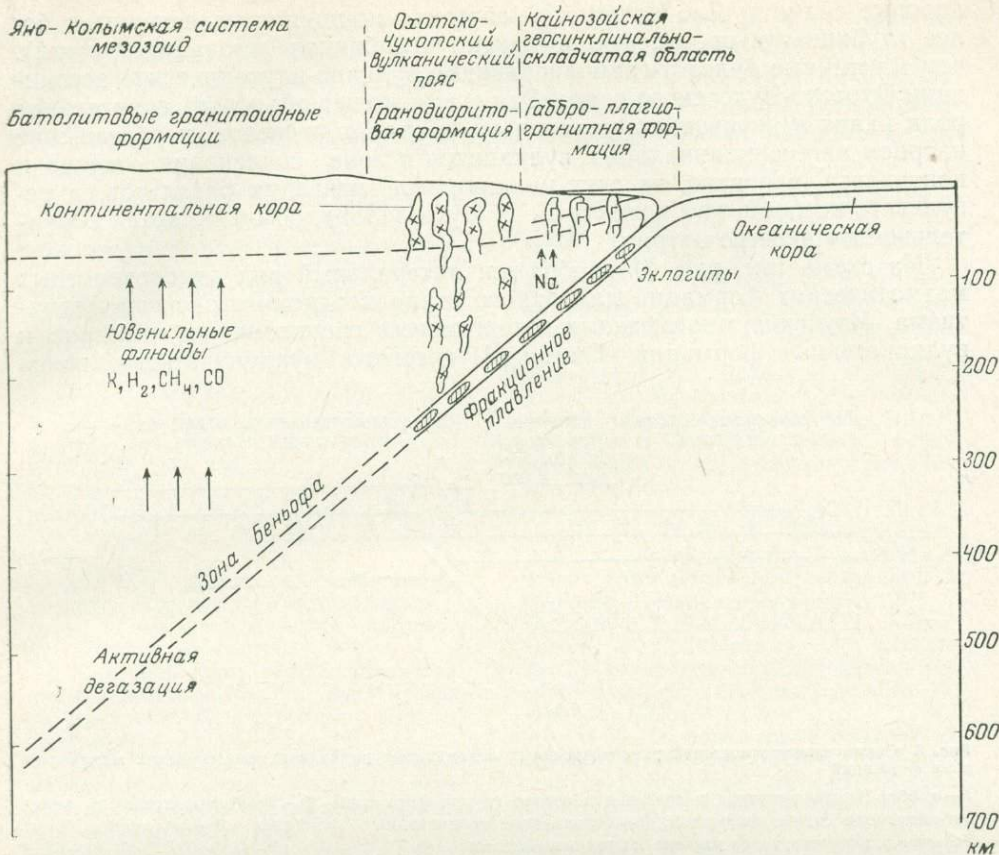


Рис. 4. Схема латерального ряда позднемезозойских формаций гранитоидов

рованных базальтов океанической коры в мантию, вероятно, происходит в зоне сочленения континента и океана (зона Бенъофа).

Нужно напомнить, что задолго до появления гипотезы плитной тектоники А. Н. Заварицкий (1946) на основе анализа сейсмологических данных указал на важнейшее значение для познания тектоники и магматизма окраины Тихого океана, падающей под материк фокальной поверхности, около которой располагаются очаги разноглубинных, в том числе и очень глубоководных (более 600 км) землетрясений. А. Н. Заварицкий (1946) указывал, что в подобных тектонических зонах имеют место глубокие движения в литосфере, обнаруживающие огромную мощность процесса. Появление вулканов островных дуг он связывал именно с этими процессами, происходящими на гораздо больших глубинах, чем глубины непосредственно питающих эти вулканы магматических очагов.

М. А. Фаворская (1949) в статье, посвященной верхнемезозойскому и кайнозойскому магматизму Южного Приморья, пришла к выводу, что причины особенностей молодого вулканизма этого региона «...следует искать в его связи с глубинными процессами в том понимании, как это дается А. Н. Заварицким» (Фаворская, 1949, стр. 100).

С учетом петрологической модели образования известково-щелочных серий пород (Ringwood, 1969) и существующих представлений о глубинных процессах в зоне Бенъофа, схема взаимоотношений позднемезозойских магматических формаций Яно-Колымской системы и Охотско-Чукотского пояса представляется в следующем виде (рис. 4).

В предлагаемой схеме различные по происхождению одновозрастные магматические формации образуют единый латеральный ряд, причем

коровые граниты Яно-Колымской системы, по-видимому, связаны с более глубинными процессами в мантии (глубинная дегазация мантии), чем мантийные андезит-гранодиоритовые вулканоплутонические ассоциации Охотско-Чукотского пояса. Эта схема может объяснять возрастание роли калия в интрузивах, удаленных от края континента, и обогащение натрием эвгеосинклинальных вулканитов в зоне сочленения океана и континента, вероятно, за счет реакции эклогитизации базальтов, в результате которой, как показал Б. Г. Лутц (1965), освобождается значительное количество натрия.

На схеме (см. рис. 4) изображен латеральный ряд разновозрастных магматических формаций для одного этапа позднемезозойского магматизма. Изучение многофазных гетерогенных гранитоидных массивов и вулканогенных формаций Охотско-Чукотского вулканического пояса

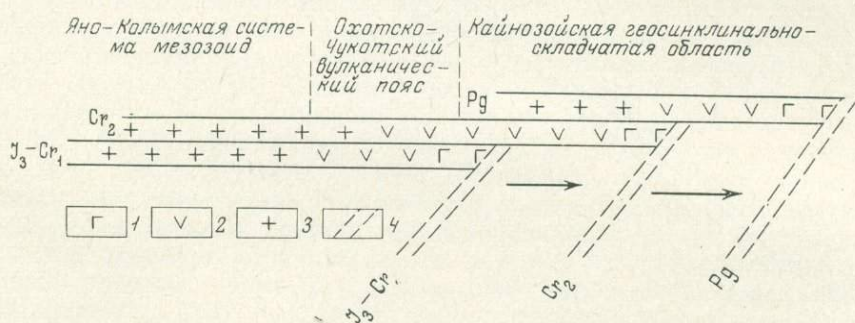


Рис. 5. Схема взаимоотношений разновозрастных латеральных рядов позднемезозойских магматических формаций

1 — габбро-плагиигранитная и спилит-диабазовая группа формаций; 2 — гранодиоритовая и андезит-дацитовая группа формаций; 3 — батолитовые гранитоидные формации; 4 — положение зоны Беньофа, соответствующее разным этапам магматизма

показывает, что в позднем мезозое проявились по крайней мере два разновременных этапа магматизма: позднеюрский — раннемеловой (с двумя фазами — позднеюрской и апт-альбской) и позднемеловой. В ранний этап образовалась андезит-гранодиоритовая, вулканоплутоническая ассоциация мантийного происхождения, а в поздний — гранит-липаритовая (игнимбритовая) ассоциация, сформировавшаяся, вероятно, так же как и гранитоиды внутриматериковых районов, за счет плавления коры. Такие взаимоотношения разновозрастных и генетически различных формаций позволяют предполагать последовательное перемещение зоны Беньофа в разные этапы к востоку в сторону океана и связанное с этим смещение в том же направлении областей корового и мантийного магмообразования (рис. 5). В результате андезитовая и гранодиоритовая формации раннего (раннемелового) этапа развития Охотско-Чукотского пояса сменялись в поздний (позднемеловой) этап гранит-липаритовой ассоциацией, а позднемеловая андезитовая формация наложилась на эвгеосинклинальные образования западной окраины Корякско-Камчатской области. Во внутриматериковых районах Яно-Колымской системы мезозой в течение позднего мезозоя образовались формационно однотипные интрузивы коровых гранитоидов.

Все изложенное выше приводит к выводу о том, что позднемезозойский магматизм не только окраинно-материкового Охотско-Чукотского вулканического пояса, но и внутриматериковых районов мезозой хронологически и причинно связан с развитием приокеанической геосинклинальной области, заложившейся в позднем мезозое на коре океанического типа вдоль окраины континента. Каждому этапу развития приокеанической геосинклинали отвечает латеральный ряд разновозрастных или

близких по возрасту магматических формаций, включающий (в направлении от океана к континенту) вулканические и интрузивные формации эвгеосинклинальных прогибов, развивающихся на океанической коре, андезит-дацитовую и гранодиоритовую формации окраины континента и формации калиевых гранитоидов внутриматериковых районов мезозойд.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (м-б 1 : 2 500 000). Объяснительная записка.— Труды СВКНИИ, 1964, вып. 11. Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан.
- Бельтнев Е. Б., Лебедев Е. Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья.— Докл. АН СССР, 1968, 182, № 2.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Васецкий И. П. К вопросу о возрасте гранитоидов Мургалского антиклинория.— В кн.: «Геология Корякского нагорья», М., Госгортехиздат, 1963.
- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоком давлении.— В сб. «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В сб. «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968.
- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
- Гринберг Г. А. Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., «Наука», 1969.
- Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Гамянин Г. Н., Кухтинский Г. Г., Недосекин Ю. Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., «Наука», 1970.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Коржинский Д. С. Гранитизация, как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов.— В кн.: «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Л., «Наука», 1967.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования.— В кн.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1969.
- Луц Б. Г. Реакция эклогитизации в глущинных породах.— Геология рудных месторождений, 1965, № 5.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности — щелочности гранитоидов бедных кальцием. В кн.: «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., «Наука», 1966.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн. «Международный геохимический конгресс». Тезисы докладов. М., 1971.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шувалов А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Некрасов Г. Е. Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива.— В сб.: «Магматизм Северо-Востока СССР». Магадан, 1968.
- Пуцаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных областей или систем.— Бюлл. МОИП, 1961, № 6.
- Рожков И. С., Гринберг Г. А., Кухтинский Г. Г. Некоторые особенности геологии и металлогении бассейна верхнего течения р. Индигирки.— Геология и геофизика, 1961, № 11.
- Рожков И. С., Гринберг Г. А., Гамянин Г. Н., Ипатьева И. С., Кухтинский Г. Г., Соловьев В. И. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М., «Наука», 1971.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 4. Магадан, 1949а.
- Устиев Е. К. К вопросу о моногенных, полигенных и гетерогенных интрузиях.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 5. Магадан, 1949б.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулcano-плутонических формаций.— В сб. «Проблемы магмы и гене-

- зис изверженных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.—Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Устиев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций.—В кн. «Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности». М., «Наука», 1969.
- Устиев Е. К., Сперанская И. М. Галька «охотских» гранитоидов в верхнемеловых конгломератах Арманского района.—Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 7, СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Фаворская М. А. О геологическом положении верхнемезозойских и кайнозойских магматических образований на территории Южного Приморья.—Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Larsen E. S., Dreisen W. M. Composition of the minerals in the rocks of the southern California batholith.—Internat. Geol. Congr. Rept. XVIII session, part II, 1948.
- Loomis A. A. Noritic anorthosite bodies in the Sierra Nevada batholith.—Mineral. Soc. America Spec. Paper, 1963, N 1.
- Ringwood A. E. Composition and evolution of the Upper Mantle.—Geophys. Monogr., 1969, N 13.

Ю. Д. Недосекин

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ НЕКСКО-ГЫНИКАНДЖИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Некско-Гыниканджинский гранитоидный массив на правом берегу р. Охота в 220 км к северу от пос. Охотск (юго-западная часть Охотско-Чукотского вулканического пояса) представляет интерес во многих отношениях. Еще в первые годы геологического картирования Охотско-Чукотского вулканического пояса в 1946 г. Т. П. Вронко было установлено, что массив перекрывается палеотипными андезитами и их туфами, в которых содержатся обломки некских гранитов. По аналогии с соседними районами вулканического пояса толща палеотипных андезитов относилась к нижнему мелу, а возраст Некско-Гыниканджинского интрузива считался позднеюрским (Устиев, 1949а). Другой особенностью массива является широкое развитие гранитов, измененных процессами послемагматического метасоматоза — грейзенизированных двуслюдяных и мусковитовых.

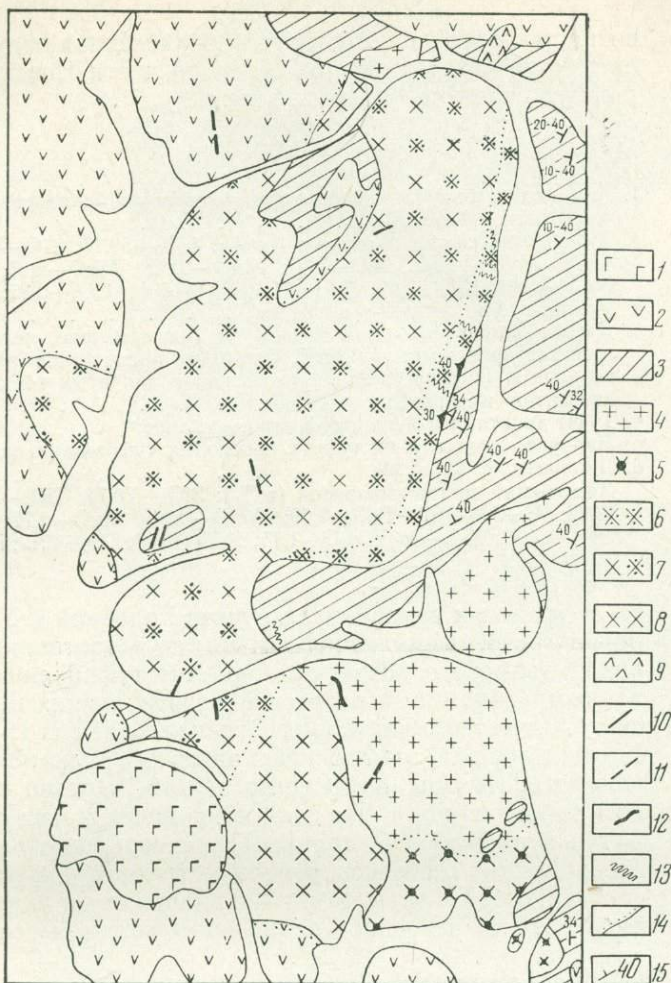
В настоящей статье излагаются результаты проводившихся автором тематических исследований Некско-Гыниканджинского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ МАССИВА

Некско-Гыниканджинский гранитоидный массив приурочен к юго-западной части Охото-Кухтуйского поднятия Охотского срединного массива и занимает площадь около 300 км². Большая часть этой площади слагается биотитовыми гранитами, в северной части массива в различной степени грейзенизированными. В юго-восточной части массива биотитовые граниты прорываются более молодым интрузивом роговообманково-биотитовых гранитоидов (рис. 1). Резкие различия биотитовых гранитов и роговообманково-биотитовых гранитоидов по составу пород, ассоциациям породообразующих и акцессорных минералов позволяют рассматривать их в качестве самостоятельных интрузивов. Интрузив, сложенный биотитовыми гранитами и грейзенизированными их разновидностями, в дальнейшем именуется Некским, а интрузив роговообманково-биотитовых гранитоидов — Гыниканджинским.

Рис. 1. Геологическая карта Некско-Гыниканджинского гранитоидного массива

- 1 — андезиты-базальты (СГ₂);
- 2 — андезиты, дациты, липарито-дациты, липариты и их туфы (СГ₁₋₂);
- 3 — песчаники, алевролиты и песчано-глинистые сланцы (Р);
- 4 — роговообманково-биотитовые граниты;
- 5 — гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты;
- 6 — грейзенизированные граниты;
- 7 — слабогрейзенизированные двуслюдяные граниты;
- 8 — биотитовые граниты;
- 9 — субвулканическое тело липарито-дацитов;
- 10 — дайки липаритов;
- 11 — дайки аплитовидных гранитов и аплитов;
- 12 — дайки андезитов;
- 13 — кварцевые жилы;
- 14 — контакт гранитов с перекрывающими их эффузивами;
- 15 — элементы залегания осадочных пород



Восточный контакт Некского массива — пологий, плоскость его падает в сторону интрузива (аз. пад. 310—325°, $\angle 28-35^\circ$). Элементы залегания вмещающих осадочных пород пермского возраста в зоне контакта и на удалении от него сходны (аз. пад. 325—328°, $\angle 28-40^\circ$). В центральной части массива контакт с осадочными породами вертикальный. Западный и южный контакты перекрыты более молодыми вулканогенными породами. На водораздельных участках встречаются «нашлепки» биотит-кварц-полевошпатовых роговиков. Наличие как секущих, так и согласных контактов с вмещающими породами свидетельствует о сложной форме интрузива, сочетающего элементы трещинных и межпластовых тел. Такая форма Некского массива, вероятно, определяется близостью кристаллического фундамента Охотского срединного массива и пологим залеганием его осадочного чехла.

Некский интрузив прорывает осадочные породы (песчаники, алевролиты и песчано-глинистые сланцы) пермского возраста. Мощность осадочных пород на правобережье р. Охоты — 1200—1300 м. В основании разреза пермских отложений нами наблюдались базальные конгломераты с галькой архейских гнейсов. Учитывая, что массив прорывает и метаморфизует нижнюю часть разреза пермских осадочных пород, глубина формирования его, по-видимому, не превышала 800 м.

Взаимоотношения гранитоидов Некского интрузива и эффузивов мелового возраста позволяют говорить об относительно более молодом

возрасте последних. Меловая вулканогенная толща, непосредственно залегающая на гранитоидах северной части Некского массива, имеет следующее строение (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Андезиты и их туфы, содержащие обломки грейзенизированных гранитов Некского массива | 50 |
| Химический состав андезитов (в %): SiO ₂ —59,17; TiO ₂ —0,63; Al ₂ O ₃ —16,69; Fe ₂ O ₃ —3,53; FeO—3,60; MnO—0,12; MgO—2,95; CaO—5,68; Na ₂ O—2,77; K ₂ O—2,09; H ₂ O—1,92; P ₂ O ₅ —0,41; CO ₂ —0,35; Rb ₂ O—0,005. | |
| 2. Туфобрекчии липарито-дацитов | 40—50 |
| 3. Дациты, липарито-дациты и их туфы, содержащие мелкие обломки грейзенизированных гранитов. В верхней части толщи залегают конгломераты (мощность 25 м) с галькой и валунами тех же гранитов, андезитов и дацитов | 100 |
| 4. Туфы дацита, песчаники, туфогенные сланцы | 25 |
| 5. Липарито-дациты и их туфы с прослоями туфогенных сланцев | 20 |
| 6. Липариты и их туфы | 150 |
| Химический состав липаритов (в %): SiO ₂ —70,71; TiO ₂ —0,28; Al ₂ O ₃ —13,26; Fe ₂ O ₃ —0,57; FeO—2,69; MnO—0,04; MgO—0,71; CaO—1,71; Na ₂ O—4,81; K ₂ O—3,45; H ₂ O—1,15; P ₂ O ₅ —0,14; CO ₂ —0,42; Rb ₂ O—0,0054. | |

В пределах водораздела ручьев Головной и Устьево́й, непосредственно на грейзенизированных гранитах и ороговикованных осадочных породах пермского возраста, залегают туфобрекчии дацитов с многочисленными обломками и дресвой подстилающих пород (рис. 2). Наибольшее количество обломков грейзенизированных гранитов, размером 0,5—8,0 см, наблюдается в основании толщи вулканогенных пород, перекрывающих интрузив. Количество обломков резко снижается в вертикальном направлении, и они полностью исчезают на расстоянии 2 м от основания вулканогенной толщи. По минеральному составу и структурным особенностям грейзенизированные граниты с мусковитом и альмандин-спессартиновым гранатом, наблюдавшиеся в виде обломков в дацитах и андезитах, совершенно аналогичны породам северной части Некского массива.

Обломки грейзенизированных гранитов размером от 2 до 20 см обнаружены нами также в конгломератах (рис. 3), залегающих в средней части разреза вулканогенных пород (левый водораздел руч. Головной).

Южнее Некского массива по реч. Гыниканджа и ее левому притоку наблюдался следующий разрез вулканогенной толщи (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Темно-серые дациты и их туфы с прослоями туфопесчаников мощностью до 1 м | 20 |
| 2. Светло-серые липариты | 5—8 |
| 3. Темно-серые дациты и их туфы | 50 |
| 4. Светло-серые до зеленовато-серых липаритодациты и их туфы | 250 |
| 5. Светло-серые дациты и их туфы. В верхних частях серые липарито-дациты в непосредственном контакте с массивом содержит мелкие обломки и дресву гранитов | 300 |

В юго-западной части массива биотитовые граниты прорваны некком двупироксеновых андезито-базальтов (см. рис. 1), в которых содержатся многочисленные неправильной формы обломки андезитов, дацитов, биотитовых гранитов (рис. 4). Судя по составу обломков, андезито-базальты являются самыми молодыми изверженными породами района.

В изученных разрезах вулканогенных образований района Некского массива ископаемой флоры не обнаружено и о возрасте их можно судить лишь по аналогии с соседними районами, где возраст вулканитов датирован по растительным остаткам, и по данным калий-аргоновых определений абсолютного возраста пород.

Рис. 2. Обломки грейзенизированных гранитов в перекрывающих массив андезитах

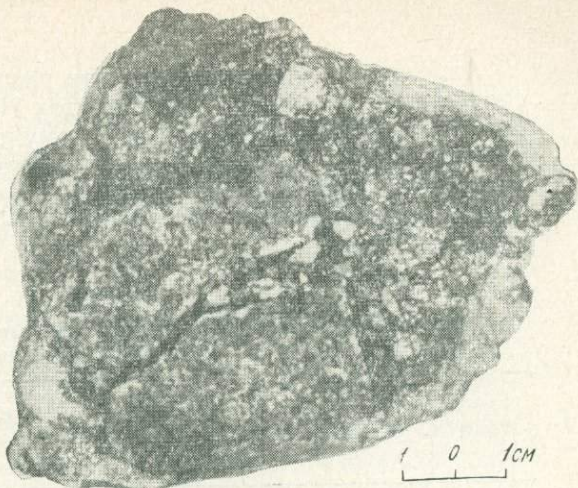


Рис. 3. Конгломераты, содержащие гальку и валуны грейзенизированных гранитов

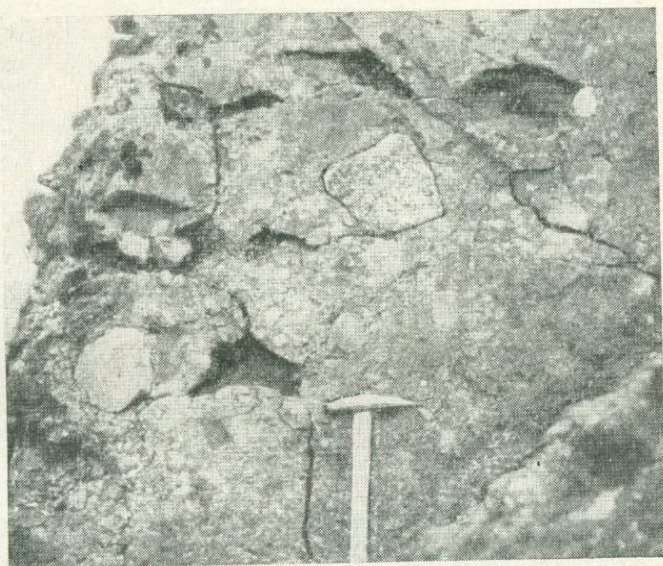
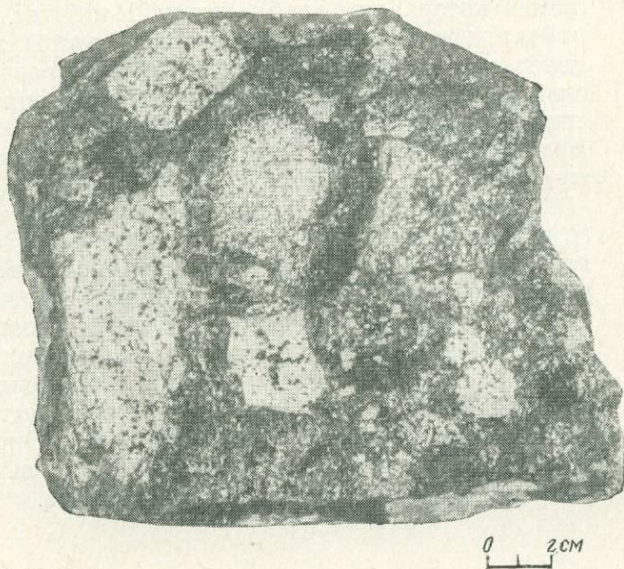


Рис. 4. Обломки дацитов и гранитов в андезито-базальтах



Андезиты и туфы нижней части разреза вулканогенной толщи, непосредственно залегающей на гранитах Некского интрузива, по петрографическим особенностям, химическому составу пород и положению в разрезе сходны с породами ульбериканской свиты, преимущественно андезитового состава. Раннемеловой возраст пород этой свиты в ряде районов юго-западной части Охотско-Чукотского пояса установлен по ископаемой флоре.

Таблица I

Абсолютный возраст гранитоидов Некского и Гыниканджинского массивов и окружающих покровных эффузивов

| Проба | № обр. | Порода | Абс. возраст, млн. лет | Место взятия пробы |
|--------|--------|--------------------------------------|------------------------|---|
| A-1918 | 145/1 | Андезит | 134 | Покровные эффузивы, перекрывающие северную часть Некского интрузива |
| A-1922 | 399/3 | Дацит | 101 | Покровные эффузивы, перекрывающие граниты юго-западной части Некского интрузива |
| A-1932 | 312/14 | Биотитовый гранит | 120 | Некский массив |
| A-1934 | 447 | То же | 110 | То же |
| A-1933 | 251 | Грейзенизированный гранит | 130 | » |
| A-1935 | 242 | То же | 148 | » |
| A-1937 | 371/7 | Гранодиорит | 105 | Гыниканджинский массив |
| A-1936 | 360 | Роговообманково-биотитовый гранитоид | 84 | То же |
| A-1930 | 325 | То же | 75 | » |

Все определения выполнены в лаборатории абсолютного возраста Института геологии ЯФ СО АН СССР под руководством Н. И. Ненашева.

Вышележащая липарит-дацитовая толща района Некского массива по составу пород сходна с амкинской свитой Ульинской наложенной впадины юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, возраст которой по многочисленным сборам ископаемой флоры определяется интервалом альб — турон. Наиболее молодые андезито-базальты района, в жерловой фации которых содержатся обломки андезитов и дацитов, могут сопоставляться с породами позднемеловой (сенон) хетаннской свиты Ульинской впадины. Сокращенные по сравнению с мощностями пород Ульинской впадины, мощности вулканогенных толщ района Некского массива обусловлены расположением массива в пределах Охото-Кухтуйского поднятия.

Таким образом, сопоставление вулканогенных образований изученного района и других районов юго-западной части Охотско-Чукотского пояса позволяет предполагать раннемеловой возраст пород нижней части разреза вулканогенной толщи района Некского массива. Определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста андезитов и дацитов (табл. I) согласуются с этим предположением. Поэтому можно думать, что вскрытие Некского интрузива биотитовых гранитов, обломки которых содержатся в эффузивах нижней части разреза вулканогенной толщи, произошло в раннемеловое время. Определения абсолютного возраста биотитовых гранитов калий-аргоновым методом подтверждают раннемеловой возраст Некского интрузива.

Следует подчеркнуть, что в породах вулканогенной толщи были обнаружены обломки только биотитовых гранитов и их грейзенизированных разновидностей Некского массива. Роговообманково-биотитовые гранитоиды Гыниканджинского массива среди обломков в эффузивах отсутствуют. Эти данные, а также определения абсолютного возраста свидетельствуют о более молодом — поздне меловом — возрасте Гыниканджинского интрузива.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГРАНИТОИДОВ

Некский массив

Некский массив складывается биотитовыми гранитами, в различной степени измененными процессами высокотемпературного послемагматического метасоматоза. Неизмененные биотитовые граниты развиты в юго-западной части массива. По внешнему облику это среднезернистые светло-серого цвета породы, размер зерен 0,4—4,5 мм. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (39—53%), калинатровый полевой шпат (13—23%), кварц (24—32%), биотит (5—9%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, ортит. По соотношению калинатрового полевого шпата и плагиоклаза породы близки к адамеллитам.

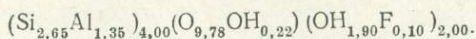
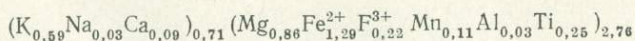
Плагиоклаз представлен зональными зернами, ядро которых содержит 35%, а краевые зоны 23—16% анортитовой молекулы. Биотит отмечается в виде включений только в краевой зоне. Кристаллизация биотита началась, по-видимому, раньше кристаллизации олигоклаза № 23 и продолжалась одновременно с ним. В заключительную стадию кристаллизации породы происходило выделение альбит-олигоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца.

Калинатровый полевой шпат обычно наблюдается в виде зерен неправильной формы со слабо развитыми криптопертитовыми вростками альбита. Отмечаются зерна неоднородного строения с облачным погасанием и иногда хорошо выраженным решетчато-двойниковым строением. По результатам массовых замеров (30 замеров) степени триклинности и величины угла оптических осей обычным ортоскопическим методом, калинатровые полевые шпаты, согласно классификации А. С. Марфунина (1962), относятся к высокому и промежуточному триклинному ортоклазу ($c: Nm = 2-10^\circ$; $2V_{Np} = 56-70^\circ$). В деформированных зернах отмечается увеличение величины угла оптических осей до 86° и степени триклинности до 18° . Микроклиновая оптическая ориентировка полевых шпатов в участках пород, подвергшихся деформации, по-видимому, связана с перераспределением Al и Si в кристаллической решетке ортоклаза в процессе деформации и переходом в более упорядоченное состояние (Седова, Котов, 1967).

Кварц наблюдается в ксеноморфных и изометричных зернах.

Биотит присутствует в виде неправильной формы пластинок, плеохролирующих в коричневых тонах. Состав биотита из биотитовых гранитов по данным химического анализа (в вес. %): $SiO_2-35,04$; $TiO_2-4,28$; $Al_2O_3-15,37$; $Fe_2O_3-3,85$; $FeO-20,48$; $MnO-1,70$; $MgO-7,63$; $CaO-1,17$; $Na_2O-0,16$; $K_2O-6,10$; $Li_2O-0,028$; $Rb_2O-0,017$; $P_2O_5-0,27$; $H_2O+ -4,20$; $F-0,44$; сумма — 100,58.

Кристаллохимическая формула биотита:



Химический состав гранитоидов Некского и Гыниканджинского массивов (в вес. %)

| Компоненты | 316 | 248 | 52/3 | 378/3 | 444 | 1 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|-------|---------|
| SiO ₂ | 70,69 | 71,01 | 75,53 | 55,37 | 64,80 | 72,15 |
| TiO ₂ | 0,28 | 0,20 | 0,03 | 0,83 | 0,46 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 14,61 | 14,42 | 13,88 | 18,33 | 16,44 | 14,34 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,12 | Не обн. | 0,12 | 2,21 | 0,66 | 0,90 |
| FeO | 1,11 | 3,24 | 0,20 | 4,07 | 3,14 | 1,46 |
| MnO | 0,08 | 0,08 | 0,03 | 0,15 | 0,08 | 0,03 |
| MgO | 1,41 | 0,41 | 0,27 | 3,37 | 2,60 | 0,47 |
| CaO | 2,53 | 1,46 | 0,30 | 8,27 | 3,80 | 2,05 |
| Na ₂ O | 4,44 | 3,51 | 4,22 | 4,11 | 3,13 | 4,20 |
| K ₂ O | 2,66 | 3,85 | 4,04 | 2,02 | 3,06 | 3,84 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,14 | 0,03 | 0,20 | — | 0,34 |
| H ₂ O | 0,81 | 0,82 | 0,94 | 1,19 | 1,10 | 0,64 |
| CO ₂ | Не обн. | 0,21 | Не обн. | Не обн. | — | Не обн. |
| Rb ₂ O | Не обн. | 0,008 | Не обн. | Не обн. | — | — |
| Cs ₂ O | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | — | — |
| Сумма | 99,78 | 99,35 | 99,59 | 100,12 | 99,42 | 100,58 |

Некский массив: обр. 316 — гранит; обр. 248 — слабо грейзенизированный гранит; обр. 52/3 — грейзенизированный гранит. Гыниканджинский массив: обр. 378/3 — кварцевый диорит; обр. 444 — гранодиорит; обр. 1 — роговообманково-биотитовый гранит.

Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР. Аналитики: А. П. Алферова (обр. 378/3, 316, 52/3); Е. Б. Галайская (обр. 444); З. Ф. Париньова (обр. 1); М. А. Слепцова (обр. 248).

Общая железистость биотита — 63,81 мол.%; коэффициент глиноземности — 21,2.

Северная половина Некского интрузива сложена среднезернистыми слабогрейзенизированными двуслюдяными гранитами с размером зерен 1,5—5,0 мм. Структура — гипидиоморфнозернистая. Количественный минеральный состав: плагиоклаз (48—32%), калинатровый полевой шпат (38—20%), кварц (50—20%), биотит (5—7%), мусковит (2—0,4%), гранат (0,2%). Акцессорные минералы — ильменит, апатит, циркон, ксенотим. Двуслюдяные граниты имеют постепенные взаимопереходы с биотитовыми гранитами. В зоне перехода в биотитовых гранитах появляются новообразования решетчатого микроклина, альбита. Биотит с краев и по трещинкам начинает замещаться мусковитом. Образование грейзенизированных гранитов связано с процессами высокотемпературного послемагматического метасоматоза, наиболее широко проявленными в восточной эндоконтактной части массива. Результаты химического анализа гранитов Некского массива приведены в табл. 2.

Гыниканджинский массив

В строении Гыниканджинского интрузива главная роль принадлежит роговообманково-биотитовым гранитам. Кварцевые диориты и гранодиориты незначительно распространены в южной части массива и представляют, по-видимому, эндоконтактовую фацию Гыниканджинского интрузива.

По внешнему облику кварцевые диориты — темно-серые мелкозернистые породы с размером зерен 0,5—2,4 мм. Структура призматически-зернистая с участками гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой. Количественный минеральный состав: плагиоклаз (60—67%), гиперстен (0—3%), клинопироксен (0—3%), амфибол (9—16%), биотит (8—13%), кварц (5—10%), каликатровый полевой шпат (0—1%). Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит, циркон.

Плагиоклаз наблюдается в виде зональных зерен, в которых по характеру взаимоотношения различных зон выделяется три типа зональности: с рекурренцией, нормальная прерывная и с признаками резорбции. Зональность первого типа характеризуется следующим изменением состава от центра к периферии: лабрадор № 57 → андезин № 49 → лабрадор № 51 → адезин № 30. В зоне андезина наблюдались включения мелких зерен клинопироксена, что свидетельствует о более ранней кристаллизации последнего относительно вмещающей зоны андезина. Ядро зерен при нормальной зональности представлено лабрадором № 52—50, а краевые зоны — № 35—30. Реакционные взаимоотношения отмечались между ядром № 62—57 и окружающей зоной андезина (№ 49—46), с дальнейшим постепенным понижением содержания анортитовой составляющей к краевым зонам до андезина № 30.

Гиперстен встречен в единичных зернах, окруженных каймой клинопироксена, бесцветный, со слабым плеохроизмом в розоватых тонах. Оптические свойства: $c : Ng = 0-4^\circ$, $2V_{Np} = 60-74^\circ$.

Клинопироксен наблюдается в виде реликтовых зерен в роговой обманке. По оптическим свойствам: ($c : Ng = 40^\circ$; $2V_{Np} = 60^\circ$; $Ng = 1,720$; $Np = 1,688$) относится к ряду диопсид — геденбергит с содержанием геденбергитовой молекулы 36%.

Роговая обманка широко развита в кварцевых диоритах и образует зерна с хорошо выраженным плеохроизмом от темно-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np . Оптические свойства: $c : Ng = 17-18^\circ$; $2V_{Np} = 70^\circ$; $Ng = 1,682$; $Np' = 1,656$. Результаты химического анализа роговой обманки сведены в табл. 3.

Биотит и роговая обманка присутствуют примерно в равных количествах. Состав и оптические свойства биотита приведены в табл. 4.

Каликатровый полевой шпат и кварц выполняют межзерновые пространства.

Кварцевые диориты пространственно сопряжены с гранодиоритами и имеют с последними постепенные взаимопереходы. В приконтактовых частях в кварцевых диоритах наблюдается увеличение зернистости, появляются единичные зерна каликатрового полевого шпата и уменьшается количественное содержание темноцветных минералов. В гранодиоритах присутствуют реликты клинопироксена в амфиболе и несколько повышено содержание амфибола и биотита.

Взаимоотношения гранодиоритов Гыниканджинского массива и биотитовых гранитов Некского массива наблюдались на левом водоразделе руч. Безводный. Контакт здесь отчетливый, резкий. В зоне контакта отмечается мелкозернистая меланократовая полоса мощностью 2—3 см, сложенная биотитом и плагиоклазом (рис. 5).

Среднезернистые гранодиориты занимают площадь около 6 км² и характеризуются неравномерным минеральным составом с отклонениями от нормальных гранодиоритов до тоналитов. Главными породообразую-

Химический состав амфиболов (в вес. %)

| Компоненты | 378/3 | 444 |
|---|--------|---------|
| SiO ₂ | 45,76 | 48,20 |
| TiO ₂ | 1,76 | 0,70 |
| Al ₂ O ₃ | 7,31 | 5,83 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,72 | 2,19 |
| FeO | 13,47 | 16,86 |
| MnO | 0,84 | 0,53 |
| MgO | 10,23 | 11,03 |
| CaO | 12,53 | 11,34 |
| Na ₂ O | 0,45 | 0,40 |
| K ₂ O | 0,85 | 0,54 |
| H ₂ O | 3,27 | 2,42 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | — |
| Li ₂ O | — | 0,0014 |
| Rb ₂ O | — | 0,008 |
| Cs ₂ O | — | He обн. |
| F | 0,23 | 0,30 |
| CO ₂ | — | He обн. |
| С у м м а | 100,51 | 100,50 |
| Ng | 1,682 | 1,681 |
| Np | 1,656 | 1,654 |
| $\frac{K+Na+Ca}{Al}$ | 1,78 | 1,99 |
| $\frac{Al}{Al+Mg+Fe+Si}$ | 10,2 | 7,1 |
| $f = \frac{2Fe_2O_3+FeO}{2Fe_2O_3+FeO+MgO}$ | 47,8 | 48,9 |

Кристаллохимические формулы амфиболов

Обр. 378/3 (из кварцевого диорита) — $(Ca_{1,96}Na_{0,12}K_{0,16})_{2,24}(Mg_{2,23}Re_{0,40}^{3+}Fe_{1,64}^{2+}Al_{0,14} \cdot Mn_{0,11})_{4,52}(Si_{6,69}Al_{1,12}Ti_{0,19})_{8,00}(O_{20,71}OH_{1,29})(OH_{1,89}F_{0,11})_{2,00}$.

Обр. 444 (из гранодиорита) — $(Ca_{1,78}Na_{0,05}K_{0,09})_{1,92}(Mg_{2,42}Fe_{3,25}^{3+}Fe_{2,07}^{2+}Al_{0,17}Mn_{0,06})_{4,97} \cdot (Si_{7,08}Al_{0,84}Ti_{0,08})_{8,00}(O_{21,40}OH_{0,51})(OH_{1,86}F_{0,1})_{2,00}$.

Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР, аналитик Г. Т. Матросова.

щими минералами являются: плагиоклаз (50—61%), каликатровый полевой шпат (5—18%), кварц (14—22%), амфибол (3—15%), биотит (9—15%). Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит, циркон, ортит, сфен. Размер зерен колеблется от 1 до 4,5 мм. Структура — гипидиоморфнозернистая, катакластическая, участками пойкилитовая.

Химический состав биотитов (вес. %)

| Компоненты | 378/3 | 444 | 1 |
|--|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 35,39 | 35,64 | 34,72 |
| TiO ₂ | 5,07 | 3,45 | 3,78 |
| Al ₂ O ₃ | 15,15 | 13,86 | 14,86 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,00 | 5,46 | 4,43 |
| FeO | 17,66 | 18,68 | 17,79 |
| MnO | 0,70 | 0,35 | 1,15 |
| MgO | 10,47 | 9,52 | 10,91 |
| CaO | 1,03 | 0,92 | 1,03 |
| Na ₂ O | 0,15 | 0,18 | 0,21 |
| K ₂ O | 6,52 | 8,40 | 6,56 |
| Li ₂ O | 0,034 | 0,047 | 0,041 |
| Rb ₂ O | 0,015 | 0,03 | 0,024 |
| Cs ₂ O | Не обн. | — | Не обн. |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,02 | 0,25 |
| H ₂ O | 3,71 | 2,89 | 3,60 |
| F | 0,24 | Не обн. | 1,55 |
| Сумма | 100,29 | 99,45 | 100,26 |
| $Ng=Nm$ | 1,659 | 1,660 | 1,663 |
| $f' = \frac{2Fe_2O_3 + FeO}{2Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ | 53,3 | 58,1 | 52,9 |
| Железистость пород | 50,3 | 43,9 | 74,4 |
| $\frac{Al}{Al + Mg + Fe + Si}$ | 20,6 | 19,0 | 20,2 |
| $\frac{Na + K}{Al}$ | 0,48 | 0,67 | 0,50 |
| $\frac{K}{Na}$ | 21 | 28 | 21 |

Кристаллохимические формулы биотитов

Обр. 378/3 (из кварцевого диорита) — $(K_{0,62}Na_{0,03}Ca_{0,09})_{0,74}(Mg_{1,17}Fe_{1,11}^{2+}Fe_{0,23}^{3+} \cdot Mn_{0,05}Al_{0,02}Ti_{0,29})_{2,87}(Si_{2,67}Al_{1,33})_{4,00}O_{10}[O_{0,08}(OH_{1,86}F_{0,06})]_{2,00}$.

Обр. 444 (из гранодиорита) — $(K_{0,84}Na_{0,03}Ca_{0,08})_{0,95}(Mg_{1,11}Fe_{1,22}^{2+}Fe_{0,32}^{3+}Mn_{0,02}Al_{0,07} \cdot Ti_{0,21})_{2,95}(Si_{2,79}Al_{1,21})_{4,00}O_{10}(O_{0,49}OH_{1,51})_{2,00}$.

Обр. 1 (из гранита) — $(K_{0,04}Na_{0,03}Ca_{0,09})_{0,16}(Mg_{1,23}Fe_{1,13}^{2+}Fe_{0,25}^{3+}Mn_{0,08}Ti_{0,17})_{2,86} \cdot (Si_{2,12}Al_{1,33}Ti_{0,05})_{4,00}(O_{0,81}OH_{0,19})(OH_{1,63}F_{0,37})_{2,00}$.

Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР, аналитики М. А. Слепцова (обр. 378/3, 316, 1), Г. Т. Матросова (обр. 444).

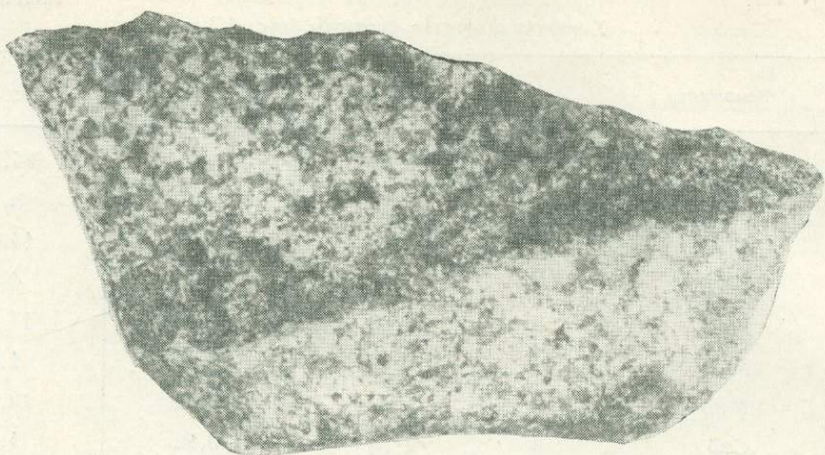


Рис. 5. Контакт гранодиоритов Гыниканджинского интрузива с биотитовыми гранитами Некского интрузива

Плагиоклаз наблюдается в основном в виде зональных зерен, ядро которых при нормальной прерывной зональности содержит 48—46% анортитовой составляющей, а краевые зоны — 34—28%. В случае коррозионных взаимоотношений между ядром и окружающей зоной, последняя представлена андезином № 47, а ядро лабрадором № 51. В краевых зонах отмечаются включения амфибола и биотита. Не зональные кристаллы представлены андезином № 33.

Калинатровый полевой шпат по оптическим свойствам ($c : Nm = 4-8^\circ$; $2V_{Np} = 60-70^\circ$) относится к промежуточному ортоклазу.

Кварц присутствует в ксеноморфных зернах.

Роговая обманка с плеохроизмом от зеленого по Ng до желто-зеленого по Np характеризуется следующими оптическими константами: $c : Ng = 16-19^\circ$; $2V_{Np} = 74-80^\circ$; $Ng = 1,681$; $Np = 1,654$.

Биотит встречается в пластинках коричневого цвета, которые окружают амфибол, и содержит включения плагиоклаза и аксессуарных минералов. Показатель преломления $Ng = Nm = 1,660$.

Самые поздние по времени формирования роговообманково-биотитовые граниты Гыниканджинского массива также имеют интрузивный контакт с биотитовыми гранитами Некского массива. Зона закалки мощностью 0,8—2,5 см сложена мелкозернистым аплитом. Характерной особенностью роговообманково-биотитовых гранитов является присутствие многочисленных ксенолитов вмещающих пород.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, иногда порфириовидная и микропегматитовая.

Количественный минеральный состав пород: плагиоклаз (18—37%); калинатровый полевой шпат (32—52%), кварц (25—35%), биотит (2—7%), амфибол (1—2%). Аксессуарные минералы — магнетит, ильменит, апатит, циркон, ортит, сфен.

Плагиоклаз наблюдается в виде зерен с нормальным зональным строением, ядро которых содержит 34—28% анортитовой составляющей, а краевые зоны — 20—12%. В отдельных случаях отмечается резорбция плагиоклаза № 38 окружающей зоной андезина № 34.

Калинатровый полевой шпат представлен промежуточным ортоклазом ($c : Nm = 6-14$; $2V_{Np} = 56-68^\circ$).

Кварц в ксеноморфных зернах выполняет межзерновые пространства. Роговая обманка в гранитах отмечается в небольшом количестве и

образует неправильной формы зерна с хорошо выраженным плеохроизмом от темно-зеленого по Ng до светло-зеленого по Np . Оптические константы: $c : Ng - 17-21; 2V_{Np} = 68-76^\circ; Ng = 1,685-1,686; Np = 1,657-1,658$.

Биотит присутствует в виде коричневых пластинок, иногда включенных в краевые зоны плагиоклаза. Показатель преломления: $Ng = Nm = 1,663$.

Химический состав гранитоидов Гыниканджинского массива приведен в табл. 2.

ГРАНИТЫ НЕКСКОГО МАССИВА, ИЗМЕНЕННЫЕ ПРОЦЕССАМИ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТОЗА

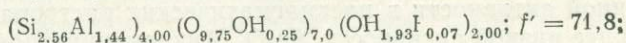
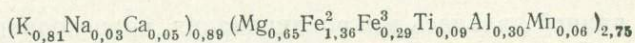
Геологическое положение метасоматически измененных гранитов Некского массива определяется приуроченностью их к разлому северо-восточного простирания. Наиболее благоприятными участками для циркуляции растворов служили зоны повышенной трещиноватости в эндоконтактной части массива, где отмечено интенсивное развитие процессов стадии кислотного выщелачивания. Наблюдаются все переходы от неизмененных гранитов через двуслюдяные грейзенизированные к интенсивно грейзенизированным мусковитовым разновидностям. Последние имеют ограниченное распространение и тяготеют к восточной эндоконтактной зоне массива.

В слабогрейзенизированных двуслюдяных гранитах, слагающих основную площадь северной половины Некского массива, присутствуют реликтовые первично-магматические минералы — плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, биотит, кварц.

Плагиоклаз представлен зональными зернами с содержанием в ядре 27—25% анортитовой составляющей, а в краевой части — 13—9%.

Калинатровый полевой шпат наблюдается в ксеноморфных зернах с жилковидными пертитовыми вростками альбита. По оптическим свойствам это промежуточный микроклин с колебанием величины угла оптических осей 66—72° и степени триклинности — 14—16°.

Биотит плеохроирует в красно-бурых тонах и отчетливо замещается мусковитом. Показатель преломления $Ng = Nm = 1,655$. Химический состав биотита (в вес. %) — обр. 248: $SiO_2 - 33,28; TiO_2 - 1,67; Al_2O_3 - 19,18; Fe_2O_3 - 4,87; FeO - 21,20; MnO - 0,86; MgO - 5,63; CaO - 0,56; Na_2O - 0,16; K_2O - 8,26; Li_2O - 0,10; Rb_2O - 0,06; H_2O - 4,27; F - 0,29$; сумма — 100,27 (аналитик Г. Т. Матросова). Кристаллохимическая формула:



$$K_{Al} = 26,4; (Na + K)/Al = 0,48.$$

Повышенная железистость и глиноземистость биотита по сравнению с биотитом из неизмененных гранитов связаны с процессом грейзенизации, при котором возрастание кислотности растворов способствует замещению в биотите магния железом (Маракушев, Тарарин, 1965).

Микроклин в отличие от первично-магматического калинатрового полевого шпата имеет отчетливо выраженное решетчато-двойниковое строение и большую величину угла оптических осей — 80—88°. Включения представлены реликтовыми зернами плагиоклаза, биотита, кварца. Замещение альбит-олигоклаза сопровождается образованием остаточного «пятнистого» пертита. Широко распространен жилковидный пертит замещения.

Альбит содержит 8—10% анортитовой молекулы и замещает как промежуточный, так и решетчатый микроклин. Начальной стадией альби-

гизации можно считать образование жилковидного пертита. Обычно замещение калинатровых полевых шпатов альбитом идет в межгранулярных пространствах, по трещинкам спайности или в форме вырастающих в микроклин призматических кристаллов, содержащих миремкитовые вроски кварца. Более поздний альбит представлен мелкими изометричными зернышками, которые совместно с кварцем выполняют тонкие прожилки.

Мусковит образует светло-зеленые пластинки или неправильной формы выделения размером 0,3—2,8 мм. В слабогрейзенизированных двуслюдяных гранитах наблюдается замещение биотита мусковитом как по краевым частям пластинок, так и по трещинкам спайности. При этом в мусковите нередко сохраняются реликты биотита линзовидной формы. При замещении полевых шпатов мусковит развивается в виде прихотливых скелетоподобных и лапчатых форм. Количество мусковита заметно убывает от краевых частей массива к центральной.

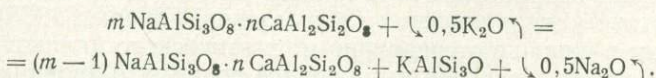
Сноповидные и розетковидные агрегаты мусковита выполняют трещинки в грейзенизированных гранитах.

Химический состав мусковита (в вес. %) — обр. 52/3: SiO₂ — 45,8; TiO₂ — не обнаружен; Al₂O₃ — 36,00; Fe₂O₃ — 0,79; FeO — 1,62; MnO — 0,14; MgO — 0,33; CaO — не обнаружен; Na₂O — 0,92; K₂O — 9,70; Al₂O — 0,015; Cs₂O — не обнаружен; Li₂O — не обнаружен; F — 0,64; H₂O — 4,57; сумма — 100,25 (аналитик М. А. Слепцова). Кристаллохимическая формула: (K_{0,81}Na_{0,15})_{0,96}(Mg_{0,03}Fe³_{0,04}Fe²_{0,09}Al_{1,83}Mn_{0,01})_{2,00}(Si_{3,02}Al_{0,98})_{4,00} · (O_{9,86}OH_{0,14})₁₀(OH_{1,87}F_{0,13})_{2,00}.

Гранат встречается в грейзенизированных гранитах довольно часто, но в небольших количествах и образует кристаллы с правильными кристаллографическими очертаниями размером до 3 мм; наблюдается обычно в межзерновых пространствах в ассоциации с мусковитом. Химический состав граната (в вес. %) — обр. 4: SiO₂ — 38,08; TiO₂ — 0,06; Al₂O₃ — 19,28; Fe₂O₃ — 5,40; FeO — 25,87; MnO — 7,92; MgO — 1,44; CaO — 1,44; Na₂O — 0,22; K₂O — 0,29; H₂O — 0,62; сумма — 100,62 (аналитик М. А. Слепцова). Компонентный состав: альмандин — 67,7%, спессартин — 20,7%, пироп — 6,8, андрадит — 4,8%. В грейзенизированных породах присутствует рутил, образование которого, по-видимому, связано с освобождением титана при замещении биотита мусковитом.

Изучение взаимоотношений метасоматических минералов позволяет выделить три стадии метасоматоза: микроклинизацию, альбитизацию и грейзенизацию. Первые две соответствуют «ранней щелочной» стадии, а последняя — стадии кислотного выщелачивания, по Д. С. Коржинскому (1953).

Наиболее ранней являлась микроклинизация, происходившая в условиях повышенной активности в постмагматических растворах K₂O и относительно более низкой активности Na₂O. Микроклинизация имеет площадное развитие и сопровождается замещением первично-магматического плагиоклаза решетчатым микроклином. Полного замещения, как правило, не происходит, и микроклин содержит реликты незамещенного плагиоклаза. Реакция микроклинизации может быть представлена в следующем виде:

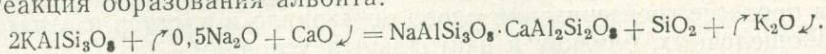


Эта реакция идет слева направо с выносом и обогащением растворов Na₂O.

Микроклинизация, как показывают наблюдения, сменяется альбитизацией, в процессе которой происходит замещение плагиоклаза и новообразованного решетчатого микроклина альбитом. О понижении щелочности растворов в процессе альбитизации свидетельствует появление

мирмекитовых вростков в альбите при замещении калинатрового полевого шпата (Коржинский, 1953).

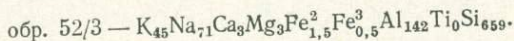
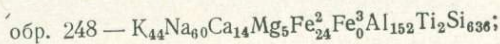
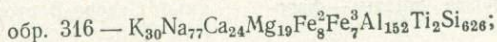
Реакция образования альбита:



Заключительная стадия высокотемпературного послемагматического метасоматоза — грейзенизация — отражает максимальную активность кислотных компонентов в растворах и характеризуется мусковитизацией и окварцеванием. Наиболее интенсивно эти процессы проявились в зоне повышенной проницаемости растворов в восточной эндоконтактной части массива, где среди грейзенизированных гранитов отмечаются кварц-мусковит-турмалиновые и мономинеральные мусковитовые прожилки.

Характерными постмагматическими минералами, появление которых связано с этой стадией, являются кварц, мусковит и гранат.

Для сравнения состава метасоматически измененных и неизмененных гранитов химические анализы пород были пересчитаны на формулы по методу Т. Барта:



Наглядное представление о привносе — выносе компонентов дает вариационная диаграмма (рис. 6). На этой диаграмме видно, что процесс метасоматического изменения гранитов сопровождается привносом калия, кремния и выносом кальция, магния, железа, титана. Пониженное содержание натрия в двуслюдяных гранитах связано со значительным выносом его в процессе ранней микроклинизации. Содержание алюминия одинаково в неизмененных и слабогрейзенизированных гранитах. Уменьшение количества этого окисла отмечено в интенсивно грейзенизированных гранитах.

Присутствие небольшого количества более поздних генераций микроклина и альбита в кварц-мусковитовых прожилках свидетельствует о незначительном повышении щелочности растворов на конечных этапах метасоматоза в результате обогащения их калием и натрием.

Дальнейшая эволюция послемагматических растворов выражалась в смене процессов высокотемпературного метасоматоза гидротермальным рудоотложением, с которым связано образование кварцевых жил с пиритом, арсенопиритом, касситеритом, пространственно ассоциирующихся с интенсивно грейзенизированными гранитами Некского интрузива.

Источником олова, согласно представлениям В. Л. Барсукова (1957), по-видимому, служил био-

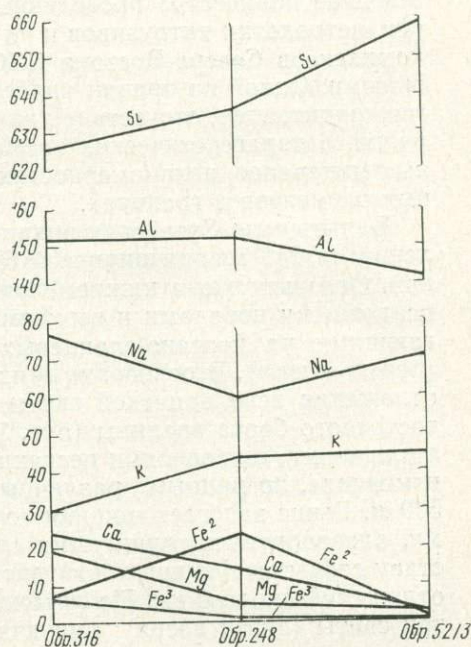


Рис. 6. Вариационная диаграмма изменения химического состава гранитов в процессе послемагматического метасоматоза

Обр. 316 — гранит; обр. 248 — слабогрейзенизированный гранит; обр. 52/3 — грейзенизированный гранит

тит. Содержание олова, по данным спектральных анализов, в биотитах из неизменных биотитовых гранитов Некского массива — 0,0032%, из двуслюдяных гранитов — 0,00095%. При замещении биотита мусковитом в процессе грейзенизации олово переходило в раствор и отлагалось в слабощелочных, близких к нейтральным условиям.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. К геохимии олова.— Геохимия, 1957, № 1.
- Коржинский Д. С. Очерки метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Седова И. С., Котов Н. В. Структурное состояние калиевых полевых шпатов в гранитоидах различных генетических типов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 8.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 4. Магадан, 1949.

А. П. Соболев

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БИОТИТОВЫХ ГРАНИТОВ БАЛЫГЫЧАНО-СУГОЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Интрузивы биотитовых гранитов Балыгычано-Сугойской впадины давно привлекают внимание геологов, как возможный источник оловяного оруденения (Матвеевко, 1957; Руб, 1967, 1968). Однако несмотря на большое количество проведенных исследований многие вопросы геологии, петрологии интрузивов и их положение среди других магматических комплексов Северо-Востока СССР остаются еще неясными и дискуссионными. Одной из причин является недостаточная изученность петрологии гранитоидов, отсутствие данных о химизме породообразующих минералов, о парагенетических ассоциациях породообразующих и аксессуарных минералов, закономерностях распределения петрогенных и рассеянных элементов в гранитах.

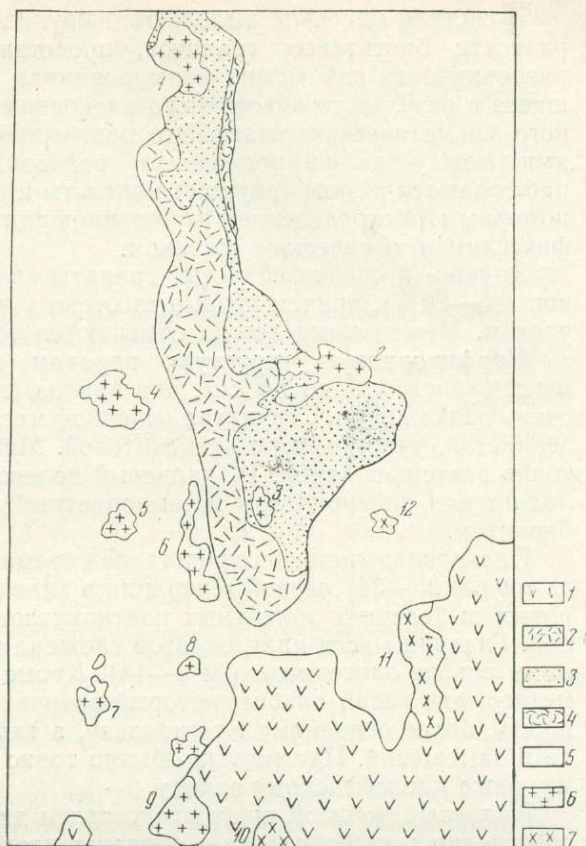
Балыгычано-Сугойская впадина вытянута в меридиональном направлении на 250 км при ширине до 50 км в южной части и до 10 км в северной. Она выполнена нижнемеловыми континентальными вулканогенно-осадочными породами и верхнемеловыми эффузивами, несогласно залегающими на песчано-сланцевых отложениях верхоянского комплекса (пермь — юра). В основании этих толщ находятся эффузивно-осадочные отложения аскольдинской свиты, локально прослеживающиеся вдоль восточного борта впадины (рис. 1). Свита сложена фельзитами, фельзолипаритами, с прослоями песчаников и конгломератов. Мощность свиты изменчива, по данным различных авторов, она колеблется от 50 до 500 м. Выше залегает мощная толща пород, представленная песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, реже конгломератами, по составу соответствующая континентальной молласе. Общая мощность этих отложений около 6 км. По литологическому составу они разделяются на три свиты (снизу вверх): омсукчанскую, тапанскую и зоринскую. В по-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Балыгычано-Сугойской впадины

- 1 — эффузивы Охотско-Чукотского вулканического пояса;
- 2 — эффузивы Балыгычано-Сугойской впадины;
- 3 — вулканогенно-осадочная толща апт-альбского возраста;
- 4 — вулканогенно-осадочная аскольдинская свита;
- 5 — песчано-сланцевые отложения верхоянского комплекса;
- 6 — лейкократовые биотитовые (омсукчанские) граниты;
- 7 — роговообманково-биотитовые граниты.

Массивы:

- 1 — Егорлыкский;
- 2 — Лево-Омсукчанский;
- 3 — Невский;
- 4 — Кырчанский;
- 5 — Кейский;
- 6 — Маяк;
- 7 — Дагорский;
- 8 — Рекон;
- 9 — Нябольский;
- 10 — Туманский;
- 11 — Вилигинский;
- 12 — Оттохский



следней в незначительных количествах присутствуют эффузивы андезитов. Возраст первых двух свит по комплексу флоры определяется как апт — альб. Формирование зоринской свиты, возможно, приходится на начало позднего мела.

Континентальные отложения с угловым несогласием перекрыты андезитами и андезито-базальтами таватумской свиты позднемелового возраста. В составе свиты в незначительных количествах присутствуют прослойки липаритов. Мощность свиты не превышает 600—800 м; она сменяется покровами липаритов, их туфов и игнимбритов, объединенных в наяханскую свиту мощностью 600—1100 м.

Интрузивные образования Балыгычано-Сугойской впадины представлены перидотитами, габбро, габбро-диоритами, диоритовыми порфиритами, гранодиоритами, роговообманково-биотитовыми гранитами, лейкократовыми биотитовыми гранитами и дайками палеогеновых базальтов и андезито-базальтов. Образование интрузивных пород от габбро до биотитовых гранитов, по данным различных исследователей, происходило в позднем мелу.

Биотитовыми гранитами сложены наиболее крупные массивы — Маяк, Лево-Омсукчанский и Невский (см. рис. 1). По геофизическим данным (Беляев и др., 1968), это — типичные трещинные плутоны с узким подводящим каналом и лакколитоподобной верхней частью. По данным И. М. Сперанской и С. И. Филатова, граниты Лево-Омсукчанского массива прорывают эффузивы наяханской свиты, наибольшая мощность которой 1100 м. Следовательно, глубина становления интрузива не превышает 1 км.

В составе массивов выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности биотитовых гранитов, представляющие собой фациальные разновидности или «фазы формирования» (Гринберг, 1969), образовавшиеся в результате одноактного внедрения гранитной магмы из глубинного магматического очага. Это подтверждается двойными соотношениями между двумя последними разновидностями, между которыми наблюдаются резкие (рвущие) контакты и постепенные переходы, неравномерным распределением их по площади массива, близким петрографическим и химическим составом.

Крупно- и среднезернистые граниты слагают основную часть массивов (85—90%), причем первые тяготеют к их глубинным и центральным частям. Между ними всегда отмечаются только постепенные переходы.

Порфирированную структуру породам придают калиевый полевой шпат (кристаллы до 1,5 см), плагиоклаз (только в Невском массиве) и очень редко кварц. Структура основной массы гранитов гипидиоморфнозернистая, участками до пегматитовой. Минеральный состав их достаточно постоянен (табл. 1), калиевый полевой шпат существенно преобладает над плагиоклазом и темноцветный минерал представлен только биотитом.

Плагиоклаз гранитов представлен тремя генерациями. Олигоклаз-андезин (№ 25—34) первой генерации в виде реликтов находится в порфировых выделениях зональных плагиоклазов (№ 10—27) второй генерации. Главная масса плагиоклазов сложена мелкими изометричными зернами альбит-олигоклаза (№ 4—14). Кроме того, в гранитах отмечается метасоматический альбит, который развивается по калиевому полевому шпату, более основному плагиоклазу, а также образует пертиты распада и замещения. Плагиоклаз обычно тонко сдвойникован по альбитовому, реже карлсбадскому закону.

Калиевый полевой шпат представлен двумя генерациями. Первая — собственно магматическая — образует изометричные кристаллы, которые, судя по замеренным углам $2V$ (табл. 2), соответствуют промежуточному микроклину низкой степени упорядоченности.

Вторая генерация калиевого полевого шпата слагает крупные вкрапленники, часто образующие простые двойники. Их метасоматическое происхождение доказывается наличием в них реликтов плагиоклаза, кварца и биотита. Для вкрапленников характерно наличие пертитов распада и замещения, количество которых достигает иногда 60% от площади

Таблица 1

Средние минеральные составы омуksчанских биотитовых гранитов (в %)

| Породы | Qu | Ksp | Pl | Bt | Аксес- сории | Количество шлифов |
|---|------|------|------|-----|-----------------|----------------------|
| Крупно- и мелкозернистые граниты массива Маяк | 31,8 | 47,0 | 17,6 | 3,2 | 0,5 | 10 |
| Мелкозернистые граниты массива Маяк | 32,5 | 48,3 | 16,2 | 2,3 | 0,6 | 9 |
| Крупно- и редкозернистые граниты Лево-Омуksчанского массива | 34,5 | 43,5 | 18,2 | 2,7 | 0,6 | 97 |
| Мелкозернистые граниты Лево-Омуksчанского массива | 36,5 | 47,5 | 13,5 | 1,8 | 0,80 | 19 |
| Среднезернистые граниты Невского массива | 34,5 | 44,5 | 17,8 | 2,7 | 0,5 | 16 |
| Мелкозернистые граниты Невского массива | 35,1 | 47,1 | 17,4 | 2,4 | 0,5 | 15 |

зерна. Содержание K_2O в порфиробластах калиевого полевого шпата, по данным М. Г. Руб (1966 г.), колеблется от 8,95 до 12,73%, а Na_2O от 2,07 до 4,31%. Измерения углов $2V$ вкрапленников (см. табл. 2) и углов \perp (001): $N_m = 7-15^\circ$ показывают, что они тоже относятся к промежуточному микроклину низкой степени упорядоченности.

Биотит в гранитах встречается в двух разновидностях. Первая — идиоморфные пластинки размером до 0,4 мм, вторая — скопления мелких листочков, приуроченных к межзерновым промежуткам. Биотит

Таблица 2

Количество замеренных углов $-2V$ в различных генерациях калиевых полевых шпатов омсукчанских гранитов (распределение по интервалам)

| | 50—55° | 56—60° | 61—65° | 66—70° | 71—75° | 76—80° | 81—85° | 86—90° | Сумма |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| 1 | 10 | 16 | 14 | 17 | 9 | 4 | 6 | 1 | 77 |
| 2 | 1 | 4 | 8 | 12 | 4 | 3 | 3 | — | 35 |
| 3 | 2 | 11 | 14 | 9 | 7 | 14 | 10 | 4 | 71 |
| 4 | 2 | 8 | 7 | 1 | 2 | — | — | — | 20 |

1 — калиевый полевой шпат из основной массы крупно- и среднезернистых гранитов;

2 — калиевый полевой шпат вкрапленников крупно- и среднезернистых гранитов;

3 — калиевый полевой шпат из основной массы мелкозернистых гранитов;

4 — калиевый полевой шпат вкрапленников мелкозернистых гранитов.

плеохроирует от темно-бурого по Ng до бледно-желтого по Nr . Показатель преломления, замеренный методом фокального экранирования, колеблется от 1,679 до 1,692 (среднее из 30 замеров — 1,685). Химический состав биотитов из крупно- и среднезернистых гранитов приведен в табл. 3.

Из приведенных формул видно, что все биотиты близки по составу. В них отмечается постоянная нехватка калия, который замещается натрием и кальцием. Титан и алюминий изоморфно замещают железо и магний в шестерной координации. Рассчитанная железистость колеблется от 76,5 до 90,6, что хорошо совпадает с определенными показателями преломления. Биотиты имеют глиноземистость от 19,2 до 21,2 и довольно высокую степень окисленности железа — 0,14—0,7.

Кварц отмечается в виде ксеноморфных зерен в основной массе гранитов. Иногда наблюдаются выделения кварца величиной до 1 см, в трещинки которого проникает кварц-полевошпатовый агрегат основной массы. Это свидетельствует о выделении кварца до кристаллизации эвтектики, что, по-видимому, объясняется избытком в расплаве кремнезема.

Мелкозернистые аплитовидные и лейкократовые граниты встречаются в форме пластовых тел, шлиров, даек и мелких штоков. Закономерности в их распределении не отмечаются, и они составляют не более 10—15% от общей площади массивов. Породы имеют порфировидную структуру за счет выделений таблитчатого калиевого полевого шпата, размером до 1 см и округлых выделений темно-серого кварца, размером до 0,6 см; основная масса гранитов имеет гипидиоморфнозернистую, аплитовидную и микропегматитовую структуры, участками микрографическую.

Плагноклаз (№ 4—14) образует мелкие ксеноморфные, реже идиоморфные зерна, обычно тонко сдвойникованные по альбитовому закону. В приконтактных зонах некоторых массивов встречаются более круп-

Химический состав биотитов из разновидностей омсукчанских гранитов (в вес. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 32,26 | 33,64 | 37,67 | 34,44 | 33,94 | 33,95 | 34,59 | 36,02 | 38,92 |
| TiO ₂ | 3,84 | 3,35 | 3,57 | 2,59 | 3,24 | 3,16 | — | 3,40 | 2,92 |
| Al ₂ O ₃ | 13,27 | 13,32 | 14,85 | 14,70 | 14,78 | 15,27 | 14,00 | 15,02 | 15,18 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,28 | 4,64 | 5,66 | 8,01 | 5,15 | 13,34 | 6,04 | 5,02 | 7,38 |
| FeO | 21,06 | 28,84 | 24,34 | 24,81 | 26,70 | 16,63 | 23,62 | 22,55 | 18,75 |
| MnO | 0,27 | 0,37 | 0,56 | 0,42 | 0,41 | 0,37 | — | 0,48 | 0,45 |
| MgO | 4,27 | 2,98 | 3,09 | 1,86 | 3,57 | 4,49 | 5,13 | 1,90 | 4,36 |
| CaO | 1,30 | 0,52 | 0,66 | 0,06 | 1,00 | 3,31 | — | 0,88 | 0,77 |
| Na ₂ O | 0,24 | 0,21 | 0,32 | 0,32 | 0,84 | 0,22 | 0,50 | 0,46 | 0,66 |
| K ₂ O | 5,26 | 7,29 | 6,82 | 6,91 | 6,22 | 5,44 | 8,55 | 7,22 | 6,46 |
| H ₂ O+ | 1,15 | 0,15 | 3,00 | 3,85 | 3,35 | 2,06 | 0,25 | 2,57 | 2,72 |
| H ₂ O- | 4,96 | 3,53 | 0,51 | 0,34 | 0,35 | 0,90 | 1,75 | 0,36 | 0,70 |
| Ba ₂ O ₃ | — | — | 0,22 | — | 0,02 | 0,16 | — | 0,02 | — |
| F | 1,04 | 0,84 | 0,95 | 1,34 | 1,57 | 1,28 | — | 1,40 | 1,40 |
| F ₂ O ₅ | — | — | Следы | — | 0,30 | 0,30 | — | 0,27 | 0,21 |
| Сумма | 100,38 | 99,83 | 100,22 | 100,13 | 100,44 | 100,89 | — | 100,81 | 100,88 |
| Si/Al | 2,0 | 2,1 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 2,0 | 2,0 | 2,2 |
| Σ Fe+ Mg | 2,0 | 2,0 | 1,8 | 1,6 | 1,7 | 1,7 | 1,9 | 1,4 | 1,5 |
| Al | | | | | | | | | |
| Σ Fe · 100 | 79,9 | 86,2 | 84,5 | 90,6 | 82,7 | 78,1 | 76,6 | 88,9 | 76,5 |
| Σ Fe+Mg | | | | | | | | | |
| Na+K | 0,41 | 0,61 | 0,52 | 0,54 | 0,55 | 0,40 | 0,71 | 0,56 | 0,53 |
| Al | | | | | | | | | |
| Al · 100 | 19,3 | 19,2 | 21,2 | 21,3 | 21,2 | 21,8 | 19,8 | 22,2 | 21,1 |
| Si+Al+ Σ Fe+Mg | | | | | | | | | |
| $\frac{K_2O}{\Sigma Fe+Mg}$ | 15,8 | 25,5 | 14,4 | 14,6 | 4,8 | 19,0 | 11,3 | 10,8 | 6,5 |
| $\frac{Na_2O}{\Sigma Fe+Mg}$ | | | | | | | | | |
| $\frac{Fe^{3+}}{\Sigma Fe+Mg}$ | 0,4 | 0,14 | 0,21 | 0,28 | 0,17 | 0,71 | 0,23 | 0,20 | 0,35 |
| $\frac{Fe^{2+}}{\Sigma Fe+Mg}$ | | | | | | | | | |

Анализы 1, 2, 4 заимствованы у М. Г. Руб (1966 г.), анализ 7 — у В. Т. Матвеевко (1957), остальные выполнены в ЦХЛ СВТУ, аналитик И. С. Рябова.

- 1 — биотит из крупнозернистого гранита Лево-Омсукчанского массива: $(K_{0,55}Na_{0,03}Ca_{0,11})_{0,69}(Mg_{0,51}Fe^{2+}_{1,46}Fe^{3+}_{0,7}Ti_{0,24})_{2,90}(Si_{2,64}Al_{1,28})_{3,92}O_{10}(F_{0,3}OH_{0,6}O_{1,1})_{2,0}$ (данная формула и следующие рассчитаны кислородным методом)
- 2 — биотит из среднезернистого гранита Невского массива: $(K_{0,74}Na_{0,03}Ca_{0,04})_{0,81}(Mg_{0,35}Fe^{2+}_{1,96}Fe^{3+}_{0,28}Ti_{0,20}Al_{0,06})_{2,28}(Si_{2,84}Al_{1,23})_{4,04}O_{10}(F_{0,21}OH_{1,84})_{2,05}$
- 3 — биотит из среднезернистого порфирированного гранита Невского массива: $(K_{0,74}Na_{0,05}Ca_{0,06})_{0,85}(Mg_{0,38}Fe^{2+}_{1,7}Fe^{3+}_{0,3}Ti_{0,2}Al_{0,04})_{2,98}(Si_{3,00}Al_{1,0})_{4,0}O_{10}(F_{0,25}OH_{1,9})_{2,15}$
- 4 — биотит из крупнозернистого гранита массива Маяк: $(K_{0,69}Na_{0,01}Ca_{0,05})_{0,75}(Mg_{0,22}Fe^{2+}_{1,65}Fe^{3+}_{0,45}Ti_{0,15}Al_{0,11})_{2,61}(Si_{2,72}Al_{1,28})_{4,0}O_{10}(F_{0,33}OH_{1,81})_{2,14}$
- 5 — биотит из среднезернистого порфирированного гранита массива Маяк: $(K_{0,61}Na_{0,13}Ca_{0,09})_{0,83}(Mg_{0,48}Fe^{2+}_{1,66}Fe^{3+}_{0,28}Ti_{0,17}Al_{0,12})_{2,61}(Si_{2,66}Al_{1,34})_{4,0}O_{10}(F_{0,34}OH_{1,83})_{2,16}$
- 6 — биотит из мелкозернистого гранита Лево-Омсукчанского массива: $(K_{0,52}Na_{0,02}Ca_{0,26})_{0,80}(Mg_{0,52}Fe^{2+}_{1,07}Fe^{3+}_{0,76}Ti_{0,13})_{2,46}(Si_{2,58}Al_{1,41})_{3,99}O_{10}(F_{0,33}OH_{1,66})_{1,89}$
- 7 — биотит из пегматита Лево-Омсукчанского массива: $(K_{0,92}Na_{0,08})_{1,0}(Mg_{0,63}Fe^{2+}_{1,65}Fe^{3+}_{0,55}Ti_{0,28})_{2,68}(Si_{2,9}Al_{1,0})_{3,9}O_{10}OH_{2,0}$
- 8 — биотит из мелкозернистых гранитов Невского массива: $(K_{0,64}Na_{0,06}Ca_{0,07})_{0,77}(Mg_{0,22}Fe^{2+}_{1,46}Fe^{3+}_{0,28}Ti_{0,20}Al_{0,18})_{2,34}(Si_{2,81}Al_{1,19})_{4,0}O_{10}(F_{0,35}OH_{1,7})_{2,05}$
- 9 — биотит из мелкозернистого гранита массива Маяк: $(K_{0,61}Na_{0,03}Ca_{0,06})_{0,75}(Mg_{0,48}Fe^{2+}_{1,2}Fe^{3+}_{0,4}Ti_{0,17}Al_{0,24})_{2,49}(Si_{2,9}Al_{1,1})_{4,0}O_{10}(F_{0,34}OH_{1,7})_{2,04}$

ные хорошо ограненные порфиновые выделения плагиоклаза, часто зонального, представленного олигоклазом (до № 24).

Калиевый полевой шпат в основной массе гранитов наблюдается в виде ксеноморфных или удлиненных зерен. Количество пертитов в них, представленных несдвойникованным альбитом, обычно не превышает 10—15%. Вкрапленники калиевого полевого шпата имеют метасоматическое происхождение и содержат реликты минералов основной массы. Пертиты распада и замещения распределены в нем неравномерно, содержание их в отдельных вкрапленниках колеблется от 10 до 60%. По составу, судя по замеренным углам $2V$ (см. табл. 2), калиевый полевой шпат обеих генераций соответствует промежуточному микроклину низкой степени упорядоченности. Оптическая триклинность, рассчитанная по методу А. С. Марфунина (1962), в среднем составляет 0,5.

Биотит представлен мелкими пластинками, плеохроирующими от темно-бурого и зеленовато-бурого по Ng до светло-желтого по Np . Показатель преломления биотита колеблется от 1,679 до 1,703 (среднее из 31 замера — 1,687). Химический состав близок к составу биотитов крупнозернистых гранитов и только степень окисления железа в них выше — 0,20—0,71.

Кварц встречается в двух генерациях. Более ранняя образует округлые выделения размером 0,6 см, вторая — ксеноморфные зерна в основной массе.

Из вторичных изменений следует отметить широко развитый калиевый метасоматоз, который сменяется натриевым. В стадию калиевого метасоматоза образовались порфиробласты промежуточного микроклина, а последующий натриевый — привел к широкому развитию альбита по калиевому полевому шпату и плагиоклазу основной массы гранитов. Кроме того, заметна серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. В гранитах Невского массива по биотиту изредка развивается синезеленая роговая обманка гастингситового ряда, образование которой происходит также в натриевую стадию, в соответствии со взглядами некоторых исследователей (Гинзбург, Белова, 1960; Гинзбург, 1961).

Все граниты района, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся ко второму классу пород, пересыщенных кремнеземом ($Q=35,6—43,1$), к группе богатых щелочами (табл. 4); калий в них преобладает над натрием.

Граниты пересыщены глиноземом ($a'=42,0—52,4$), что характерно для большинства гранитоидов Северо-Востока СССР. Они бедны кальцием, причем наибольшее его количества отмечаются в среднезернистых гранитах Невского интрузива, где наблюдаются порфиновые выделения олигоклаз-андезина. Коэффициент агпайтности биотитовых гранитов $(Na_2O+K_2O) : Al_2O_3=0,7—1,0$, что соответствует субщелочным и щелочным разностям (Лучицкий, 1962).

Акцессорные минералы (табл. 5) по их взаимоотношению с породообразующими минералами объединены в две группы. В первую группу входят апатит, циркон, ильменит и магнетит (?), которые выделялись в магматическую стадию. Во вторую группу попадают остальные акцессории, появившиеся в поздней и постмагматическую стадию. Пробы весом 8—10 кг отбирались из неизмененных разностей гранитоидов.

Апатит содержится в крупнозернистых разностях гранитов в более высоких количествах, чем в мелкозернистых. По сравнению со средними содержаниями апатита, приведенными для оловоносных гранитов Северо-Востока СССР (Ляхович, 1967), количество этого минерала в изученных гранитах меньше в 400—1000 раз. Такое низкое содержание апатита может объясняться двумя причинами. По данным химических анализов, в гранитах вообще низки содержания фосфора. Г. Н. Гогель считает, что количество апатита уменьшается с увеличением интенсивности постмаг-

матических процессов (в данном случае — процесса щелочного метасоматоза).

Редкие выделения представляют дипирамидально-призматические кристаллы с хорошо развитой призмой ($h:l=1:3-4$), слабо развитой дипирамидой ($h:l=1:1-2$). Показатели его преломления $N_g=1,629-1,638$; $N_p=1,626-1,634$) позволяют отнести его к фтор-апатиту.

Циркон не обнаруживает закономерности в своем распределении. Преобладают кристаллы «цирконового» типа с комбинацией граней (110) и (100); редко встречаются «копьевидные» формы с хорошо развитой дипирамидой (111). По данным М. Г. Руб (1966 г.), отношение циркония к гафнию в минерале равно 39—48.

Ильменит содержится в незначительных количествах. Известные данные о содержании ильменита в биотитовых гранитах различных районов Советского Союза (Ляхович, 1967) значительно выше, чем в изученных нами гранитах (155—2533 г/т). Ильменит в большинстве случаев наблюдается в виде бесформенных обломков и редко шестиугольных табличек с гранями пинакоида (001) и двух ромбоэдров (111).

По количеству магнетита омукучанские граниты сходны со средним типом биотитовых гранитов, по В. В. Ляховичу (1967), причем в мелкозернистых гранитах его меньше, чем в крупнозернистых. В ряду массивов Маяк — Лево-Омукучанский — Невский закономерно уменьшается количество магнетита и отношение между его количеством в мелкозернистых и крупнозернистых гранитах. В табл. 6 приведены данные о содержании титана и ванадия в магнетитах из различных гранитов.

Ортит является одним из характерных минералов омукучанских гранитов. Его количество значительно превышает средние содержания этого минерала, приведенные для биотитовых гранитов Советского Союза (Ляхович, 1967). Средние содержания ортита в мелкозернистых грани-

Таблица 4

Средний химический состав биотитовых гранитов
Балыгычано-Сугойской впадины (в вес. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 76,76 | 75,74 | 75,37 | 75,66 | 76,28 | 76,04 | 75,79 | 73,12 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,09 | 0,17 | 0,11 | 0,17 | 0,08 | 0,12 | 0,18 |
| Al ₂ O ₃ | 12,22 | 12,99 | 12,77 | 12,78 | 12,29 | 12,14 | 12,83 | 14,03 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,33 | 0,53 | 0,56 | 0,56 | 0,67 | 0,33 | 0,64 | 0,83 |
| FeO | 1,39 | 1,37 | 1,44 | 1,13 | 0,97 | 1,87 | 1,19 | 1,19 |
| MnO | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,04 |
| MgO | 0,24 | 0,22 | 0,23 | 0,16 | 0,24 | 0,03 | 0,16 | 0,40 |
| CaO | 0,44 | 0,54 | 0,72 | 0,39 | 0,66 | 0,47 | 0,65 | 1,22 |
| Na ₂ O | 2,34 | 3,37 | 3,17 | 3,37 | 3,40 | 3,33 | 3,11 | 3,47 |
| K ₂ O | 4,84 | 4,63 | 4,98 | 5,42 | 4,82 | 4,57 | 4,73 | 4,43 |

1 — крупно- и среднезернистые граниты Лево-Омукучанского массива;

2 — мелкозернистые граниты Лево-Омукучанского массива;

3 — среднезернистые граниты Невского массива;

4 — мелкозернистые граниты Невского массива;

5 — крупно- и среднезернистые граниты массива Маяк;

6 — мелкозернистые граниты массива Маяк;

7 — средний омукучанский биотитовый гранит;

8 — средний оловоносный гранит (по Д. С. Попову).

Таблица 5

Среднее содержание аксессуарных минералов в различных разновидностях биотитовых гранитов Балыгчано-Сугойской впадины (в г/т)

| Минералы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-----------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Апатит | 28,7 | 1,288 | 1,80 | 0,33 | 5,4 | 0,12 | 11,77 | 0,57 |
| Циркон | 262,8 | 239,76 | 119,5 | 19,28 | 102,9 | 127,2 | 161,7 | 125,4 |
| Ильменит | 7,7 | Ед. зн. | 33,2 | 48,5 | 4,4 | 8,3 | 15,4 | 18,6 |
| Магнетит | 921,7 | 92,8 | 691,8 | 31,5 | 3200,8 | 2003,7 | 1602,7 | 709,3 |
| Ортит | 757,7 | 554,1 | 338,2 | 138,1 | 303,4 | 107,6 | 488,4 | 266,5 |
| Ксенотим | 13,2 | 2,9 | 4,0 | 3,8 | 4,1 | 0,6 | 7,1 | 2,23 |
| Монацит | — | 2,4 | 0,05 | 2,1 | 17,1 | — | 5,71 | 1,5 |
| Ураногорит | 6,7 | 3,4 | 0,7 | 0,9 | 14,1 | 1,5 | 6,94 | 1,94 |
| Торианит | 3,6 | 21,4 | 0,15 | — | 3,01 | — | 2,25 | 7,1 |
| Фергусонит | — | 2,3 | — | — | 0,02 | 2,9 | 0,01 | 1,8 |
| Турмалин | 4,1 | 416,8 | 0,17 | 0,29 | 5,1 | — | 3,32 | 139,1 |
| Флюорит | 1003,3 | 1592,8 | 296,8 | 170,9 | 328,2 | 6,9 | 542,8 | 590,2 |
| Тетраэдрит | — | — | — | 1,06 | — | — | — | — |
| Циртолит | 10,4 | 6,8 | 0,11 | 0,34 | 7,1 | 7,9 | 5,88 | 5,04 |
| Касситерит | 0,12 | 8,7 | 0,11 | Ед. зн. | 0,81 | — | 0,34 | 2,9 |
| Гранат | 0,01 | 0,06 | 0,05 | 1,6 | 0,01 | Ед. зн. | 0,02 | 0,7 |
| Анатаз | Ед. зн. | Ед. зн. | Ед. зн. | Ед. зн. | 0,02 | — | 0,007 | Ед. зн. |
| Шеелит | 0,8 | — | — | — | Ед. зн. | — | 0,2 | — |
| Арсенопирит | — | — | — | Ед. зн. | Ед. зн. | Ед. зн. | Ед. зн. | — |
| Пирит | 0,7 | 0,21 | 0,26 | 0,14 | 1,6 | 0,7 | 0,8 | 0,35 |
| Галенит | — | — | Ед. зн. | — | 2,1 | Ед. зн. | 0,7 | Ед. зн. |
| Висмутин | — | — | — | — | — | Ед. зн. | — | Ед. зн. |
| Золото | — | Ед. зн. | Ед. зн. | — | Ед. зн. | 0,4 | Ед. зн. | 0,1 |
| Серебро | — | — | — | — | Ед. зн. | — | — | Ед. зн. |
| Количество проб | 3 | 3 | 5 | 2 | 4 | 3 | 12 | 8 |

1 — крупно- и среднезернистые граниты Лево-Омсулчанского массива;

2 — мелкозернистые граниты Лево-Омсулчанского массива;

3 — среднезернистые граниты Невского массива;

4 — мелкозернистые граниты Невского массива;

5 — крупно- и среднезернистые граниты массива Маяк;

6 — мелкозернистые граниты массива Маяк;

7 — крупно- и среднезернистые омсулчанские граниты;

8 — мелкозернистые омсулчанские граниты.

Количественный анализ и описание минералов произведены В. И. Ведерниковым.

Таблица 6

Содержание титана и ванадия в магнетитах омсулчанских гранитов (в вес. %)

| | Ti | V |
|---|------|-------|
| Магнетит из крупнозернистых гранитов Лево-Омсулчанского массива | 3,95 | 0,024 |
| Магнетит из среднезернистых гранитов Невского массива | 2,20 | 0,020 |
| Магнетит из среднезернистых гранитов массива Маяк | 2,20 | 0,020 |
| Магнетит из мелкозернистых гранитов Невского массива | 4,21 | 0,22 |

Анализы выполнены ЦХЛ СВТГУ, аналитик И. С. Рябова.

тах всех изученных массивов меньше чем в крупнозернистых. Минерал обычно наблюдается в виде обломков кристаллов с хорошо выраженными гранями призмы (100) и пирамиды (011).

Ксенотим отмечается в виде мелких обломков кристаллов с четкими гранями призмы (110) и дипирамиды (101). Показатели преломления его $N_g=1,830$; $N_p=1,734$ (среднее из трех замеров). В мелкозернистых гранитах наблюдается уменьшение количества ксенотима по сравнению с крупнозернистыми.

Монацит распределяется в гранитах неравномерно и присутствует не во всех пробах, обычно в виде обломков таблитчатых кристаллов с хорошо развитыми гранями пинакоида (100). Следует отметить, что в крупнозернистых гранитах Лево-Омсукчанского массива, где отмечаются наибольшие содержания апатита, монацит отсутствует. Это подтверждает существующее мнение об антагонизме монацита и апатита (Островский, 1937; Лисицына, 1960).

Ураноторит встречается во всех пробах в незначительных количествах, что может свидетельствовать о его равномерном распределении в массивах. Он представлен мелкими обломками тетрагональных дипирамидально-призматических кристаллов. Редко встречаются длиннопризматические кристаллы, вытянутые по оси «с». В минерале наблюдаются хорошо развитые грани (010), (111), (110). Цвет ураноторита часто меняется от бутылочно-зеленого в центральной части до желтого на периферии. Показатель преломления 1,710—1,715.

Фергюсонит присутствует не во всех массивах, больше тяготея к мелкозернистым гранитам. Он наблюдается в виде бурых и чернобурых обломков с показателем преломления больше 2,05.

Турмалин распределяется в гранитах крайне неравномерно. Так, в мелкозернистых гранитах Лево-Омсукчанского массива наблюдаются его наибольшие содержания, а в подобных гранитах интрузива Маяк турмалин вообще не обнаружен. Небольшие количества турмалина характерны также для гранитов Невского массива. Минерал окрашен в зеленовато-синий цвет со слабым плеохроизмом. Показатели преломления турмалина $N_g=1,678$; $N_p=1,650$.

Флюорит является одним из характерных минералов омсукчанских гранитов. Это типичный постагматический минерал, располагающийся в межзерновых промежутках, иногда развивается по полевым шпатам.

Тетраэдрит обнаружен в незначительных количествах только в мелкозернистых гранитах Невского массива. Он встречается в форме остроугольных обломков темно-серого цвета с тусклым металлическим блеском.

Касситерит, как и турмалин, распределен в гранитах неравномерно. В мелкозернистых гранитах Лево-Омсукчанского массива его количество повышается по сравнению с крупнозернистыми, а в гранитах массивов Маяк и Невский наблюдаются обратные соотношения. В целом для изученных массивов характерны невысокие содержания касситерита.

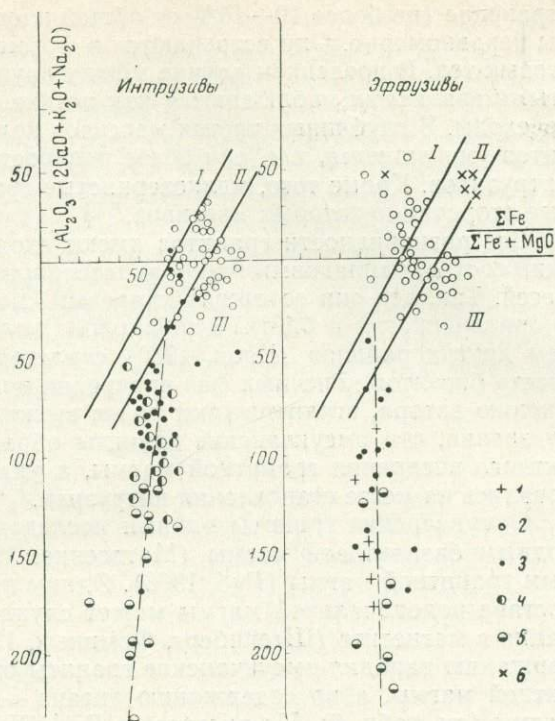
Гранат встречается в единичных зернах ромбододекаэдрической формы, светло-розового цвета, размером до 0,8 мм. Наибольшее количество граната наблюдается в мелкозернистых гранитах Невского интрузива.

Анатаз представлен несколькими разновидностями. В гранитах Невского массива это остропирамидальные кристаллы с тонкой штриховкой, параллельной основанию пирамиды. В породах массивов Маяк и Невский он встречается в виде таблитчатых форм.

Арсенопирит, пирит, галенит, висмутин не являются характерными минералами омсукчанских гранитов, наблюдаются редко и в единичных пробах. Исключением является лишь пирит, отмечающийся почти во всех пробах.

Рис. 2. Диаграмма глиноземистость — железистость магматических пород.

- 1 — липариты аскольдинской свиты;
 2 — биотитовые граниты и верхнемеловые липариты наяханской свиты;
 3 — гранодиориты и верхнемеловые андезиты;
 4 — диориты и диоритовые порфириты;
 5 — габбро и базальты;
 6 — дайки палеогеновых базальтов и андезито-базальтов.
 I — поле гранитной магмы;
 II — поле неопределенных решений;
 III — поле базальтовой магмы



Золото и серебро в виде единичных зерен встречено в нескольких пробах, но сам факт нахождения этих металлов в оловоносных гранитах заслуживает внимания.

Граниты Лево-Омсукчанского массива характеризуются повышенными количествами рассеянного олова, бериллия, свинца, галлия, иттрия и циркония. Содержания марганца, меди и ванадия близки к кларковым, а бария — ниже кларковых. Олово, бериллий и галлий наблюдаются в равных количествах в обеих разновидностях гранитов, а содержание остальных элементов уменьшается в мелкозернистых гранитах.

Полученные данные позволяют сделать некоторые выводы об условиях формирования омсукчанских гранитов.

Одним из факторов, определяющим минеральный состав гранитоидов, является режим кислотности — щелочности (Коржинский, 1946, 1957).

Индикатором щелочности образования гранитов может служить химический состав темноцветных минералов, в частности глиноземистость биотитов (Маракушев, Тарарин, 1965). Анализы биотитов из омсукчанских гранитов (см. табл. 3) свидетельствуют, что все биотиты характеризуются близкими значениями глиноземистости, железистости и щелочности. На диаграмме кислотности — щелочности А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965) биотиты омсукчанских гранитов попадают в третье поле нормальной щелочности. Биотит из мелкозернистых гранитов Невского массива находится во втором поле, что свидетельствует о некотором повышении кислотности по мере кристаллизации этого массива. Это подтверждается также некоторым увеличением количества граната в мелкозернистых гранитах Невского интрузива.

Как уже отмечалось, в составе изученных массивов наблюдаются крупно-, средне- и мелкозернистые граниты, которые одними исследователями рассматриваются как фациальные разновидности (Матвеевко, 1957), а другими выделяются в две или три фазы внедрения. В тоже время известно, что мелкозернистые граниты имеют незначительное распро-

странение (не более 10—15% от общей площади массива) и распределены неравномерно. Они встречаются в форме даек, мелких штоков и пластовых тел. В последнем случае между крупнозернистыми и мелкозернистыми гранитами наблюдаются как резкие контакты, так и постепенные переходы. В глубинных частях массивов количество мелкозернистых гранитов уменьшается, т. е. они более распространены в апикальных частях интрузивов. Кроме того, мелкозернистые граниты слагают эндоконтактовые оторочки некоторых массивов.

Все разновидности гранитов имеют сходный минеральный и химический состав, одинаковый набор акцессорных минералов и элементов примесей. Так, все они содержат калиевый полевой шпат. низкой степени упорядоченности и биотит одинаковой железистости; данные по гранитам других районов (Изох, 1960) свидетельствуют о том, что железистость биотитов конечных фаз внедрения повышается. Все эти факты, по мнению автора, подтверждают ранее высказанную В. Т. Матвеевко точку зрения, что омсукчанские граниты образовались в результате одноактного внедрения гранитной магмы, а указанные разновидности образовались на месте становления интрузива.

Омсукчанские граниты одними исследователями относятся к производным базальтовой магмы (Матвеевко, 1957), другими — к производным гранитной магмы (Руб, 1968). Одним из критериев при определении состава родоначальной магмы может служить содержание титана и ванадия в магнетите (Штейнберг, Фоминых, 1961; Вахрушев, 1962). По содержанию ванадия омсукчанские граниты относятся к производным гранитной магмы, а по содержанию титана — к производным базальтовой магмы (см. табл. 6). На диаграмме В. А. Кутюлина (1964) омсукчанские граниты попадают во все три поля (рис. 2), причем большая часть анализов находится в поле базальтовой магмы и в поле неопределенных решений. Следовательно, имеющиеся данные не позволяют судить о природе родоначальной магмы омсукчанских гранитов. Однако содержание магнетита в них в 10—20 раз меньше, чем в гранитах базальтового ряда, по В. В. Ляховичу (1967), и отношение калия к рубидию, равное 94—485, соответствует таковому в производных гранитной магмы (Овчинников, 1964). Эти факты свидетельствуют в пользу представлений М. Г. Руб о сиалическом происхождении омсукчанских гранитов.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. По геофизическим данным и структурному положению омсукчанские граниты приурочены к расколам фундамента и являются плутонами трещинного типа с узким подводящим каналом и лакколитоподобной верхней частью.
2. Глубина формирования массивов небольшая — около 1 км.
3. Сохранение кровли вмещающих пород в наиболее приподнятых частях интрузивов, наличие ксенолитов в апикальных частях, неравномернозернистые структуры и зоны закалки в эндоконтактах массивов свидетельствуют о небольшом эрозионном срезе плутонов, не превышающем первых сотен метров.
4. Выделенные в пределах массивов крупно-, средне- и мелкозернистые граниты представляют собой фациальные разновидности, сформировавшиеся на месте становления интрузивов.
5. Минеральный состав изученных гранитов отличается постоянством как в отдельных структурных разновидностях, так и в различных массивах.
6. Для гранитов характерны наложенные процессы послемагматического калиевого метасоматоза, сменяющегося натриевым. Остальные вторичные изменения (хлоритизация, серицитизация и окварцевание) существенного значения не имеют.
7. В своем большинстве граниты относятся к субщелочным разновидностям, к классу пород, пересыщенных кремнеземом и глиноземом, к груп-

пе богатых и умеренно богатых щелочами, где калий существенно преобладает над натрием (рис. 3). Кроме того, для гранитов характерны низкие содержания кальция и магния.

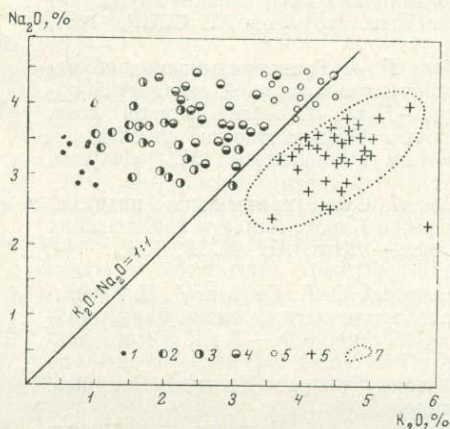
8. Акцессорные минералы гранитов представлены редкометальной ассоциацией. Наиболее характерными из них, содержащимися в повышенных количествах, являются циркон, магнетит, ортит, ксенотим, турмалин, флюорит и касситерит. Мелкозернистые разновидности гранитов по сравнению с крупнозернистыми, содержат меньше апатита, магнетита, ортита, но больше фергусонита.

9. Для гранитов Лево-Омсукчанского массива характерны повышенные содержания олова, акцессорного свинца, галлия, акцессорного иттрия и циркония, близкие к кларковым содержания марганца, меди, ванадия и очень низкие — бария.

Рис. 3. Соотношение натрия и калия в магматических породах различного состава

Интрузивные породы вулканического пояса:

- 1 — габбро;
- 2 — габбро-диориты;
- 3 — диориты;
- 4 — гранодиориты;
- 5 — роговообманково-биотитовые граниты;
- 6 — биотитовые (омсукчанские) граниты;
- 7 — поле омсукчанских гранитов



10. Кристаллизация гранитов, судя по минеральным парагенезисам пород и глиноземистости биотитов, происходила в условиях нормальной щелочности при несколько повышенной активности калия.

В настоящее время существует три точки зрения на положение омсукчанских гранитов среди других магматических образований Северо-Востока СССР. Наиболее ранняя — высказана В. Т. Матвеевко (1957), объединившим все магматические образования в пределах Балыгычано-Сугойской впадины, от перидотитов до лейкократовых биотитовых гранитов, в единый омсукчанский интрузивный комплекс, образование которого В. Т. Матвеевко связывал с поздними этапами развития мезозойской складчатости.

М. Г. Руб (1968) рассматривает биотитовые граниты в составе липарит-гранитной формации, образование которой связано с развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Третья точка зрения (Кобылянский, Соболев, 1969) предполагает, что омсукчанские граниты представляют собой самостоятельный комплекс, сопоставимый с лейкогранитовой формацией поздних (позднеорогенных) этапов развития мезозойской складчатой области. Ранние магматические образования Балыгычано-Сугойской впадины, от габбро до роговообманково-биотитовых гранитов, выделяются в этом случае в самостоятельный комплекс, связанный с развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса.

- Беллев И. В., Беллева Д. Н., Мигович И. М.* Изверженные породы и структуры аномальных физических полей на Северо-Востоке СССР.—В сб. «Магматизм Северо-Востока СССР». Магадан, 1968.
- Вахрушев В. А.* Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерии для генетического расчленения гранитоидов Алтая-Саянской области.—Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
- Гинзбург И. В., Белова Е. Н.* О гастингсите с малым углом оптических осей.—Докл. АН СССР, 1960, 134, № 1.
- Гинзбург И. В.* Гастингсит зоны щелочно-гранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклинных амфиболах.—Труды Минералогического музея АН СССР, 1961, вып. 11.
- Гринберг Г. А.* Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.—В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., «Наука», 1969.
- Изох Э. П.* Схема расчленения интрузий Северного Сихотэ-Алиня и прилегающих районов.—Докл. АН СССР, 1960, 134, № 1.
- Кобылянский Ю. Г., Соболев А. П.* К истории геологического развития Балыгычан-Сугойского прогиба.—В кн. «Тезисы докладов VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока». Магадан, 1969.
- Коржинский Д. С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.—В сб. «Академику Д. С. Белякину». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Кутолин В. А.* Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей.—Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Лисицына Г. А.* Некоторые особенности акцессорных минералов гранитов Черкасского массива (южный склон Кураминского хребта. Средняя Азия).—Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27.
- Луцицкий И. В.* О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород.—В кн. «Петрология и геология докембрия», вып. № 5. Иркутск, 1962.
- Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А.* О минералогических критериях щелочности гранитов.—Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Марфуни А. С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.—Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Матвеев В. Т.* Петрология и металлогения Омсукчанского рудного узла. Магадан, 1957.
- Овчинников Л. Н.* Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерности их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. В сб. «Химия земной коры», т. II. М., 1964.
- Островский И. А.* Тяжелые минералы гранитов Средней Азии. Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г., М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Руб М. Г.* К истории магматизма некоторых районов Дальнего Востока.—В кн. «Закономерности развития магматизма складчатых областей». М., «Наука», 1968.
- Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С.* Акцессорные минералы как один из индикаторов коагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований.—В сб. «Акцессорные минералы и элемент как критерий коагматических комплексов». М., «Наука», 1965.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г.* Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала.—Докл. АН СССР, 1961, 139, № 3.

И. С. Ипатьева

АССОЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов изучались в различных районах Яно-Колымской системы мезозоид: Верхне-Индигорском, Южно-Верхоянском, Юдомо-Майском. Гранитоиды этих районов различаются по петрографическим и петрохимическим особенностям и по ассоциациям породообразующих и акцессорных минералов (Гринберг и др., 1970; Рожков и др., 1971).

Преобладающее распространение в Верхне-Индигорском районе име-

ют крупно- и среднезернистые, иногда порфировидные биотитовые граниты, представляющие собой главную фацию. Ими сложены крупные батолитоподобные интрузивы зоны сочленения Инъяли-Дебинского синклинория с Колымским срединным массивом и небольшие интрузивные тела, приуроченные к Инъяли-Дебинскому синклинорию. Краевые части крупных интрузивов представлены гранодиоритами, редко кварцевыми диоритами в эндоконтактах интрузивов. Менее распространены небольшие тела, сложенные биотитовыми гранодиоритами (Омукский, Шелюпинский, Право-Арангасский массивы). К поздней фазе формирования всех интрузивов относятся мелкозернистые лейкократовые и аплитовидные граниты.

Гранитоиды этого района довольно однообразны по петрографическому составу. Отличительной особенностью их является наличие граната альмандин-спессартинового состава. По петрохимическим особенностям биотитовые гранаты относятся к пересыщенному глинозему ряду.

Гранитоидные интрузивы Южного Верхоянья располагаются в центральной и западной зонах Южно-Верхоянского синклинория. В отличие от Верхне-Индибирского района, здесь преимущественно распространено роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты при подчиненном развитии биотитовых гранитов. Крупные сложнодифференцированные интрузивы Южно-Верхоянского синклинория слагаются роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, занимающими большую часть массивов. Кварцевые диориты и тоналиты обычно располагаются в краевых частях массивов, а небольшие тела мелкозернистых биотитовых гранитов — в центральных частях плутонов. Взаимоотношения этих различных по составу пород позволяют считать, что они являются продуктами последовательных стадий внутрикамерной кристаллизации сложных плутонов. По петрохимическим особенностям гранитоиды Южно-Верхоянского синклинория относятся к нормальному ряду.

Различия состава гранитоидов изученных районов находят отражение в особенностях ассоциаций акцессорных минералов.

В комплекс акцессорных минералов гранитоидов Верхне-Индибирского района входят магматические и постмагматические минералы.

В средне- и крупнозернистых биотитовых гранитах главной фации наиболее распространенными акцессорными минералами являются циркон, апатит, ильменит, ксенотим, торит, редко присутствует уранинит. Реже отмечают минералы постмагматического происхождения — циннвальдит, турмалин, топаз. В незначительных количествах присутствуют сульфиды: молибденит, лёллингит, халькопирит, пирит, арсенопирит.

Лейкократовые аплитовидные граниты почти всегда затронуты постмагматическими процессами, в связи с чем комплекс акцессорных минералов расширен за счет появления в значительных количествах постмагматических минералов (турмалина, циннвальдита), реже флюорита, анатаза, шеелита. Видовой состав акцессорных минералов редких элементов в поздних дифференциатах становится более разнообразным. Постоянно в этих гранитоидах присутствуют, ксенотим, циртолит, реже пироклор, уранинит. Сульфиды представлены арсенопиритом и пиритом, в качестве редких примесей присутствуют: молибденит, антимонит, вольфрамит, лёллингит.

В гранодиоритах краевой фации интрузивов главные акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, вместе с которыми появляется ортит.

Ассоциации акцессорных минералов гранодиоритов небольших массивов и крупных батолитических интрузивов Инъяли-Дебинского синклинория в основном сходны. Ведущими здесь являются ильменит, циркон,

апатит. Весьма характерны ортит, содержание которого в ряде случаев достигает 300—500 г/т. Из постмагматических минералов чаще других отмечается шеелит, иногда турмалин, а из сульфидов — пирит и арсенопирит.

Таким образом, для гранитоидов Верхне-Индибирского района характерен комплекс акцессорных минералов, состоящий из собственно магматических минералов — циркона, апатита, ильменита — постмагматических — турмалина, рутила, шеелита, топаза, а также рудных — пирита и арсенопирита, реже молибденита, сфалерита, галенита, еще реже вольфрамит и касситерита. Сквозными акцессорными минералами во всех разновидностях гранитоидов являются ильменит, циркон, апатит. Из постмагматических — турмалин, шеелит; из рудных — пирит и арсенопирит.

Характерная особенность гранитоидов данного района — появление ортита в гранодиоритах фации эндоконтакта.

Комплекс акцессорных минералов гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория и Юдомо-Майского района существенно отличается от описанного выше. Акцессорные минералы основных разновидностей гранитоидов представлены здесь ортитом, сфеном, апатитом, цирконом, реже уранинитом и фергусонитом. Из сульфидов постоянно присутствует пирит, спорадически и в незначительных количествах — арсенопирит, галенит, молибденит, висмутин.

В мелкозернистых биотитовых и лейкократовых аплитовидных гранитах содержание акцессорных минералов — сфена, циркона, апатита и ортита заметно уменьшается. Более разнообразным становится комплекс минералов, содержащих редкие элементы и присутствующих в небольших количествах (фергусонит, уранинит, торит, ксенотим, пирохлор, колумбит). Из сульфидов спорадически встречаются: пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, молибденит, висмутин. Единичные зерна самородного золота и серебра отмечаются в лейкократовых, аплитовидного облика, гранитах Тарбаганахского и Курумского массивов.

Гранитоиды, измененные процессами высокотемпературного послемагматического метасоматоза (альбитизированные и калишпатизированные граниты Кютепского массива), характеризуются повышенным содержанием циркона, ортита, иногда ильменита, ураноторита, монацита. Характерно также присутствие значительных количеств флюорита и анатаза.

Комплексы акцессорных минералов позднемезозойских гранитоидов Юдомо-Майского района и Южно-Верхоянского синклиория в основном сходны. Различие заключается в присутствии во всех разновидностях гранитоидов Юдомо-Майского района значительных количеств магнетита.

Таким образом, гранитоиды Верхне-Индибирского и Южно-Верхоянского районов заметно различаются по ассоциациям акцессорных минералов.

Разнообразие ассоциаций акцессорных минералов связано с различными факторами: содержанием кальция, режимом кислотности — щелочности, окислительно-восстановительным потенциалом в процессе кристаллизации гранитоидов.

Зависимость ассоциаций акцессорных минералов от содержания Са в породах. В Верхне-Индибирском районе распространены бедные кальцием биотитовые граниты, содержание кальция в которых меньше 2 вес.%. Гранодиориты в эндоконтактных зонах некоторых крупных батолитов или отдельных небольших по размерам интрузивов содержат кальций в пределах 2,5—4,5%.

Гранитоиды Южно-Верхоянского синклиория и Юдомо-Майского района заметно обогащены кальцием (особенно кварцевые диориты и тоналиты), содержание которого в них составляет 4,5—7,5 вес.%. Пре-

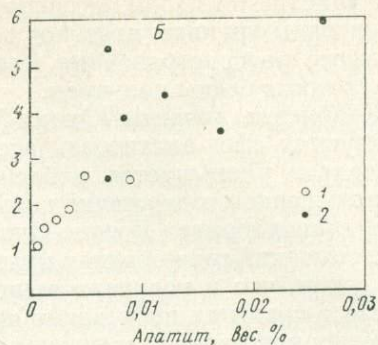
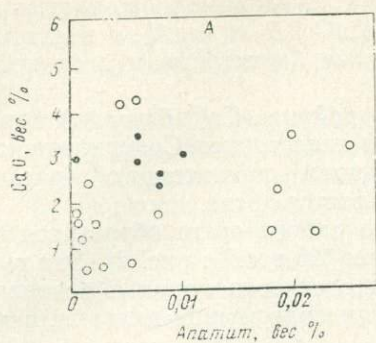


Рис. 1. Зависимость содержания апатита от содержания CaO в породах

А — гранитоиды Верхне-Инди́гирского района; Б — гранитоиды Южного Верхоя́нья. 1 — граниты; 2 — гранодиориты

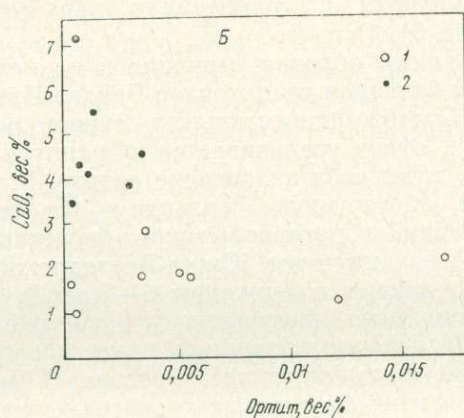
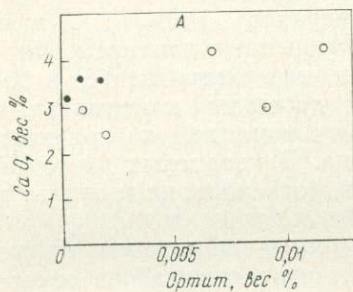
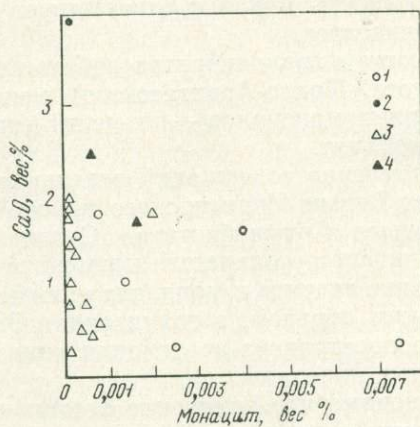


Рис. 2. Зависимость содержания ортита от содержания CaO в породах

А — гранитоиды Верхне-Инди́гирского района; Б — гранитоиды Южного Верхоя́нья. 1 — граниты; 2 — гранодиориты

Рис. 3. Зависимость содержания монацита от содержания CaO в породах

1, 2 — гранитоиды Верхне-Инди́гирского района:
1 — граниты,
2 — гранодиориты;
3, 4 — гранитоиды Южного Верхоя́нья:
3 — граниты,
4 — гранодиориты



обладающие по площади распространения роговообманково-биотитовые гранитоиды крупных плутонов содержат CaO 2,5—4 вес.%, а значительно менее распространенные мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты бедны кальцием.

Кварцевые диориты Юдомо-Майского района (CaO 6 вес.%) характеризуются сфен-апатитовой ассоциацией аксессуариев. Содержание этих минералов уменьшается в бедных кальцием гранитоидах (рис. 1). С уменьшением содержания кальция появляется ортит.

В гранодиоритах Верхне-Индибирского района ортит образуется при более высоких содержаниях кальция (более 2,5 вес.%; рис. 2). Это говорит о том, что в условиях пониженной щелочности пород образование ортита в гранитах происходит при большем содержании кальция, чем в условиях повышенной щелочности.

Содержание ильменита возрастает с увеличением кальция в гранитоидах, достигая максимальных значений при 4 вес.% Ca . В гранитоидах с содержанием кальция более 4 вес.% ильменит отсутствует. Монацит появляется в гранитоидах с еще меньшим содержанием кальция (меньше 2,5 вес.%). Однако в условиях повышенной щелочности монацит отмечается в гранитоидах при содержании кальция до 4 вес.% (рис. 3).

Таким образом, монацит и ильменит вполне закономерны для бедных кальцием гранитоидов Верхне-Индибирского района.

Содержание остальных аксессуарных минералов — магнетита, апатита, сфена увеличивается в гранитоидах, обогащенных кальцием. Циркон ведет себя аналогично ортиту. Его содержание увеличивается в более обогащенных кальцием гранитоидах, достигая максимальных значений в роговообманково-биотитовых гранодиоритах и гранитах крупных плутонов Южно-Верхоянского района. В кварцевых диоритах и тоналитах, содержащих 6—7 вес.% кальция, роль циркона и ортита в ассоциациях аксессуарных минералов резко уменьшается.

Изменение ассоциации аксессуарных минералов в зависимости от состава сосуществующего биотита. В Верхне-Индибирском районе основная фация биотитовых гранитов крупных батолитических интрузивов и небольших массивов Инъяли-Дебинского синклинория характеризуется присутствием высокоглиноземистого биотита. Типовая ассоциация аксессуарных минералов — ильменит+монацит. Циркон и апатит являются сквозными минералами во всех разновидностях гранитоидов. В эндо-контактных частях крупных батолитов при незначительном снижении глиноземистости биотита в ассоциациях аксессуарных минералов появляется ортит. Монацит присутствует редко. Количество ильменита резко увеличивается.

Биотиты гранодиоритов небольших интрузивов ((Омукского, Щелюпинского, Право-Арангасского) менее глиноземистые. Ассоциация аксессуарных минералов — ильменит+ортит. Иногда в ассоциации отмечается монацит.

Изменение содержаний отдельных аксессуарных минералов в гранитоидах Верхне-Индибирского района также зависит от состава сосуществующего с ними биотита. С понижением глиноземистости биотита увеличивается количество ильменита и ортита (в гранодиоритах), а содержание апатита и монацита уменьшается.

Таким образом, в гранитоидах Верхне-Индибирского района наиболее распространена ассоциация монацит+ильменит. Циркон и апатит — сквозные минералы.

Закономерное изменение ассоциаций аксессуарных минералов в гранитоидах от ранних дифференциатов к поздним в зависимости от изменения режима кислотности — щелочности отчетливо проявлено в интрузивах Южного Верхоянья. В биотитах из кварцевых диоритов Уэмляхского массива отношение $K+Na/Al=0,75$, в биотитах амфибол-биотито-

вых гранодиоритов — 0,65, и в биотитах из биотитовых гранитов — 0,55. Поздние дифференциаты отличаются пониженной щелочностью, что связано, вероятно, с накоплением кислотных компонентов в остаточном расплаве.

В зависимости от изменения режима кислотности — щелочности, в процессе кристаллизации, гранитных интрузивов изменяются и ассоциации акцессорных минералов. В гранитоидах повышенной щелочности Южно-Верхоянского синклиория, кроме сквозных минералов (циркона и апатита), постоянно присутствует ассоциация сфен+ортит. Ильменит и магнетит наблюдаются в подчиненных количествах.

В поздних дифференциатах (биотитовых гранитах) основная ассоциация акцессорных минералов не изменяется. Только в условиях более низкой щелочности в аплитовидных гранитах и аплитах появляются незначительные количества ильменита и монацита в ассоциациях: сфен+ортит+ильменит; сфен+ортит+монацит; ортит+ильменит+монацит. В эндоконтактной фации гранитоидов (кварцевых диоритах) в связи с подкислением расплава в контакте с терригенными вмещающими породами появляется ильменит, а содержание сфена уменьшается.

Ассоциации акцессорных минералов гранитоидов Юдомо-Майского района также изменяются в ходе кристаллизации расплавов. В отличие от гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория, в составе акцессорных минералов во всех разновидностях пород постоянно присутствует магнетит.

Биотиты кварцевых диоритов Чарского массива характеризуются сравнительно низким коэффициентом глиноземистости (18—19). Ассоциация акцессорных минералов гранитоидов данного района: магнетит+сфен+апатит.

В амфибол-биотитовых гранодиоритах и гранитах при незначительном увеличении глиноземистости биотитов в ассоциациях акцессорных минералов, наряду со сфеном и магнетитом, появляется ортит; при дальнейшем увеличении глиноземистости биотита в мелкозернистых биотитовых гранитах отмечается ильменит совместно с магнетитом.

В связи с изменением глиноземистости биотитов в процессе кристаллизации интрузий изменяется количественное соотношение акцессорных минералов. Содержание апатита, циркона, сфена, магнетита в гранитоидах Южно-Верхоянского синклиория и Юдомо-Майского района закономерно увеличивается с уменьшением глиноземистости сосуществующих биотитов.

Таким образом, с уменьшением активности щелочей, в процессе кристаллизации гранитов Южного Верхоянья происходит закономерное изменение ассоциаций акцессорных минералов (не считая сквозных минералов: циркона, апатита, магнетита) в следующем порядке: сфен; сфен+ортит; сфен+ортит+ильменит; сфен+ортит+монацит; ортит+ильменит+монацит; ильменит+монацит. Наиболее распространенной является ассоциация сфен+ортит (+циркон+апатит). Появление магнетита или ильменита в ассоциациях акцессорных минералов зависит от степени окисления (активности кислорода в процессе кристаллизации), показателем которой является удельная железистость биотита (отношение окисного железа к сумме окисного и закисного).

В анализированных биотитах Верхне-Индигирского района окисное железо присутствует в незначительном количестве. В гранитоидах отсутствует магнетит, а ильменит отмечается постоянно.

В биотитах гранитоидов Южного Верхоянья удельная железистость биотита выше, и здесь совместно с ильменитом в небольшом количестве появляется магнетит. Наиболее высокую удельную железистость имеют биотиты гранитоидов Юдомо-Майского района. В этих породах постоянно присутствует магнетит.

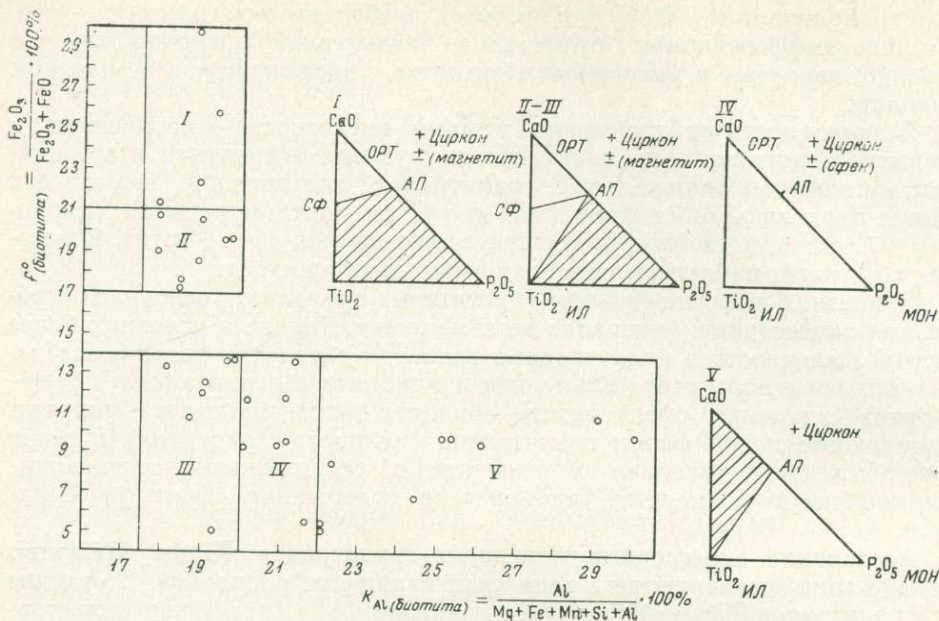


Рис. 4. Зависимость ассоциаций акцессорных минералов гранитоидов от коэффициентов глиноземистости и окисления сосуществующих биотитов

Составы биотитов: I—V — поля составов биотитов и сосуществующие с ними ассоциации акцессорных минералов

На диаграмме (рис. 4) выделены поля с различными парагенезисами акцессорных минералов, сосуществующих с биотитами различной глиноземистости и удельной железистости. Зависимость ассоциаций акцессорных минералов от этих параметров, которые служат показателем режима кислотности — щелочности и окислительно-восстановительных условий в процессе кристаллизации, на диаграмме видна отчетливо.

Гранитоиды Верхне-Индибирского и Южно-Верхоанского районов различаются по ассоциациям акцессорных минералов.

Сквозными акцессорными минералами являются циркон, апатит, присутствующие во всех разновидностях пород. Кроме них, для верхнеиндибирских гранитоидов характерна ассоциация монацит + ильменит, для южноверхоанских гранитоидов — ортит + сфен, для гранитоидов Юдомо-Майского района — сфен + ортит + магнетит.

Изменчивость ассоциаций акцессорных минералов связана с разными факторами: содержанием кальция в породе, режимом кислотности — щелочности и активностью кислорода.

В бедных кальцием биотитовых гранитах нормальной и пониженной щелочности Верхне-Индибирского района, в которых содержание кальция меньше 2,5 вес.%, ортит обычно отсутствует и появляется только при содержании кальция более 2,5 вес.%

В гранитоидах повышенной щелочности Южного Верхоянья ортит присутствует постоянно, даже при низких значениях содержания кальция (1—2 вес.%). Это свидетельствует о том, что в условиях повышенной щелочности ортит может возникать и в бедных кальцием породах, в то время как при пониженной щелочности ортит образуется только при относительно более высоком содержании кальция в расплаве.

Монацит появляется, по-видимому, только в условиях нормальной или пониженной щелочности, в гранитоидах повышенной щелочности монацит отсутствует. Сфен характерен для гранитоидов повышенной

щелочности, и ассоциация его с монацитом встречается реже, чем ассоциация ортита с монацитом. Ортит характерен для гранитоидов нормальной щелочности.

Появление ильменита или магнетита зависит от степени окисления, показателем которой является удельная железистость биотита.

ЛИТЕРАТУРА

Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Гамянин Г. Н., Кухтинский Г. Г., Недосекин Ю. Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., «Наука», 1970.
Рожков И. С., Гринберг Г. А., Гамянин

Г. Н., Ипатьева И. С., Кухтинский Г. Г., Соловьев В. И. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М., «Наука», 1971.



Г. Н. Гамянин, В. В. Гамянина, М. А. Слепцова

МАГМАТИЧЕСКИЕ И ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ГРАНАТЫ ОХОТО-КУХТУЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Охото-Кухтуйский гранитоидный массив расположен в верховьях рек Охоты и Кухтуя (юго-западная часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса). Общая площадь его выходов — около 900 км². Вмещающими породами на большей части территории являются вулканогенные образования верхнего мела — дациты, липариты и их туфы. В юго-восточной и южной частях массив контактирует с архейскими гнейсами, а в юго-западной — с пермскими песчано-сланцевыми породами. Из всех типов вмещающих пород гранатсодержащими являются лишь некоторые разновидности гнейсов — гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-гиперстеновые. В вулканогенных образованиях гранат встречается лишь в липаритах. В осадочных породах он появляется на контакте с Охото-Кухтуйским гранитным массивом.

Охото-Кухтуйский массив гранитоидов сложен мезократовыми амфибол-биотитовыми гранодиоритами, неравнозернистыми биотитовыми гранодиоритами, средне- и мелкозернистыми гранитами, дайками аплитов и пегматитов. Во всех разновидностях пород присутствует гранат. Содержания его несколько увеличиваются в мелкозернистых гранитах и аплитах. Наиболее часто он отмечается в пегматоидных образованиях. Гранитоиды массива и вмещающие породы на отдельных участках изменены процессами постмагматического метасоматоза. Ниже рассматриваются состав и условия образования различных типов гранатов Охото-Кухтуйского массива и вмещающих его пород.

ГРАНАТ ИЗ СРЕДНЕЗЕРНИСТЫХ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ

По руч. Бурному, правому притоку р. Кухтуй, среди архейских гнейсов встречена дайка гранатсодержащих среднезернистых слабопорфировидных биотитовых гранитов. Распределение биотита в породах дайки неравномерное. На фоне лейкократовых участков с содержанием биотита 1—1,5% наблюдаются расплывчатые, но в общем вытянутые парал-

Химический состав гранатов (в вес. %)

| Компоненты | 24 | 1246 | 169в | 2636 | 278а | 1876 | 1396 | 1816 |
|--------------------------------|----------|--------|--------|--------|--------|---------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 40,12 | 38,38 | 36,56 | 36,40 | 41,32 | 39,40 | 36,88 | 37,00 |
| TiO ₂ | 0,12 | 0,09 | 0,12 | — | 0,12 | 0,03 | — | 0,14 |
| Al ₂ O ₃ | 20,98 | 20,68 | 20,04 | 16,56 | 19,07 | 19,76 | 4,38 | 5,26 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,56 | 1,96 | 0,81 | 11,08 | 0,75 | He обн. | 22,45 | 21,24 |
| FeO | 21,45 | 31,98 | 20,84 | 17,86 | 31,26 | 35,13 | 2,14 | 2,52 |
| MnO | 0,80 | 2,50 | 17,99 | 12,20 | 5,29 | 0,16 | 0,51 | 0,18 |
| MgO | 5,09 | 1,30 | 0,62 | 3,35 | 0,33 | 1,54 | 0,52 | 0,71 |
| CaO | 2,43 | 0,99 | 1,44 | 3,00 | 1,13 | 1,14 | 31,15 | 31,15 |
| Na ₂ O | — | — | 0,24 | — | — | 0,25 | 0,18 | 0,10 |
| K ₂ O | — | — | 0,20 | — | — | 0,36 | 0,27 | 0,30 |
| H ₂ O+ | — | 1,37 | 0,25 | — | 1,25 | 0,59 | 0,40 | 0,82 |
| Сумма | 99,55 | 99,25 | 99,11 | 100,45 | 100,52 | 98,36 | 98,88 | 99,48 |
| Si | 2,99 | 2,99 | 2,99 | 3,00 | 2,99 | 2,99 | 3,00 | 2,99 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,01 | — | 0,01 | — | — | 0,01 |
| Al | 1,96 | 2,06 | 2,00 | 2,00 | 2,04 | 2,04 | 0,45 | 0,54 |
| Fe ⁺³ | 0,4+0,47 | 0,12 | 0,05 | — | 0,04 | — | 1,45 | 1,32 |
| Fe ⁺² | 1,42 | 2,27 | 1,47 | 1,11 | 2,38 | 2,61 | 0,15 | 0,18 |
| Mn | 0,05 | 0,18 | 1,27 | 1,05 | 0,40 | 0,01 | 0,03 | 0,01 |
| Mg | 0,60 | 0,16 | 0,08 | 0,51 | 0,03 | 0,20 | 0,06 | 0,09 |
| Ca | 0,20 | 0,10 | 0,13 | 0,33 | 0,11 | 0,11 | 2,90 | 2,90 |
| Si изб | 0,49 | 0,27 | 0,08 | 0,78 | 0,71 | 0,48 | 0,21 | 0,19 |
| Пироп | 21,9 | 5,7 | 2,7 | 17,0 | 1,0 | 6,6 | 2,1 | 2,5 |
| Альмандин | 69,0 | 84,4 | 50,0 | 37,0 | 82,9 | 89,3 | 4,7 | 8,0 |
| Спессартин | 1,8 | 6,3 | 43,0 | 35,0 | 13,2 | 0,4 | 1,0 | 0,3 |
| Гроссуляр | 7,3 | 3,6 | — | 11,0 | 3,9 | 3,7 | 16,8 | 18,3 |
| Андрадит | — | — | 4,3 | — | — | — | 75,4 | 70,9 |
| <i>f'</i> | 76,2 | 93,7 | 95,0 | 63,5 | 98,0 | 92,8 | 96,3 | 93,7 |
| <i>f</i> | 70,1 | 93,4 | 94,8 | 68,5 | 98,7 | 92,8 | 71,4 | 66,6 |
| <i>N</i> | 1,802 | 1,813 | 1,810 | 1,800 | 1,817 | 1,815 | 1,855 | 1,840 |
| <i>A</i> ₀ | 11,532 | 11,552 | 11,590 | 11,556 | 11,552 | 11,534 | 11,976 | 11,956 |
| <i>d</i> | 4,07 | 4,21 | 4,26 | 4,11 | 4,19 | 4,26 | 3,79—3,85 | 3,75—3,85 |

24 — из кордиерит-гранат-гиперстенового гнейса; 1246 — из среднезернистых порфиroidных гранитов; 169в — из жилы пегматоида; 2636 — из кварцевой жилы; 278а, 1876 — из контактово-метаморфических пород; 1396 — из эндоскарноидов; 1816 — из экзоскарноидов. Аналитики В. В. Гамянина и М. А. Слепцова.

лельно контакту дайки пятна с содержанием биотита до 5—7%. Именно в этих участках в ассоциации с биотитом и отмечаются мелкие (1—3 мм) гнездообразные скопления граната. Вмещающие дайку гнейсы граната не содержат.

Гнезда граната состоят из трех-четырёх кристаллов. Включений биотита или полевых шпатов в гранате не отмечается, а кварц — редок. По данным химического анализа (табл. 1), компонентный состав граната (в %): альмандин — 84,4; спессартин — 6,3; пироп — 5,7; гроссуляр — 3,6. Железистость — 93,4; показатель преломления — 1,813. Биотит, находящийся в ассоциации с гранатом, имеет состав (табл. 2) —

Химический состав биотитов (в вес. %)

| Компоненты | 1246 | 278a |
|--------------------------------|------------|------------|
| SiO ₂ | 30,42 | 32,16 |
| TiO ₂ | 3,08 | 2,20 |
| Al ₂ O ₃ | 19,39 | 19,27 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,54 | 4,72 |
| FeO | 26,64 | 25,87 |
| MnO | 0,31 | 0,26 |
| MgO | 3,20 | 2,71 |
| CaO | 0,88 | 0,88 |
| K ₂ O | 3,85 | 6,15 |
| Na ₂ O | 0,11 | 0,10 |
| F | 0,18 | 0,52 |
| H ₂ O | 6,26 | 4,80 |
| Сумма | 99,92—0,08 | 99,69—0,22 |
| Si | 2,32 | 2,50 |
| Ti | 0,18 | 0,13 |
| Al ^{IV} | 1,50 | 1,37 |
| Al ^{VI} | 0,23 | 0,38 |
| Fe ⁺³ | 0,30 | 0,27 |
| Fe ⁺² | 1,70 | 1,66 |
| Mn | 0,02 | 0,01 |
| Mg | 0,36 | 0,31 |
| Ca | 0,07 | 0,07 |
| K | 0,38 | 0,62 |
| Na | 0,02 | 0,02 |
| H ₂ O | 0,53 | 0,29 |
| OH | 1,96 | 1,86 |
| F | 0,04 | 0,14 |
| <i>f</i> | 82,00 | 84,00 |
| <i>Nm</i> | 1,675 | 1,678 |

1246 — из среднезернисты порфировидных гранитов; 278a — из контактово-метаморфических пород.

$[K_{0,38} Na_{0,02} Ca_{0,07} (H_2O)_{0,53}]_{1,00} (Mg_{0,36} Mn_{0,01} Fe^{2+}_{1,70} Fe^{3+}_{0,30} Al_{0,23})_{2,60} \cdot (Si_{2,32} Ti_{0,18} Al_{1,50})_{4,0} O_{10} (OH)_{1,96} F_{0,04})_{2,0}$. Железистость—82,5; показатель преломления—1,675; плеохроизм от буро-коричневого до бледно-желтого. Как видно из табл. 2 и приведенной формулы, по составу анализированный биотит представляет собой гидробиотит.

Структурные соотношения граната с породообразующими минералами гранитов и особенности его состава свидетельствуют о том, что рассматриваемый гранат из дайки среднезернистых биотитовых гранитов первично-магматический. Вопрос о магматической природе гранатов в кислых изверженных породах до сих пор является спорным. Однако в последнее время публикуется все больше данных (Завьялова, 1953; Соболев и др., 1955; Oliver, 1956; Крылов, 1960; Кулик, 1962; Загрузина, Цветков, 1966), указывающих на первично-магматическое происхождение

ние граната в этих породах: Экспериментальными работами (Yoder, 1955, Шерер, Яги, 1959; Mathes, 1960; Hsu, 1968) показана возможность образования и стабильность граната при температурах ниже 900° и давлении 500—2000 бар.

А. А. Маракушев (Маракушев и др., 1966) считает, что образование граната в малоглубинных гранитах возможно при кристаллизации крайне железистых магм. Кристаллизации граната способствует также снижение щелочности в конечные стадии формирования гранитоидных интрузивов. Железистость гранитоидов Охото-Кухтуйского массива изменяется от 60—70 до 90—99% в поздних мелкозернистых биотитовых и аплитовидных гранитах. Одновременно в ходе формирования интрузива снижалась активность щелочей, что, по-видимому, способствовало образованию граната.

Одновременная или близкоодновременная кристаллизация граната и биотита позволяет использовать данную пару в качестве геотермометра. По диаграмме Л. Л. Перчука (1967), температура кристаллизации изученной пары гранат—биотит из среднезернистых гранитов Охото-Кухтуйского массива определяется в пределах $700\text{—}750^{\circ}$.

ГРАНАТ ИЗ ПЕГМАТИТА

Жила пегматоида, из которой проанализирован гранат, залегает среди плагиоамфиболитов экзоконтакта массива. Мощность жилы около 20 см. В зальбандовых частях она представлена кварц-полевошпатовой блоковой зоной с рассеянными в ней листочками биотита и редкими зернами граната. Биотит встречается в виде вытянутых пластинок, плеохролирующих от желтого до коричневого цвета, показатель преломления—1,676. Кварц-полевошпатовая зона по довольно отчетливой границе сменяется зоной графического срастания кварца и полевого шпата.

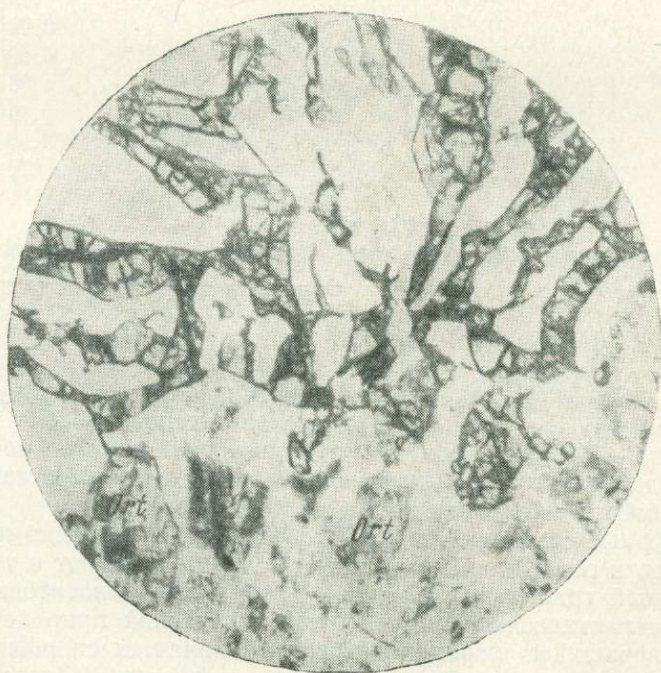


Рис. 1. Графические срастания граната с кварцем в пегматоиде. Ort — ортоклаз. Шлиф, николи ||, увел. 100

Относительное содержание редкоземельных элементов в гранатах (в % от суммы)

| № пробы | Сумма Р. з. э., % | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Gd | ΣCe | Tb+Y | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | ΣY | Y:Ce ΣY:ΣCe | | |
|---------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|----------------|--------|------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | Y:Ce | ΣY:ΣCe | |
| 24 | 0,051 | 23,3 | 18,0 | 1,9 | 24,0 | Следы | 0,6 | 68,0 | 32,0 | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,49 | — |
| 1816 | 0,060 | 30,7 | 24,2 | 10,9 | 21,2 | 1,7 | 0,6 | 89,4 | 10,6 | — | — | — | — | — | — | — | — | 10,6 | 0,11 |
| 1876 | 0,036 | 21,7 | 34,5 | 12,0 | 16,9 | 1,0 | 1,8 | 87,5 | 12,5 | — | — | — | — | — | — | — | — | 12,5 | 0,14 |
| 2786 | 0,169 | Следы | 2,2 | Следы | 0,9 | 0,7 | 1,7 | 5,5 | 62,6 | 7,6 | 0,6 | 7,7 | 4,2 | 10,8 | 1,1 | 94,5 | 28,4 | 17,1 | — |
| 124В | 1,64 | — | Следы | — | Следы | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 73,7 | 4,9 | 1,3 | 7,2 | 2,8 | — | 9,8 | 99,7 | — | — | 332 |
| 1696 | 0,28 | 1,0 | 2,4 | 1,1 | 1,3 | 0,8 | 1,4 | 8,0 | 63,0 | 5,2 | 2,0 | 9,7 | 2,0 | — | 10,0 | 92,0 | — | 26,2 | 11,5 |

Количество биотита в этой зоне уменьшается, чаще встречается гранат и появляется амфибол. Последний распределен неравномерно, в виде мелких гнездообразных скоплений в тесном сростании с плагиоклазом. Размер отдельных зерен амфибола 0,1—0,3 мм; плеохроизм отчетливый от бесцветного до синевато-зеленого, показатель преломления Ng' —1,673; Np —1,651. Железистость, по диаграмме В. С. Соболева (1950),—67—68%.

В центральной части пегматоидной жилы отмечаются маломощные линзы кварца, а в краевых частях последних—крупные выделения граната. Гранат с кварцем образуют графические сростания (рис. 1). Соотношение граната и кварца 1:1. По данным химического анализа (см. табл. 1), формула граната из пегматоида имеет вид: $(Fe_{1,52}Mn_{1,27}Mg_{0,08}Ca_{0,13})_{3,0}Al_2(Si_{2,99}Ti_{0,01})_{3,0}O_{12} + Si_{0,08}$; компонентный состав: алмадин—50%; спессартин—43%; пироп—2,7%; андрадит—4,3%; железистость—94,8. По составу изученный гранат относится к типу гранатов из редкометалльных пегматитов, по Н. В. Соболеву (1964). Это подтверждается присутствием в пегматоидной жиле аксессуарного торита, гадолинита, циртолита и значительным содержанием редких земель в гранате (табл. 3). Кристаллизация граната растянута во времени от начальных моментов формирования пегматоида до конечных. Гранат из блоковой зоны имеет бледно-розовую окраску, в субграфической—буровато-розовую, в кварцевой сердцевине—буровато-оранжевую. Показатель преломления гранатов из разных зон в направлении к центральным частям жилы увеличивается от 1,803 до 1,810.

ГРАНАТ ИЗ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Гранатосодержащие кварцевые жилы расположены среди неравнозернистых биотитовых гранодиоритов в центральной части Охотокухтуйского массива. Протяженность жил 100—120 м при мощности, не превышающей 10—15 см. В зальбандах и призальбандовых частях жил обильно развит молибденит и массивные обособления магнетита, который цементирует молибденит, а местами проникает в него по спайности. В центральных частях жил широко представлены небольшие (до 2 см) друзовые пустотки. Большая часть из них выполнена преимущественно хлоритом, а местами присутствуют мелкозернистый (0,005—0,05 мм) магнетит второй генерации, гранат и сульфиды (пирит, халькопирит). Все перечисленные минералы совместно встречаются редко. Основная

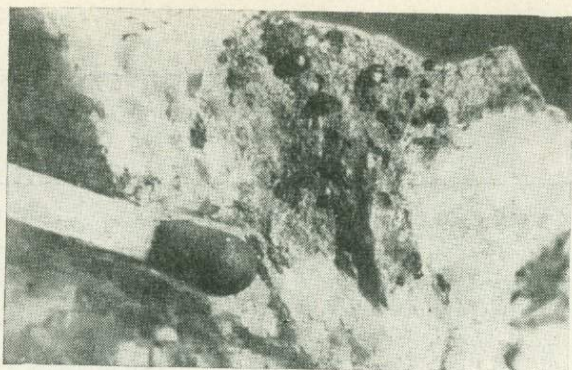


Рис. 2. Гранат (кристаллы) среди хлорита (серое) в кварцевой жиле

масса магнетита-II располагается по стенкам пустоток. По направлению к центральным частям пустоток количество его постепенно уменьшается, появляются мелкие зерна граната, количество которого и размер его зерен увеличиваются в этом же направлении (рис. 2). Основная масса граната сосредоточена в центральных частях хлоритовых гнезд. Сульфиды в пределах пустоток распределены неравномерно.

Гранат представлен кристаллами буровато-розового цвета, размером от 0,05 до 1 мм, в среднем 0,2—0,3 мм. Наиболее мелкие зерна граната прозрачны и почти свободны от каких-либо включений. В краевых частях крупных кристаллов изредка отмечаются вроски хлорита, а также мелкие (0,001—0,01 мм) включения магнетита. Наличие в гранате включений магнетита сильно затруднило отборку граната на анализ, причем полностью освободится от него (остаток 7—10%) не удалось, и поэтому при пересчете химического анализа граната (см. табл. 1) окисное железо связывалось в магнетит и при расчете формулы не учитывалось. По данным химического анализа, компонентный состав граната следующий: спессартина—35%, альмандина—37%; пиропы—17%; гроссуляра—11%. Охарактеризованные выше условия нахождения его в жиле, тесная ассоциация с магнетитом и хлоритом не оставляют сомнения в гидротермальной природе рассматриваемого граната. Это подтверждается также отсутствием подобных ассоциаций во всех других гранатосодержащих породах и различием состава гранатов из вмещающих интрузив пород и из гидротермальных жил. Спектральный анализ показывает сходство по элементам-примесям гидротермального граната с гранатами из гранита, пегматоида и роговиков (наличие олова, серебра). В то же время в нем отмечаются свинец и молибден, присутствующие в сосуществующих с ним хлорите и магнетите и характерные также для других гидротермальных образований Охото-Кухтуйского массива.

О возможности образования описываемого граната в такой ассоциации свидетельствуют экспериментальные данные по изучению фазовых отношений в системе Al—Mn—Fe—Si—O—H (Hsu, 1968). В условиях сравнительно небольших температур (400—500°) и низкого давления возможно существование метастабильной кварц-хлорит-гранат-магнетитовой ассоциации. Изученные нами кварц-молибденитовые жилы относятся к высокотемпературным. Температура декрипитации газожидких включений в кварце из этих жил составляет примерно 400°.

ГРАНАТ ИЗ РОГОВИКОВ

В южной части Охото-Кухтуйский массив контактирует с пермскими осадочными породами. В зоне контактового метаморфизма они превращены в различные роговики — биотитовые, полевошпатово-мусковитые, полевошпатово-андалузитовые, кварц-биотит-андалузитовые и т. д. В узкой зоне (10—15 см), непосредственно примыкающей к контакту, развиваются кварц-биотит-кордиеритовые роговики с гранатом и андалузитом. Гранат наблюдается в виде сравнительно крупных (до 2 мм) хорошо ограненных кристаллов, располагающихся в кварц-полевошпатовых участках, обогащенных биотитом (рис. 3). Здесь же встречаются кордиерит и андалузит.

Химический анализ граната приведен в табл. 1. Компонентный состав граната: альмандина — 82,9%; спессартина — 13,2%; гроссуляра — 3,9%; пиропы — 1%; железистость — 98. Анализ сосуществующего с гранатом биотита приведен в табл. 2.

Железистость биотита, по данным анализа, — 84,4, показатель преломления — 1,678. Биотиты из роговиков и из среднезернистых гранитов имеют сходные составы.

Андалузит в данной ассоциации, судя по показателям преломления (Ng' —1,648; Np' —1,639), является также высокожелезистым. Кордиерит (Ng' —1,572) почти нацело замещен мелкочешуйчатым серицитом, лишь в центральных частях зерен сохранились его реликты. Совместно с перечисленными минералами присутствуют редкие зерна дюмортьерита с характерной ярко-синей окраской и резким плеохроизмом от бесцветного до кобальтово-синего. Показатель его преломления (Ng' —1,688; Np' —1,672) свидетельствует о значительном содержании в нем железа (Трегер, 1958).

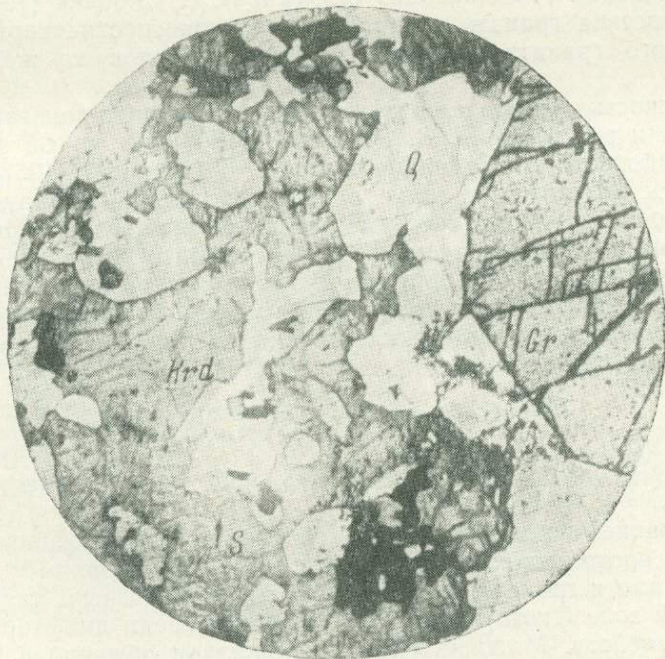


Рис. 3. Гранат (Gr) в ассоциации с кордиеритом (Krd) и биотитом (черное). S — слюдистые псевдоморфозы по кордиериту, Q — кварц. Шлиф, николи ||, увел. 50

ГРАНАТ ЭНДОСАРНОВ

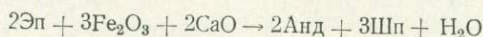
На левобережье руч. Кухтуй среди среднезернистых биотитовых гранитов Охото-Кухтуйского массива наблюдается серия маломощных (до 5 см) линзовидных кварц-магнетитовых прожилков, около которых местами возникают скарноидные образования, состоящие из желтовато-зеленых скоплений эпидота и бурого граната; мощность таких скарноидных зон не превышает 15—20 см. В более мощных телах намечается зональность. К магнетитовой зоне здесь примыкает зона, обогащенная гранатом, в удалении располагается существенно эпидотовая зона. Гранат коричневого цвета (от светло-коричневого до темно-коричневого). Мелкие бесформенные зерна граната изотропны, более крупные нередко проявляют анизотропию.

На химический анализ отбирался темно-коричневый гранат, результаты анализа помещены в табл. 1. Компонентный состав граната: андрадит — 75,4%; гроссуляр — 16,8%; альмандин — 4,7%; пироп — 2,1%; спескартин — 1,0%.

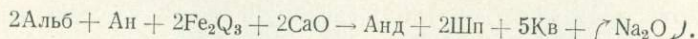
Разноокрашенные гранаты различаются по физическим свойствам. Так, показатель преломления меняется от 1,840 у светло-коричневых разновидностей до 1,867 у темно-коричневых; удельный вес колеблется соответственно от 3,79 до 3,85; параметр элементарной ячейки изменяется в пределах 11,972—11,980, что соответствует содержанию андрадитовой молекулы в пределах 70—80% (Юников и др., 1961).

Таким образом, данные химического анализа отвечают среднему составу граната из скарноидов. Колебания состава гранатов гроссуляр-андрадитового ряда не только в пределах месторождения, но и в пределах образца отмечаются многими исследователями (Вахрушев, 1960 и др.; Вахрушев, Соболев, 1963; Везеришвили, Ахвледиани, 1967), Е. Д. Карпова, А. Г. Ивашенцев (1954) и Н. В. Соболев (1964) показали связь состава граната с характером рудоносности скарнов. Состав описываемого граната близок к составу гранатов из железорудных скарнов.

Возможность образования граната за счет эпидота доказана экспериментальными работами Д. В. Калинина (1966). В другой экспериментальной работе Д. В. Калинина и Н. Д. Денискиной (1967) показана зависимость железистости граната ряда гроссуляр — андрадит от условий минералообразующей среды. По данным этих авторов, при снижении температуры и увеличении щелочности в гранате увеличивается содержание андрадитового компонента. В свет экспериментальных данных образование изученного нами граната из скарноидов происходило при некотором увеличении щелочности и привносе кальция и железа в результате следующих реакций:



или



Образование шпинели в этой ассоциации подтверждается присутствием ее в протолочках из гранатовых зон скарноидов.

Эпидотовые и гранат-эпидотовые прожилки встречены также в экзоконтактной зоне Охото-Кухтуйского массива среди диафторированных архейских гнейсов. Мощность таких прожилков обычно не превышает 3—5 см. В центральных частях их располагаются линзовидные обособления граната, затем следует основной минерал прожилков — эпидот. Вдоль прожилков развит также актинолит. Промежутки между этими минералами заполнены карбонатом.

Гранат макроскопически наблюдается в виде сростков кристаллов

светло- и темно-коричневого цвета. По данным химического анализа, рассматриваемый гранат имеет близкий компонентный состав с гранатом эндоскарноидов: андрадита—70,9%, гроссуляра—18,3%, альмандин—8%, пироп—2,5%, спессартина—0,3%. Железистость 93,7: удельный вес изменяется в пределах 3,75—3,85; колебания параметра ячейки у различно окрашенных разновидностей 11,955—12,00, что свидетельствует об изменении содержания андрадитовой молекулы от 65 до 100%.

Данные спектрального анализа показывают, что гранаты из гранита и пегматоида характеризуются повышенным содержанием редких земель. Химический анализ гранатов на редкие земли, выполненный методом распределительной хроматографии на бумаге, показал, что гранаты из гранита, пегматоида и контактово-метаморфических пород отличаются от других гранатов не только количественными содержаниями, но и качественным составом редких земель (см. табл. 3). Так, содержание редких земель в них три и более раза выше, чем в гранатах из гнейсов и метасоматических пород. Кроме того, в последних преобладает цериевая группа, тогда как для магматических гранатов характерны иттриевые редкие земли. Зависимости между содержанием в гранатах Ca, Fe, Mn (см. табл. 1) и количеством в них редких земель не наблюдается. Из табл. 1 видно, что гранат из гнейсов по качественному составу отличается от всех других гранатов и особенно от магматических. Эти данные являются дополнительным доказательством не ксеногенной природы гранатов из пород Охото-Кухтуйского массива. Преобладание в составе магматических гранатов иттриевых редких земель, вероятно, свидетельствует о более кислотных условиях кристаллизации данных гранатов по сравнению с послемагматическими.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В. А.* Минералогия и генезис железных руд Белоречского месторождения на Алтае. Новосибирск, 1960.
- Вахрушев В. А., Соболев Н. В.* О гранатах Ирбинского месторождения.—В сб. «Материалы по экспериментальной и генетической минералогии», вып. 1. Новосибирск, 1963.
- Везершвили Е. К., Ахведиани Р. А.* Гранаты некоторых пегматитовых и скарновых образований Грузии.—В кн. «Некоторые вопросы геохимии и минералогии Грузии». Тбилиси, 1967.
- Завьялова Н. В.* Гранат альмандин-спессартитового ряда из гранитов протерозойской интрузии р. Алдан.—Минер. сб. Львовского геол. об-ва, 1953, № 7.
- Загзурина И. А., Цветков Л. П.* Гранат в позднемезозойских магматических образованиях Чукотки.—В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 19. Магадан, 1966.
- Калинин Д. В.* Разложение эпидота в растворах хлористого натрия с различной кислотностью — щелочностью при 500° и 800 атм.—Докл. АН СССР, 1966, 167, № 5.
- Калинин Д. В., Денискина Н. Д.* О химических условиях образования гранатов гроссуляр-андрадитового ряда и зависимости их железистости от кислотности — щелочности среды.—Геология рудных месторождений, 1967, № 3.
- Карпова Е. Д., Иващенко А. Г.* Скарны.—В кн. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М., «Наука», 1954.
- Крылов И. Н.* Гранат из верхнепротерозойских гранитов западной части Восточного Саяна.—Вестник ЛГУ, серия геол., 1960, № 6.
- Кулик И. А.* Акцессорный гранат лейкократовых пород Актаусского интрузива.—Уч. зап. ЛГУ, серия геол., 1962, вып. 13.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л.* Минеральные фации кислотности — щелочности гранитоидов бедных кальцием.—В кн. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., «Наука», 1966.
- Перчук Л. Л.* Биотит — гранатовый геотермометр.—Докл. АН СССР, 1967, 177, № 2.
- Соболев В. С.* О значении железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.—Минер. сб. Львовского геол. об-ва, 1950, № 4.
- Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я.* Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах За-

- карпатской области.— Минер. сб. Львовского геол. об-ва, 1955, № 9.
- Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Треггер В. Е.* Таблицы для оптического определения порообразующих минералов. М., ИЛ, 1958.
- Шерер И. Ф., Язи К.* Система $FeO-Al_2O_3-O_2$ — В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., ИЛ, 1959.
- Юников Б. А., Овчинников Л. И., Метух Л. И.* О возможности определения состава гранатаgrossуляр-андридитового ряда по параметрам элементарной ячейки.— Минер. сб., № 5. Свердловск, 1961.
- Hsu L. C.* Selected phase relationships in the system $Al-Mn-Fe-Si-O-H$: a model for garnet equilibria.— *J. Petrol.*, 1968, 9, N 1.
- Matthes S.* Synthesis of pyralspite garnets of relatively low pressures.— *J. M. A. Gener. Meet. Business Meet.*, 1960.
- Oliver R. L.* The origin of garnets in the Borrowdale volcanic series and associated rocks. English lake district.— *Geol. Mag.*, 1956, v. 93.
- Yoder H. S.* Almandite garnet stability range.— *Amer. Mineralogist*, 1955, 40.

В. И. Соловьев

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ КУЙДУСУНСКОЙ НАЛОЖЕННОЙ ВПАДИНЫ

В статье по материалам полевых исследований автора (1968, 1969 гг.) излагаются новые данные о строении Куйдусунской наложенной впадины, составе и возрастном положении слагающих ее вулканогенных образований.

Куйдусунская впадина расположена в юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Эффузивно-пирокластические породы впадины, главным образом позднемелового возраста, занимают высокогорную часть хребта Сунтар-Хаята Юдомо-Охото-Индибирского водораздела. Они слагают обширные поля, вытянутые в близком к широтному направлении на 250 км, при ширине до 100 км (рис. 1).

Суммарный объем вулканических пород впадины составляет около 50 000 км³.

Южная граница впадины проходит по глубинному разлому, установленному геофизическими методами (Шапошников, Шапошникова, 1961; Чиков, 1965), отделяющему ее от Охото-Кухтуйского поднятия. На севере впадина граничит с Сунтаро-Лабынкырским поднятием. На востоке и западе границы впадины проводятся условно по распространению вулканических полей, залегающих на песчано-глинистых породах пермского и триасового возраста.

Западная и восточная части Куйдусунской впадины наложены на складчатые структуры Южно-Верхоянского и Верхне-Индибирского синклиналиев складчатого обрамления Охотского срединного массива. Большая часть впадины наложена на северную окраину Охотского срединного массива.

Гетерогенное строение основания впадины подчеркивается неодинаковыми значениями аномалий силы тяжести. Минимальные значения их совпадают с Юдомо-Делькюнским водоразделом, восточнее его значения силы тяжести повышаются в районе Куйдусун-Лабынкырского междуречья и несколько уменьшаются в восточной половине впадины. В целом территория впадины характеризуется утолщением земной коры до 45 км (Шапошников, Шапошникова, 1961) и высокогорным рельефом хребта Сунтар-Хаята.

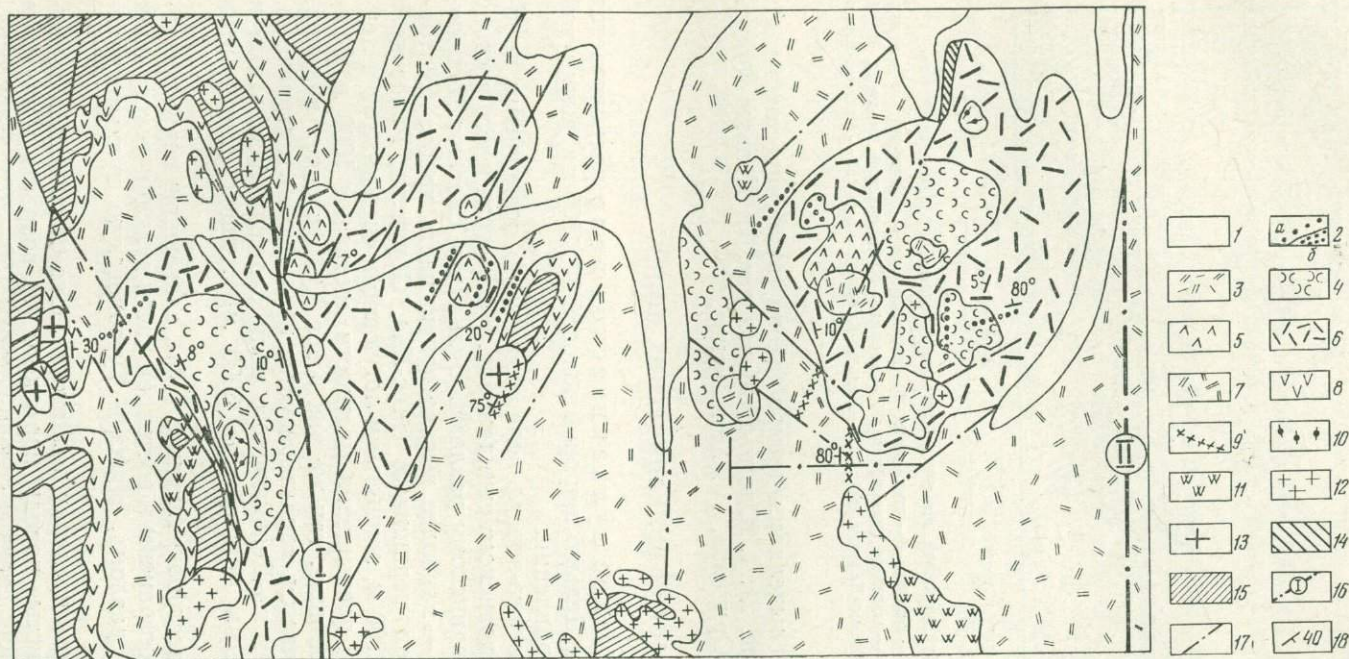


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Куйдусунской впадины

1 — четвертичные отложения.

Верхний мел — базальтовая формация:
2 — дайки (а) и штоки (б) андезитов, андези-
то-базальтов, базальтов;

липаритовая формация:
3 — липариты и липарито-дациты (верхняя
часть разреза),

4 — пестроокрашенные игнимбриды липаритов,
5 — экструзии липаритов,

6 — игнимбриды липаритов и липариты (ниж-
няя часть разреза);

дацитовая формация:

7 — игнимбриды дацитов.

Нижний (?) мел — андезитовая фор-
мация:

8 — андезиты, базальты и их туфы,

9 — дайки липаритов.

Субвулканы:

10 — липаритов,

11 — дацитов.

Массивы:

12 — гранитов, гранит-порфиров,

13 — гранодиоритов и гранодиорит-порфиров.

Песчано-глинистые породы:

14 — поздне триасового (?),

15 — позднепермского (?) возраста.

16 — глубинные разломы:

Кетандинский (I), Нют-Ульбейский (II);

17 — разрывные нарушения;

18 — элементы залегания пород

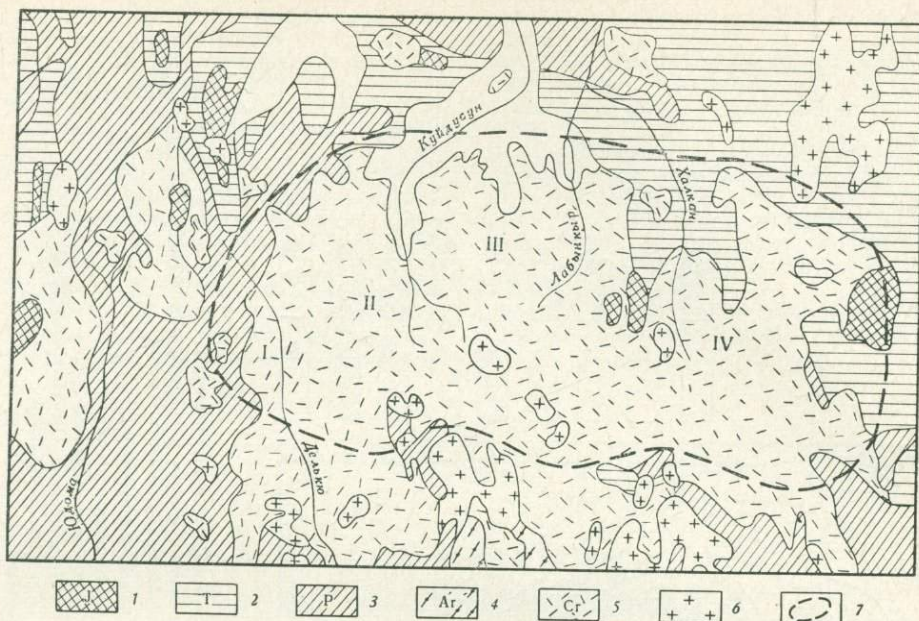


Рис. 2. Вулканические поля Куйдусунской впадины (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)
 Осадочные породы: 1 — юрские, 2 — триасовые, 3 — пермские; 4 — докембрий; 5 — вулканогенные образования (мел); 6 — массивы гранитоидов; 7 — границы Куйдусунской впадины. Вулканические поля: I — Юдомо-Делькюнское; II — Делькю-Куйдусунское; III — Маннык-Юряхское; IV — Халканское

В пределах впадины выделяется четыре района (вулканические поля), с запада на восток (рис. 2): I. Юдомо-Делькюнское, II. Делькю-Куйдусунское, III. Маннык-Юряхское, IV. Халканское.

ГЕОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Юдомо-Делькюнское вулканическое поле располагается в междуречье Юдомы и Делькю широкой полосой 30×100 км, вытянутой в меридиональном направлении.

На севере, западе и юго-западе поле ограничено осадочными породами перми Южно-Верхоянского синклиория. На востоке и юго-востоке оно примыкает к Кетандинскому разлому. Вулканы слагают Делькю-Юдомский водораздел — наиболее высокогорную часть хребта Сунтар-Хаята, с выдающимися вершинами (Мус-Хая, Обручева, Раковского и др.) высотой более 2700 м, покрытыми летующими снежниками и ледниками. Относительные превышения местности достигают 1000 м. Описываемое вулканическое поле, так же как и вся Куйдусунская впадина, частью которой оно является, характеризуется неоднородным строением. Западная половина Юдомо-Делькюнского поля сложена базальтами и андезитами, перекрытыми мощной (до 3000 м) толщей игнимбритов дацитов.

Лавы липаритов и пестроокрашенные туфы, слагающие верхи вулканогенной толщи, распространены в восточной части вулканического поля вблизи Кетандинского разлома, образуя Туртэновскую вулканоструктуру проседания.

В южной части поля в пределах поднятого блока обнажаются тонкослоистые песчано-глинистые породы пермского (?) возраста с крутыми ($40-70^\circ$) углами падения слоев к северо-востоку ($50-70^\circ$). Блок ограничен разломами северо-западного простирания, в которых локализируются зоны сульфидизации шириной до 50 м. Осадочные породы прорыва-

ются небольшими субвулканическими телами, сложенными крупнопорфировыми дацитами.

В Юдомо-Делькюнском вулканическом поле вулканогенная толща несогласно залегает на песчаниках пермского возраста. Слои песчаников наклонены под углом 50° к юго-западу ($240-280^\circ$) и раскливажированы крутыми (80°) трещинами меридионального простирания. Вулканогенные породы по простиранию залегают согласно с песчаниками, но с противоположным, т. е. северо-восточным ($40-50^\circ$), падением с углами падения, выходящими в восточном направлении от $30-50$ до $0-10^\circ$.

В долине руч. Ильбйяй и на побережье руч. Делькю наблюдался следующий разрез вулканогенной толщи (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|--|---------------|
| 1. На осадочных породах перми Южно-Верхоянского синклиория залегают светло-серые кварцитовидные среднеобломочные кристаллокластические с микрофельзитовой основной массой туфы липаритов | видимая 80 |
| 2. Темно-серые с зеленоватым оттенком массивные мелкозернистые базальты. В кровле пачки базальты приобретают зеленовато-серый цвет и эвтакитовое строение за счет тонких (1—2 мм) более темных полосок | 300 0,8 |
| 3. Туфогенные мелкозернистые песчаники (аз. пад. 45° , $\angle 50^\circ$) | |
| 4. Зеленовато-серый агломератовый ксенотуф, переходящий к кровле в глыбовый. Ксенотуф сложен небольшими обломками пород (1—7 см), а в кровле обломки базальтов и песчаников округлой формы достигают 30 см в поперечнике | 50 |
| 5. Светло-серый крупнообломочный литокристаллокластический туф дацитов со стекловатой основной массой, содержащий обломки кристаллов кварца, полевого шпата и редкие обломки коричневых витрокристаллокластических туфов дацитов размером до 15 см | 60 60 |
| 6. Серые андезиты | |

Далее к востоку обнажаются агломератовые туфы прижерловой фации, содержащие обломки андезитов, измененных осадочных пород, туфов андезитов, пород стекловатого строения, размером от 1—3 до 20 см в количестве от 30—40 до 80% от массы породы. Обломки цементируются серым, светло-серым с зеленоватым оттенком мелкозернистым туфом дацитов. Мощность агломератовых туфов прижерловой фации около 1000 м.

Восточнее на агломератовых туфах залегают сильно сваренные туфы дацитов значительной (около 2000 м) мощности. Игнимбриты дацитов, так же, как и агломератовые туфы, наклонены к северо-востоку, но углы наклона их уменьшаются от 30 до 10° .

Игнимбриты дацитов пересекаются маломощной (5 см) дайкой темно-серых андезитов с крутым (70°) падением к северо-западу. Дайка, вероятно, являлась одним из корней покрова андезитов, залегающего на игнимбритах дацитов. Андезиты зеленого цвета, мелкозернистые, массивные. Мощность 120 м.

Андезиты перекрываются маломощными (первые метры) туффитами и туфопесчаниками невыдержанной линзовидной формы. Выше залегают зеленовато-серые среднезернистые массивные сильно сваренные туфы липаритов. Видимая мощность 1000 м.

По условиям залегания, разнообразию состава, фаций и мощностей вулканических западная половина Юдомо-Делькюнского поля является достаточно сложным по строению участком Куйдусунской впадины. Среди вулканогенных пород преобладают игнимбриты дацитов. Базальты и андезиты составляют около 10%, а липариты и их туфы не более 20% от общего объема вулканогенной толщи.

Базальты и сопутствующие андезиты отмечаются по западному и юго-западному краям вулканического поля, залегая с резким несогласием на осадочных породах перми. Вблизи центральной части вулканической структуры распространены агломератовые туфы дацитов (мощность более 1000 м), основная масса которых отложилась северо-восточнее

центров извержений. К западу от них мощности агломератов и перекрывающих их игнимбритов дацитов в сумме не превышают 500 м. Восточнее на агломератах залегает мощная (около 2000 м) толща игнимбритов дацитов. Игнимбриты дацитов перекрываются лавами андезитов небольшой (120 м) мощности, в кровле которых лежат маломощные пласты туфитов и туфопесчаников.

Разрез завершается пологой (0—10°) толщиной игнимбритов липаритов, мощностью не менее 1000 м.

Эффузивно-пирокластические породы прорываются субвулканическими дайками дацитов, андезитов.

Туртэновская вулканоструктура проседания, располагающаяся в юго-восточной части вулканического поля, вытянута на 40 км в северо-северо-западном направлении и достигает в ширину 15 км. Эффузивно-пирокластическая толща Туртэновской вулканоструктуры залегает на тонкослоистых песчаниках, алевролитах и аргиллитах пермского возраста.

В верхнем течении рч. Турта, правого притока руч. Делькю-Охотская наблюдался следующий разрез вулканогенной толщи (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|---|--------------|
| 1. Темно-зеленые агломератовые туфы, состоящие из мелких (1—2 см) обломков андезитов и окремненных аргиллитов, слагающих 50% объема породы | Около 20 |
| 2. Зеленовато-серые и темно-серые с коричневым или фиолетовым оттенком пиритизированные андезиты с крупными (до 4 мм) вкрапленниками плагиоклаза | 20 |
| 3. Брекчиевая лава буровато-сиреневых андезитов, состоящих на половину из остроугольных глыб размером до 30 см | Первые метры |
| 4. Серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые массивные андезиты | 10 |
| 5. Темно-серые массивные сваренные агломератовые туфы андезито-дацитов с большим числом остроугольных обломков более светлых (серых) мелкозернистых андезитов размером от нескольких миллиметров до 30 см в поперечнике | 10—15 |
| 6. Зеленоватые среднезернистые сильно спекшиеся туфы дацитов | около 5 |

Андезито-дацитовая толща перекрывается резко выделяющимися благодаря своей окраске липаритами черного, белого, зеленого, коричневого цвета. Мощность толщи изменяется в пределах 400—1000 м. Углы наклона потоков и покровов липаритов не превышают 10—20°.

Наиболее мощная толща пестроокрашенных липаритов, наблюдаемая на правом берегу рч. Делькю (руч. Туртэн), имеет следующее строение (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|--|----------------|
| 1. В основании толщи обнажаются буровато-коричневые сваренные кристаллокластические туфы липаритов | Видимая 15 |
| 2. Серые, светло-серые с буроватым оттенком сваренные туфы липаритов | около 200 |
| 3. Зеленые с сероватым оттенком массивные среднезернистые кристаллокластические спекшиеся туфы липаритов | 200 |
| 4. Белые липариты | 7 |
| 5. Сиреневые туфы липаритов с мелкими (1—6 мм) сферолитами | 2 |
| 6. Белые липариты | 55 |
| 7. Красновато-коричневые сваренные туфы липаритов | 10 |
| 8. Зеленовато-серые массивные мелкообломочные кристаллокластические сильно спекшиеся туфы липаритов | 80 |
| 9. Коричневатого-серые сильно сваренные туфы липаритов | 70 |
| 10. Темно-серые сильно сваренные туфы липаритов | Не превышает 1 |
| 11. Красно-бурые кристаллокластические спекшиеся туфы липаритов | 25 |
| 12. Светло-зеленые мелкозернистые полосчатые игнимбриты липаритов | 10 |
| 13. Серые мелкозернистые литокристаллокластические игнимбриты липарита | 15 |
| 14. Коричневые мелкозернистые спекшиеся литокристаллокластические туфы липаритов | 22 |
| 15. Зеленые литокристаллические сваренные туфы липаритов | 15 |
| 16. Серые мелкозернистые массивные игнимбриты липарита | 20 |
| 17. Зеленые кристаллокластические сильно спекшиеся неотчетливо полосчатые туфы липаритов | 20 |

18. Коричневато-сиреневые мелкозернистые сваренные туфы липаритов 45
 19. Зеленовато-серые спекшиеся туфы липаритов с двумя маломощными (до 2 м) горизонтами черных среднезернистых сильно сваренных туфов липаритов Видимая 130

Общая мощность пестроцветной толщи игнимбритов липаритов на правобережье рч. Делькю около 1000 м.

Приведенный фактический материал показывает, что Юдомо-Делькюнское поле представляет сложное сочетание разновозрастных вулканитов.

Ранние излияния андезит-базальтовых лав тяготеют к его западному краю. Следующий этап кислого вулканизма характеризуется грандиозными извержениями туфов и игнимбритов дацитового состава, отложившихся главным образом в западной половине поля, где суммарная мощность кислых вулканитов достигает 3000 м. В третий этап вулканической деятельности произошли небольшие по объемам излияния андезитов. В отличие от ареального вулканизма трех первых этапов, в течение четвертого этапа существовали локальные центры, с которыми связаны извержения лав и пирокластов липаритового состава, а также внедрение субвулканических тел. С заключительным пятым этапом вулканизма связано внедрение субвулканических даек базальтов.

Делькю-Куйдусунское вулканическое поле располагается в междуречье Делькю и Куйдусуна, на право- и левобережье рч. Делькю-Куйдусунская (см. рис. 1). С запада и востока оно ограничено зонами разрывных нарушений. Вулканическое поле площадью около 300 км² вытянуто с севера на юг на 70 км.

Наиболее полный разрез вулканогенных пород составлен в истоках рч. Делькю-Куйдусунской (руч. Бурливый), где снизу вверх обнажаются (рис. 3):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| | Видимая |
| | около 100 |
| 1. Темно-серые среднезернистые массивные андезиты | 100 |
| 2. Серые полосчатые спекшиеся кристаллокластические туфы андезитов | 18 |
| 3. Туфоконгломераты с маломощными (несколько сантиметров) и редкими прослоями аргиллитов и песчаников | 60 |
| 4. Зеленовато-серые андезиты среднезернистого и массивного строения | 200 |
| 5. Серовато-зеленые неясно полосчатые туфы андезитов | 30 |
| 6. Зеленые крупнопорфировые дациты | 2 |
| 7. Линзовидные прослой черных аргиллитов | 10 |
| 8. Светло-серые спекшиеся кристаллокластические туфы липарита | Не более 2 |
| 9. Маломощные линзовидной формы слои черных массивных аргиллитов | 35 |
| 10. Серые с зеленоватым оттенком спекшиеся туфы дацитов | 60 |
| 11. Серые андезиты в верхней части потока с крупными (до 4 мм) вкраплениями роговой обманки | 160 |
| 12. Зеленовато-серые неяснополосчатые спекшиеся туфы дацитов | 120 |
| 13. Темно-серые андезиты. Андезитовая пачка полого (5°) наклонена к востоку | 80 |
| 14. Серовато-зеленые туфы андезитов | До 1 |
| 15. Зеленые слоистые туфопесчаники с отпечатками флоры плохой сохранности | 1,5 |
| 16. Голубовато-зеленые туффиты | Видимая 50 |
| 17. Серовато-зеленые мелкозернистые сваренные туфы липаритов | |

Общая мощность вулканогенной толщи на западе Делькю-Куйдусунского поля (руч. Бурливый) около 1000 м.

В восточной части Делькю-Куйдусунского поля (рч. Русалка) андезиты и их агломеративные туфы общей мощностью около 300 м залегают на осадочных породах пермского (?) возраста. Осадочные породы прорываются гранодиоритовым штоком, который в свою очередь сечется мощными (30—100 м) липаритовыми дайками северо-восточного простирания и перекрывается покровами игнимбритов липаритов. Игнимбриты распространены по всей территории вулканического поля, мощности их

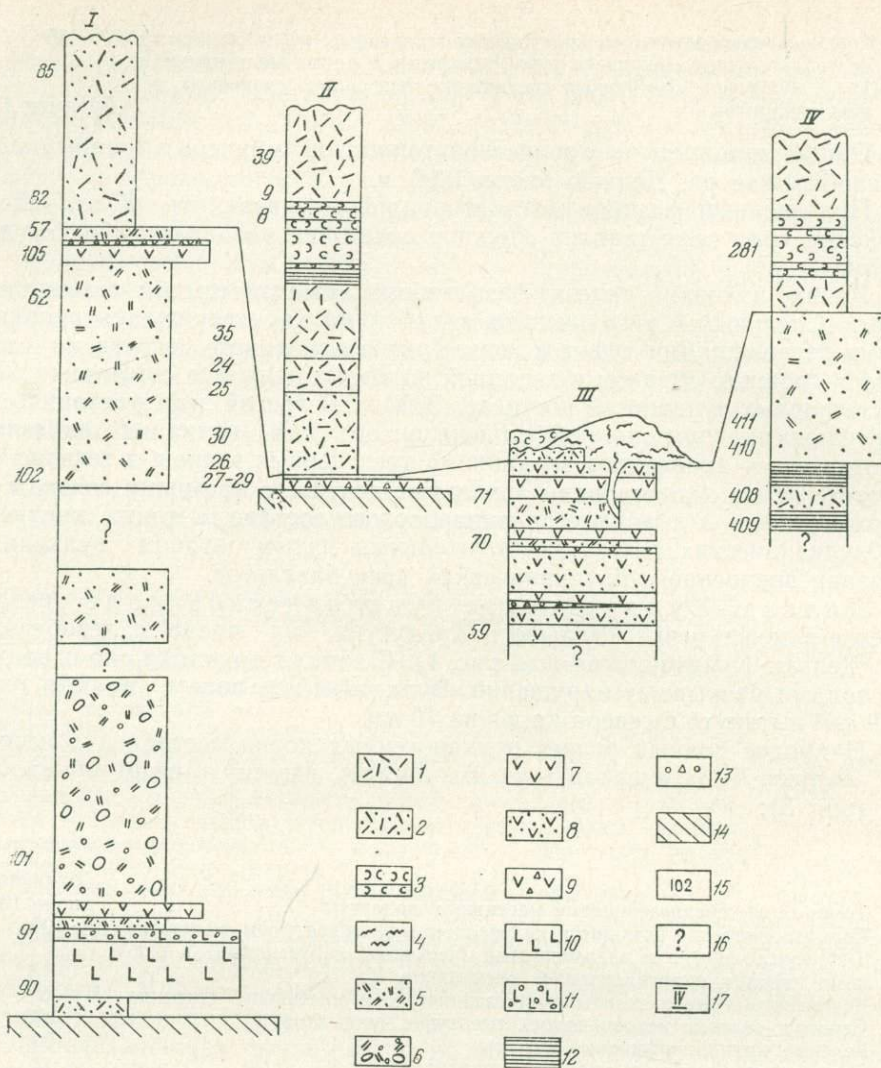


Рис. 3. Разрезы вулканогенной толщи Куйдусунской впадины

- | | | |
|---|---|---|
| 1 — липариты; | 8 — туфы андезитов; | 15 — номера обнажений; |
| 2 — игнимбриты липаритов; | 9 — лавобрекчии андезитов; | 16 — перерывы в обнажении; |
| 3 — пестроокрашенные (белые, черные, зеленые, коричневые) сваренные туфы липаритов; | 10 — базальты; | 17 — места разрезов; |
| 4 — экструзии липаритов; | 11 — туфы базальтов; | I — рч. Ильбой, |
| 5 — игнимбриты дацитов; | 12 — переслаивающиеся туфы, туффиты липаритов, туфопесчаники и аргиллиты; | II — правобережье рч. Делькю (руч. Туртэн), |
| 6 — агломератовые сваренные туфы дацитов; | 13 — конгломераты; | III — истоки рч. Делькю-Куйдусунской (руч. Бурливый), |
| 7 — андезиты; | 14 — песчано-глинистые породы пермского (?) возраста; | IV — руч. Маньяк-Юрях |

меняются от 50 м на западе описываемой площади до 1200 м в центре Делькю-Куйдусунского поля.

Таким образом, строение вулканогенной толщи в различных частях поля неодинаковое. На западном его краю развита толща андезитов и их туфов значительной мощности (почти 1000 м), в то время как на востоке мощность ее составляет лишь 300 м. Соотношение же объемов игнимбритов в западной и восточной частях поля обратное: на западе мощность игнимбритовой толщи не более 100 м, а на востоке — до 1200 м.

Отличительной особенностью данного вулканического поля является наличие экструзивных куполов липаритов, перекрытых пестроокрашенными игнимбритами и рассеченных дайками андезито-базальтов.

Манник-Юряхское вулканическое поле, расположенное в пределах Лабынкыр-Куйдусунского междуречья, в бассейне верхнего течения рч. Манник-Юрях (правого притока рч. Куйдусун), находится в средней части Куйдусунской наложенной впадины. Н. И. Ларин (1954) на основе дешифрирования аэрофотоснимков выделил это поле под названием Лабынкырской кольцевой структуры.

Манник-Юряхское вулканическое поле сложено покровами и потоками дацитов и андезито-дацитов, перекрытыми неширокими разобщенными полями пестроокрашенных сильно сваренных туфов липаритов, на которых залегают липариты и липарито-дациты верхов вулканогенной толщи района.

Среди эффузивно-пирокластических образований поля распространены экструзии, субвулканы и дайки липаритов, гранит-порфиров и базальтов. Вулканогенные образования Лабынкыр-Куйдусунского междуречья пересекаются многочисленными разрывными нарушениями северо-западного, широтного, северо-восточного и меридионального простираний (см. рис. 1).

В междуречье Куйдусун-Лабынкыр наблюдался следующий разрез вулканогенной толщи (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|---|---------------------------|
| 1. Игнимбриты дацитов с маломощными прослоями осадочных пород | 335 |
| 2. Эффузивно-пирокластическая толща дацитового и андезит-дацитового состава | 800 |
| 3. Экструзии липаритов | — |
| 4. Туфы липаритов | 400 |
| 5. Игнимбриты и лавы липарит-дацитового состава | 300—400, иногда до 600 |

Суммарная видимая мощность всех эффузивно-пирокластических образований Манник-Юряхского поля немного более 2000 м.

Разновременные вулканогенные образования района секутся дайками и штоками андезитов, базальтов и гранит-порфиров.

Халканское вулканическое поле расположено восточнее Манник-Юряхского и отделено от него Нют-Ульбейским (см. рис. 1) разломом. Эта восточная часть Куйдусунской наложенной впадины изучена еще слабо.

По данным В. А. Твердохлебова, проводившего в этом районе геологическую съемку, нижняя часть вулканогенной толщи складывается черными массивными андезитами, андезито-базальтами, переслаивающимися с туфами. Выше залегают толща липаритов, липарито-дацитов, дацитов и их туфов. Разрез венчается голубовато-серыми дацитами и их туфами. Общая мощность вулканитов не превышает 800 м.

Вулканогенные породы прорываются небольшими телами гранитов и осложняются разрывными нарушениями главным образом широтного и меридионального направлений.

СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

В пределах Куйдусунской наложенной впадины развиты главным образом игнимбриты липаритов и дацитов, реже лавы липаритов и андезитов. Значительно меньше распространены базальты, залегающие в основании вулканогенной толщи впадины вдоль ее западного края, в зоне сочленения Южно-Верхоянского синклиория и Охотского срединного массива. Общая мощность их не превышает 300 м. Базальтовый состав имеют поздние дайки, секущие все вулканогенные образования района.

Базальты — это темно-серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые массивные породы порфиривого строения с пилотакситовой основной массой, сложенной мелкими (до 0,5 мм) лейстами плагиоклаза. Во вкрапленниках, кроме плагиоклаза, присутствуют мелкие (до 1 мм) зерна моноклинного и ромбического пироксена. Верхние горизонты покровов базальтов лишены вкрапленников темноцветных минералов, лейсты плагиоклазов расположены беспорядочно, породы насыщены мелкими (до 4 мм) миндалинами, заполненными бледно-зеленым хлоритом.

Чаще базальтов в пределах впадины встречаются андезиты. Они обнажаются в основании вулканогенной толщи и в ее средней части, подстилая горизонты липаритового состава. К наиболее поздним образованиям относятся субвулканические штоки и дайки, внедрившиеся в завершающую фазу магматизма. Наиболее мощная толща андезитов мощностью до 800 м локализуется в зоне Кетандинского разлома (исток рч. Делькю-Куйдусунской). В других участках впадины мощности андезитовой толщи не превышают 300 м.

Андезиты — темно-серые, серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые массивные породы порфиривого строения с вкрапленниками плагиоклаза, реже роговой обманки и биотита, размером от 0,5—2 до 4 мм. Количество вкрапленников в андезитах различное и меняется от 5 до 40%, редко достигая 70% от массы породы. Основная масса андезитов — гиалопилитовой или пилотакситовой структуры. Нередко в андезитах развиты небольшие (1—2 мм) миндалины, заполненные хлоритом.

В различной степени сваренные кристаллокластические туфы на 60—70% сложены обломками плагиоклаза, амфибола, биотита, сцементированными витрокластическим материалом.

В основании липаритовой толщи в Юдомо-Делькюнском и Делькю-Куйдусунском полях залегают пироксеновые андезиты, андезито-базальты и их туфы, отличающиеся от андезитов основания вулканогенной толщи присутствием вкрапленников моноклинного, реже ромбического пироксена, роговой обманки и более свежим обликом пород.

Толща дацитового состава слагает главным образом средние части разреза и распространена в пределах всей впадины. Наиболее мощная (до 3000 м) толща дацитов обнажается на западе Юдомо-Делькюнского поля, в то время как на остальной территории впадины мощности пачек дацитового состава не превышают 1000 м.

Если для андезитовой толщи коэффициент explosивности составляет около 60%, то для дацитовой толщи он равен почти 100%.

Игнимбриты дацитового состава по внешнему облику зеленовато-серые массивные средне- крупнозернистые лавоподобные породы с обломками подстилающих их пород. Они сложены мелкими (0,5—2,0, иногда до 5 мм) обломками кристаллов плагиоклаза, кварца, реже калинатрового полевого шпата, стекла, роговой обманки, биотита. Крупнообломочная фракция составляет 30—50% и менее. Остальная часть породы состоит из пепловых частиц, сваренных в стекловатый агрегат. За счет сильного сваривания реликты пепловых частиц едва различимы. Нередко мелкообломочный витрокластический материал игнимбритов имеет псевдофлюидальную текстуру.

Таблица 1

Химический состав вулканических пород Куйдусунской впадины (в вес. %)

| Компоненты | Андезитовая формация | | | | Дацитовая формация | | | | | Андезит-базальтовая формация | | |
|--------------------------------|----------------------|---------|---------|---------|--------------------|---------|---------|---------|---------|------------------------------|--------|---------|
| | 90/3 | 59/2 | 27/8 | 91/9 | 408/9 | 410/1 | 411/1 | 102/1 | 104/1 | 57/1 | 105/4 | 71/1 |
| SiO ₂ | 51,56 | 56,72 | 58,89 | 59,49 | 68,24 | 66,23 | 64,40 | 65,84 | 66,52 | 64,08 | 53,65 | 58,69 |
| TiO ₂ | 0,51 | 0,44 | 0,51 | 0,02 | 0,20 | 0,49 | 0,27 | Не обн. | Не обн. | 0,12 | 1,07 | 0,34 |
| Al ₂ O ₃ | 15,61 | 14,72 | 16,58 | 19,88 | 14,73 | 14,62 | 16,23 | 15,08 | 15,52 | 14,68 | 15,52 | 16,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,49 | 1,59 | 1,44 | Не обн. | 1,09 | 1,30 | 0,69 | 0,95 | 1,15 | 0,64 | 4,31 | 0,42 |
| FeO | 4,87 | 6,04 | 2,62 | 2,70 | 3,24 | 3,07 | 3,59 | 2,70 | 2,52 | 3,34 | 4,66 | 4,99 |
| MnO | 0,44 | 0,37 | 0,30 | 0,18 | 0,19 | 0,33 | 0,04 | 0,29 | 0,26 | 0,23 | 0,14 | 0,41 |
| MgO | 4,40 | 2,22 | 0,64 | 1,72 | 1,82 | 1,83 | 1,42 | 1,46 | 1,27 | 2,30 | 3,46 | 3,03 |
| CaO | 14,59 | 6,87 | 6,59 | 4,85 | 2,00 | 2,88 | 3,72 | 3,71 | 4,28 | 5,15 | 7,44 | 5,18 |
| Na ₂ O | 2,32 | 3,36 | 4,95 | 5,97 | 2,89 | 3,09 | 3,56 | 4,08 | 3,64 | 3,12 | 3,96 | 3,35 |
| K ₂ O | 1,04 | 0,93 | 1,75 | 2,74 | 4,09 | 3,61 | 3,12 | 3,34 | 2,96 | 2,96 | 2,36 | 2,78 |
| H ₂ O+ | 2,26 | 3,97 | 2,40 | 1,78 | 1,55 | 1,86 | 2,20 | 2,45 | 2,03 | 1,11 | 3,19 | 3,23 |
| H ₂ O- | 0,16 | 0,36 | 0,36 | 0,08 | 0,24 | 0,72 | Не обн. | Не обн. | 0,12 | 0,36 | 0,32 | 0,88 |
| P ₂ O ₅ | 0,39 | 0,29 | 0,27 | 0,21 | 0,10 | 0,20 | 0,48 | 0,13 | 0,16 | 0,26 | 0,68 | 0,26 |
| CO ₂ | 0,18 | 2,10 | 2,48 | Не обн. | 0,55 | 0,56 | Не обн. | Не обн. | 0,09 | 1,46 | 0,13 | 1,29 |
| Rb ₂ O | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,02 | 0,018 | 0,012 | 0,006 | 0,01 | Не обн. | — | 0,007 |
| CS ₂ O | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | — | — | Не обн. |
| S общ | 0,01 | Не обн. | 0,50 | 0,008 | 0,05 | Не обн. | Не обн. | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | Не обн. |
| Сумма | 100,67 | 99,62 | 99,92 | 99,54 | 100,77 | 100,10 | 99,74 | 100,05 | 100,44 | 99,47 | 100,62 | 100,68 |

Нормативный состав

| | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Or | 6,12 | 5,57 | 10,57 | 16,14 | 24,5 | 21,15 | 18,57 | 19,48 | 17,81 | 17,81 | 13,91 | 16,70 |
| Ab | 19,40 | 28,31 | 41,94 | 50,9 | 24,6 | 26,22 | 29,89 | 34,60 | 30,41 | 26,22 | 33,56 | 28,31 |
| An | 29,21 | 15,02 | 15,02 | 19,2 | 5,84 | 10,29 | 14,74 | 13,07 | 17,25 | 14,46 | 17,52 | 15,58 |
| С | — | — | 1,02 | — | 3,26 | 1,84 | 1,63 | — | — | 1,0 | — | 2,45 |
| Wo | 16,21 | — | — | 1,63 | — | — | — | 1,86 | 1,16 | — | 7,90 | — |
| En | 10,94 | 5,52 | 1,61 | 4,21 | 4,52 | 4,52 | 3,51 | 4,75 | 3,37 | 5,72 | 8,63 | 7,43 |
| Fs | 5,94 | 9,76 | 3,30 | 5,01 | 4,88 | 4,35 | 5,54 | 3,61 | 4,06 | 5,80 | 3,31 | 9,10 |
| Ap | 1,0 | 0,67 | 0,67 | 0,34 | 0,34 | 0,34 | 1,35 | 0,34 | 0,34 | 0,67 | 1,68 | 0,67 |
| Il | 0,91 | 0,76 | 0,91 | — | 0,46 | 0,91 | 0,61 | — | — | 0,15 | 2,12 | 0,61 |
| Mt | 3,7 | 2,32 | 2,08 | — | 1,62 | 1,86 | 0,93 | 1,39 | 1,62 | 0,93 | 6,25 | 0,7 |
| Qz | 3,96 | 12,37 | 14,29 | — | 27,8 | 25,2 | 21,0 | 18,6 | 22,2 | 22,2 | 2,88 | 13,09 |
| Лп _{норм} | 60 | 44 | 27 | 29 | 19 | 28 | 33 | 27 | 36 | 35 | 34 | 33 |
| Кап | 51 | 35 | 24 | 21 | 22 | 24 | 28 | 19 | 26 | 27 | 26 | 32 |
| п | 77,1 | 84,4 | 81,0 | 77,1 | 51,6 | 56,8 | 63,4 | 65,4 | 64,5 | 61,0 | 71,9 | 64,3 |

90/3 — базальт, рч. Ильбяй, аналитик Л. Н. Цабул; 59/2 — андезит, рч. Бурливый, аналитик Л. Н. Цабул; 27/8 — андезит, рч. Турта, аналитик Л. Н. Цабул; 91/9 — трахиандезит, рч. Ильбяй, аналитик Л. Н. Цабул; 408/9 — игнимбрицит дацита, левобережье рч. Маннык-Юрях, аналитик М. А. Слепцова; 410/1 — игнимбрицит дацита, левобережье рч. Маннык-Юрях, аналитик М. А. Слепцова; 411/1 — игнимбрицит дацита, левобережье рч. Маннык-Юрях, аналитик М. А. Слепцова; 102/1 — игнимбрицит дацита, правобережье рч. Делькю, аналитик Л. Н. Цабул; 104/1 — игнимбрицит дацита, правобережье рч. Делькю, аналитик Л. Н. Цабул; 57/1 — игнимбрицит андезито-дацита, рч. Бурливый, аналитик Л. Н. Цабул; 105/4 — андезитобазальт, правобережье рч. Делькю, аналитик З. Ф. Парнинова; 71/1 — андезит, рч. Бурливый, аналитик Л. Н. Цабул.

| КОМПОНЕНТЫ | Липаритовая формация | | | | | | | | | | | Базальтовая формация | |
|--------------------------------|----------------------|---------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|----------------------|--------|
| | 82/3 | 85/1 | 26/1 | 24/1 | 172/1 | 75/1 | 195/4 | 281/5 | 39/1 | 426/1 | 12/1 | 280/3 | 128/1 |
| | SiO ₂ | 68,16 | 72,80 | 73,22 | 74,96 | 74,33 | 77,10 | 72,43 | 75,86 | 75,33 | 67,74 | 72,36 | 53,37 |
| TiO ₂ | 0,29 | 0,19 | 0,13 | 0,12 | 0,12 | 0,02 | Не обн. | Сл. | 0,10 | 0,27 | 0,15 | 0,86 | 1,14 |
| Al ₂ O ₃ | 15,30 | 13,62 | 13,19 | 12,49 | 14,40 | 12,19 | 13,14 | 11,22 | 12,91 | 14,71 | 13,69 | 17,50 | 16,23 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,45 | 0,62 | 0,36 | 0,44 | 0,84 | 0,21 | 0,88 | 1,96 | 0,78 | 1,49 | 1,33 | 4,77 | 4,68 |
| FeO | 2,97 | 1,40 | 1,45 | 1,20 | 0,31 | 0,70 | 0,99 | 1,81 | 0,54 | 2,88 | 0,59 | 3,41 | 5,20 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,05 | Сл. | Сл. | Сл. | 0,08 | Сл. | Сл. | 0,08 | 0,03 | 0,12 | 0,10 |
| MgO | 1,09 | 0,49 | 0,27 | Сл. | Сл. | Сл. | 0,56 | 0,82 | Сл. | 1,82 | 0,38 | 4,69 | 5,49 |
| CaO | 2,72 | 1,86 | 1,00 | 1,28 | 0,43 | 0,43 | 1,42 | 0,29 | 1,0 | 1,71 | 1,87 | 8,98 | 9,47 |
| Na ₂ O | 3,35 | 3,52 | 2,70 | 2,81 | 1,27 | 3,56 | 4,21 | 2,95 | 3,66 | 3,90 | 3,69 | 3,08 | 3,26 |
| K ₂ O | 3,26 | 4,55 | 4,66 | 4,56 | 5,96 | 5,20 | 3,85 | 4,34 | 4,66 | 3,63 | 4,36 | 1,63 | 0,75 |
| H ₂ O ⁺ | 1,95 | 1,10 | 1,67 | 1,16 | 1,83 | 0,70 | 1,79 | 0,62 | 0,96 | 1,45 | 1,69 | 0,96 | 2,20 |
| H ₂ O ⁻ | 0,32 | 0,06 | 0,16 | 0,22 | 0,10 | 0,10 | 0,32 | 0,88 | 0,12 | 0,32 | 0,40 | 0,30 | 2,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,13 | 0,13 | 0,09 | 0,07 | Сл. | Не обн. | Не обн. | 0,06 | 0,40 | 0,09 | 0,63 | 0,40 |
| CO ₂ | Не обн. | Не обн. | 0,14 | 0,14 | Не обн. | Не обн. | 0,36 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,45 | 0,83 |
| Rb ₂ O | — | — | — | — | — | — | 0,006 | 0,02 | 0,01 | 0,014 | — | Не обн. | — |
| Cs ₂ O | — | — | — | — | — | — | 0,006 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | — | Не обн. | — |
| S общ | 0,19 | 0,03 | 0,27 | 0,11 | 0,04 | 0,11 | 0,02 | Не обн. | 0,16 | Не обн. | 0,05 | Не обн. | 0,16 |
| Сумма | 99,95 | 100,35 | 99,25 | 99,38 | 99,61 | 100,25 | 99,74 | 99,90 | 100,17 | 100,10 | 100,29 | 100,45 | 100,40 |

Нормативный состав

| | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Or | 19,48 | 26,71 | 27,83 | 27,27 | 35,62 | 30,61 | 22,82 | 25,6 | 27,81 | 21,15 | 26,16 | 9,46 | 4,45 |
| Ab | 28,31 | 29,36 | 23,07 | 23,59 | 11,01 | 29,89 | 35,65 | 24,64 | 30,93 | 33,03 | 31,46 | 26,22 | 27,79 |
| An | 12,52 | 8,34 | 3,34 | 4,73 | 1,11 | 1,95 | 4,73 | 1,39 | 5,0 | 5,56 | 7,51 | 29,21 | 27,26 |
| C | 1,63 | — | 2,35 | 2,24 | 4,89 | — | 0,20 | 1,22 | — | 2,35 | — | — | — |
| Wo | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,47 | 3,83 | 4,99 |
| En | 2,71 | 1,21 | 0,70 | — | — | — | 1,31 | 2,0 | — | 4,52 | 1,0 | 11,75 | 13,65 |
| Fs | 4,62 | 1,58 | 1,58 | 1,72 | — | 1,19 | 1,19 | 1,72 | — | 3,69 | 2,11 | 0,92 | 3,96 |
| Ap | 0,34 | 0,34 | 0,34 | 0,34 | 0,34 | — | — | — | — | 1,01 | 0,34 | 1,35 | 1,0 |
| H | 0,61 | 0,46 | 0,15 | 0,15 | 0,30 | — | — | — | 0,15 | 0,61 | 0,30 | 1,67 | 2,12 |
| Mt | 0,70 | 0,93 | 0,30 | 0,70 | 1,39 | 0,23 | 1,39 | 2,78 | 1,16 | 2,08 | — | 6,95 | 6,71 |
| Qz | 27,0 | 23,0 | 36,6 | 38,0 | 29,7 | 35,4 | 29,4 | 39,7 | 33,9 | 24,6 | 29,7 | 7,21 | 4,08 |
| Ап _{норм} | 30 | 22 | 13 | 17 | 9 | 6 | 12 | 4 | 14 | 14 | 20 | 53 | 50 |
| Кал. | 25 | 12 | 16 | 13 | 25 | 3 | 25 | 8 | 7 | 18 | 11 | 44 | 45 |
| n | 60,8 | 54,0 | 46,8 | 47,8 | 37,5 | 51,0 | 62,4 | 50,6 | 54,2 | 62,5 | 56,1 | 74,6 | 87,0 |

82/3 — игнимбрит дацита, правобережье рч. Делькю, аналитик З. Ф. Паринава; 85/1 — игнимбрит липарита, правобережье рч. Делькю, аналитик З. Ф. Паринава; 26/1 — игнимбрит липарита, рч. Турта, аналитик З. Ф. Паринава; 24/1 — липарит, рч. Турта, аналитик З. Ф. Паринава; 172/1 — экструзия, липарит, правобережье рч. Делькю-Куйдусунской, аналитик З. Ф. Паринава; 75/1 — экструзия, липарит, левобережье рч. Делькю-Куйдусунской, аналитик З. Ф. Паринава; 195/4 — игнимбрит липарита, левобережье рч. Делькю, аналитик Л. Н. Цабул; 281/5 — игнимбрит липарита, правобережье рч. Правый Маньик-Юрях, аналитик М. А. Слепцова; 39/1 — липарит, рч. Турта, аналитик З. Ф. Паринава; 426/1 — игнимбрит липарито-дацита, левобережье рч. Маньик-Юрях, аналитик М. А. Слепцова; 12/1 — субвулкан, гранит-порфир, правобережье рч. Делькю (руч. Туртэн), аналитик З. Ф. Паринава; 280/3 — дайка андезито-базальта, руч. Правый Маньик-Юрях, аналитик Л. Н. Цабул; 123/1 — дайка, базальт, правобережье рч. Делькю-Куйдусунской, аналитик З. Ф. Паринава.

Самыми распространенными на территории впадины породами являются липариты и игнимбриты липаритового состава, слагающие потоки и покровы верхней половины вулканогенной толщи района, а также экзотрузии, дайки, субвулканические интрузивы.

Липариты содержат вкрапленники кварца и калинатрового полевого шпата, реже плагиоклаза, иногда ромбического пироксена и биотита. Количество вкрапленников около 50—60%. Размер вкрапленников изменяется от 0,5 до 4 мм. В сваренных туфах структура основной массы чаще микрофельзитовая, или витрокластическая с реликтами пепловых частиц.

Базальты основания вулканогенной толщи по сравнению со средним типом базальтов, по Дэли, характеризуются пониженными содержаниями железа и магния (табл. 1). Сумма окисного и закисного железа в базальтах составляет 7,1%. В породах содержится большое количество (32%) нормативного диопсида и небольшое (3,96%) нормативного кварца; количество нормативного анортита равняется 60%. Анортитовое число (по Д. С. Штейнбергу, 1939) — 51. Коэффициент n несколько занижен по сравнению со среднестатистическим (Штейнберг, 1964) и равен 77,1.

Наиболее молодые базальты завершающего этапа вулканизма (обр. 123/1), в отличие от базальтов, залегающих в низах вулканогенной толщи, содержат больше железа и магния и меньше кальция. Количество нормативного диопсида в них — 9,5% и нормативного гиперстена — 13%. Анортитовое число для молодых базальтов равно 45, а коэффициент n близок к среднестатистическому для базальтов, по А. Н. Заварицкому.

Андезиты основания вулканогенной толщи (обр. 91/9 и 27/8) в Юдомо-Делькюнском вулканическом поле, так же как и базальты, содержат небольшое количество железа и магния, но в отличие от базальтов — больше щелочей. Коэффициент n близок к среднестатистическому и равняется 77,1—81. Процент нормативного анортита 27—29, больше анортитового числа — 21—24. В разностях андезитов повышенной щелочности (обр. 91/9) отмечается дефицит железа, высокое (16%) содержание нормативного ортоклаза и отсутствие нормативного кварца.

Более молодые андезиты (обр. 105/4, 71/1) близки по составу к среднему андезиту, по Дэли. На западе Куйдусунской впадины, в Юдомо-Делькюнском поле, они представлены более основными андезит-базальтовыми разностями (обр. 105/4), содержащими около 15% нормативного диопсида, 4,5% гиперстена и 2,88% кварца. В андезитах, расположенных восточнее Юдомо-Делькюнского поля, содержится 16% нормативного гиперстена; увеличивается содержание нормативного кварца и уменьшается (с запада на восток) от 71,9 до 64,3 коэффициент n . Анортитовое число Штейнберга близко к содержанию нормативного анортита.

Андезито-базальты (обр. 59/2, 280/3) по составу соответствуют среднестатистическим. Коэффициент n для породы составляет 74,6—84,4, при анортитовом числе 44—53. Андезито-базальты отличаются повышенным количеством нормативного кварца (до 12,37%).

Химический состав дацитов (обр. 102/1, 410/1, 411/1) близок к среднему типу дацитов, по Дэли. Небольшие различия состава отмечаются для дацитов разных частей впадины, занимающих неодинаковое положение в разрезе. Так, на западе Юдомо-Делькюнского поля и в Маньник-Юряхском вулканическом поле увеличивается известковистость пород в направлении от нижних к верхним горизонтам, за счет чего повышается нормативное количество анортита 4—7%. Коэффициент n равняется 65, но иногда опускается до 51,6. Нормативного кварца в породах содержится от 18,6 до 25,2%. Дациты, так же как и андезиты в пределах впадины, за исключением западного ее края (Юдомо-Делькюнское поле), обогащены глиноземом, что отражает присутствие небольшого

(1,0—2,4%) количества нормативного корунда. В Юдомо-Делькюнском поле дациты (обр. 102/1 и 104/1) отличаются от дацитов других участков впадины присутствием нормативного диопсида и снижением щелочности пород в направлении к верхним горизонтам дацитовой толщи.

Породы липаритового состава являются самыми распространенными на территории описываемой впадины (обр. 82/3, 85/1, 195/1, 408/9, 26/1, 24/1, 172/1, 75/1, 281/5, 39/1, 426/1, 12/1). Среди них отмечаются переходные разности к дацитам, распространенные в Манник-Юряхском вулканическом поле (обр. 408/9, 426/1) и в низах липаритовой толщи в бассейне рч. Делькю (обр. 82/3). В липаритах и липарито-дацитах содержится 23—30% нормативного кварца; в пестроокрашенных сильно спекшихся липаритах и в экструзивных липаритах оно увеличивается до 40%. Коэффициент n изменяется от 62 до 46,8, иногда (обр. 172/1) уменьшаясь до 37,5. По величине K_{an} все породы за исключением обогащенных кремнеземом игнимбритов и экструзивных липаритов относятся к липарит-дацитовому ряду (по Д. С. Штейнбергу, 1964). В породах почти постоянно содержится нормативный корунд в количестве до 4,89%.

Таким образом, по петрографическим и петрохимическим особенностям вулканогенные породы Куйдусунской наложенной впадины относятся к породам известково-щелочного ряда и характеризуются несколько повышенным содержанием щелочей, главным образом калия, роль которого резко увеличивается в породах липаритового состава.

Вулканогенные породы западной части Куйдусунской впадины (Юдомо-Делькюнское поле) содержат нормативный диопсид, а породы вулканических полей, расположенных восточнее Кетандинского разлома (Делькю-Куйдусунское и Манник-Юряхское вулканические поля), пересыщены глиноземом.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Сопоставление данных о вулканогенных образованиях различных районов Куйдусунской впадины показывает, что отдельные вулканические поля различаются по строению разрезов, мощностям вулканогенных толщ и фаціальным особенностям вулканитов. В то же время намечается общая для всех изученных полей последовательность образования различных по составу ассоциаций вулканических пород, которые могут быть выделены в качестве самостоятельных вулканических формаций. В пределах Куйдусунской впадины выделяются пять формаций (от ранних к поздним): андезитовая, дацитовая, андезит-базальтовая, липаритовая и базальтовая (табл. 2). Каждая из этих формаций, включающая различные фаціальные разновидности близких по составу вулканитов, отвечает определенному этапу вулканической деятельности. Отсутствие в изученных нами разрезах ископаемой флоры не позволяет точно датировать выделенные формации. Судя по данным калий-аргоновых определений абсолютного возраста (табл. 3), наиболее широко распространенные в Куйдусунской впадине породы дацитовой, андезит-базальтовой и липаритовой формаций относятся к верхнему мелу. В сопредельных районах Охотско-Чукотского вулканического пояса (Ульинская наложенная впадина) аналогичные по составу вулканические формации по ископаемой флоре датируются верхним мелом. Наиболее ранняя андезитовая формация Куйдусунской впадины по аналогии с соседними районами Охотско-Чукотского пояса условно относится нами к нижнему мелу.

Андезитовая формация представлена базальтами, андезитами и их туфами. На большей части территории в приподнятых по разломам блоках обнажаются андезиты. Наибольшую мощность (около 600 м) анде-

Вулканические формации Куйдусунской наложенной впадины

| Возраст | Формация | Фациальные особенности вулканитов | | |
|----------------|---------------------|--|---|---|
| | | Юдомо-Делькюнское вулканическое поле | Делькю-Куйдусунское вулканическое поле | Манник-Юряхское вулканическое поле |
| Палеоген | Базальтовая | Дайки андезитов и базальтов | Дайки андезито-базальтов | Штоки и дайки андезитов и базальтов |
| Поздний мсл | Липаритовая | Субвулканические интрузивы липаритов, туфы и лавы липаритов, мощные пирокластические потоки игнимбригов | Туфы и лавы липаритов, экструзивы, лавы и пирокластические потоки игнимбригов | Субвулканические интрузивы, лавы и туфы липаритов, экструзивы, лавовые и игнимбриговые потоки |
| | Андезит-базальтовая | Лавы и лавобрекчии андезитов с горизонтами туфитов и туфов песчаников | Лавы андезитов с горизонтами туфов и туфитов | — |
| | Дацитовая | Мощные пирокластические потоки игнимбригов дацитового состава, агрегативные туфы дацитов прижерловой фации | Пирокластические потоки игнимбригов липарит-дацитового состава | Пирокластические потоки игнимбригов дацитового и андезит-дацитового состава с горизонтами туфогенных песчаников и аргиллитов в нижней части толщи |
| Ранний мел (?) | Андезитовая | Потоки и покровы базальтов и андезитов | Потоки и покровы андезитов и их туфов | — |

зитовая толща имеет в зоне Кетандинского разлома. Базальты локализируются лишь вдоль западного края впадины (Юдомо-Делькюнское поле), протягиваясь узкой полосой меридионального простирания в пределах Южно-Верхоянского синклинория.

На отложениях осадочного чехла Охотского срединного массива (Делькю-Куйдусунское поле) андезиты залегают полого, с углами падения потоков и покровов 5—10°, реже 20°. В то же время вдоль западного обрамления впадины углы падения потоков базальтов равны 30—50°.

Намечаются также различия в составе андезитов в разных по строению фундамента частях впадины. Андезиты, залегающие на складчатых структурах мезозой (Юдомо-Делькюнское поле), характеризуются более повышенной щелочностью и известковистостью по сравнению с андезитами соседнего Делькю-Куйдусунского поля (северная окраина Охотского срединного массива), где в породах увеличивается содержание нормативного кварца и повышается роль натрия.

Игнимбриги дацитового состава относятся к самым распространенным породам впадины, но мощность вулканогенных толщ и их состав в разных частях впадины не одинаковы. Наибольшие мощности этой толщи (3000 м) отмечены в Юдомо-Делькюнском поле. В Делькю-Куйдусунском поле она уменьшается до 800 м и несколько увеличивается (до 1100 м) в Манник-Юряхском районе.

Вблизи центров извержений потоки игнимбригов, содержащих многочисленные обломки пород, имеют относительно крутое падение (до 30°). С удалением от вулканических центров они залегают полого (до 10°), в составе их преобладают обломки минералов, а количество и размеры обломков резко уменьшаются.

Вулканогенные образования дацитовой формации без видимого несогласия перекрываются лавами, частично лавобрекчиями и туфами андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов андезито-базальтовой

Абсолютный возраст вулканогенных пород Куйдусунской впадины

| Формация | № обр. | Место взятия образца | Порода | Абсолютный возраст, млн. лет |
|---------------------|--------|--|--------------------------|------------------------------|
| Липаритовая | 12/1 | Субвулкан, рч. Делькю | Гранит-порфир | 66 ± 3 |
| | 39/1 | Поток, рч. Турта | Липарит | 49 ± 1 |
| | 9/1 | Поток, рч. Делькю | Липарит | 72 ± 4 |
| | 6/1 | Покров, рч. Делькю | Игнимбрит липарита | 80 ± 4 |
| | 75/1 | Экструзия рч. Делькю-Куйдусунская | Липарит | 60 ± 1 |
| | 135/1 | Дайка, рч. Русалка | Крупнопорфировый липарит | 75 ± 1 |
| | 35/1 | Поток, рч. Турта | Липарит | 83 ± 5 |
| | 24/2 | Поток, рч. Турта | Липарит | 61 ± 1 |
| | 30/10 | Покров, рч. Турта | Игнимбрит липарита | 92 ± 4 |
| | 83/1 | Покров, рч. Делькю | Игнимбрит липарита | 83 ± 1 |
| | 71/4 | Покров, истоки рч. Делькю-Куйдусунская | Игнимбрит липарита | 83 ± 5 |
| | 57/1 | Покров, истоки рч. Делькю-Куйдусунская | Игнимбрит дацита | 79 |
| Андезит-базальтовая | 29/2 | Поток, рч. Турта | Андезит | 81 ± 2 |
| | 62/1 | Поток, истоки рч. Делькю-Куйдусунская | Туф андезита | 84 |
| Дацитовая | 101/2 | Покров, рч. Ильбйй | Игнимбрит дацита | 84 ± 2 |
| | 40/13 | Субвулкан, рч. Турта | Гранодиорит-порфир | 90 ± 5 |
| | 409/6 | Поток, рч. Маннык-Юрях | Липарит | 94 |

Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом выполнены под руководством Н. И. Ненашева в лаборатории определения абсолютного возраста геологических формаций Института геологии ЯФ СО АН СССР.

формации. Породы этой формации обнажаются на право- и лево-бережье рч. Делькю и в Делькю-Куйдусунском вулканическом поле. Залегание потоков пологое, углы падения не превышают 10°. Андезиты перекрываются маломощными пластами туфопесчаников и туффитов небольшой (до 10 м) мощности.

Породы андезит-базальтовой формации несогласно перекрываются вулканогенными образованиями липаритовой формации. Нижняя часть липаритовой толщи сложена лавами и туфами липаритов, мощности которых меняются с запада на восток от 1000 м (Юдомо-Делькюнское поле) до 200 м (Маннык-Юряхское вулканическое поле). Лавы и игнимбриты липаритов прорываются экструзиями. Наиболее мощная толща липаритовых вулканитов (до 1800 м) залегает на складчатых структурах мезозойд Юдомо-Делькюнского поля. В соседнем к востоку Делькю-Куйдусунском поле распространены экструзивные тела липаритов, залегающие среди эффузивно-пирокластических пород липаритовой формации мощностью до 800 м.

В Маннык-Юряхском вулканическом поле мощности липаритовой толщи составляют 1000—1200 м, здесь же наряду с экструзиями присутствуют субвулканические тела. В этой части поля широко распространены

нарушения северо-западного, северо-восточного, широтного и меридионального простираний, оперяющие Нют-Ульбейский глубинный разлом.

Вулканогенные образования Куйдусунской наложенной впадины по возрастному положению и стратиграфической последовательности различных по составу вулканических толщ сходны с меловыми вулканитами других районов юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. Так, наиболее ранняя андезитовая формация Куйдусунской впадины может быть сопоставлена с широко развитой во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса нижнемеловой вулканогенной толщей преимущественно андезитового состава (ульбериканская свита). Дацитовая формация Куйдусунской впадины по составу пород и положению в общем разрезе сопоставима с мощной толщей преимущественно пирокластических пород дацитового состава, выделяемой в качестве амжинской свиты (альб—турон) в Ульяновской наложенной впадине. Андезит-базальтовая и липаритовая формации Куйдусунской впадины по составу пород сходны с вулканическими толщами соответственно хетанинской и уракской свиты Ульяновской впадины. Наиболее молодые дайки андезитов и базальтов Куйдусунской впадины по возрасту и формационной принадлежности, вероятно, аналогичны палеогеновым базальтам, широко развитым в Ульяновской впадине и районе северного побережья Охотского моря.

Сопоставление вулканогенных образований Куйдусунской впадины и других районов Охотско-Чукотского вулканического пояса не позволяет согласиться с мнением некоторых исследователей, исключающих Куйдусунскую впадину из состава Охотско-Чукотского вулканического пояса (Белый и др., 1964). Отмеченное сходство вулканических образований Куйдусунской впадины и других районов с достаточной очевидностью свидетельствует о принадлежности меловых вулканитов Куйдусунской впадины к внешней зоне Охотско-Чукотского пояса.

Некоторые различия в составе пород и фациальных особенностях однотипных вулканических формаций Куйдусунской и Ульяновской наложенных впадин могут объясняться различным структурным положением их и неодинаковым строением фундамента. Так, большая роль игнимбритов в составе липаритовой и дацитовой формаций Куйдусунской впадины по сравнению с однотипными формациями Ульяновской наложенной впадины может, объясняться расположением Куйдусунской впадины на северной окраине Охотского срединного массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000) объяснительная записка. В сб. «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР». Магадан, 1964.
- Ларин Н. И. Дуговые структуры хребта Сунтар-Хаята.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 8. Магадан, 1954.
- Чиков Б. И. Тектоника Охотского срединного массива.— Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Некоторые вопросы тектонического районирования северо-восточной Якутии по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
- Штейнберг Д. С. О классификации гранитоидов.— Труды и материалы Свердловского горного института, 1939, вып. 4.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, 1964.

ГРАНИТ-ЛИПАРИТОВАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Одной из характерных особенностей Охотско-Чукотского вулканического пояса является тесная пространственная и временная связь эффузивных и интрузивных образований. Генетическое единство этих образований убедительно обосновано Е. К. Устиевым (1963а, б), выделившим особую группу «вулкано-плутонических формаций». Конкретные примеры связи эффузивной деятельности с интрузиями гранитоидов освещены в работах Е. К. Устиева (1949а, 1959); И. М. Сперанской (1961, 1962б, 1963а, б) и др. Число таких примеров постоянно растет. Вместе с тем выясняются сложные соотношения и неодинаковая последовательность вулканизма и интрузивного магматизма в разных районах пояса.

Для гранит-липаритовой вулкано-плутонической ассоциации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса устанавливаются различные временные соотношения гранитоидов, субвулканических интрузий порфировых пород и эффузивов. В одних случаях субвулканические интрузии кислого состава следуют за внедрением гранитоидов, в других эффузивы и субвулканы являются более ранними, чем гранитоидные интрузивы.

В настоящей статье рассматривается соотношение гранитного интрузива с субвулканическими телами и покровами липаритов на примере изученного нами Хурунского гранитоидного массива.

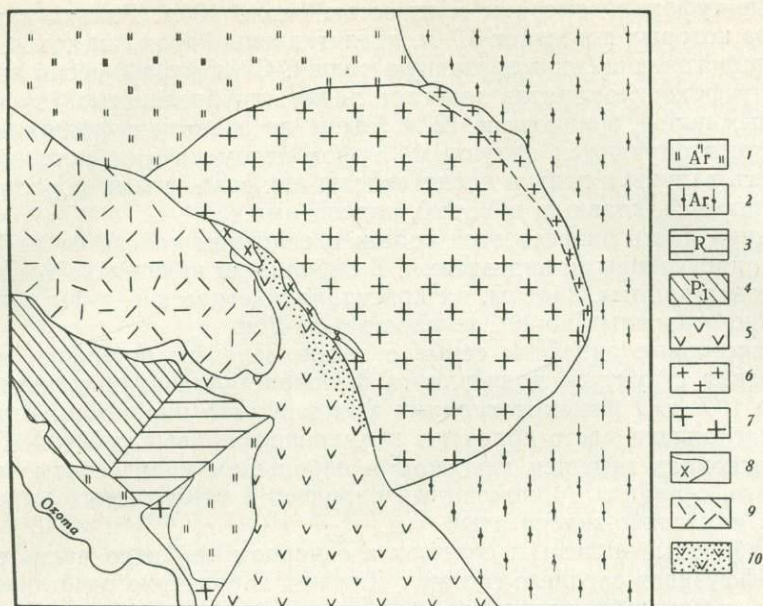
Хурунский гранитоидный массив и пространственно связанные с ним субвулканические тела липаритов и покровы эффузивов располагаются в бассейне руч. Хурун, левом притоке р. Охоты. Район относится к юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, наложенного в этом отрезке на Охотский срединный массив.

Хурунский гранитоидный интрузив занимает площадь 30 км². В северо-восточной части он прорывает архейские метаморфические породы. Плоскость контакта здесь падает в сторону от массива под углами 50—60°, иногда она приобретает ступенчатый характер с падением на отдельных участках в сторону массива под углом до 40°. К юго-западу наклонены также крупные ксеноблоки архейских метаморфических пород, расположенные в гранитоидах северо-западной части массива.

На юго-западе интрузив граничит с верхнемеловой вулканогенной толщей. Плоскость контакта здесь имеет северо-западное простирание (300°) и вертикальное падение. Вдоль этого контакта прослеживается прерывистая цепочка небольших по площади (до 0,7 км²) крутопадающих или вертикальных тел субвулканических липаритов. Они приурочены к зоне разлома, определяющей пространственное положение как самого интрузива, так и субвулканических тел.

Вулканогенные образования бассейна руч. Хурун также пространственно тяготеют к отмеченному магмоконтролирующему разлому.

Хурунский массив сложен в основном среднезернистыми серыми с розоватым оттенком биотитовыми гранитами (рисунок). В узкой зоне (до 0,5 м) северного и северо-западного эндоконтакта на границе массива с вмещающими амфиболовыми гнейсами архея граниты приобретают мелкозернистое сложение. В зоне шириной около 250 м юго-западного эндоконтакта массива, на границе его с вмещающими эффузивами граниты порфировидные. У северо-восточного контакта массива в эндоконтактовой зоне шириной 100—200 м на границе с вмещающими его биотитовыми гнейсами архея развиты гранодиориты. Переходы между гранитами и гранодиоритами постепенные. В непосредственном эндоконтак-



Геологическая карта Хурунского массива

Архейский метаморфический комплекс (Ar):

- | | |
|--|--|
| 1 — няннагинская свита; | 6 — гранодиориты; |
| 2 — дальсичанская свита; осадочные породы; | 7 — биотитовые граниты; |
| 3 — рифей (R). | 8 — субвулканические липариты; |
| 4 — нижняя пермь (P ₁); магматические образования; | 9 — эффузивы кислого состава; |
| 5 — эффузивы среднего состава; | 10 — контактово-метаморфизованные породы |

те массива гранодиориты по составу приближаются к кварцевым диоритам. Характерной особенностью гранодиоритов является наличие в них большого количества в различной степени переработанных ксенолитов и ксеноблоков архейских метаморфических пород.

Минеральный состав биотитовых гранитов (в объемн. %): плагиоклаз 36—46; калиевый полевой шпат 24—34; кварц 24—34; биотит 2—5. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, ортит, циркон; редко отмечается сфен.

Структура породы гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы величиной 2—4 мм, слабо выраженного зонального строения. Содержание анортитового компонента в ядре колеблется от 29 до 30%, во внешней зоне — от 23 до 24%. Незональный плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу (№ 23—18), реже альбит-олигоклазу (№ 13—18); содержит включения листочков биотита, магнетита, апатита, циркона.

Биотит отмечается в виде коричневых с буроватым оттенком пластинок величиной 2—3 мм; показатель преломления $N_m = N_g = 1,657$. По данным анализа железистость биотита 41 мол. %. Биотит иногда полностью или частично замещен хлоритом.

Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым микроклином ($2V = -75-90^\circ; 84-90^\circ$).

Кварц встречается в ксеноморфных зернах величиной до 2—4 мм.

Вдоль юго-западного контакта Хурунский массив граничит с меловыми вулканогенными образованиями среднего и кислого состава. Эффузивы среднего состава слагают нижнюю часть разреза, кислого состава — верхнюю.

Толща эффузивов среднего состава в долинах руч. Хурун и его левого притока имеет мощность около 200 м. В основании толщи залегают

валунные туфоконгломераты мощностью около 10 м. Галька и валуны, величина которых достигает 0,7 м, представлены породами архея, рифея, перми, подстилающими эффузивную толщу. Стратиграфически выше валунных туфоконгломератов залегает пачка грубослоистых туфогенно-осадочных пород, мощностью 12 м. Выше по разрезу туфогенно-осадочные породы сменяются валунными туфоконгломератами мощностью до 2 м. Здесь валуны и галька представлены как осадочными породами, так и излившимися, главным образом, андезитами.

Верхняя часть разреза этой толщи в основном складывается амфиболовыми и пироксеновыми андезитами. В небольшом количестве присутствуют андезито-дациты, дациты, их кристаллокластические туфы и прослойки туфогенно-осадочных пород, мощностью до 5 м.

Пироксеновые андезиты серые с грязно-зеленым оттенком породы. Порфировая структура подчеркнута фенокристаллами плагиоклаза и редкими (0,5 мм) фенокристаллами моноклинного пироксена. Вкрапленники плагиоклаза часто образуют гломеропорфиновые сростки. Первичный плагиоклаз замещен альбитом и небольшим количеством эпидота, карбоната, серицита. Моноклинный пироксен в таблитчатых зернах бесцветный или слабо-зеленоватый.

Амфиболовые андезиты слагают в основном верхнюю часть разреза толщи эффузивов среднего состава. Для них характерна отчетливая порфировая структура, участками — миндалекаменная текстура. Миндалины разнообразной формы и величины (до 1 см) выполнены хлоритом, халцедоном, карбонатом. Фенокристаллы представлены таблицами плагиоклаза — андезина (№ 42) и редкими вытянутыми кристаллами зеленого амфибола. Основная масса состоит из мелких микролитов плагиоклаза, сцементированного зеленоватым хлоритизированным стеклом.

Контакт гранитов с охарактеризованными эффузивами резкий. Эффузивы в экзоконтактовой зоне массива (до 500 м) изменены и перекристаллизованы. По внешнему облику это — плотные серые или светло-серые породы, иногда розоватых оттенков. Большую часть их объема слагает альбит-олигоклаз в идиоморфных призматических зернах, в промежутках между которыми расположены мелкие зерна калиевого полевого шпата и кварца. Более крупные разросшиеся выделения кварца обуславливают местами пойкилобластовую структуру. Красно-бурый биотит в виде идиоморфных пластинок обычно полностью или частично замещен хлоритом или мусковитом.

Флористических остатков в вулканогенных образованиях среднего состава не обнаружено, и возраст их принимается условно, по аналогии с соседними районами, как раннемеловой.

Стратиграфически выше толщи эффузивов среднего состава залегают игнимбриты липаритового состава, широко развитые в междуречье Хурун — Улиткан. Мощность игнимбритовой толщи немного более 500 м.

Внешний облик игнимбритов довольно однообразный. Это — массивные серые, темно-серые, иногда с коричневатым оттенком породы, состоящие из обломков кристаллов полевого шпата, темно-серого кварца, пластинок хлоритизированного биотита, заключенных в плотной основной массе.

В разрезе игнимбритовой толщи намечается некоторое закономерное изменение количества и состава кластического материала и структуры связующей основной массы. В спекшихся туфах нижней части разреза основная масса состоит из слабо деформированных пепловых частичек. Обломки кристаллов представлены в основном незональным плагиоклазом с содержанием 24—28% анортитового компонента. Калиевый полевой шпат и кварц отмечаются в единичных обломках. Редкие пластинки биотита полностью хлоритизированы.

Выше по разрезу в игнимбритах степень сваренности кластического

материала резко увеличивается. Основная масса состоит из мелких спекшихся обломков раскристаллизованного стекла, вытянутых в одном направлении, нередко переходящих в фельзит с неотчетливой флюидалной текстурой. Иногда в основной массе очертания отдельных частиц распознаются лишь по скоплениям вдоль их границ тонкой рудной пыли. Количество обломков фенокристаллов по отношению к основной массе резко возрастает, при этом значительно увеличивается содержание кварца, калиевого полевого шпата и биотита. Плаггиоклаз в обломках кристаллов как зональный, так и однородный. В ядрах зональных зерен содержание анортита колеблется от 30 до 32%, в краевых зонах — от 24 до 28%. Незональный плаггиоклаз по составу отвечает альбит-олигоклазу (№ 14—18). Из аксессуарных минералов в игнимбритах довольно часто отмечаются магнетит, циркон, апатит, ортит.

Непосредственный контакт игнимбритов с гранитами не наблюдался. Вблизи массива игнимбриты не обнаруживают признаков контактового метаморфизма.

К юго-западному контакту массива с вмещающими эффузивами приурочено два небольших по площади (около 0,7 км²) выхода субвулканических липаритов. В среднем течении руч. Нижний эти тела несколько вытянуты вдоль контакта массива. Плоскость контакта здесь имеет вертикальное падение и северо-западное простирание. Граниты на контакте рассеяны тонкими апофизами субвулканических липаритов.

В бассейне руч. Хурун встречены также субвулканические липариты, залегающие в виде крутопадающей дайки невыдержанной мощности (10—100 м). На правом водоразделе руч. Хурун она прослеживается вдоль контакта массива на расстоянии 1,5 км. В русле руч. Хурун дайка пересекает контакт массива и продолжается в гранитах на расстоянии 0,5 км.

Соотношение субвулканических липаритов с игнимбритами установлено в обнажении левой террасы руч. Хурун, в 700 м от контакта массива. Здесь субвулканические липариты залегают среди игнимбритов в виде тел с отчетливо секущими контактами. В узкой зоне эндоконтакта субвулканических липаритов отчетливо выражена флюидалность.

Внешний облик субвулканических липаритов характеризуется большим разнообразием. Это — светло-серые с розоватыми, желтоватыми

Таблица 1

Абсолютный возраст магматических пород бассейна руч. Хурун

| № обр. | Порода и место взятия образца | Абсолютный возраст, млн. лет |
|--------|--|------------------------------|
| 37—19 | Гранодиорит, северо-восточная эндоконтактовая зона массива (правобережье руч. Хурун) | 138 |
| 5—8 | Биотитовый гранит, северо-западная часть массива (правобережье руч. Хурун) | 135 |
| 64—5 | Биотитовый гранит, юго-восточная часть массива (левобережье руч. Хурун) | 124 |
| 47—9 | Биотитовый гранит (правобережье руч. Хурун) | 106 |
| 12—3 | Субвулканический липарит, правобережье руч. Хурун | 119 |
| 41—1 | Субвулканический липарит, правобережье руч. Хурун | 102 |
| 42—4 | Игнимбрит (правобережье руч. Хурун) | 119 |
| 16—17 | Игнимбрит (правобережье руч. Хурун) | 85 |

Определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом выполнены в лаборатории определения абсолютного возраста геологических формаций Института геологии ЯФ СО АН СССР, под руководством Н. И. Ненашева.

Химический состав эффузивных, субвулканических и интрузивных пород бассейна руч. Хурун (в вес. %)

| Компоненты | 39/13 | 37/9 | 48 | 12/4 | 18 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 58,92 | 66,49 | 71,13 | 69,30 | 70,36 |
| TiO ₂ | 0,86 | 0,35 | 0,38 | 0,41 | 0,31 |
| Al ₂ O ₃ | 14,33 | 16,54 | 13,10 | 13,04 | 14,29 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,80 | 1,64 | 1,18 | 1,60 | 2,18 |
| FeO | 2,69 | 2,00 | 0,90 | 1,43 | 0,54 |
| MnO | 0,21 | 0,09 | 0,07 | 0,16 | 0,23 |
| MgO | 3,68 | 0,99 | 1,46 | 1,74 | 1,03 |
| CaO | 5,46 | 2,35 | 1,41 | 2,88 | 2,02 |
| Na ₂ O | 3,33 | 5,68 | 5,02 | 4,16 | 3,85 |
| K ₂ O | 3,34 | 3,24 | 4,47 | 3,29 | 3,71 |
| H ₂ O+ | 3,20 | 1,12 | 0,71 | 1,96 | 0,88 |
| H ₂ O- | He обн. | 0,10 | 0,12 | He опр. | He опр. |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,10 | 0,08 | 0,05 | 0,04 |
| CO ₂ | 2,40 | He обн. | He обн. | He опр. | He обн. |
| F | 0,10 | — | — | 0,04 | 0,10 |
| Сумма | 100,48 | 100,59 | 100,51 | 100,04 | 99,50 |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | |
|--------------|------|------|------|------|------|
| <i>a</i> | 12,5 | 17,0 | 16,6 | 13,6 | 13,6 |
| <i>c</i> | 3,6 | 2,5 | 0,1 | 1,7 | 2,4 |
| <i>b</i> | 14,1 | 5,4 | 5,6 | 7,5 | 4,7 |
| <i>s</i> | 69,8 | 75,1 | 77,7 | 77,2 | 79,3 |
| <i>l'</i> | 31,6 | 62,1 | 29,9 | 37,5 | 55,1 |
| <i>m'</i> | 41,6 | 31,1 | 41,4 | 38,4 | 36,2 |
| <i>a'</i> | — | — | — | — | 8,7 |
| <i>c'</i> | 22,8 | 6,8 | 28,7 | 24,1 | — |
| <i>n'</i> | 60,2 | 72,7 | 62,9 | 65,7 | 61,4 |
| <i>l'</i> | 1,1 | 0,45 | 0,47 | 0,43 | 0,34 |
| <i>φ</i> | 11,0 | 26,1 | 14,9 | 17,9 | 40,6 |
| <i>Q</i> | 11,0 | 13,7 | 22,1 | 25,5 | 29,0 |
| <i>a : c</i> | 3,5 | 6,8 | 16,6 | 8,0 | 5,7 |

39/13 — андезит, нижняя часть вулканогенной толщи, руч. Хурун; 37/9 — гранодиорит, северо-восточный эндоконтакт массива, правобережье руч. Хурун; 48 — биотитовый гранит, центральная часть массива, правый водораздел руч. Хурун; 12/4 — субвулканические липариты; 18 — игнимбриты, верхняя часть вулканогенной толщи, водораздел руч. Хурун — Улиткан.
Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР; аналитики: Д. А. Кулагина, З. Ф. Парина, М. А. Слепцова.

или зеленоватыми оттенками породы порфировой структуры. Во вкрапленниках присутствуют: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц и биотит.

Плагиоклаз в таблитчатых зернах размером до 0,5 мм незональный или слабозональный, содержит 18—28% анортитового компонента. В субвулканических липаритах плагиоклаз отвечает по составу андезиту № 33. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках представлен ортоклазом с углом $2V = -60-62$; он интенсивно замутнен пелитоморфным веществом. Кварц образует полигональные, чаще сглаженные по краям

выделения величиной до 3 мм, наблюдается он также в микропегматитовом сростании с калиевым полевым шпатом. Биотит — единственный темноцветный минерал, обычно полностью замещен хлоритом или мусковитом.

Основная масса состоит из тех же минералов, что и вкрапленники. В эндоконтактных частях субвулканических тел структура основной массы фельзитовая, микрофельзитовая. В наиболее раскристаллизованных разностях пород — аллотриоморфнозернистая, иногда в сочетании с микропегматитовой.

Таким образом, по геологическим данным установлена следующая последовательность формирования гранит-липаритовой вулканоплутонической ассоциации изученного района: граниты → игнимбриды → субвулканические липариты. Более молодой возраст вулканических членов ассоциации по сравнению с гранитами в общем подтверждается данными определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом (табл. 1), хотя причины большего разброса цифр, даже для гранитоидов Хурунского массива, сформированного в одну фазу внедрения, остаются неясными.

Сходство состава биотитовых гранитов, игнимбридов и липаритов (табл. 2), наряду с другими признаками — пространственная сопряженность, близкий возраст, — свидетельствует о их комагматичности. В то же время отмечаются некоторые различия химического состава пород. Так, общая железистость увеличивается от 42 мол. % (граниты) до 48—58 мол. % (липариты, игнимбриды). По сравнению с гранитами в вулканических членах ассоциации резко возрастает степень окисления железа, и уменьшается содержание щелочей. Эти изменения, вероятно, отражают эволюцию состава единого магматического очага в ходе формирования гранит-липаритовой вулканоплутонической ассоциации.

ЛИТЕРАТУРА

- Сперанская И. М.* Игнимбриды в вулканических толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. — Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Сперанская И. М.* О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье реки Нилгысы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 8.
- Сперанская И. М.* О природе связи игнимбридов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. — Изв. Высш. учебн. завед., геология и разведка, 1963, № 4.
- Устиев Е. К.* Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 4. Магадан, 1949.
- Устиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е. К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В сб. «Проблемы магмы и генезис изверженных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.



Г. Н. Гамянин, Г. А. Гринберг

КОРДИЕРИТ И ГРАНАТ ИЗ ПЕГМАТИТОВ КУРУМСКОГО МАССИВА

Курумский массив гранодиоритов располагается в среднем течении одноименной речки, правого притока р. Тары. Массив прорывает песчано-сланцевую толщу нижней перми и в плане имеет форму параллелограмма, ориентированного длинной стороной в меридиональном направлении. Контакты массива с вмещающими породами с севера и востока



Жила зонального пегматита

- a* — аплит;
- b* — кварц - полевошпатово - биотитовая зона с гранатом и кордиеритом;
- v* — кварц-полевошпатовая субграфическая зона;
- z* — кварцевая сердцевина

сравнительно пологие ($10-30^\circ$), а с южной и западной стороны — неровные, ступенчатые, с многочисленными дайкоподобными выступами. В участках пологого залегания интенсивно развиты процессы гранитизации и контаминации; в участках с крутым падением преобладают послойные инъекции гранитоидов. Массив сложен в основном гранодиоритами (плаггиоклаз — 50,7%; кварц — 21,4%; калиевый полевой шпат — 13,5%; биотит — 12,3%; роговая обманка — 1,4%). Плаггиоклаз резко зонален (ядро 50—60, периферия — 25—30% Ap), с явлениями рекуррентности. Калиевый полевой шпат — нерешетчатый микроклин с углом $2V = -60-70^\circ$. Железистость биотита, по данным химического анализа, 64%. Гранодиориты (абс. возраст 118 млн. лет) прорываются дайками среднезернистых лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов.

Значительно распространены в Курумском массиве и зонах его экзоконтакта пегматиты. Пегматоидные образования большей частью локализованы в дайках гранодиоритов, гранитов и аплитов, располагаясь преимущественно в их центральных частях, реже в зальбандах; самостоятельные линзовидные тела пегматитов отмечаются в участках пологого контакта массива на границе с роговиками. Размер линз пегматитов колеблется от 2—3 до 12—15 м по длинной оси и от 10 см до 1 м в поперечнике. В одной из таких линз пегматита были изучены гранат и кордиерит. Мощность линзы 40—50 см, длина около 7 м. Отчетливо наблюдается зональное строение линзы (рисунок). Внешняя зона шириной около 5—7 см сложена аплитовидным гранитом, к внутренним частям линзы она сменяется полевошпатовой зоной (20—25 см), затем субграфической кварц-полевошпатовой. В центральных частях присутствуют линзовидные образования мономинерального кварца.

Состав аплитовидного гранита (в %): плаггиоклаз — 15,2; калиевый полевой шпат — 45,6; кварц — 38,8; биотит — 0,4. Плаггиоклаз содержит 20—25% Ap , калиевый полевой шпат представлен микроклином ($2V = -78-82^\circ$). Размер зерен в среднем 0,1—0,2 мм. В следующей зоне

размер всех зерен резко увеличивается, достигая 1 см и более. Резко уменьшается количество плагиоклаза, и возрастает — биотита. Последний образует сильно вытянутые листочки (до 5 см), ориентированные длинной стороной перпендикулярно зальбандам пегматита. Цвет его желтовато-коричневый, значительно светлее, чем в гранодиоритах. Показатель преломления 1,664+0,002. По данным химического анализа (таблица) биотит представлен почти чистым сидерофиллитом с железистостью 99%.

В полевошпатовой зоне изредка наблюдаются мелкие гнезда кордиерита размером от 1×1,5 до 3×5 см. Макроскопически он буровато-зеленоватый с отчетливой спайностью в двух направлениях, в порошке почти бесцветен со слабым фиолетовым оттенком. Размер зерен в среднем 3—4 мм, отмечается полисинтетическое кулисообразное двойникование. Оптические свойства: двусный, отрицательный, показатель преломления Ng' —1,571; Np' —1,555; Ng' — Np' —0,016. Железистость, по данным анализа,— 80,7%.

Полевошпатовая зона переходит в субграфическую довольно постепенно, граница между ними подчеркивается лишь резким сокращением количества биотита. В переходной полосе между полевошпатовой и субграфической зоной локализуется основная масса граната, лишь редкие зерна его встречаются в остальной части пегматита. Гранат представлен розовыми изометричными, реже неправильными обособленными зернами, иногда их скоплениями. Показатель преломления 1,814, параметр

Химический состав граната, кордиерита и биотита из пегматита Курумского массива (в вес. %)

| Компоненты | 1. Биотит | 2. Гранат | 3. Кордиерит | 4. Кордиерит, по Шибата (Shibata, 1936) |
|--------------------------------|-----------|-----------|--------------|---|
| SiO ₂ | 39,92 | 37,10 | 46,82 | 43,27 |
| TiO ₂ | 0,48 | — | — | Следы |
| Al ₂ O ₃ | 20,98 | 16,28 | 21,38 | 30,25 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,92 | 2,57 | 6,67 | 1,08 |
| FeO | 28,45 | 27,85 | 14,60 | 15,31 |
| MnO | 0,86 | 12,20 | 4,06 | 1,20 |
| MgO | 0,18 | 3,08 | 1,96 | 1,48 |
| CaO | 0,84 | 0,70 | 1,42 | 0,10 |
| K ₂ O | 7,97 | — | 0,22 | 0,90 |
| Na ₂ O | 0,32 | — | 1,10 | 3,53 |
| H ₂ O+ | 5,28 | 0,60 | 1,26 | 2,88 |
| F | 0,36 | — | — | — |
| Поправка на F | —0,15 | — | — | — |
| Сумма | 100,41 | 100,38 | 99,46 | 100,00 |

Кристаллохимические формулы:

1. $(K_{0,85}Na_{0,05}Ca_{0,07})_{0,97}(Fe_{1,96}^{2+}Mn_{0,06}Mg_{0,02}Fe_{0,12}^{3+}Al_{0,81}Ti_{0,03})_{3,0}(Si_{2,75}Al_{1,25})_{4,0}O_{10}[O_{0,78}(OH)_{1,13}F_{0,09}]_{2,0}$
2. $(Fe_{2,00}^{2+}Mn_{0,85}Mg_{0,36}Ca_{0,07})_{3,28}(Fe_{0,16}^{3+}Al_{1,63})_{1,79}Si_{3,0}O_{11,84}(OH)_{0,16} + 0,12SiO_2$
3. $(Fe_{1,38}^{2+}Mn_{0,38}Mg_{0,33}Ca_{0,17})_{2,26}(Fe_{0,56}^{3+}Al_{2,14})_{2,70}(Si_{5,31}Al_{0,69})_{6,0}O_{17,54}(OH)_{0,46}$
4. $(Fe_{1,43}^{2+}Mn_{0,11}Mg_{0,25}Ca_{0,01}Na_{0,76}K_{0,12})_{2,69}(Fe_{0,09}^{3+}Al_{2,81})_{2,90}(Si_{4,83}Al_{1,17})_{6,0}O_{15}$

ячейки 11,557 Å, железистость, по данным химического анализа (см. таблицу) — 84%. Компонентный состав (в %): пироп — 11; альмандин — 60; спессартин — 26; андрадит — 3. Судя по увеличению показателя преломления (1,819), в аплитовидных гранитах развит гранат с большим содержанием альмандиновой составляющей.

В субграфической зоне отмечается альбитизация калиевого полевого шпата и развитие роговой обманки. Цвет ее зеленовато-бурый с плеохроизмом в сине-зеленых тонах; N_g — 1,683; N_p — 1,657; $c:N_g$ — 17°; между зернами кварца и калиевого полевого шпата местами встречаются мелкие (0,1—0,3 мм) выделения буровато-синеватого турмалина. Показатели его преломления N_e — 1,635; N_o — 1,663, что по А. Е. Трегеру (1958), соответствует 60%-ному содержанию шерловой молекулы.

В центральной кварцевой зоне пегматита содержатся включения зен-пирротина и молибденита.

О составе сосуществующих высокожелезистого граната и кордиерита имеется мало опубликованных данных. Г. А. Чиннер (1963), описывая парагенезис гранат — кордиерит из контактовых ореолов, указывает, что в ассоциации с гранатом состав кордиерита $Mg_{46}Fe_{54}$ характеризуется максимально возможным (для кордиерита) содержанием железа. Вслед за П. Эскола он считает, что существует некоторое предельное количество железа, которое может входить в кордиерит и, что альмандин в содержащих кордиерит ассоциациях появляется только тогда, когда вследствие высокого отношения $FeO:MgO$ в породе этот предел превышает.

Состав кордиерита в ассоциации с гранатом из разных метаморфических комплексов меняется, что позволяет использовать эту пару, как индикатор физико-химических условий минералообразования.

А. А. Маракушев (1965) на основе изучения состава пары гранат — кордиерит из разных парагенезисов предложил схему фации глубинности метаморфических комплексов. На приводимых в других работах по метаморфическим комплексам корреляционных графиках железистости пары гранат — кордиерит, построенных по литературным данным, предельная железистость кордиерита в этой ассоциации — 54% (по данным Чиннера, 1963). Интересно отметить, что, судя по этим графикам (Маракушев, 1965; Кориковский, 1967), железистости кордиерита — 54% соответствует железистость сосуществующего граната — около 85%, причем корреляционная кривая в области высокой железистости граната резко выполаживается, т. е. при небольшом интервале изменения железистости граната (82—85%) железистость сосуществующего кордиерита возрастает от 40 до 54%. Это может указывать на резкое перераспределение железа из граната в кордиерит при понижении давления.

Наиболее богатые железом природные кордиериты описаны из пегматитов Японии — районов Сасаго и Доци (Shibata, 1936). В пегматитах отмечается парагенезис: микроклин + кварц + кордиерит + гранат + андалузит + биотит. Кордиерит образует графические сростания с кварцем. Согласно химическим анализам, железистость кордиерита из района Сасаго — 85,2%, из района — Доци — 73%. Пегматитовые жилы прорывают миоценитовые вулканогенно-осадочные отложения серии Мисака. Эти пегматиты с высокожелезистым кордиеритом являются типичными представителями малоглубинных образований, так как железистый кордиерит с возрастанием давления становится неустойчивым (Шерер, Яги, 1959; Маракушев, Тарарин, 1965). Судя по этим данным, состав изученного кордиерита из пегматита Курумского массива свидетельствует о малой глубине формирования интрузива.

Другим фактором, определяющим появление парагенезиса высокожелезистых граната и кордиерита, является формирование пегматитовой жилы Курумского массива в условиях низкой активности щелочей.

Присутствующий в пегматите в ассоциации с гранатом и кордиеритом биотит, как видно из приведенного выше анализа, очень богат глиноземом и представляет почти чистый сидерофиллит. Образование такого биотита возможно только в условиях крайне низкого значения химических потенциалов щелочей в процессе кристаллизации.

Изучение состава минералов и минеральных парагенезисов гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория, в том числе Курумского массива, показывает, что внутрикамерная дифференциация сложных плутонов сопровождалась снижением химического потенциала K_2O и увеличением железистости фемических минералов. В условиях наиболее низкого значения химического потенциала K_2O формировались поздние лейкокраповые граниты и пегматиты (Гринберг и др., 1970).

ЛИТЕРАТУРА

- Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Гамлянин Г. Н., Кухтинский Г. Г., Недосекин Ю. Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., «Наука», 1970.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитов.—Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Треггер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., «ИЛ», 1958.
- Чиннер Г. А. Парагенезис гранат — кордиерит.—В кн. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». М., «ИЛ», 1963.
- Шерер И. Ф., Яги К. Система $FeO-Al_2O_3-O_2$ —В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., «ИЛ», 1959.
- Shibata H. Graphic intergrowth of cordierite and quartz in pegmatites from Sasago and Dosi province of Kai Japan.—Japan. J. Geol. and Geogr., 1936, 13.

В. Ф. Белый

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ОХОТСКО-ЧУКОТСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

АНДЕЗИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Продукты андезитового вулканизма являются наиболее существенной частью вулканических толщ Охотско-Чукотского пояса. Они прослеживаются почти непрерывно на всем его протяжении и в большинстве случаев ширина вулканического пояса определяется по полям распространения андезитовых формаций.

Как самостоятельное геологическое явление андезитовый вулканизм был характерен только для раннего этапа развития Охотско-Чукотского пояса (Устиев, 1959), возрастной интервал которого отвечает апт — турону (Сперанская, 1963; Белый и др., 1965; Белый, Тильман, 1966; Белый, 1968а, б). Образовавшиеся в этот промежуток времени эффузивные и пирокластические породы составляют около 85% общего объема вулканитов Охотско-Чукотского пояса, что равняется примерно $(7-8) \times 10^5$ км³, из которых около 70% приходится на группу андезитовых

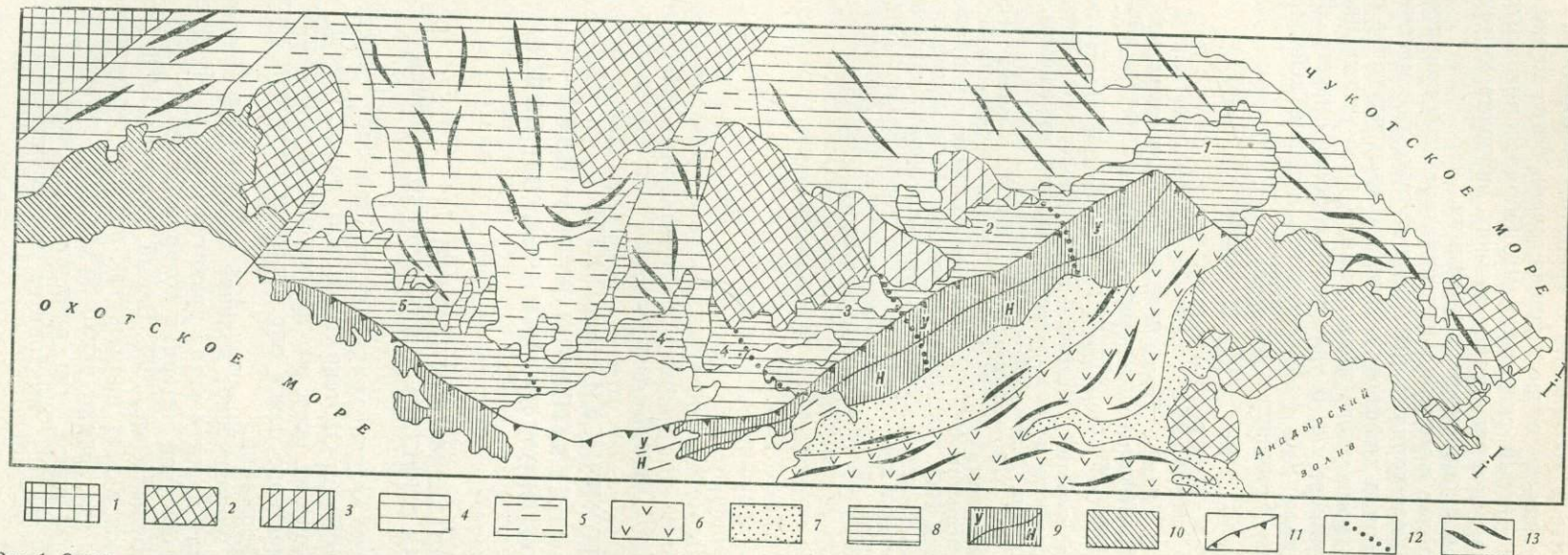


Рис. 1. Схема тектонического районирования Охотско-Чукотского вулканического пояса

- 1 — Сибирская платформа;
- 2 — дорифейские жесткие массивы;
- 3 — массивы палеозойской консолидации;
- 4, 5 — Верхояно-Чукотская область мезозонд:
- 4 — складчатые системы.
- 5 — районы пологого залегания верхоянского комплекса;
- 6, 7 — Анадырско-Корякская система Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости;

- 6 — внутренние — эвгеосинклинальные зоны,
- 7 — внешние — миегеосинклинальные зоны;
- 8 — 10 — Охотско-Чукотский вулканический пояс:
- 8 — внешняя зона,
- 9 — внутренняя зона
- (у — унаследованная,
- н — новообразованная подзоны),
- 10 — фланги;
- 11 — границы внешней и внутренней зон вулканического пояса;

- 12 — границы вулканических районов (цифры на схеме — районы:
- 1 — Центрально-Чукотский;
- 2 — Средне-Анадырский;
- 3 — Пенжинский;
- 4 — Омсукчанский;
- 5 — Центрально-Охотский;
- 13 — простиранние складчатости

формаций. Главные особенности тектонического строения Охотско-Чукотского пояса устанавливаются при анализе разрезов и структур вулканических толщ раннего этапа его развития. Таким образом, приводимая ниже схема тектонического районирования вулканического пояса характеризует в то же время основные структурные элементы ареалов андезитового вулканизма.

Большая часть Охотско-Чукотского пояса, от р. Танюер на северо-востоке и, по-видимому, до р. Ини на юго-западе (около 2000 км), играет роль своеобразной пограничной тектонической структуры между областями мезозойской и кайнозойской складчатости. К ней в полной мере применимо понятие «краевой вулканический пояс», в том смысле, как оно определено А. А. Богдановым (1959), А. А. Богдановым, М. В. Муратовым и В. Е. Хаиным (1963). По отношению к области кайнозойской складчатости здесь выделяются внешняя и внутренняя зоны (рис. 1). К востоку и западу от этой главной части Охотско-Чукотского пояса прослеживаются обширные вулканические поля, которые образуют его фланги.

Внутренняя зона в пределах северо-восточной части вулканического пояса и п-ова Тайгонос разделена на две подзоны: унаследованную и новообразованную.

Особенности строения унаследованной подзоны изучены пока еще недостаточно. В целом она имеет форму крупной сложно построенной грабенообразной структуры, в пределах которой развиты наиболее полные (вплоть до турона — низов сенона) и наиболее мощные разрезы вулканитов раннего этапа. Крупные выходы на дневную поверхность структур основания унаследованной подзоны известны на п-ове Тайгонос. Они достаточно подробно изучены Н. Б. Заборовской и Г. Е. Некрасовым. Эти материалы, а также анализ палеогеографических реконструкций (Паракецов, 1966) и тектонического развития Северо-Востока Азии (Белый и др., 1964) позволяют полагать, что эта подзона наследует систему сближенных длительно развивавшихся глубинных разломов, которая представляет собой «зону сочленения» Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальных областей. На протяжении почти всего мезозоя зона сочленения этих областей была ареной повышенной вулканической активности. Однако наиболее интенсивные проявления вулканизма приходится здесь на позднюю юру — готерив — время, когда зона сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальных областей играла, по представлению автора (Белый, 1968а, 1969), ту же роль, что и современная Курило-Камчатская дуга по отношению к кайнозойским структурам Центральной и Западной Камчатки и Охотского моря, с одной стороны, и глубоководного жёлоба, с другой. Именно в силу отмеченных свойств структур основания данная подзона Охотско-Чукотского пояса и получила название унаследованной.

Новообразованная подзона наложена иногда без видимого несогласия, иногда со слабым структурным несогласием на морские и субконтинентальные отложения периферических частей Анадырско-Корякской системы области кайнозойской складчатости. Эти отложения обнажаются в сводовых частях крупных антиклинальных структур, к которым обычно приурочены многочисленные, часто линейные интрузивы гранитоидов. Наземные вулканические толщи Охотско-Чукотского пояса имеют здесь обычно апт-альбский и реже сеноманский возраст. Они слагают крылья антиклиналей и сопряженные с ними грабенообразные структуры и брахиформные синклинали.

Внешняя зона с резким структурным несогласием наложена на геосинклинально-складчатый комплекс мезозоид и отчасти на более древние структуры — жесткие массивы дорифейской и палеозойской консолидации. Однако в тех случаях, когда внешняя зона накладывается на впадины, заполненные баррем-аптскими континентальными осадоч-

ными и осадочно-вулканогенными отложениями, видимое несогласие в основании вулканических покровов не наблюдается. Важно также отметить, что формирование периферических вулканических полей внешней зоны очень часто происходило вдоль структурных зон мезозой и ограничений жестких массивов, имеющих поперечное к простиранию вулканического пояса направление.

Внешняя зона обладает четко выраженной поперечной зональностью, основными элементами которой являются вулканические районы (Центрально-Чукотский, Средне-Анадырский, Пенжинский, Омсукчанский, Центрально-Охотский). Каждый из районов характеризуется специфическим типом разреза, своеобразием тектонической структуры и некоторыми различиями химизма однотипных вулканических пород (Белый, 1968б). Границы вулканических районов совпадают с границами структурно-формационных зон мезозой и с ограничениями жестких массивов, на которые наложена внешняя зона. В целом внешняя зона имеет мозаичный характер строения, обусловленный сложным сочетанием различных по размерам, форме и условиям образования отрицательных вулкано-структур, обладающих четкими структурными ограничениями. Простые вулкано-структуры имеют преимущественно изометричную, почти изометричную, реже линейную в плане форму (Белый, Тильман, 1966; Белый, Гельман, 1968). Положительные структуры играют подчиненную роль. В большинстве случаев они не обладают четким структурным рисунком, выступая обычно в виде обрамлений отрицательных вулкано-структур.

Фланги Охотско-Чукотского пояса (Восточно-Чукотский на северо-востоке и Западно-Охотский на юго-западе) наложены в основном на жесткие дорифейские массивы и на структуры мезозой. В общем они следуют направлению зон тектонических нарушений, которые находятся непосредственно на продолжении зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальных областей. Фланги не обладают продольной зональностью и представляют собой районы естественного затухания Охотско-Чукотского пояса. По характеру разрезов и условиям залегания вулканических толщ они сходны с его внешней зоной (Белый, 1968б; Тильман и др., 1969).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Продукты вулканизма раннего этапа развития Охотско-Чукотского пояса образуют три крупные естественные ассоциации горных пород, каждая из которых состоит либо из однотипных, либо из родственных вулканических формаций. Наиболее распространены андезитовые формации (около 70%), затем следуют игнимбритовые (23%) и базальтовая (3%) формации.

Андезитовые формации представляют собой весьма сложный и в общем наименее изученный комплекс образований Охотско-Чукотского пояса. На территории Средне-Анадырского района андезитовый вулканизм был наиболее характерным явлением на протяжении почти всего раннего этапа развития вулканического пояса. Именно на примере строения вулканических толщ этого района у автора возникло представление об андезитовой группе формаций, в составе которой различаются три типа естественных сообществ горных пород, в настоящей статье рассматриваемые как самостоятельные формации. К ним относятся: собственно андезитовая формация, формация двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов, игнимбрит-андезитовая формация. Схема соотношения этих формаций в пределах Средне-Анадырского района показана на рис. 2.

Собственно андезитовая формация, как видно из схемы, приурочена в основном к поднятиям, в пределах которых на дневной поверхности обнажаются крупные интрузии гранитоидов; в меньшей мере она характерна для приразломных грабенообразных структур. В строении формации преобладают пироксеновые андезиты, андезито-базальты и их туфы; существенную роль играют породы андезит-дацитового и дацитового состава, наблюдаются базальты. В пределах внешней зоны сравнительно часто встречаются линзовидные тела игнимбригов и ксеноигнимбригов умеренно кислого и кислого состава. Количество пирокластических пород обычно составляет 50% и более от общего объема пород формации.

Формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов приурочена преимущественно к структурам отрицательного типа. В пределах внешней зоны с ее развитием связано образование различных типов вулканоструктур оседания. Формация сложена существенно лавами, среди которых более 50% относится к андезитам двупироксенового типа. Наряду с преобладающими андезито-базальтами часто встречаются безоливиновые базальты, значительно реже дациты. Сравнительно редко наблюдаются оливинсодержащие базальты. Роговообманковые разности андезитов и дацитов отмечаются как исключения. Количество пирокластического материала лишь иногда достигает 20—30%.

Игнимбриг-андезитовая формация на территории Средне-Анадырского района распространена преимущественно во внешней зоне. Она слагеет вулканоструктуры оседания и крупную Нижне-Яблонскую моноклинал на юго-восточном крыле Оконайто-Пеледонского поднятия (см. рис. 2). В разрезах формации преобладают двупироксеновые андезиты (встречаются также андезито-базальты, базальцы и дациты), с которыми ассоциируют игнимбриги и туфы кислого и умеренно кислого состава. Последние составляют до 35% общего объема пород формации. Горизонты игнимбригов либо находятся в сложном переслаивании с породами андезитового и андезит-базальтового состава, либо (как, например, в Нижне-Яблонской моноклинали) тяготеют к нижним частям разреза формации. Однако и в этом случае они чередуются с туфами и лавами андезито-базальтов. В разрезах формации отмечаются отдельные потоки трахитов, трахиандезитов, трахидацитов.

Охарактеризованные выше типы андезитовых формаций в основных своих чертах достаточно уверенно выявляются и на остальной территории Охотско-Чукотского пояса. Однако пространственно-временные и количественные соотношения этих формаций, а также некоторые особенности их петрографии и химизма оказываются несколько различными в разных тектонических зонах и районах.

В пределах внутренней зоны (кроме Центрально-Чукотского района) резко преобладают формации двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов и собственно андезитовая формация. Соотношения формаций в латеральном и вертикальном направлениях довольно сложны и изучены пока еще очень слабо. Мощные однообразные серии пород этих формаций в новообразованной подзоне имеют преимущественно апт-альбский и сеноманский возраст, а в унаследованной — включают и более молодые — туронские и, может быть, раннесенонские образования. Игнимбриги в разрезах собственно андезитовой формации встречаются очень редко и, вероятно, только среди верхнемеловых накоплений унаследованной подзоны.

Во внешней зоне на территории Пенжинского, Омсукчанского и Центрально-Охотского района и на флангах вулканического пояса андезитовые формации образуют два горизонта, которые разделены игнимбриговыми формациями. Толщи апт-альбских вулканитов, составляющие нижний горизонт, относятся, по-видимому, преимущественно к собственно андезитовой формации. Конкретные формации каждого из районов

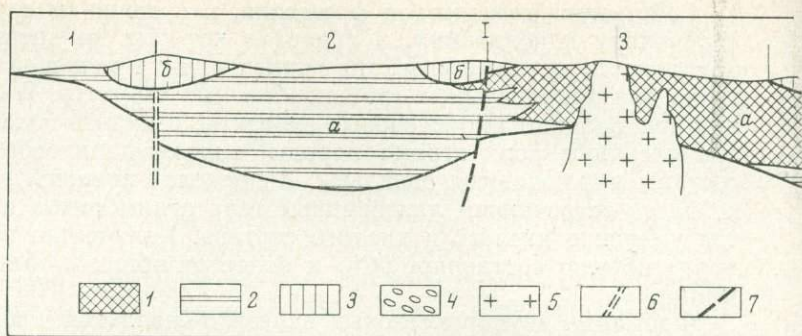


Рис. 2. Схема соотношения андезитовых формаций в Средне-Анадырском районе

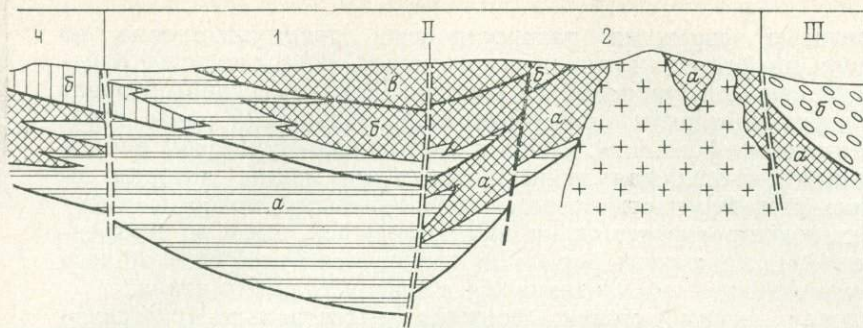
- | | |
|--|---|
| 1 — собственно андезитовая формация; | 5 — интрузии гранитоидов; |
| 2 — формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов; | 6 — зоны главных глубинных разломов; |
| 3 — игнимбрит-андезитовая формация; | 7 — прочие разломы. |
| 4 — вулканомиктовые песчанико-конгломератовые континентальные отложения Пенжинского прогиба; | I — внешняя зона: |
| | 1 — периферические вулканические поля, |
| | 2 — Верхне-Яблонская подзона вулканоструктур оседания |

характеризуются некоторой спецификой состава и строения. Так, в пределах Пенжинского района преобладают андезиты пироксенового типа, тогда как на территории Центрально-Охотского района, где исключительно широко развиты интрузии гранитоидов, в большом количестве встречаются также роговообманковые породы. Весьма характерны роговообманковые породы и для апт-альбской формации западноохотского фланга, но здесь, кроме того, по-видимому, большую роль играют также андезито-базальты и базальты. Почти везде в разрезах собственно андезитовых формаций имеются вулканы кислого и умеренно кислого состава, однако наиболее часто они встречаются на территории восточнчукотского фланга.

Андезитовые формации верхнего горизонта по возрасту отвечают в основном второй половине турона, а в Пенжинском районе — сеноману — турону. Во внешней зоне Центрально-Охотского и Омсукчанского районов и на флангах вулканического пояса — это формации двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов. Специфической особенностью формации западноохотского фланга является наличие в ее разрезах латитов и трахиандезитов, тогда как в пределах восточнчукотского фланга значительную роль играют андезито-дациты. На территории Пенжинского района вначале (скорее всего в сеномане) происходило образование преимущественно игнимбрит-андезитовой формации, а затем — формации двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов.

В Центрально-Чукотском районе интенсивный андезитовый вулканизм начался лишь в сеномане, после происшедших в апте — альбе мощных извержений вулканического материала существенно кислого состава. Здесь продукты андезитового вулканизма образуют формацию двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов и игнимбрит-андезитовую формацию, которые занимают различное пространственное положение, замещая друг друга в латеральном направлении. Одной из особенностей этих формаций является почти полное отсутствие оливинсодержащих разностей среди пород базальтовой группы.

В целом горные породы андезитовых формаций Охотско-Чукотского пояса представляют собой известково-щелочную ассоциацию, промежуточную между естественными ассоциациями Пэде и Этны: на диаграмме А. Н. Заварицкого рой фигуративных точек пород группы андезитовой формации располагается между вариационными линиями этих ассоциаций, образуя максимальные сгущения примерно в средней части огра-



3 — Оконайто-Пеледонское поднятие,

4 — Нижне-Яблонская моноклираль.

II — внутренняя зона:

1 — унаследованная подзона,

2 — новообразованная подзона;

III — северо-западный борт Пенжинского прогиба.

a — апт — альб,

b — сеноман — турон,

v — верхняя часть турона, возможно, низы сенона

ниченного ими поля. Лишь при значениях характеристики $b < 10$ рои теряет четкость очертания в связи с появлением значительного количества пород (преимущественно игнимбритов), фигуративные точки которых смещаются в сторону ассоциации типа Пэле.

В обзоре циркумпацифических типов андезитов Диккинсон (Dickinson, 1968) предложил различать серии андезитов с низким, средним и высоким содержанием калия. В современных вулканических дугах серии с низким содержанием калия четко сменяются сериями с высоким его содержанием вкрест простирания дуг от океана к континенту. Менее резко это явление выражено вдоль вулканических дуг, когда они выходят из океанской области и примыкают к континенту. В Охотско-Чукотском поясе на содержания калия и характер щелочности в андезито-базальтах ($\text{SiO}_2 = 55-58\%$)¹ и андезитах ($\text{SiO}_2 = 58-63\%$) влияет не столько продольная зональность, сколько поперечная. Во внешней и во внутренней зонах резко преобладают разности со средним, исходя из предложенного Диккинсоном деления, содержанием калия: в андезито-базальтах средние содержания K_2O колеблются в пределах 1,20—1,50%, а в андезитах — 1,30—1,80% при средних значениях характеристики n , по А. Н. Заварицкому, 75—80. Порода с содержаниями $\text{K}_2\text{O} < 1\%$ редки, а в их распространении не обнаруживается какой-либо определенной зависимости от региональных тектонических структур. В Центрально-Чукотском районе среднее содержание K_2O в андезито-базальтах равно 2,25%, а в андезитах — 2,75%; соответственно характеристика $n = 63$ и 60. При этом общая щелочность их (характеристика a , по А. Н. Заварицкому) нередко оказывается ниже, чем в соответствующих средних типах пород по Дэли. Еще более высокие содержания калия характерны для нижнемеловых лав восточнчукотского фланга (2,50% — в андезито-базальтах и 2,80% — в андезитах). В андезитах западноохотского фланга высокому содержанию калия (2,25%) очень часто соответствует повышенное содержание натрия (среднее $n = 65-75$).

Игнимбритовые формации — это естественные сообщества вулканических пород, преимущественно игнимбритов и туфов кислого и умеренно кислого состава, петрографически эквивалентных группе гранитоидов: от гранитов до кварцевых диоритов.

¹ Содержание SiO_2 и K_2O в анализах пересчитаны на безводные навески.

Игнимбритовые формации распространены преимущественно во внешней зоне и на флангах вулканического пояса. В большинстве районов они имеют сеноман-туронский (в Пенжинском — альбский) возраст и в разрезах располагаются между охарактеризованными ранее горизонтами андезитовых формаций. Лишь в Центрально-Чукотском районе развита мощная апт-альбская игнимбритовая формация, которая составляет здесь нижнюю часть разреза вулканического пояса и имеет достаточно широкое распространение как во внешней, так и во внутренней его зонах¹. На долю этой формации приходится более 35% общего количества игнимбритов, образовавшихся в течение раннего этапа.

Раннемеловая игнимбритовая формация Центрально-Чукотского района образовалась в два вулканических цикла, развивавшихся по антидромному типу (Гельман, Белый, 1963). Кислые вулканические породы, составляющие нижние части отложений каждого из циклов, резко преобладают над породами умеренно кислого и среднего состава, которыми завершаются разрезы циклов. Увеличение основности пород внутри циклов и от цикла к циклу сопровождается увеличением количества и изменением состава кристаллокластического материала. Наиболее интересная особенность эволюции химизма пород раннемеловой игнимбритовой формации заключается в постоянном увеличении относительного количества натрия снизу вверх по разрезу, независимо от содержаний SiO_2 (Белый, 1969). Нижняя свита этой формации характеризуется наиболее высоким абсолютным и относительным содержанием калия. Как уже отмечалось ранее, сеноман-туронские андезитобазальты и андезиты здесь также имеют высокие содержания калия, но количество натрия в них понижено.

Общими особенностями игнимбритовых формаций сеноман-туронского (в Пенжинском районе — альбского) возраста являются: широкое распространение пород дацитового состава; преобладание разностей игнимбритов относительно бедных кристаллокластическим материалом; отсутствие четкой зависимости между валовым составом пород и ассоциациями минералов вкрапленников; преобладание пород умеренно насыщенных щелочами; обилие туфов и ксенотуфов, присутствие значительного количества туффигов, туфопесчаников и туфоконгломератов.

На флангах вулканического пояса эти формации имеют почти повсеместное распространение. В пределах западноохотского фланга в верхней части разреза формации значительно развиты игнимбриты лейкократовых липаритов со сравнительно высоким содержанием кристаллокластического материала. На территории восточнчукотского фланга среди пород формации известны субщелочные липариты и трахиты.

Во внешней зоне Центрально-Охотского, Омсукчанского и Пенжинского районов характеризуемые игнимбритовые формации, по-видимому, нередко замещаются в латеральном направлении толщами существенно андезитового состава, в которых преобладают породы двушироксенового типа. В Центрально-Охотском районе верхняя часть разреза формации нередко сложена богатыми кристаллическим материалом игнимбритами преимущественно липаритового состава.

Базальтовая формация имеет ограниченное распространение: она известна пока только в пределах Средне-Анадырского района, где составляет основание разреза вулканических толщ. Формация сложена существенно пирокластическими породами: туфами и туфобрекчиями и агломератовыми туфами оливин-пироксеновых базальтов. Лавы играют подчиненную роль.

¹ По-видимому, близкая по возрасту игнимбритовая формация имеется также на локальных участках западноохотского фланга.

В целом, комплекс пород базальтовой формации характеризуется низкой степенью дифференцированности (от базальтов до андезито-базальтов)¹. Четкая трахидолеритовая тенденция и резко выраженный натриевый характер горных пород составляют характерные особенности их химизма (Белый, 1969).

Гранитоидные интрузивы, возникшие на раннем этапе развития Охотско-Чукотского пояса, обнажаются почти во всех его районах, за исключением Центрально-Чукотского. Исследованиями М. Л. Гельмана, Г. Г. Кайгородцева, Г. Е. Некрасова, И. М. Сперанской и автора установлены существенные различия между гранитоидами внешней и внутренней зон вулканического пояса.

В пределах внутренней зоны во второй половине альба — в сеномане произошло становление большого числа гранитоидных массивов, сложенных преимущественно тоналитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами с резко выраженным натриевым характером. В их строении также участвуют плагиограниты, диориты и габбро. Массивы составляют ряды, следующие общему простиранию структур внутренней зоны. Некоторые из массивов вскрыты на довольно большую глубину (Некрасов, 1968). Сколько-нибудь крупные проявления игнимбритов в связи с этими интрузивами не известны. В целом интрузии внутренней зоны обнаруживают признаки сходства с габбро-плагиогранитовой формацией геосинклинального этапа развития подвижных зон, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964).

Во внешней зоне и на флангах вулканического пояса интрузии не обнаруживают столь упорядоченного размещения, как во внутренней зоне. Кроме того, здесь они нередко образуют ряды поперечного к простиранию вулканического пояса направления. В строении интрузий резко преобладают гранодиориты, которые нередко переходят в граниты. Породы внешней зоны, одинаковые по основности с породами внутренней зоны, отличаются от последних значительным увеличением содержанием калия, что нередко сопровождается некоторым понижением содержания натрия (разница значений характеристики n в кварцевых диоритах и гранодиоритах внутренней и внешней зон обычно равна 15—20). Среди интрузий внешней зоны и флангов не известны тела столь глубоко вскрытые, как во внутренней зоне. Интрузивные комплексы внешней зоны и флангов соответствуют, скорее всего, типу габбро-диорит-гранодиоритовой формации орогенных областей, по Ю. А. Кузнецову (1964). Время становления этих интрузий в общем определяется возрастом игнимбритов, в которые интрузии нередко внедрены, поскольку формации двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов верхнего горизонта не несут видимых следов контактово-регионального метаморфизма, проявившегося во всех подстилающих их образованиях, что было установлено исследованиями М. Л. Гельмана. Таким образом, особенности интрузивного магматизма и характер разрезов вулканических толщ позволяют заключить, что магматические образования раннего этапа развития Охотско-Чукотского пояса составляют типичную вулканоплутоническую ассоциацию лишь во внешней зоне и на флангах.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕРАЦИИ МАГМ

Ранее было показано, что главная часть Охотско-Чукотского вулканического пояса представляет собой структуру пограничного типа, расположенную между областями мезозойской и кайнозойской складчатости.

¹ Образование базальтовой формации произошло, судя по палеофитологическим данным, в очень короткий интервал времени (Белый, 1969).

Таким образом в самых общих чертах тектонические условия формирования Охотско-Чукотского пояса на раннем этапе определяются тектоническим режимом развития этих геосинклинальных областей в рассматриваемый промежуток времени. К апту Верхояно-Чукотские мезозойды представляли молодую складчатую область с весьма ослабленной контрастностью орогенических движений. Вместе с заключенными в них жесткими массивами они составляли крупный континентальный блок, испытывавший общую тенденцию к воздыманию. В Анадырско-Корякской геосинклинальной системе с апта начался второй период интенсивного прогибания, сопровождавшегося накоплением мощных существенно терригенных (часто флишеидных) вулканомиктовых толщ (Белый и др., 1964). Из этого следует, что формирование вулканического пояса началось и происходило в условиях максимальной контрастности тектонических движений в зоне сочленения молодой складчатой области (мезозойды) с находящейся в стадии интенсивных прогибаний геосинклинальной системой. Однако простая констатация этой важнейшей особенности тектонических условий раннего этапа развития Охотско-Чукотского пояса не объясняет ни того факта, что вулканический пояс «вышел» далеко за пределы зоны сочленения указанных областей, ни факта андезитового вулканизма как важнейшего геологического явления в истории формирования вулканического пояса, ни характера парагенезисов вулканических формаций, возникших на раннем этапе его развития. К этому надо добавить, что палеонтологические и палеофитологические данные свидетельствуют об очень быстром, в масштабах геологического времени — «мгновенном», процессе наложения Охотско-Чукотского пояса на гетерогенный комплекс структур основания (Белый и др., 1965; Белый, 1969; последние результаты полевых работ автора в бассейне р. Пенжины). Очевидно, объяснение этих вопросов находится в непосредственной связи, прежде всего с общей проблемой происхождения андезитов, которая в последнее время является предметом довольно активного обсуждения.

Одни из наиболее распространенных гипотез происхождения андезитов исходят из представлений о дифференциации первичной базальтовой магмы. Так, Г. С. Горшков (1967а) считает, что в образовании андезитов вулканических дуг дифференциация играет роль главного глубинного геологического процесса. В последних работах Ю. М. Шейнманн (1968, 1969) пришел к выводу, что в пределах вулканических дуг, представляющих собой, по его мнению, современные геосинклинали, андезиты возникают вследствие дифференциации первичной базальтовой магмы в термодинамических условиях, свойственных только этому типу структур.

Ко второй группе могут быть отнесены гипотезы о происхождении андезитов путем контаминации базальтовой магмы сиалическим материалом коры (Coats, 1962).

Наконец, достаточно распространены представления о генерации магм среднего состава как об особом самостоятельном процессе, относительно которого высказываются различные мнения. Так, на примере изучения Курильской вулканической дуги Е. К. Мархинин считает, что здесь андезитовая магма выплавляется непосредственно из вещества верхней мантии на глубинах порядка 100 км, в пределах сейсмической зоны, наклоненной в сторону континента. Аналогичное суждение о происхождении андезитов островных дуг недавно высказал Диккинсон (Dickinson, 1968). Возможность непосредственного выплавления андезитов на глубинах 100—150 км доказана экспериментальными работами Грина и Рингвуда (1968).

Ю. А. Кузнецов (1964), анализируя закономерности размещения и развития магматических формаций в различных складчатых областях и системах, показал, что гипотезы дифференциации и контаминации

первичной базальтовой магмы не могут удовлетворительно объяснить прежде всего реальную геологию магматических комплексов, сложенных существенно породами среднего состава. Поэтому Ю. А. Кузнецов допускает, что на определенных этапах развития подвижных областей в нижних частях земной коры возникали зоны активного образования магм среднего состава. К этому следует добавить, что Рингвуд и Грин (1968) и Грин (1968), рассматривая проблему состава континентальной земной коры, в связи с полученными экспериментальными данными, пришли к выводу, что состав нижней части континентальной коры отвечает скорее всего андезиту или кварцевому диориту. В общем к этой же группе представлений относится и гипотеза о возникновении андезитов вследствие плавления основания «корней гор» в периоды складчатости геосинклинальных систем (Тернер, Ферхуген, 1961).

Ю. М. Шейнманн (1968), допуская возможность существования андезитов, выплавливающих в коре, полагает, однако, что эти андезиты связаны с образованием батолитов, т. е. возникают в верхней части коры и являются как бы побочным продуктом гранитоидного магматизма. Рассмотрев модель термодинамических условий в верхних оболочках Земли на современном этапе, Ю. М. Шейнманн полагает, что «самые верхние части мантии (выше волновода) и нижние горизонты континентальной коры стерильны или почти стерильны в отношении выплавления магм» (Шейнманн, 1968, стр. 153). Этот вывод, возможно, справедлив применительно к объектам современного вулканизма, однако его нельзя безоговорочно распространять на все тектонические структуры всех геологических эпох.

Столь различные представления об условиях образования андезитов, вероятно, отражают действительно существующее в природе многообразие форм их происхождения как группы пород, занимающих промежуточное по составу положение между базальтами и гранитами.

Учитывая все изложенное выше, представляется маловероятным, что в происхождении продуктов андезитового вулканизма Охотско-Чукотского пояса могли играть большую роль процессы дифференциации и (или) контаминации базальтовой магмы. С этим не согласуются: а) чрезвычайно широкие, охватившее различные тектонические зоны, ареалы андезитового вулканизма, его, образно говоря, «внезапность» возникновения и длительность развития; б) очень большой объем продуктов андезитового вулканизма при крайне незначительном количестве базальтов; в) четко проявленные различия петрохимических тенденций базальтовых и андезитовых формаций.

Кроме того, различным вариантам гипотез дифференциации и (или) выплавления андезитов на больших глубинах применительно к Охотско-Чукотскому поясу противоречит: а) четко выраженная пространственно-временная и петрологическая взаимосвязь андезитового вулканизма с продуктами корового магматизма (гранитоидными комплексами и игнибритами больших объемов); б) явная зависимость характера парагенезисов магматических формаций (вулканических и плутонических) от типов структур основания, т. е. от типов и стадий развития земной коры; в) примерно одинаковые содержания калия в андезитах внешней и внутренней зон при заметном повышении его содержания на флангах пояса и в Центрально-Чукотском районе.

Наиболее приемлемы представления о плавлении вещества нижней части земной коры как о главном источнике андезитов Охотско-Чукотского пояса, поскольку только при этом получает объяснение распространение андезитового вулканизма на совершенно различные тектонические структуры. Остальные же возражения (другим гипотезам) по существу являются подтверждением наибольшей вероятности именно этого процесса.

Ранее было высказано предположение, что развитие апт-туронского магматизма в Охотско-Чукотском поясе компенсировало резкое ослабление и даже прекращение магматизма в соответствующий промежуток времени в Анадырско-Корякской геосинклинальной системе (Белый, Тильман, 1966). Этот вывод был основан не только на сравнении закономерностей развития Анадырско-Корякской геосинклинальной системы с другими геосинклиналими, но и на учете того факта, что в промежутки времени, предшествующие (поздняя юра — готерив) раннему этапу развития вулканического пояса и за ним последовавшие (первая половина сенона), в Анадырско-Корякской системе происходили довольно интенсивные проявления магматизма геосинклинального типа.

Предположение о компенсационном (по отношению к Анадырско-Корякской системе) характере магматизма раннего этапа развития Охотско-Чукотского пояса подразумевает прежде всего изменение термодинамических условий (вероятно, главным образом перераспределение теплового потока) в связи с максимально проявившейся в этот период контрастностью тектонических движений в зоне сочленения молодой Верхояно-Чукотской складчатой области и развивавшейся Анадырско-Корякской геосинклинальной системы. В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что эти тектонические движения каким-то образом привели к развитию процесса образования глубинных субгоризонтальных сколов на границе кора — верхняя мантия. Эти сколы, распространяясь на значительные площади от зоны сочленения как вкрест, так и вдоль ее простираия, по-видимому, облегчали плавление вещества нижней части коры и может быть отчасти и верхней мантии. О латеральном распространении очагов плавления, по-видимому, можно судить по общему контуру современной структуры Охотско-Чукотского пояса. Механизм возникновения таких тангенциальных зон скалывания автору не ясен. К идее о глубинных тангенциальных нарушениях как ведущем структурном факторе магнообразования в свое время пришел А. В. Пейве (1960). Недавно подобное мнение было высказано при объяснении закономерностей развития неогенового вулканизма Невады (Сагг, 1969).

Кратко изложенная схема возможных глубинных тектонических явлений и предположение о связанном с этим перераспределении интенсивности теплового потока от внутренних (эвгеосинклинальных) зон Анадырско-Корякской системы к зоне сочленения ее с молодой Верхояно-Чукотской складчатой областью достаточно хорошо объясняют как «внезапность» возникновения, так и ареалы распространения андезитового вулканизма Охотско-Чукотского пояса.

Четкий структурный контроль парагенезов, количественных и пространственно-временных соотношений магматических формаций на раннем этапе развития вулканического пояса дает косвенное подтверждение тому, что андезитовый вулканизм был порожден процессами, развивавшимися в самой коре.

Наличие тесных геологических и петрологических связей между продуктами андезитового вулканизма и гранитоидами (охотский комплекс) было показано в работах Е. К. Устиева (1963а, б; 1965). Изложенные в настоящей статье новые данные говорят о существовании различий между гранитоидами внутренней зоны, с одной стороны, и гранитоидами внешней зоны и флангов — с другой, с чем связано широкое развитие во внешней зоне и на флангах вулканического пояса игнимбригов при крайне незначительном распространении их во внутренней зоне. В этом наиболее существенно проявилась зависимость продуктов коровых магм, парагенетически связанных с андезитами Охотско-Чукотского пояса, от глубинных структур его основания: кора в пределах внешней зоны и флангов была уже достаточно консолидированной и, по-видимому, обладала свойствами коры континентального типа, внутренняя же зона сфор-

- геновых эффузивов Северо-Западной Чукотки.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1963, вып. 25.
- Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
- Грин Т. Х.* Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоком давлении.— В сб. «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В сб. «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Некрасов Г. Е.* Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива.— В сб. «Магматизм Северо-Востока СССР». Тезисы докладов Первого северо-восточного петрографического совещания. Магадан, 1968.
- Паракецов К. В.* Северо-Восточное Приколывье в раннемеловую эпоху.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК, проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сперанская И. М.* К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М., «ИЛ», 1961.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А.* Тектоника Северо-Востока СССР.— Труды СВКНИИ, 1969, вып. 33. Магадан.
- Устиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е. К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулcano-плутонических формаций.— В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Устиев Е. К.* О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М.* К проблеме генерации магм.— Сов. геол., 1969, № 2.
- Carr W. J.* Tectonic setting of silicic volcanism in southwestern Nevada, U. S. A. «IAVCEI Sympos. on Volcanoes and their Roots». Oxford, 1969.
- Coats R. R.* Magma type and crystal structure in Aleutian arc.— Crust of Pacific Basin, Geophys. Mon., 1962, 6, N 92.
- Dickinson W. R.* Circum-Pacific andesite types.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 6.

Ю. Д. Недосекин

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТОЗА В ГРАНИТОИДАХ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Изучение геологии и петрологии позднемезозойских гранитоидов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса показывает, что характер и интенсивность проявления процессов послемагматического метасоматоза в интрузивах Охотской гранодиорит-гранитной формации неодинаковы. Выделяются два типа метасоматоза: автометасоматоз, начинающийся непосредственно после кристаллизации пород и характеризующийся площадным развитием в гранитоидах, и наложенный метасоматоз (аллометасоматоз), связанный с поступлением по зонам высокотемпературных растворов из глубинных источников и интенсивным метасоматическим преобразованием пород вдоль этих зон вне зависимости от их первоначального состава.

Особенности проявления послемагматического высокотемпературного метасоматоза рассматриваются на примере изученных автором Нют-Ульбейского и Охото-Кухтуйского гранитоидных массивов. Первый из

них, являющийся одним из наиболее крупных гранитоидных массивов Охотско-Чукотского вулканического пояса, занимает обширную площадь в междуречье Ульбея — Иня. Он приурочен к зоне глубинного разлома восточного ограничения Охотского срединного массива и протягивается в меридиональном направлении на расстояние около 100 км. Охото-Кухтуйский массив расположен в северной части Охото-Кухтуйского междуречья. Оба интрузива относятся к гранодиорит-гранитной формации внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. В формировании интрузивов отчетливо выделяются две одновременные фазы (комплексы). К первой относятся интрузивы преимущественно гранодиоритового состава раннемелового (апт — альб) возраста, вторая фаза представлена интрузивами биотитовых гранитов позднемелового возраста. Небольшие тела пород основного состава (габбро, габбро-нориты, габбро-диориты), ранее относившиеся к первой фазе формирования охотских интрузивов, вероятно, являются продуктами ранней стадии кристаллизации гранодиоритовых интрузивов.

АВТОМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

В породах первой раннемеловой фазы формирования интрузивов — гранодиоритах, кварцевых диоритах и плагиогранитах, процессы послемагматического автометасоматоза проявлены очень слабо. Лишь изредка наблюдается развитие мусковита и окварцевание пород.

В биотитовых гранитах позднемелового возраста, а также в лейкократовых и аплитовидных разновидностях автометасоматические изменения отмечаются во всех изученных интрузивах. Они выражаются в площадном развитии микроклинизации и альбитизации ранней щелочной стадии при угнетенном проявлении в краевых и апикальных частях интрузивов грейзенизации более поздней стадии кислотного выщелачивания. Характерной особенностью метасоматически измененных гранитов является незавершенность метасоматических процессов, постоянное присутствие реликтовых первично-магматических минералов (олигоклаза, ортоклаза, биотита) и значительные колебания количественного минерального состава.

Структурные взаимоотношения минералов позволяют проследить последовательность метасоматического преобразования рассматриваемых гранитоидов. Наиболее ранняя и широко проявленная микроклинизация в биотитовых гранитах характеризуется образованием порфиридных выделений (1,5—2,5 см) и ксеноморфных зерен микроклина, содержащих в виде реликтов альбит-олигоклаз, ортоклаз, биотит, кварц. Включения альбит-олигоклаза, как правило, сильно резорбированы и расположены «пятнами» с образованием остаточного пертита замещения (рис. 1). Вокруг зерен ортоклаза, включенных в микроклин, отмечается альбитовая оторочка. Сравнение структурно-оптических свойств порфиробласт микроклина и первично-магматического ортоклаза показывает существенные различия их по величине угла оптических осей и степени триклинности (табл. 1).

Метасоматический микроклин характеризуется более упорядоченным структурным состоянием ($-2V=72-77^\circ$; $\Delta\rho=0,65-0,8$) и, по классификации А. С. Марфунина (1962), относится к промежуточному микроклину. Микроклиновая решетка иногда довольно отчетливая, но чаще отсутствует. Измерение угла оптических осей решетчатого микроклина обычным ортоскопическим методом показывает максимальные значения $-2V=86-90^\circ$. Первично-магматический калинатровый полевой шпат имеет более низкую степень упорядоченности ($-2V=67-68^\circ$; $\Delta\rho=0,0-0,3$) и относится к промежуточному моноклинному и триклин-



Рис. 1. Реликты олигоклаза в микроклине. Шлиф, николи \times , увел. 150

ному ортоклазу (рис. 2). По сравнению с последними микроклин характеризуется более высоким содержанием рубидия (рис. 3) и соответственно низкими отношениями калия к рубидию (см. табл. 1), что связано с накоплением рубидия в остаточных растворах (Беус и др., 1962). Все это однозначно определяет метасоматический генезис порфиробласт микроклина.

Характер взаимоотношения микроклина с альбитом свидетельствует о более позднем проявлении процессов альбитизации и позволяет выделить четыре морфологических типа альбита: пертит замещения, «каемочный», межгранулярный и «шахматный». Ветвистые и жилковидные пертиты замещения постоянно отмечаются в микроклинах и обычно приурочены к плоскостям спайности или двойниковым швам (рис. 4). По составу альбит этого типа содержит не более 4—5% аноритовой составляющей. Довольно часто альбит того же состава образует каймы различной ширины вокруг олигоклаза и микроклина. При этом каемки альбита вокруг микроклина и альбит-олигоклаза имеют как единую оптическую ориентировку, так и блоковое строение. Межгранулярный полисинтетически сдвойникованный альбит № 5—8 в виде «гребенчатых» форм наблюдается на стыке зерен калинатровых полевых шпатов или последних с олигоклазом. В участках интенсивного развития натриевого метасоматоза отмечается пятнистое замещение отдельных зерен микроклина с образованием «шахматного» альбита. Альбит всех морфологических типов содержит мирмецитовые вроски кварца, образование которых связано с выделением избыточного кремнезема при замещении калинатрового полевого шпата в условиях понижающейся щелочности растворов (Коржинский, 1953; Перчук, 1964).

Резко подчиненную роль в метасоматическом преобразовании гранитов играют процессы грейзенизации, которые выражаются в появлении новообразований мусковита и кварца в апикальных участках интрузивов. Мусковит является более поздним минералом по отношению к промежуточному микроклину и развивается по трещинкам спайности в последнем. Нередко можно наблюдать обрастание биотита мелкочешуйчатым серицитом. Кроме того, мусковит встречается в самостоятельных пластинках и розетковидных агрегатах, выполняющих межзерновые простран-

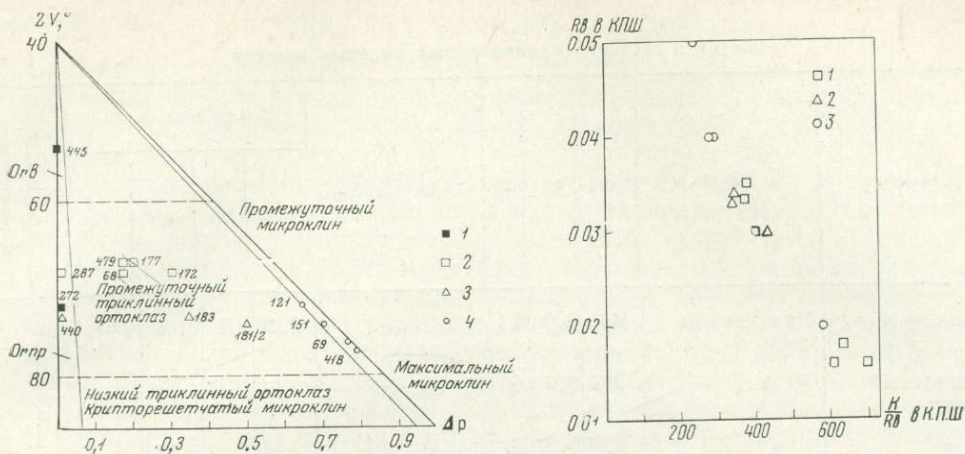


Рис. 2. Диаграмма — степень триклинности — $2V$ каликатровых полевых шпатов (Марфуни, 1962)
Полевые шпаты: 1 — первично-магматические из гранодиоритов и аплитов; 2 — первично-магматические из гранитов; 3 — метасоматические из кварц-полевошпатовых пород; 4 — автосоматические

Рис. 3. Диаграмма соотношений содержания рубидия и калия в каликатровых полевых шпатах
Полевые шпаты: 1 — первично-магматические; 2 — метасоматические из кварц-полевошпатовых пород; 3 — автосоматические

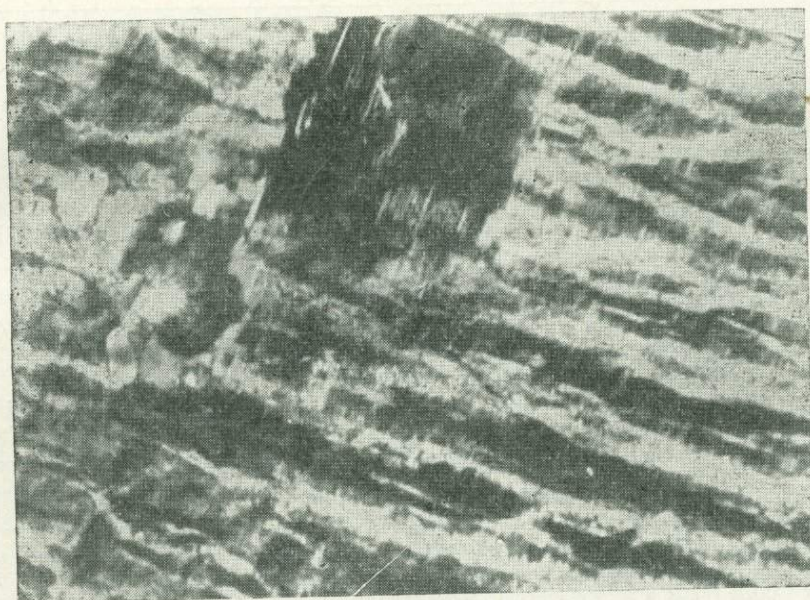


Рис. 4. Жилковидный пертит замещения в решетчатом микроклине. Шлиф; николи \times , увел. 150

ства. Метасоматический кварц образует округлой формы зерна или врастает в микроклин с образованием микропегматитовой структуры.

Последовательность проявления процессов послемагматического площадного автосоматоза в биотитовых гранитах изученных интрузивов: микроклиннизация → альбитизация → грейзенизация. Эта последовательность согласуется с общими закономерностями проявления послемагматических метасоматических процессов в гранитоидах (Коржинский, 1956, 1957; Беус и др., 1962).

Состав и свойства калинатовых полевых шпатов

| Порода | Массив | №обр. | Δγ | 2V | Структурно-оптический тип | Содержание (в %) | | | | K/Rb | Типы калинатовых полевых шпатов |
|--------------------------------|------------------|-------|------|----|-----------------------------------|------------------|------|---------|---------|------|---------------------------------|
| | | | | | | K | Na | Rb | Cs | | |
| Гранодиорит | Нют-Ульбейский | 445 | 0,0 | 54 | Высокий ортоклаз | 12,10 | 1,75 | 0,03 | He обн. | 403 | Магматические |
| Биотитовый гранит | То же | 287 | 0,0 | 68 | Промежуточный ортоклаз | 12,70 | 1,47 | He обн. | То же | — | |
| То же | » | 479 | 0,17 | 67 | Промежуточный триклинный ортоклаз | 12,80 | 1,41 | 0,035 | • | 366 | |
| » | » | 68 | 0,17 | 68 | То же | 11,28 | 2,26 | 0,018 | • | 626 | |
| » | » | 177 | 0,20 | 67 | » | 11,10 | 2,37 | 0,016 | • | 694 | |
| » | » | 172 | 0,30 | 68 | » | 9,75 | 3,13 | 0,016 | 0,003 | 609 | |
| Аплитовидный гранит | » | 272 | 0,0 | 72 | Промежуточный ортоклаз | 12,18 | 1,28 | 0,033 | He обн. | 369 | |
| Биотитовый гранит | Нют-Ульбейский | 69 | 0,77 | 76 | Промежуточный микроклин | 11,80 | 1,72 | 0,04 | 0,002 | 295 | Метасоматические |
| Лейкократовый гранит | То же | 121 | 0,65 | 72 | То же | 11,80 | 1,50 | 0,05 | 0,001 | 236 | |
| Биотитовый гранит | Охото-Кухтуйский | 151 | 0,71 | 74 | » | 11,75 | 1,51 | 0,04 | 0,002 | 294 | |
| То же | То же | 418 | 0,80 | 77 | Промежуточный ортоклаз | 11,60 | 1,61 | 0,02 | 0,001 | 580 | |
| Гранодиорит | Нют-Ульбейский | 440 | 0,0 | 73 | Промежуточный триклинный ортоклаз | 11,50 | 1,51 | 0,034 | 0,003 | 338 | |
| Кварц-ортоклазовый метасоматит | То же | 183 | 0,34 | 74 | То же | 11,05 | 2,06 | 0,033 | He обн. | 335 | |
| Окварцеванный гранит | » | 181/2 | 0,50 | 75 | » | 12,95 | 1,47 | 0,03 | То же | 431 | |

Величина угла оптических осей измерялась коноскопическим методом в толстых ориентированных шлифах. Степень триклинности определялась на порошкограммах по отражениям (131) и (131). Порошкограммы сняты в рентгеновской лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР на дифрактометре УРС-50И с железным анодом 20-13—22°. Внутренний стандарт NaCl.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ В ЗОНАХ НАЛОЖЕННОГО МЕТАСОМАТОЗА

Процессы наложенного метасоматоза с образованием кварц-полевошпатовых метасоматитов наиболее отчетливо проявлены в гранитоидных интрузивах, локализующихся в зонах долгоживущих глубинных разломов.

Обогащенные калинатовым полевым шпатом породы с феррогастингситом, отвечающие по количественному минеральному составу граносиенитам, широко распространены в западной части Нют-Ульбейского интрузива, а также в Охото-Кухтуйском интрузиве. Эти породы при геологическом картировании иногда выделяются в качестве самостоятельного, более позднего по отношению к биотитовым гранитам интрузивного комплекса. Детальное изучение взаимоотношений этих пород с вмещающими гранитоидами, их петрографического состава и петрохимических особенностей, а также состава и свойств порообразующих минералов показывает, что эти «граносиениты» образовались в результате изменения гранитоидов процессами наложенного высокотемпературного послемагматического метасоматоза. Особенности этих метасоматитов рассматриваются ниже на примере Нют-Ульбейского и Охото-Кухтуйского гранитных массивов.

Геологическое положение кварц-полевошпатовых метасоматитов определяется приуроченностью их к Ульбейской зоне глубинного разлома, активизация которого способствовала проникновению послемагматических растворов. Они слагают линейно-вытянутые тела, в основном субмеридионального и реже северо-западного направления на правобережье р. Ульбея, шириной от 10 до 500 м и более. Пространственное размещение кварц-полевошпатовых метасоматитов в пределах гранитных массивов не зависит от формы интрузива, характера контакта с вмещающими породами и удаления от него. С гранодиоритами метасоматиты имеют резкий контакт, а с биотитовыми гранитами поздней фазы формирования интрузивов метасоматиты связаны постепенными переходами и отчетливыми контактными взаимоотношениями. В последнем случае в зоне контакта развиты кварц-ортоклаз-альбитовые и кварц-мусковитовые жилы мощностью от 0,5 до 2,0 м и многочисленные мономинеральные кварцевые прожилки мощностью от 0,5 до 1 см. В узлах пересечения разломов субмеридионального и северо-западного направления в участках метасоматитов зоны грейзенизации чередуются со среднезернистыми и мелкозернистыми калишпатизированными и альбитизированными гранитами, общая мощность которых достигает 200 м. Зоны окварцевания субмеридионального направления в толщах эффузивов кислого состава наблюдались нами по руч. Скалистому — левому притоку р. Ульбея.

Кварц-ортоклазовые метасоматиты характеризуются непостоянным количественным минеральным составом, изменяющимся в следующих пределах: реликтовый альбит-олигоклаз — 0—15%; альбит — 10—17%; ортоклаз — 40—60%; кварц — 20—31%; биотит — 0—2%; амфибол — 0—2%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, ортитом, сфеном, флюоритом, апатитом, торитом, монацитом. Аналогичный состав имеют метасоматиты в поле развития биотитовых гранитов в Охото-Кухтуйском массиве.

Исходя из структурных взаимоотношений минералов в этих породах намечается последовательная смена калишпатизации альбитизацией и грейзенизацией. Интенсивность проявления того или иного процесса в различных участках метасоматитов неодинакова. При переходе от более глубинных к менее глубинным частям интрузивов отмечается более широкое развитие альбитизации, которая выражается в уменьшении содержания ортоклаза и увеличении альбита. Процесс калиевого метасоматоза сопровождается замещением первично-магматического олигоклаза ортоклазом, который образует ксеноморфные зерна размером 0,5—1,0 см.

Химический состав амфиболов (в вес. %)

| Компоненты | 1 | | 2 | | Компоненты | 1 | | 2 | |
|--------------------------------|-------|--|-------|--|-------------------------------|-------|--|--------|--|
| | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 42,37 | | 39,50 | | H ₂ O | 2,03 | | 3,64 | |
| TiO ₂ | 0,86 | | 1,36 | | F | 0,85 | | 0,78 | |
| Al ₂ O ₃ | 6,58 | | 8,45 | | P ₂ O ₅ | 0,09 | | — | |
| Fe ₂ O ₃ | 9,92 | | 7,09 | | Сумма | 99,91 | | 100,00 | |
| FeO | 19,29 | | 21,02 | | Поправка на F ₂ | 0,36 | | 0,33 | |
| MnO | 1,13 | | 1,12 | | Сумма | 99,55 | | 99,67 | |
| MgO | 3,90 | | 4,62 | | | | | | |
| CaO | 9,62 | | 8,96 | | | | | | |
| Na ₂ O | 2,14 | | 1,93 | | | | | | |
| K ₂ O | 1,13 | | 1,53 | | | | | | |

1 — феррогастингит из метасоматитов Нют-Ульбейского массива, аналитик З. Ф. Паринава;

2 — феррогастингит из метасоматитов Охото-Кухтуйского массива, аналитик З. Ф. Паринава.

Таблица 3

Химический состав метасоматически измененных пород Нют-Ульбейского массива (в вес. %)

| Компоненты | 180 | 166 | 159 | 456 | 180/6 | 180/2 | 181 2 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 75,40 | 77,18 | 74,38 | 74,45 | 73,86 | 75,46 | 84,10 |
| TiO ₂ | Не обн. | Не обн. | 0,11 | 0,10 | 0,23 | 0,06 | Не обн. |
| Al ₂ O ₃ | 12,28 | 10,94 | 12,57 | 13,47 | 13,23 | 13,04 | 8,02 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,17 | 0,31 | 1,16 | 0,55 | 0,06 | 0,21 | Не обн. |
| FeO | 1,79 | 1,34 | 1,26 | 0,93 | 3,14 | 1,43 | 1,34 |
| MnO | 0,15 | Не обн. | 0,03 | 0,06 | 0,13 | 0,10 | Не обн. |
| MgO | 0,52 | 0,60 | 0,31 | Не обн. | 0,53 | 0,15 | . |
| CaO | 1,28 | 0,42 | 0,45 | 0,57 | 1,42 | 1,57 | 0,57 |
| Na ₂ O | 4,65 | 4,54 | 4,88 | 4,69 | 5,71 | 6,17 | 2,52 |
| K ₂ O | 3,14 | 4,04 | 4,48 | 4,21 | 1,44 | 0,80 | 3,44 |
| H ₂ O ⁺ | 0,88 | 0,32 | 0,67 | 0,31 | 0,44 | 0,42 | 0,37 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | Не обн. | 0,08 | 0,25 | Не обн. | Не обн. | 0,05 |
| CO ₂ | Не обн. | 0,18 | Не обн. | 0,46 | 0,18 | . | Не обн. |
| Rb ₂ O | . | 0,01 | 0,024 | Не обн. | Не обн. | . | 0,008 |
| Cs ₂ O | . | Не обн. | Не обн. | . | . | . | Не обн. |
| F | — | — | 0,06 | — | — | — | — |
| Сумма | 100,31 | 99,88 | 100,46 | 100,05 | 100,37 | 99,41 | 100,41 |
| Поправка на F ₂ | — | — | 0,03 | — | — | — | — |
| Сумма | 100,31 | 99,88 | 100,43 | 100,05 | 100,37 | 99,41 | 100,41 |

180 — слабо измененный биотитовый гранит, аналитик Л. Н. Цабул; 166, 159, 456 — кварц-ортоклазовый метасоматит, аналитики Л. Н. Цабул, З. Ф. Паринава; 180/1 — альбитизированный гранит, аналитик Л. Н. Цабул; 180/2 — кварц-ортоклаз-альбитовая зона, аналитик Л. Н. Цабул; 181/2 — окварцованный гранит, аналитик Л. Н. Цабул.

Включения альбит-олигоклаза в калинатровом полевоом шпате дезинтегрируются и постепенно переходят в веретенообразные пертиты. Последние рассекаются более поздним жилковидным пертитом замещения. Заключенные внутри ортоклаза резорбированные кристаллы альбит-олигоклаза по трещинкам спайности замещаются феррогастингситом и сфеном. По оптическим свойствам (см. табл. 1) ортоклаз относится к промежуточному триклинному ортоклазу ($-2V=74,75^\circ$; $\Delta\rho=0,3-0,5$), занимая среднее положение между магматическим и автотметасоматическим калинатровым полевым шпатом в биотитовых гранитах. Более низкую степень триклинности имеет ортоклаз в метасоматитах, локализующихся среди гранодиоритов ($2V=-73$; $\Delta\rho=0,0$). Ортоклаз на стыке с кварцем, содержит неправильные, часто округлой формы зерна последнего.

В процессе калиевого метасоматоза при участии в реакциях с щелочными растворами первично-магматического биотита, магнетита и ильменита образуется феррогастингсит. В кварц-ортоклазовых метасоматитах он присутствует в виде ксеноморфных зерен размером до 2—3 мм, выполняя межзерновые пространства, часто образует кучные скопления в ассоциации с магнетитом и сфеном. Феррогастингсит отчетливо плеохроирует в сине-зеленых тонах и характеризуются следующими оптическими свойствами: $c:Ng=12-15^\circ$; $2V_{Nd}=44-66^\circ$; $Ng'=1,699$; $Np'=1,673$. Общая железистость, по данным химического анализа, 80,2 мол. %.

Результаты химического анализа феррогастингситов из метасоматитов Нют-Ульбейского и Охото-Кухтуйского массивов приведены в табл. 2.

В метасоматитах Охото-Кухтуйского массива феррогастингсит (общая железистость $f'=76,8$ мол. %) образует сростания с зеленоватым биотитом, имеющим следующий химический состав (в %): обр. 236^a: $SiO_2=34,64$; $TiO_2=3,02$; $Al_2O_3=12,07$; $Fe_2O_3=8,53$; $FeO=23,17$; $MnO=0,57$; $MgO=5,44$; $CaO=0,63$; $Na_2O=0,66$; $K_2O=8,40$; $Li_2O=0,11$; $Rb_2O=0,097$; P_2O_5 —не обн.; $H_2O^+=3,76$, F—0,10; CO_2 —не обн.; сумма—100,60. Поправка на $F_2=0,04$, сумма—100,56 (аналитик Г. Т. Матросова). Общая железистость биотита $f=76,2$; $K_{Al}=17,3$.

Взаимоотношения амфибола и биотита свидетельствуют о близко одновременном их выделении из растворов, но кристаллизация биотита закончилась несколько позже.

Более поздняя по отношению к калишпатизации альбитизация характеризуется широким развитием альбита в виде пертитов замещения, межгранулярных зерен и каемочных блоковых обрастаний ортоклаза и альбит-олигоклаза. Содержание анортитовой составляющей колеблется от 2 до 6%. На стыке с ортоклазом в альбите часто встречаются мирмецитовые вроски кварца, что свидетельствует о выделении их при замещении ортоклаза альбитом (Коржинский, 1953). В кварц-ортоклаз-альбитовых жилах зоны экзоконтакта альбит выполняет основную массу породы и представлен крупными выделениями размером до 3—4 мм, состоящими из блоков полисинтетически сдвойникованных кристаллов шахматного облика, в которых часто содержатся включения калинатрового полевого шпата и кварца.

В конце ранней щелочной стадии в обстановке общего снижения щелочности образуются сфен и флюорит, которые выполняют межгранулярные пространства, а также трещинки спайности в ортоклазе.

Локальное развитие имеют процессы грейзенизации заключительной стадии наложенного метасоматоза. Они выражаются в обильном окварцевании и местами в мусковитизации метасоматитов.

Проследить изменение состава гранитоидов в процессе метасоматоза трудно, так как повсеместно в метасоматически измененных породах ранние минералы не полностью замещены более поздними. Поэтому сравнение приведенных в табл. 3 химических составов метасоматически измененных гранитов позволяет говорить только об общей направленности процессов наложенного метасоматоза. Для наглядного представления о

привносе — выносе компонентов химические анализы были пересчитаны по кислородному методу Т. Барта.

Обр. 180: $K_{48}Na_{107}Ca_{11}Mg_6Fe_{12}^{2+}Fe_{1.5}^{3+}Al_{172}Ti_0Si_{1192}$.

Обр. 166: $K_{62}Na_{106}Ca_4Mg_7Fe_9^{2+}Fe_3^{3+}Al_{155}Ti_0Si_{1236}$.

Обр. 159: $K_{69}Na_{133}Ca_4Mg_3Fe_9^{2+}Fe_{10}^{3+}Al_{177}Ti_1Si_{1173}$.

Обр. 456: $K_{65}Na_{110}Ca_5Mg_0Fe_6^{2+}Fe_6^{3+}Al_{190}Ti_1Si_{1195}$.

Обр. 180/1: $K_{22}Na_{133}Ca_{12}Mg_6Fe_{21}^{2+}Fe_1^{3+}Al_{188}Ti_3Si_{1188}$.

Обр. 180/2: $K_{13}Na_{144}Ca_{13}Mg_2Fe_{10}^{2+}Fe_1^{3+}Al_{184}Ti_0Si_{1208}$.

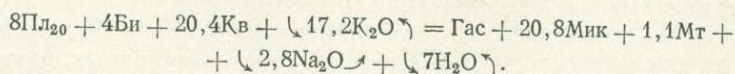
Обр. 181/2: $K_{53}Na_{56}Ca_5Mg_0Fe_9^{2+}Fe_0^{3+}Al_{112}Ti_0Si_{1341}$.

Анализ этих данных показывает, что в процессе формирования кварц-ортоклазовых метасоматитов происходил привнос калия, натрия, трехвалентного железа и вынос кальция, магния, двухвалентного железа при инертном поведении кремния и алюминия. Повышение содержания натрия отражает наложение на раннюю калишпатизацию более поздней альбитизации. Значительный привнос натрия и вынос калия при незначительном увеличении содержания алюминия и кальция отмечается при образовании кварц-ортоклаз-альбитовых прожилков. Процесс окварцевания и мусковитизации сопровождается интенсивным привносом кремния и выносом почти всех других компонентов, за исключением калия, содержание которого по отношению к альбитизированным породам повышается.

Появление флюорита в кварц-ортоклазовых метасоматитах и полное отсутствие его в биотитовых гранитах и грейзенизированных породах свидетельствует о том, что фтор привносился растворами в раннюю щелочную стадию.

Таким образом, инертное поведение кремнекислоты и привнос калия при образовании основной фациальной разновидности метасоматитов согласуется с данными о структурных взаимоотношениях минералов, свидетельствующими о наиболее раннем проявлении процессов микроклинизации в ходе наложенного послемагматического метасоматоза в условиях высокой активности K_2O . С этим связано замещение первично-магматического альбит-олигоклаза промежуточным триклинным ортоклазом. Относительно низкая степень триклинности и упорядоченности последнего (см. рис. 2) по сравнению с автометасоматическими порфиробластами микроклина в биотитовых гранитах может объясняться тем, что наложенный метасоматоз, в отличие от автометасоматоза, обусловливался более высокотемпературными растворами, поступавшими в сильно охлажденные породы, вероятно, из глубинного источника. Проявления калиевого метасоматоза не ограничивались замещением плагиоклаза и сопровождалась разложением биотита с образованием феррогастингсита. Образование последнего в субщелочных гранитах и граносиенитах обычно связывается как с магматической стадией (Кузьменко и др., 1965; Коваленко, Пополитов, 1970), так и с послемагматическими процессами преобразования гранитоидов (Перчук, 1964; Рудник и др., 1970).

В метасоматитах, развивающихся по гранитоидам изученных охотских интрузивов, феррогастингсит образуется вместо ассоциации плагиоклаза и биотита при микроклинизации гранитов по следующей реакции:



Высокая активность калия в раннещелочную стадию наложенного метасоматоза связана с поступлением первично обогаченных калием высокотемпературных растворов из глубинных источников по зоне Ульбей-

ского регионального разлома, активизированного в послемагматическую стадию.

Процесс микроклиннизации гранитов, как это хорошо видно из приведенной выше реакции, сопровождался обогащением растворов натрием, что в дальнейшем приводило к образованию пертитов замещения и межгранулярного альбита. Широкое развитие альбита в кварц-ортоклаз-альбитовых прожилках, расположенных в экзоконтакте кварц-ортоклазовых метасоматитов, обусловлено понижением щелочности не только за счет взаимодействия растворов с вмещающими гранитоидами, но и в результате резкого снижения температуры и давления. Изменение давления и температуры на фронте замещения в зонах повышенной проницаемости обусловило повышение активности кислотных компонентов в растворах с образованием маломощных кварц-мусковитовых и монокварцевых прожилков.

Особенности проявления наложенного метасоматоза заключаются в интенсивном проявлении калишпатизации, вследствие поступления богатых калием растворов из глубинных источников; в четком контроле пространственного положения кварц-ортоклазовых метасоматитов зонами глубинных разломов; в явно наложенном характере метасоматических процессов на гранитоиды разных интрузивов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М., «Наука», 1970.
- Коржинский Д. С. Очерки метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах.— Геохимия, 1956, № 7.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Кузьменко М. В., Акелин И. А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., «Наука», 1965.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестана — Алая. М., «Наука», 1964.
- Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.— В кн. «Проблемы метасоматизма». М., «Недра», 1970.

■

А. Ш. Ганеев

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Позднемеловые эффузивы основного и среднего состава, а также пространственно и генетически связанные с ними экструзивы, интрузивы и дайки изучались в бассейне р. Уяндина (северо-восточная Якутия). Магматические образования этого района приурочены к зоне сочленения Селенняхского окраинного горст-антиклинория Колымского срединного массива с Туостахским антиклинорием мезозойского складчатого обрамления срединного массива (рис. 1). Селенняхский горст-

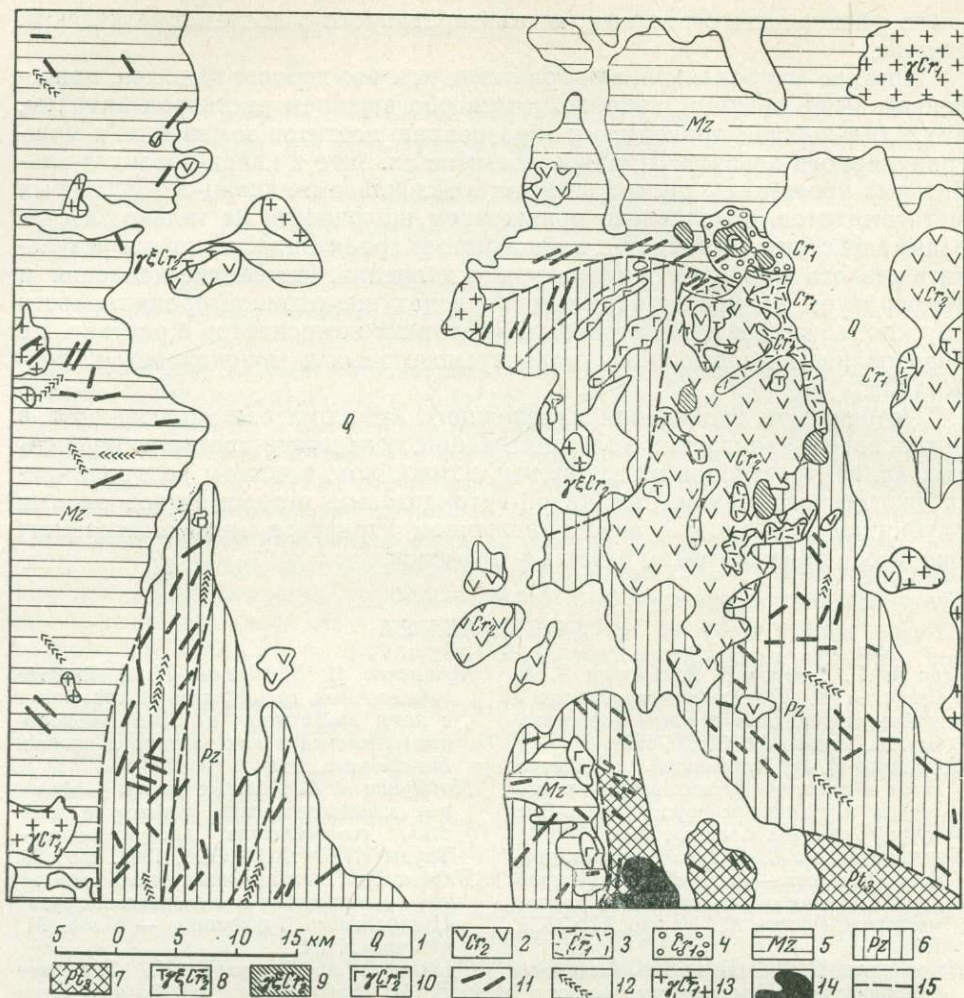


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Селенгинского края

- | | |
|--|---|
| 1 — четвертичные отложения; | 9 — верхнемеловые субвулканические и экструзивные тела монзонитов и монзонит-порфиры; |
| 2 — верхнемеловые эффузивы; | 10 — верхнемеловые интрузивы габбро-диабазов и диабазов; |
| 3 — нижнемеловые туфогенно-осадочные породы; | 11 — верхнемеловые дайки долеритов, диабазов, базальтов, андезитов, сиенит- и монзонит-порфиры; |
| 4 — нижнемеловые липариты и туфы; | 12 — верхнемеловые дайки лампрофиров; |
| 5 — мезозойские терригенные отложения; | 13 — нижнемеловые гранитоиды; |
| 6 — палеозойские карбонатные отложения; | 14 — палеозойские габбро и пироксениты; |
| 7 — верхнепротерозойские метаморфические породы; | 15 — главные разломы |
| 8 — верхнемеловые субвулканические тела и экструзии граносиенитовых порфиритов и трахитов; | |

антиклинорий сложен палеозойскими карбонатными отложениями и метаморфическими породами верхнего протерозоя, а Туостахский антиклинорий — терригенными мезозойскими отложениями верхоянского комплекса. Граница между этими структурными элементами проходит по зоне глубинного разлома, контролирующей размещение магматических образований района.

Позднемеловой возраст магматических образований установлен геологическими наблюдениями и данными калий-аргоновых определений. Эффузивы основного и среднего состава залегают на размытой по-

верхности вулканогенно-осадочных отложений с флорой апт-альбского возраста и на раннемеловых липаритах (р. Дьахтардаах). В бассейне р. Тыл они часто перекрывают раннемеловые биотитовые граниты. Дайки мончикитов, долеритов, андезитов и трахиандезитов секут раннемеловые интрузивы гранитоидов и часто содержат их ксенолиты. Субвулканические интрузивы и дайки монзонитов и монзонит-порфиров секут и метаморфизуют раннемеловые вулканогенно-осадочные образования и липариты в верховьях р. Тирехтээх.

Абсолютный возраст андезитовых и трахиандезитовых порфиритов от 128 до 84 млн. лет (пять определений), керсантитов — от 127 до 94 млн. лет (пять определений), монзонитов от 97 до 85 млн. лет (три определения), сиенит-порфиров порядка 100—99 млн. лет, долеритов и мончикитов (четыре определения) от 90 до 60 млн. лет, трахиандезитов (семь определений) от 113 до 6 млн. лет.

К этому же верхнемеловому комплексу нами отнесены и плитообразные интрузивные тела габбро-диабазов и диабазов в бассейне рек Дьахтардааха и Калгына, которые ранее считались позднеюрскими. Основанием для этого послужили следующие данные: они секут и метаморфизуют терригенные верхнеюрские отложения Калгынской наложенной впадины; пространственно эти тела локализованы в тех же структурах, что и верхнемеловые дайки, явно являющиеся корнями эффузивов; химический и минеральный их состав идентичен составу верхнемеловых основных даек и базальтов; элементы-примеси и акцессорные минералы в этих породах и дайках базальтов также сходны. Заслуживает упоминания факт отсутствия галек габбро-диабазов и диабазов в конгломератах нижнемеловой вулканогенно-осадочной толщи, в которой содержатся гальки раннемеловых гранитоидов (Некрасов, 1962).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ И СОСТАВА ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ЭФФУЗИВОВ

Позднемеловые эффузивы залегают в виде перемежающихся потоков и покровов базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов, трахиандезитовых базальтов, трахиандезитов, трахитов, обладающих плитчатой, реже шаровой и столбчатой отдельностью. Они развиты преимущественно в пределах выходов палеозойских, реже мезозойских отложений в виде разобщенных друг с другом полей площадью от 0,5 до 400 км² (см. рис. 1). Под небольшим углом (8—20°), иногда даже горизонтально они залегают на размытой поверхности пород различного возраста. Так, на левобережье р. Уяндины эффузивы лежат на размытой поверхности нижнемеловых туфогенно-осадочных пород, содержащих остатки флоры апт-альбского облика, или перекрывают здесь раннемеловые липариты и гранитоиды. Элементы залегания эффузивов быстро изменяются даже на небольшом расстоянии. Поэтому выдержанные линейные складки практически отсутствуют. Наклонное залегание эффузивов И. Я. Некрасов (1962) объясняет неровностями подстилающего эрозионного рельефа, иногда деформациями, вызванными процессами вулканизма.

Видимая мощность обособленных покровов и потоков колеблется от первых десятков метров до 460 м, а суммарная мощность эффузивов достигает 300—670 м. Излияние происходило, по-видимому, из вулканических аппаратов трещинного типа, о чем свидетельствуют почти полное отсутствие туфов, изменение состава пород на небольшом расстоянии по падению и простиранию, залегание на одинаковых гипсометрических уровнях эффузивов разного состава, а также наличие протяженных даек, являющихся корнями этих потоков и покровов и распадающихся вблизи полей эффузивов. Разломы, контролирующие

размещение позднемеловых вулканических образований, имеют северо-восточное, субмеридиональное и северо-западное простирание.

Наиболее полно разрезы эффузивов представлены в пределах Дьхатардаахского поля, где встречаются все упомянутые разности пород. Е. М. Шестеренкин (1963) считает, что состав позднемеловых лав в этом поле изменяется во времени от кислых к основным разностям. Однако схема Е. М. Шестеренкина нашими и другими последующими работами (А. А. Замараев, А. В. Дорофеев и др.) не подтвердилась.

В основании Дьхатардаахского поля залегают базальты и андезитобазальты, которые выше по разрезу сначала сменяются андезитами, а затем трахитами, причем основные и средние породы секутся экстрезивными образованиями сиенит-порфиров и трахитовых порфиров. Изучение разрезов позволяет наметить следующую последовательность излияния лав: базальты (мощность 10—280 м) → андезитобазальты (30—170 м) → трахибазальты (30—190 м) → трахиандезитовые базальты (10—220 м) → трахиандезиты (40—460 м) → трахиты (20—60 м). Исходя из этой последовательности, в ходе эволюции позднемелового вулканизма имела место смена состава лав от основных к более щелочным и более кислым разностям. Эти представления хорошо подтверждаются рядом конкретных разрезов. Так, в бассейне р. Быллаат отчетливо видно, что трахиандезиты частично перекрыты трахитами, а в бассейне р. Нонгонджи трахиандезиты, по данным О. Г. Эпова, секутся и метаморфизуются штоком сиенит-порфиров. Аналогичные взаимоотношения пород имеют место и в Дьхатардаахских и Хара-Сисских горах (Шестеренкин, 1962; Некрасов, 1962), где субвулканические интрузивы монзонитов и монзонит-порфиров рассечены дайками граносиенит-порфиров.

Подобная смена состава верхнемеловых пород, от основных к более кислым, описана Э. А. Ефременко и В. Е. Абелем для бассейна р. Яны. Она, вероятно, является закономерной для позднемелового этапа магматической деятельности мезозойд Северо-Востока СССР.

По химическому составу базальты и андезитобазальты относятся к известково-щелочным, а трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиандезиты и трахиты — к щелочно-известковым типам пород. Известково-щелочные породы характеризуются преобладанием натрия над калием, а щелочно-известковые — более высоким содержанием калия и относительно низким — натрия. Таким образом, наблюдается смена более ранних натриевых пород более поздними калиевыми. Одновременно имеет место и повышение общей их щелочности и кислотности.

На более раннее образование натриевых разностей пород по отношению к калиевым указывали многие исследователи и сопредельных районов (Оболенский, Оболенская, 1968).

Ниже приводится краткое петрографическое описание важнейших разностей позднемеловых эффузивных пород.

Базальты и андезитобазальты обычно залегают в основании Дьхатардаахского поля эффузивов, или образуют небольшие (сотни квадратных метров — первые квадратные километры) разобщенные поля в верхнем течении р. Инач и бассейна р. Быллаат. В последнем случае они, вероятно, являются реликтами более обширного поля эффузивов. Внешне — это темно-серые, черные, иногда с буроватым оттенком порфиновые породы с афанитовой основной массой. Нередко краевые и верхние части отдельных потоков имеют пористую и миндалекаменную текстуру.

Структура базальтов и андезитобазальтов порфировая, основной массы — интерсертальная, микродолеритовая, пилотакситовая, иногда витрофировая. Вкрапленники в базальтах и андезитобазальтах составляют 3—20% и представлены плагиоклазом № 45—80, пироксеном,

оливином, иногда биотитом (размер листочков 1—3 мм). В основной массе, кроме стекла, отмечаются пироксен, оливин, лейсты плагиоклаза № 32—45, листочки биотита размером 0,1—0,8 мм. Акцессорные минералы — ильменит, магнетит, апатит, постмагматические — хлорит и анальцит. В миндалекаменных разностях пород миндалины сложены карбонатом, халцедоном, цеолитами.

Трахибазальты встречаются только в Дыхтардаахском эффузивном поле и представлены черными, темно-серыми с буроватым оттенком порфировыми породами с плотной, иногда пористой и миндалекаменной основной массой. Вкрапленники в них составляют 3—20% и сложены пироксеном, плагиоклазом № 68—74 и зернами оливина размером 1—3 мм.

Трахиандезитовые базальты наблюдаются совместно с трахибазальтами, отличаются от них более светлой окраской. Под микроскопом структура их порфировая, гломеропорфировая, структура основной массы интерсертальная, пилотакситовая, микроделеритовая, микролифовая, иногда оцеллярная. Минеральный состав их показан в табл. 1.

Таблица 1

Минеральный состав щелочно-известковых разностей эффузивов (в объемн. %)

| Порода | Плагиоклаз | Пироксен | Калишпат | Оливин | Биотит | Анальцит | Стекло |
|---------------------------|------------|----------|----------|--------|--------|----------|--------|
| Трахибазальты | 30—40 | 25—35 | 0—15 | 1—10 | 1—5 | 1—2 | 0—60 |
| Трахиандезитовые базальты | 40—50 | 15—20 | 10—15 | 1—5 | 3—5 | — | 0—10 |
| Трахиандезиты | 50—60 | 10—15 | 10—20 | — | 5—10 | — | 0—10 |
| Трахиты | 10—35 | — | 40—60 | — | 10—15 | — | 0—10 |

Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и ильменитом, вторичные — цеолитами, хлоритом, иддингситом, карбонатом.

Трахиандезиты слагают преобладающую часть Дыхтардаахского поля эффузивов и установлены также на правом берегу р. Быллаат и в бассейне р. Тыл. Они нередко перекрывают описанные выше трахиандезитовые базальты. В основании трахиандезитов по рекам Мраморная и Хабыйахаан встречаются небольшие (мощностью до 20—50 м) линзы туфов. Трахиандезиты внешне представляют собой темно-серые и буровато-серые порфировые породы с плотной, нередко пористой, миндалекаменной основной массой; иногда наблюдаются следы течения. Под микроскопом структура пород порфировая, гломеропорфировая, структура основной массы пилотакситовая, гиалопилитовая, витрофировая, микропиклитовая. Текстура пород флюидальная и миндалекаменная. Вкрапленники составляют около 10—25% объема породы и представлены плагиоклазом № 30—58, моноклинным пироксеном, биотитом, иногда оливином, санидином и кварцем, размеры зерен его от 0,5 до 3 мм. Из акцессорных минералов наиболее типичны апатит и ильменит. В тяжелой фракции протоочки (проба № 1007) обнаружены также циркон, касситерит, гранат, киноварь, галенит и шпирит. Вторичные минералы представлены цеолитами, серицитом, хлоритом и карбонатами.

Трахиты встречаются на правом берегу р. Быллаат и на Дыхтардаахском поле эффузивов в виде небольших (до 15 км²) полей, залегающих на трахиандезитах. Внешне это темно-серые, буровато-серые или светло-серые порфировые породы с плотной и стекловатой основной массой. Иногда они имеют пористое и миндалекаменное строение с хорошо сохранившимися следами течения.

Вкрапленники составляют 5—10% объема породы и представлены

биотитом, пироксеном и плагиоклазом, размер их до 2 мм. Под микроскопом структура породы порфировая, глеморопорфировая, а структура основной массы микролитовая и стекловатая. Текстура трахитов обычно флюидальная, полосчатая и миндалекаменная. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, калишпата, биотита. Типоморфными аксессуарными минералами являются апатит и магнетит. Минералы обычно сложены карбонатом, халцедоном, хлоритом и цеолитами.

Плагиоклаз во вкрапленниках образует идиоморфные таблитчатые зерна, иногда с оплавленными краями. Большинство кристаллов плагиоклаза имеет зональное строение и двойники по альбитовому и карлсбадскому законам. Содержание анортитовой молекулы в них колеблется от 35 до 74%. Микролиты обычно сдвойникованы по альбитовому, альбит-карлсбадскому законам. Содержание анортитовой молекулы изменяется от 30 до 56%, т. е. на 5—18% ниже, чем во вкрапленниках. Нормативный плагиоклаз, вычисленный по методу В. И. Зиновьева (1964), содержит от 23 до 52% анортитовой молекулы, т. е. на 7—22% ниже, чем в модальном составе.

Калинатовый полевой шпат редко образует вкрапленники в виде идиоморфных табличек. По оптическим константам разновидности калиевого полевого шпата относятся к нерешетчатому микроклину, ортоклазу, анортотклазу или санидину. Последний обычно встречается в трахитах и трахиандезитах в виде стекляннопрозрачных кристаллов ($2V$ до -16°). Моноклинный пироксен отмечается в виде вкрапленников также и в основной массе, где образует бесцветные и розовато-серые таблитчатые, изометричные и короткостолбчатые зерна с простыми и полисинтетическими двойниками. По оптическим свойствам он относится к титан-авгиту, пижониту и диопсиду. Зерна их нередко окаймлены биотитом. Ромбический пироксен представлен бесцветными слабо удлиненными табличками.

Оливин обычно образует бесцветные изометричные и слегка удлиненные гексагональные кристаллы. Судя по оптическим свойствам, содержание форстеритовой молекулы в нем составляет 70%. Оливин нередко полностью замещается серпентином, иддингситом, карбонатом и хлоритом.

Биотит представлен интенсивно опацифицированными бурыми листочками. По показателям преломления ($N_m=1,650-1,660$) его общая железистость составляет 55—62%.

Анальцит выделяется в породах в виде бесцветных, иногда буроватых зерен изометричной или неправильной формы. Он изотропен, редко слабо двупреломляет, часто хорошо видны полисинтетические двойники с включениями апатита, ориентированными удлинением параллельно ограничению зерен. Встречаются как первичные так и вторичные разновидности анальцита. Показатель преломления —1,483.

Стекло в породах обычно представлено буровато-серой изотропной бесструктурной массой. Иногда в стекле наблюдаются многочисленные девитрифицированные участки в виде овальных более светлых пятен размером до 1 мм. По замерам в иммерсии показатель преломления стекла изменяется до 1,499 до 1,560.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ, СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ, ДАЙКОВЫХ И ЭКСТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Позднемеловые интрузивы преимущественно развиты на левобережье р. Уяндина (в бассейнах рек Дьахтардаах и Калгына). Морфологически это штокообразные, плитообразные и линзовидные тела габбро-диабазов и диабазов, локализованные вблизи глубинных разломов северо-восточного и субмеридионального простирания. Они секут и мета-

морфизуют мезозойские и палеозойские отложения. В плане интрузивы имеют овальную удлиненную форму. Длинная ось их обычно ориентирована в северо-восточном и субмеридиональном направлении. Площади интрузивных тел изменяются от 0,01 до 9 км². Удлиненные плитообразные тела имеют крутые контакты, о чем свидетельствуют прямолинейные границы их и относительное постоянство ширины выходов на участках с различным эрозионным срезом.

Интрузивы образуют протяженные (12—16 км) узкие (1—3 км) цепочки. Не исключена возможность, что эти цепочки представляют собой обнаженные части более крупных и еще слабо эродированных тел с неровной кровлей.

Субвулканические интрузивы находятся вблизи Дьахтардаахского поля эффузивов и слагают горы Хара-Сис, Большой и Малый Дьахтардаах, относительное превышение вершин которых над подошвами составляет 150—300 м, а крутизна склонов достигает 12—26°. Здесь они секут и метаморфизуют палеозойские карбонатные, мезозойские терригенные, а также нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования и липариты. Субвулканические тела в плане имеют овальную форму с площадью от 0,6 до 4 км². Они сложены монцонитами, монцонит-порфирами и граносиенит-порфирами. В районах гор Хара-Сис и Большой Дьахтардаах граносиенит-порфиры секут монцониты, но иногда между ними отмечаются и постепенные переходы (Шестеренкин, 1962; Некрасов, 1962).

Экструзивные образования развиты в пределах Дьахтардаахского поля эффузивов и в бассейне нижнего течения р. Инач. Представлены они обычно небольшими овальными, резко удлиненными дайкообразными, иногда кольцевидными телами сиенит-порфиrowого и монцонит-порфиrowого состава. Площадь выхода этих тел изменяется в пределах 0,1—11 км². Среди окружающих эффузивов экструзивные образования обычно четко выделяются своими положительными формами в рельефе, а также характеризуются лучшей раскристаллизованностью, нередко резко порфиrowидным строением и столбчатой отдельностью. В структурном отношении они приурочены, по-видимому, к линейным и кольцевым трещинам, а иногда к месту пересечения трещин различного направления.

На всей описываемой территории широко развиты дайковые образования, представленные монцонит-порфирами, сиенит-порфирами, андезитовыми и трахиандезитовыми порфирами, долеритами и трахидолеритами, диабазами, керсантитами, мончикитами и камптонитами. Довольно отчетливо устанавливается пространственная связь этих даек с позднемеловыми эффузивами, интрузивами, субвулканическими и экструзивными образованиями. В структурном плане дайки приурочены к продольным и диагональным разломам северо-восточного (10—60°), субширотного (240—300°) и северо-западного (310—350°) простирания. Мощность их изменяется от 1 до 20 м, редко достигает 50—100 м, протяженность — от первых десятков метров до 2 км и более.

Как среди эффузивов, так и среди интрузивной фации верхнемеловых магматических пород по химическому составу выделяются известково-щелочные и щелочно-известковые типы. К известково-щелочным типам относятся габбро-диабазы, диабазы, долериты, андезитовые порфиры и керсантиты, к щелочно-известковым — камптониты, мончикиты, трахидолериты, монцониты, монцонит-порфиры, сиенит-порфиры и трахиандезитовые порфириты.

Иногда наблюдается пересечение известково-щелочных даек диабазов щелочно-известковыми дайками мончикитов, что свидетельствует о более раннем формировании первых. Ниже приводится краткое петрографическое описание интрузивных, субвулканических, дайковых и экструзивных пород.

Габбро-диабазы слагают плитообразные и штокообразные интрузивы и внешне представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком среднезернистые массивные породы. Они имеют диабазовую, габбро-диабазовую, а участками микропегматитовую структуру и состоят из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, реже в них отмечаются оливин, биотит, кварц и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит и ильменит, вторичные — хлорит, серпентин, карбонат, серицит, эпидот.

Диабазами сложены интрузивные тела и дайки. Внешне это зеленовато-темно-серые мелкозернистые, нередко порфировидные массивные породы. Вкрапленники в них составляют 5—15% породы и представлены плагиоклазом, пироксеном и оливином, размер их 2—3 мм. Структура диабазовая и долеритовая с диабазовой и долеритовой основной массой. Минеральный состав их сходен с составом габбро-диабазов (табл. 2).

Долериты по сравнению с диабазами отличаются более свежим обликом и представлены темно-серыми порфировыми плотными породами с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, размером 1—3 мм. Основная масса в них имеет долеритовую структуру и сложена плагиоклазом, пироксеном, оливином, биотитом, калиевым полевым шпатом, анальцимом и кварцем. В качестве акцессорных минералов развиты апатит и магнетит.

Таблица 2

Количественный минеральный состав пород интрузивов, даек, субвулканических и экстрезивных образований

| Порода | Плагио- к-лаз | Пирок- сен | Калиевый полевой шпат | Оливин | Биотит | Амфибол | Анальцим | Кварц |
|---------------------------------|------------------|---------------|-----------------------------|--------|--------|---------|----------|-------|
| Габбро-диабазы | 50—61 | 35—43 | Сп.* | До 2 | Сп. | До 3 | — | Сп. |
| Диабазы | 46—63 | 28—40 | 1 | 2—3 | До 2 | До 2 | — | 1 |
| Долериты | 40—50 | 15—25 | 5 | 3 | 5—10 | — | До 5 | До 5 |
| Керсантиты | 50—60 | — | 5—10 | — | 20—30 | — | — | 3—5 |
| Трахидолериты | 50—60 | 30—35 | 3—10 | 5 | 5—7 | — | — | 2—3 |
| Камптониты | 25—50 | 5—37 | 8—13 | — | Сп | 10—50 | Сп. | — |
| Мончикиты | 10—54 | 20—45 | — | 4—8 | 18—24 | — | 8—10 | — |
| Монзониты и монзонит-порфиры | 38—54 | 5—22 | 22—43 | — | 1—9 | Сп. | — | 1—17 |
| Граносиенит- порфиры | 12—28 | 1—9 | 40—69 | — | 1—14 | 1—2 | — | 6—26 |
| Сиенит-порфиры | 6—7 | 2—15 | 70—80 | — | 2—3 | 1—3 | — | 0—5 |

* — минерал встречается спорадически.

Андезитовые порфириты встречаются в отдельных выходах или образуют серию сближенных даек. Это темно-серые со слабым зеленоватым оттенком порфиритовые плотные породы. Иногда наблюдаются миндалекаменные разности. Порфиритовые выделения составляют около 5—30% от объема породы и представлены плагиоклазом, биотитом и пироксеном, размер их 0,6—2 мм. Основная масса в них имеет под микроскопом гиалопилитовую, пилотакситовую и микролитовую структуру, иногда флюидальную и миндалекаменную текстуру. Кроме стекла, в основной массе наблюдаются плагиоклаз, пироксен, биотит, иногда кварц и калиевый полевой шпат, размер выделений 0,05—0,3 мм. Акцессорные минералы — апатит и магнетит; вторичные — серицит, хлорит, цеолит и карбонаты.

Керсантиты имеют ограниченное распространение и представлены

темно-серыми с буроватым оттенком мелкозернистыми порфировидными породами. Отмечаются постепенные переходы керсантитов в грахландезитовые порфиры, на что ранее указывал Б. Л. Флеров (1967). Вкрапленники состоят из плагиоклаза и биотита. Основная масса имеет призматически-зернистую и гипидиоморфнозернистую структуру. Она сложена плагиоклазом, биотитом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Акцессорные минералы — апатит, ортит и магнетит.

Трахидолериты встречаются в виде даек в бассейне рек Нялгоя, Эпилога, Сакинджи, Чука и Чайдааха. Обычно это темно-серые, почти черные мелкозернистые, иногда миндалекаменные породы. Под микроскопом для них характерна долеритовая структура. Трахидолериты состоят из плагиоклаза, пироксена, оливина, биотита, кроме которых нередко отмечаются калиевый шпат и кварц. Акцессорные минералы в них представлены магнетитом, ильменитом и апатитом, вторичные — хлоритом, иддингситом и карбонатами.

Мончикиты имеют меньшее развитие, чем трахидолериты. Внешне это темно-серые с зеленоватым и буроватым оттенком порфировые плотные породы. Порфировые выделения в них составляют около 1—10% объема породы и сложены плагиоклазом, биотитом, моноклинным пироксеном и оливином; размер выделений 1—2 мм. Для основной массы мончикитов под микроскопом характерна интерсертальная, микродиабазовая и панидиоморфнозернистая структура с участками гипокристаллического облика. Она сложена плагиоклазом, пироксеном, биотитом, оливином, иногда встречаются анальцит и стекло. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, ильменит; вторичные — серпентин, хлорит, кварц и карбонат.

Камптониты — серовато-зеленые мелкозернистые породы, под микроскопом обнаруживающие панидиоморфнозернистую, реже офигговую и пойкилофитовую структуру. От трахидолеритов и мончикитов они отличаются повышенным содержанием амфибола. Камптониты состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, амфибола и пироксена, к которым иногда присоединяются биотит и анальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом и сфеном, вторичные — хлоритом, эпидотом, карбонатами и лейкоксеном.

Монзониты и монзонит-порфиры слагают субвулканические и экстрезивные образования и дайки. Обычно это темно-серые, серые среднезернистые или порфировидные мелкозернистые породы. Монзонит-порфиры имеют мелкозернистую и афанитовую основную массу. В порфировых разностях вкрапленники составляют около 5—10% объема породы и представлены пироксеном, плагиоклазом, биотитом, редко оливином и санидином, размер вкрапленников 0,5—3 мм. Под микроскопом монзонит-порфиры обнаруживают монзонитовую, гипидиоморфнозернистую, микропойкилитовую структуру. В монзонит-порфирах нередко встречается микролитовая структура основной массы. Монзониты и монзонит-порфиры сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом, пироксеном, иногда в них отмечается амфибол. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, магнетит, ильменит; вторичные — хлорит, карбонат, анальцит. Наблюдаются постепенные переходы между монзонитами и монзонит-порфирами.

Граносиенит-порфиры прорывают монзониты. Внешне это розовато-серые и серые порфировидные мелко- и среднезернистые породы. Вкрапленники в них составляют около 10—15% объема породы и представлены плагиоклазом, калишпатом и биотитом размером 2—3 мм. Основная масса имеет гипидиоморфнозернистую, на отдельных участках гранулитовую, микропегматитовую и микропойкилитовую структуру и состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита, роговой сбманки и пироксена. Акцессорными минералами являются апатит, циркон, сфен, ортит, ксенотим и магнетит.

Сиенит-порфиры встречаются в виде даек и экструзивных образований преимущественно в бассейне р. Дяхтардааха, где они прорывают эффузивы среднего и основного состава. Это светло-серые, серые со слабым зеленоватым и буроватым оттенком порфиновые мелкозернистые и афанитовые породы. Основная масса имеет призматически-зернистую структуру. От граносиенит-порфиров они отличаются меньшей раскристаллизованностью и более высоким содержанием калинатрового полевого шпата.

Плагиоклаз в интрузивных, экструзивных и дайковых породах представлен идиоморфными табличками и зернами удлиненно-призматического облика размером от 0,01 до 2 мм. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах колеблется от 7 до 20%. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах основной массы обычно меньше на 3—10%, чем в порфировых выделениях.

Калинатровый полевой шпат в существенных количествах присутствует только в монцонитах, монцонит-порфирах и граносиенит-порфирах. По оптическим свойствам, он относится к нерешетчатому микроклину, анортоклазу и редко к санидину.

Пироксены присутствуют в значительном количестве (15—45%) в меланократовых разностях пород. Ромбический пироксен встречается в монцонитах, монцонит-порфирах, трахидолеритах и камптонитах. Моноклинный пироксен наблюдается в виде призматических зерен зеленого цвета, размером 1—3 мм. Показатели преломления колеблются в пределах: N_g — от 1,718 до 1,722 и N_p — от 1,692 до 1,698. Угол оптических осей изменяется от 46 до 64°. По оптическим свойствам пироксен относится к диопсид-геденбергитовому ряду с содержанием геденбергитовой молекулы от 30 до 40%.

В породах основного состава в виде вкрапленников или в основной массе встречается оливин, нередко полностью или частично замещенный серпентином или хлоритом.

Биотит в существенном количестве присутствует в керсантитах и мончикитах. Показатели преломления N_m — от 1,650 до 1,674, что по диаграмме В. С. Соболева (1950) соответствует общей железистости — 55—70%.

Роговая обманка характерна для камптонитов, а в остальных породах встречается редко и в небольших количествах. В камптонитах роговая обманка наблюдается в виде призматических или неправильной формы зерен красновато-бурого цвета, по оптическим свойствам ($N_g = 1,703$; $N_p = 1,676$; $N_g - N_p = 0,020$; $2V_{N_p} = 72 - 80^\circ$) относится к керсутиту. В других породах присутствует буровато-зеленая роговая обманка с более низкими показателями преломления ($N_g = 1,680$; $N_p = 1,656$), которые соответствуют железистости около 45%. Анальцит развивается по плагиоклазу, а также выполняет промежутки между кристаллами других минералов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

По химическому составу (табл. 3, 4, рис. 2) описываемые породы ближе всего к породам нормального ряда. Лишь в единичных случаях встречаются граносиениты, пересыщенные алюминием. По классификации Пикока они могут быть отнесены к известково-щелочным и к щелочно-известковым типам пород. Щелочно-известковый индекс для них соответственно равен 56 и 52%. Наконец, по классификации Куно, их можно отнести к известково-щелочным и щелочным сериям пород. Известково-щелочные серии характеризуются щелочно-известковым индексом, равным 16,2 при $CaO = 5,6\%$ а щелочные серии отличаются большими значениями индекса и извести (индекс равен 25, $CaO = 6,6\%$). Таким об-

разом, по химическому составу среди изучаемых нами магматических пород верхнего мела четко выделяются известково-щелочные и щелочно-известковые типы. К известково-щелочным породам относятся базальты, андезито-базальты, долериты, диабазы, а к щелочно-известковым — трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиандезиты, трахиты, грахидолериты, камптониты, мончикиты, трахиандезитовые и андезитовые порфириты, монзониты, монзонит-порфиры, граносиенит- и сиенит-порфиры.

На векторной диаграмме (см. рис. 2) эффузивные, интрузивные, субвулканические, экструзивные и дайковые породы имеют общее поле, что свидетельствует о близости их химического состава. Известково-щелочные породы отчетливо отличаются от щелочно-известковых заметным преобладанием натрия над калием ($n = 60-88$), большим количеством полевошпатовой извести и меньшей щелочностью, что четко выражается на диаграмме (см. рис. 2) расположением вариационных линий. Щелочно-известковые породы характеризуются преобладанием калия над натрием или почти равным их количеством ($n = 23-60$), низким содержанием полевошпатовой извести и повышенной щелочностью.

Для обоих типов пород вместе с увеличением кремнезема наблюдается повышение содержания щелочей и уменьшение извести. Обогащение кремнекислотой происходит значительно быстрее, чем щелочами, о чем говорит слабый наклон вариационных кривых. Изменение содержания полевошпатовой извести не связано прямой зависимостью с изменением количества кремнекислоты, что четко отражается вариационными линиями (см. рис. 2). В основных породах ($b = 42-20$) одновременно с увеличением кремнезема наблюдается повышение, а в средних и кислых разновидностях пород ($b = 20-6$) понижение содержания полевошпатовой извести. Поэтому их вариационные кривые на плоскости *csb* в первом случае удаляются, а во втором — приближаются к оси *sb*.

Магматические породы щелочно-известкового типа характеризуются более полной дифференциацией по сравнению с известково-щелочными. Вариационные кривые пород первого типа охватывают полную серию дифференциатов от трахибазальтов до трахитов и от трахидолеритов до сиенит-порфиритов, а вторых — от базальтов до андезито-базальтов и от долеритов и диабазов до андезитовых порфиритов.

Известково-щелочные породы являются, по-видимому, более ранними по сравнению с щелочно-известковыми образованиями. В пользу этого говорят геологические взаимоотношения различных по химическому составу лав. Так, по р. Дыхтардаах известково-щелочные лавы лежат в основании эффузивного поля, а по рекам Инач и Быллаат — образуют небольшие поля, залегающие на размытой поверхности палеозойских и мезозойских отложений. Наконец, в бассейне р. Сакынджи дайка диабазов пересекается дайкой мончикитов.

Средний химический состав верхнемеловых пород (табл. 5) сходен с составом пород трахибазальтовой формации Прибайкалья (Белов, 1963), вулкана Этны (Заварицкий, 1950), а также Анюйского и Балаган-Тасского вулканов (Устиев, 1961), что хорошо отражают вариационные кривые (рис. 3).

Вариационная линия известково-щелочных позднемеловых пород бассейна среднего течения р. Уяндины близко подходит к линии щелочно-известковой серии третичных лав Прибайкалья и пересекает последние в двух точках. Ниже точки пересечения вариационная линия отклоняется вправо, что свидетельствует о более высокой по сравнению с прибайкальскими лавами щелочности основных пород нашего района. Вариационная линия щелочно-известковых типов пород подходит близко к линии щелочно-известковой серии лав Прибайкалья и Этны. На плоскости *csb* вариационные линии находятся левее линии соответствующих лав Прибайкалья, что свидетельствует о более основном составе плагиоклазов

Таблица 3

Химический состав позднемеловых эффузивов бассейна среднего течения р. Уяндины (в вес. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 51,36 | 49,52 | 54,20 | 58,01 | 55 | 52,62 | 48,54 | 47,30 | 44,68 | 54,24 | 54,94 | 51,46 | 55,24 | 56,98 |
| TiO ₂ | 0,95 | 1,40 | 0,96 | 1,92 | 1,6 | 2,23 | 1,36 | 1,34 | 1,24 | 1,38 | 1,08 | 1,36 | 1,03 | 0,96 |
| Al ₂ O ₃ | 14,51 | 16,88 | 16,94 | 14,21 | 14,56 | 17,85 | 16,55 | 12,04 | 11,64 | 15,20 | 16,21 | 15,26 | 15,64 | 15,67 |
| Fe ₂ O ₃ | — | 6,93 | 4,40 | 3,49 | 2,95 | 1,55 | 2,51 | 3,15 | 3,18 | 1,87 | 0,96 | 2,27 | 2,07 | 1,95 |
| FeO | 8,62 | 4,20 | 1,90 | 5,96 | 6,50 | 7,55 | 6,54 | 5,75 | 6,75 | 5,78 | 5,99 | 6,39 | 5,17 | 5,53 |
| MnO | 0,15 | — | 0,10 | 0,16 | 0,21 | 0,28 | 0,45 | 0,14 | 0,17 | 0,13 | 0,13 | 0,14 | 0,16 | 0,11 |
| MgO | 6,99 | 4,55 | 4,46 | 2,67 | 2,74 | 1,75 | 7,74 | 9,81 | 12,31 | 4,00 | 3,28 | 3,28 | 3,82 | 3,55 |
| CaO | 7,00 | 8,11 | 6,50 | 5,23 | 6,86 | 7,29 | 8,36 | 8,15 | 9,90 | 6,35 | 6,61 | 6,52 | 6,67 | 4,92 |
| Na ₂ O | 4,66 | 2,42 | 2,25 | 3,60 | 3,53 | 3,82 | 2,82 | 2,12 | 1,49 | 2,65 | 2,88 | 2,74 | 2,94 | 3,04 |
| K ₂ O | 2,19 | 1,25 | 1,74 | 2,47 | 2,26 | 2,36 | 1,41 | 5,66 | 4,87 | 6,05 | 4,63 | 4,62 | 4,96 | 5,56 |
| P ₂ O ₅ | 0,48 | 0,46 | 0,12 | 0,40 | 0,44 | 0,51 | 0,38 | 0,76 | 0,70 | 0,68 | 0,46 | 0,51 | 0,51 | 0,40 |
| SO ₃ | 0,16 | — | — | Следы | Следы | 0,20 | 0,13 | Следы | Следы | Следы | 0,09 | — | Следы | Следы |
| CO ₂ | 2,33 | — | — | 0,95 | 1,64 | 0,15 | 0,22 | 2,24 | 3,02 | 0,81 | — | 2,00 | 0,70 | — |
| F | — | — | — | 0,06 | 0,12 | 0,14 | 0,09 | 0,24 | 0,21 | 0,21 | — | 0,19 | — | — |
| +H ₂ O | — | — | — | — | 1,34 | — | — | — | — | 0,14 | — | — | — | — |
| -H ₂ O | 0,49 | — | — | 0,40 | 0,64 | — | 1,19 | 0,30 | 0,27 | 0,10 | — | 0,47 | 0,68 | 0,79 |
| П. п. п. | — | 1,25 | 2,12 | 0,81 | — | 0,20 | 1,59 | 0,73 | — | — | 2,39 | — | 0,52 | 0,38 |
| Сумма | 99,89 | 98,58 | 95,79 | 100,34 | 100,40 | 99,71 | 99,61 | 92,72 | 100,43 | 99,59 | 99,75 | 100,21 | 100,1 | 99,84 |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | | | | | |
|------------|--------|------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>s</i> | 58,50 | 62,5 | 68,7 | 68,50 | 66,15 | 64,60 | 58,4 | 53,55 | 49,65 | 63,40 | 65,55 | 64,81 | 64,50 | 66,07 |
| <i>a</i> | 13,23 | 7,7 | 8,1 | 11,60 | 11,23 | 13,78 | 8,63 | 12,50 | 9,94 | 14,80 | 13,57 | 13,05 | 13,80 | 14,83 |
| <i>c</i> | 2,97 | 8,5 | 8,4 | 3,74 | 4,45 | 5,64 | 7,22 | 1,59 | 2,45 | 2,90 | 4,45 | 3,93 | 3,60 | 3,10 |
| <i>b</i> | 25,30 | 21,3 | 14,8 | 16,16 | 18,12 | 15,98 | 25,75 | 32,36 | 37,93 | 18,90 | 16,43 | 18,21 | 18,10 | 16,00 |
| <i>a'</i> | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| <i>c'</i> | 22 | 10,1 | 2,1 | 16,7 | 23 | 23 | 12,91 | 25 | 24 | 26 | 23,6 | 23 | 26,0 | 18,0 |
| <i>f'</i> | 32 | 50,1 | 41,3 | 55 | 50,5 | 58 | 34,34 | 25 | 23,50 | 38 | 41 | 45,5 | 38,0 | 44,0 |
| <i>m'</i> | 46 | 39,8 | 56,6 | 28,3 | 26,5 | 19 | 52,75 | 50 | 52,50 | 36 | 35,4 | 31,5 | 36,0 | 38,0 |
| <i>n</i> | 77 | 75 | 66,7 | 69 | 69 | 63 | 75,41 | 35 | 31 | 40 | 49 | 47 | 47 | 45 |
| <i>t</i> | 1,2 | 2,1 | 1,3 | 2,4 | 2,1 | 3,1 | 2,1 | 2 | 1,98 | 2 | 1,5 | 1,8 | 1,4 | 1,25 |
| <i>φ</i> | — | 30 | 27,5 | 18,3 | 14,4 | 8,5 | 8,79 | 8 | 6,90 | 87 | 5 | 10,8 | 9,9 | 10,3 |
| <i>Q</i> | -12,43 | +1,1 | +12,8 | +10,06 | +5,44 | -4,00 | -7,62 | -19,49 | -23,06 | -5,70 | -0,49 | -0,41 | -2,2 | -0,62 |
| <i>a:c</i> | 4,2 | 0,9 | 0,96 | 3,1 | 2,5 | 2,4 | 1,2 | 7,9 | 4 | 5,1 | 3,6 | 3,3 | 3,8 | 4,8 |

1 — базальт; 2 — базальт (Некрасов, 1962); 3 — андезит-базальт (Некрасов, 1962); 4—6—андезитогит; 24—27 — трахиты; 28, 29 — трахиты (Озольская, Некрасов, 1962). Анализы выполнены в ЦХЛ

верхнемеловых пород района, а совпадение вариационной линии щелочно-известковых пород с линией лав Этны говорит об одинаковом содержании полевошпатовой извести в них.

Различная роль калия и натрия в составе верхнемеловых магматических пород, вероятно, зависит главным образом от состава исходного магматического расплава и процессов его дифференциации. В изученном районе более ранние известково-щелочные (преимущественно натриевые) и более поздние щелочно-известковые (обычно калиевые) породы развиты как среди карбонатных, так и среди терригенных отложений. Это позволяет предполагать, что состав лав вряд ли может существенно изменяться в результате ассимиляции вмещающих пород на пути продвижения магмы от глубинных очагов в верхние горизонты земной коры.

Верхнемеловые магматические породы характеризуются примерно сходным содержанием таких элементов-примесей, как Sn, Pb, Zn, Cu,

| 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 54,77 | 56,66 | 56,90 | 56,80 | 57,90 | 58,04 | 57,76 | 57,04 | 59,34 | 61,33 | 60,05 | 61,20 | 60,21 | 61,60 | 61,9 |
| 0,97 | 1,08 | 1,16 | 0,85 | 0,94 | 1,26 | 0,96 | 0,94 | 0,88 | 0,74 | 0,89 | 0,84 | 1,11 | 0,58 | 0,52 |
| 16,26 | 16,87 | 15,50 | 15,89 | 15,51 | 16,82 | 15,77 | 16,58 | 16,81 | 15,61 | 14,43 | 14,47 | 17,51 | 16,13 | 16,99 |
| 0,77 | 3,63 | 3,76 | 1,52 | 2,16 | 3,12 | 5,21 | 3,15 | 3,49 | 1,53 | 2,19 | 3,70 | 4,00 | 1,17 | 2,33 |
| 6,61 | 4,24 | 4,23 | 5,28 | 4,74 | 1,58 | 3,02 | 3,74 | 3,95 | 3,38 | 5,61 | 1,65 | 1,01 | 5,24 | 3,70 |
| 0,12 | 0,14 | 0,10 | 0,11 | 0,11 | 0,07 | 0,08 | 0,11 | 0,11 | 0,07 | 0,20 | 0,05 | 0,06 | 0,56 | 0,49 |
| 3,08 | 1,84 | 2,90 | 2,94 | 3,38 | 3,08 | 2,76 | 2,18 | 1,62 | 2,68 | 0,7 | 2,50 | 0,64 | 0,92 | 0,90 |
| 6,60 | 5,34 | 4,90 | 5,12 | 4,16 | 4,61 | 4,80 | 5,14 | 4,27 | 4,07 | 2,87 | 3,57 | 4,23 | 3,21 | 3,60 |
| 2,78 | 3,02 | 3,00 | 3,24 | 3,24 | 3,14 | 2,81 | 3,20 | 3,12 | 3,32 | 2,80 | 2,88 | 3,40 | 3,53 | 3,72 |
| 4,61 | 5,37 | 5,20 | 5,72 | 4,76 | 5,83 | 5,71 | 5,89 | 5,37 | 5,68 | 5,07 | 5,04 | 5,53 | 4,95 | 4,90 |
| 0,57 | 0,46 | 0,48 | 0,42 | 0,41 | 0,44 | 0,40 | 0,44 | 0,33 | 0,35 | 0,40 | 0,37 | 0,48 | 0,14 | 0,24 |
| — | Следы | — | Следы | — | Следы | Следы | — | — | 0,04 | — | — | — | — | 0,03 |
| 3,00 | 0,90 | 0,11 | 1,80 | 2,38 | — | — | — | 0,22 | — | 2,33 | 0,40 | 0,08 | 1,2 | — |
| 0,15 | 0,18 | 0,30 | 0,16 | 0,15 | 0,28 | — | — | 0,15 | — | 0,21 | 0,20 | 0,25 | — | — |
| — | — | 0,53 | — | — | — | — | — | — | — | 0,35 | 0,41 | 0,78 | 1,11 | 0,65 |
| 0,23 | 0,72 | 1,33 | 0,27 | 0,24 | 1,04 | 0,98 | 0,91 | 0,50 | — | 1,05 | 2,80 | 0,90 | — | — |
| — | — | — | — | — | 1,06 | 0,13 | 0,39 | 0,32 | 0,32 | 0,43 | 0,32 | 0,08 | — | — |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| 100,52 | 100,46 | 100,40 | 100,14 | 99,71 | 100,41 | 100,39 | 99,71 | 100,48 | 99,63 | 99,75 | 100,4 | 100,27 | 100,35 | 99,97 |
|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|

Числовые характеристики, то А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|------|------|
| 65,50 | 67,70 | 67,1 | 66,30 | 68,10 | 68,80 | 67,40 | 67,40 | 69,82 | 70,25 | 72,60 | 72,2 | 72,59 | 72,0 | 72,4 |
| 13,40 | 14,80 | 14,4 | 15,70 | 14,35 | 15,80 | 14,40 | 16,10 | 15,00 | 15,68 | 14,2 | 14,0 | 16,27 | 15,9 | 15,6 |
| 4,70 | 4,24 | 3,4 | 2,90 | 3,15 | 3,60 | 3,40 | 3,40 | 4,06 | 4,92 | 3,00 | 3,0 | 4,21 | 3,1 | 3,8 |
| 16,40 | 13,26 | 15,1 | 14,60 | 14,40 | 11,80 | 14,80 | 13,10 | 11,12 | 9,15 | 10,2 | 10,8 | 6,93 | 9,0 | 8,2 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 22,5 | 18,7 | 17,16 | 23,20 | 14 | 18 | 17,3 | 23 | 12 | 0 | 7,1 | 14,3 | 16,5 | 9,2 | 7,7 |
| 44 | 57 | 49 | 43 | 46 | 36 | 51 | 48 | 63 | 50 | 77 | 45,7 | 67 | 73,0 | 73,5 |
| 33,5 | 24,3 | 33,4 | 33,8 | 40 | 46 | 31,7 | 29 | 25 | 50 | 15,9 | 40 | 15,5 | 17,8 | 18,8 |
| 48 | 45 | 47 | 46 | 51 | 45 | 43 | 45 | 47 | 46,7 | 45 | 47 | 49 | 49,5 | 53,5 |
| 1,3 | 1,4 | 1,48 | 1 | 1,13 | 1,5 | 1,24 | 1,15 | 1 | 0,87 | 1,4 | 0,88 | 1,2 | 0,8 | 0,6 |
| 3,9 | 25 | 21,8 | 8,3 | 13 | 22,6 | 31 | 20 | 28 | 14,18 | 20 | 30 | 52 | 10,8 | 23,9 |
| +3,50 | +1,56 | +2 | -0,70 | +4,35 | +2,4 | +3,0 | -0,0 | +5,58 | +4,32 | +13,60 | +13,4 | +8,33 | +9,1 | +9,8 |
| 2,86 | 3,5 | 4,2 | 5,40 | 4,56 | 4,4 | 4,2 | 4,8 | 3,70 | 3,2 | 4,7 | 4,6 | 3,9 | — | — |

Базальт; 7 — базальт; 8, 9 — трахибазальт; 12—15 — трахиандезитовый базальт; 16—23 — трахиандезит (г. Якутск) аналитиком Н. Д. Тихоньких. Коллекция автора.

Co, Ni, Mn, As, V, B, Ga, Cr, W, Be, Ti, Hg, Li, Rb, Cs, (табл. 6, 7). Описываемые породы содержат повышенные по сравнению с кларковыми количества олова, бора, мышьяка, ртути и цезия. При этом основные породы по сравнению с более кислыми разностями характеризуются повышенной олово- и боросодержимостью.

Ранее М. А. Галкиным также было установлено повышенное содержание олова и ртути в дайках диабазов. Количество ртути в дайках диабазов в 100 и более раз превышает кларковое, а олова — в семь раз. Содержание олова и ртути в диабазах является аномально высоким по сравнению с вмещающими толщами.

Спектрохимическим анализом в лаборатории Янского ГРУ (аналитик Я. А. Самохин) установлено также золото в трахитах до 0,2 г/т, в базальтах — до 0,3 г/т, трахиандезитах — до 0,5 г/т, диабазах — до 0,3 г/т. В протолочках этих пород найдены знаки касситерита и киновари.

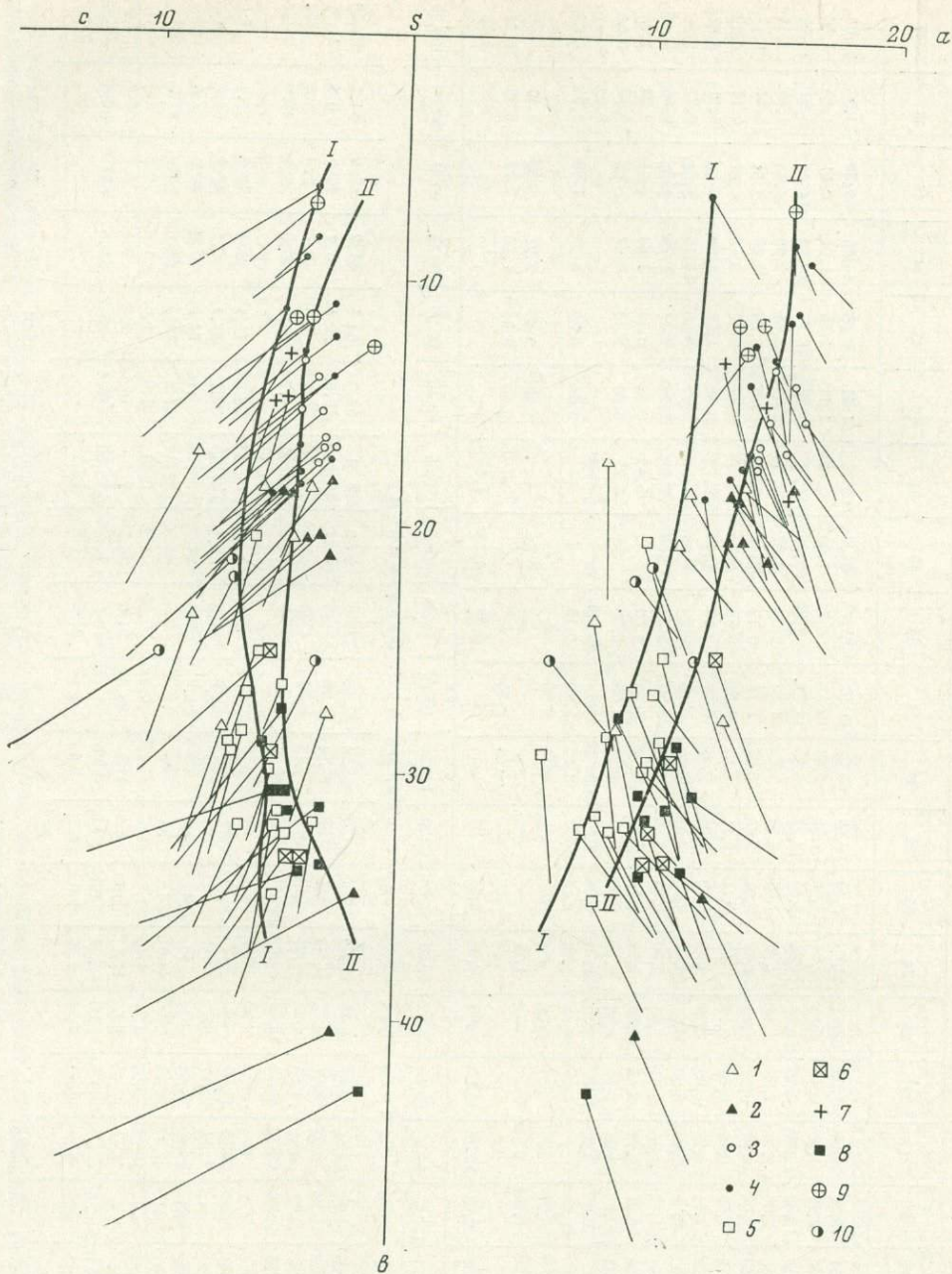


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма, по А. Н. Заварицкому, для позднемеловых магматических пород

1 — базальты и андезито-базальты; 2 — трахибазальты; 3 — трахиандезиты; 4 — трахиты; 5 — диабазы и долериты; 6 — камптониты; 7 — андезиты; 8 — мончикиты и трахидолериты; 9 — граносиениты и сиенит-порфиры; 10 — керсантиты. Вариационные линии: I — известково-щелочной серии, II — щелочно-известковой серии

Таблица 5

Средний химический состав лав, даек и интрузивов бассейна среднего течения р. Уяндина (в вес. %)

| Компоненты | 1(3) | 2(4) | 3(2) | 4(6) | 5(8) | 6(6) | 7(14) | 8(4) | 9(5) | 10(4) | 11(9) | 12(5) | 13(6) | 14(6) |
|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 49,80 | 55,0 | 45,99 | 56,0 | 57,10 | 61,40 | 47,80 | 43,0 | 45,10 | 54,20 | 45,30 | 57,00 | 62,40 | 53,10 |
| TiO ₂ | 1,24 | 1,67 | 1,29 | 1,10 | 1,01 | 0,78 | 2,04 | 3,40 | 2,86 | 1,40 | 1,60 | 1,18 | 0,65 | 1,00 |
| Al ₂ O ₃ | 16,16 | 15,9 | 11,84 | 15,70 | 16,10 | 15,90 | 14,50 | 12,70 | 15,30 | 16,60 | 12,90 | 15,70 | 16,00 | 15,50 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,15 | 3,1 | 3,17 | 1,60 | 3,21 | 2,50 | 2,75 | 3,30 | 3,00 | 1,83 | 1,92 | 1,47 | 2,85 | 1,66 |
| FeO | 6,45 | 5,5 | 6,25 | 5,90 | 3,82 | 3,42 | 8,00 | 8,92 | 8,01 | 4,32 | 7,25 | 5,30 | 2,83 | 4,50 |
| MnO | 0,10 | 0,18 | 0,16 | 0,10 | 0,10 | 0,20 | 0,15 | 0,11 | 0,11 | 0,10 | 0,12 | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| MgO | 6,43 | 2,4 | 11,06 | 4,10 | 2,58 | 1,43 | 5,92 | 7,50 | 6,80 | 2,31 | 8,30 | 3,50 | 2,08 | 4,10 |
| CaO | 7,82 | 6,5 | 9,03 | 6,30 | 4,76 | 3,60 | 8,50 | 12,40 | 8,75 | 4,90 | 8,82 | 4,67 | 3,70 | 7,15 |
| Na ₂ O | 3,31 | 3,3 | 1,81 | 2,80 | 3,08 | 3,43 | 3,10 | 2,10 | 3,20 | 4,28 | 1,69 | 2,80 | 2,80 | 2,47 |
| K ₂ O | 1,61 | 2,45 | 5,27 | 5,06 | 5,55 | 5,20 | 1,30 | 0,90 | 2,46 | 2,48 | 4,00 | 4,76 | 5,70 | 3,80 |
| P ₂ O ₅ | 0,44 | 0,37 | 0,73 | 0,52 | 0,42 | 0,33 | 0,24 | 0,43 | 0,43 | 0,61 | 0,44 | 0,33 | 0,14 | 0,26 |
| SO ₃ | 0,10 | 0,05 | Следы | Следы | Следы | Следы | 0,07 | — | 0,15 | 0,12 | 0,35 | Следы | Следы | — |
| CO ₂ | 0,98 | 0,70 | 2,63 | 0,10 | 0,67 | 0,50 | 0,50 | — | 0,33 | 3,00 | 1,38 | 1,80 | 0,21 | 3,74 |
| F | 0,03 | 0,08 | 0,23 | 0,09 | 0,15 | 0,11 | — | — | 0,07 | 0,08 | 0,46 | 0,07 | 0,03 | 0,03 |
| +H ₂ O | — | 0,90 | — | 0,02 | 0,07 | 0,55 | 0,13 | — | 0,16 | 1,00 | 0,23 | 0,21 | 0,11 | 1,95 |
| H ₂ O | 1,09 | 0,03 | — | 0,02 | — | 0,10 | 0,39 | 0,73 | 0,08 | 0,03 | 0,32 | 0,16 | 0,20 | — |
| —H ₂ O | — | 0,2 | 0,29 | 0,3 | 0,76 | 0,79 | 0,42 | — | 0,69 | 0,50 | — | — | 0,05 | 0,68 |
| П.п.п | 0,94 | 0,78 | 0,37 | 0,3 | 0,20 | 0,19 | 3,50 | 3,41 | 2,50 | 1,10 | 4,40 | 0,58 | 0,48 | 0,20 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Сумма | 99,65 | 99,15 | 100,12 | 100,01 | 99,55 | 99,33 | 99,31 | 99,30 | 100,0 | 99,51 | 99,48 | 99,63 | 100,35 | 100,26 |
|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | | | | | |
|------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| s | 60,18 | 66,80 | 51,63 | 64,77 | 67,81 | 72,0 | 58,87 | 53,40 | 55,40 | 68,30 | 55,20 | 67,90 | 72,12 | 65,49 |
| a | 9,97 | 11,40 | 11,53 | 13,41 | 15,22 | 15,30 | 9,24 | 6,19 | 11,02 | 13,64 | 9,85 | 13,45 | 14,62 | 11,60 |
| c | 6,25 | 6,30 | 2,11 | 3,75 | 3,52 | 3,30 | 5,59 | 5,70 | 5,08 | 5,26 | 4,00 | 4,15 | 3,86 | 5,24 |
| b | 23,60 | 15,50 | 35,11 | 18,07 | 13,45 | 9,40 | 26,30 | 34,71 | 28,50 | 12,80 | 30,95 | 14,50 | 9,40 | 17,66 |
| a' | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| c' | 12,4 | 18 | 24,23 | 21,6 | 18,3 | 12,7 | 20 | 28,4 | 21 | 9,3 | 23 | 12,2 | 7,3 | 22,6 |
| f' | 39 | 55 | 24,06 | 40 | 49 | 61,3 | 40 | 34 | 37 | 48,7 | 29 | 45,8 | 54,7 | 35 |
| m' | 48,6 | 27 | 51,71 | 38,4 | 32,7 | 26,0 | 40 | 37,6 | 42 | 42 | 47,6 | 42 | 38 | 42,4 |
| n | 75 | 67 | 34,32 | 45 | 46 | 50,0 | 78,0 | 78,0 | 66 | 75 | 39 | 47 | 41 | 50 |
| t | 1,78 | 2,1 | 2,17 | 1,48 | 1,35 | 0,97 | 3,1 | 5,6 | 3,9 | 2,0 | 2,58 | 1,57 | 0,8 | 1,47 |
| φ | 11,8 | 17,5 | 7,33 | 8,3 | 21 | 23 | 8,77 | 8,5 | 9,5 | 13,4 | 5,5 | 8,8 | 25 | 8,7 |
| Q | -5,7 | +4,5 | -21,15 | -1,03 | +1,66 | +10,90 | -6,33 | -11,28 | -16,32 | +4,06 | -13,30 | +4,75 | +11,12 | +2,43 |
| a: c | 1,6 | 1,8 | 5,28 | 3,56 | 4,3 | 4,62 | 1,66 | 1,09 | 2,2 | 2,6 | 2,46 | 3,25 | 3,7 | 2,2 |

1 — базальт; 2 — андезит-базальт; 3 — трахибазальт; 4 — трахиандезитовый базальт; 5 — трахиандезиты; 6 — трахиты; 7 — диабазы; 8 — габбро-диабазы; 9 — камптониты; 10 — андезитовые порфириты; 11 — мончикиты, трахидолериты; 12 — монзониты, монзонит-порфиры, трахиандезитовые порфириты; 13 — сиенит-порфиры; 14 — керсантиты. Цифры в скобках — число проб.

Таблица 6

Среднее содержание элементов-примесей в верхнемеловых магматических породах (10⁻⁴%)

| Порода | Количество проб | Sn | Pb | Zn | Cu | Co | Ni | Mn | As | V | B | Ga | Cr | W | Be | Hg |
|--------------------|-----------------|----------|----|----|-----|----|----|-----|----|-----|-----|----|-----|-----|-------|----|
| | | Базальты | 11 | 6 | 3 | 22 | 15 | 2 | 14 | 370 | 10 | 78 | 100 | 15 | 100 | — |
| Трахибазальты | 6 | 6 | 5 | 27 | 16 | 3 | 26 | 400 | 10 | 120 | 160 | 13 | 306 | — | — | — |
| Трахиандезиты | 27 | 8 | 9 | 29 | 14 | 2 | 10 | 290 | 10 | 68 | 110 | 27 | 72 | — | — | — |
| Трахиты | 10 | 5 | 16 | 17 | 9 | 1 | 3 | 380 | 10 | 65 | 100 | 10 | 70 | — | — | — |
| Диабазы | 14 | 13 | 12 | 45 | 300 | 30 | 36 | 500 | 17 | 122 | 380 | 28 | 80 | — | — | 20 |
| Трахидолериты | 8 | 5 | 4 | 24 | 16 | 4 | 41 | 370 | 9 | 100 | 150 | 13 | 270 | — | — | — |
| Мончикиты | 10 | 16 | — | — | 30 | 20 | 41 | — | — | 380 | 100 | 10 | 350 | — | Следы | 16 |
| Монзониты | 34 | 10 | 9 | 27 | 14 | 2 | 10 | 360 | 10 | 70 | 100 | 14 | 61 | 0,9 | 0,7 | — |
| Граносиенит-порфир | 27 | 3 | 8 | 27 | 8 | 1 | 3 | 300 | 10 | 75 | 100 | 12 | 81 | — | 0,9 | — |

Полуколичественный спектральный анализ выполнен Я. А. Самохиным.

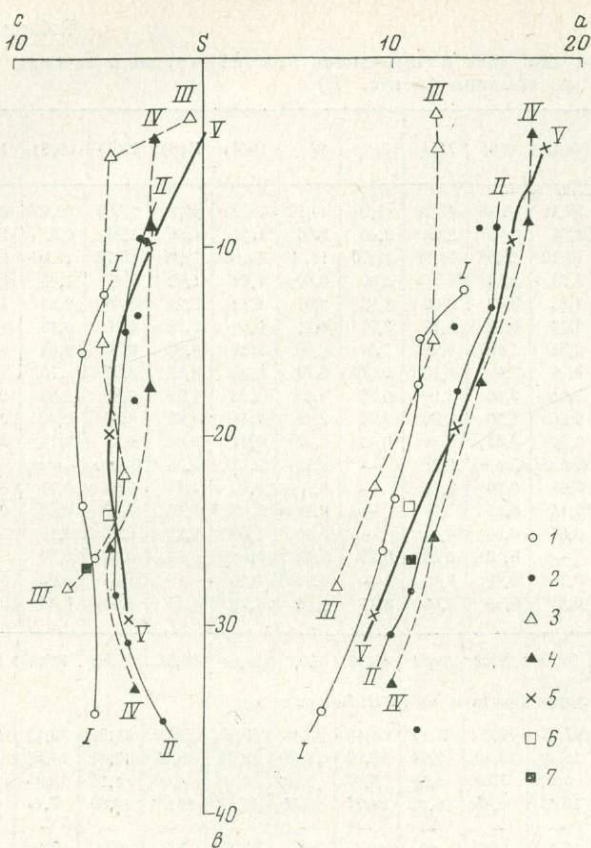


Рис. 3. Сравнительная петрохимическая диаграмма средних составов пород северо-западной окраины Колымского массива, Прибайкалья и Этны

- Колымский массив:
 1 — известково-щелочные породы;
 2 — щелочно-известковые породы;
- Прибайкалье:
 3 — известково-щелочные породы;
 4 — щелочно-известковые породы;
 5 — щелочно-известковые лавы Этны.
 6, 7 — средний состав лав:
 6 — Анюйского вулкана,
 7 — вулкана Балаган-Тасс.
- Вариационные линии:
 I—II — Колымский средний массив;
 III—IV — Прибайкалье;
 V — Этна

- 1
 • 2
 △ 3
 ▲ 4
 × 5
 □ 6
 ■ 7

Аналогичные сведения о содержаниях Au и Hg в позднемеловых магматических образованиях имеются и для смежных районов. Так, золотое и ртутное оруденение, связанное с позднемеловыми эффузивами и монцититами горы Полевой, было установлено Г. В. Озолевской и И. Я. Некрасовым (1962). Л. А. Мусалитин предполагает генетическую связь с

Таблица 7

Среднее содержание элементов-примесей в верхнемеловых породах (10^{-4} %)

| Породы | Количество проб | K | Na | Li | Rb | Cs | Sn | B |
|-----------------------------------|-----------------|------|------|----|-----|----|----|----|
| Диабазы | 5 | 1,14 | 1,66 | 25 | 64 | 8 | 80 | 14 |
| Конгадиабазы | 1 | 0,90 | 2,38 | 10 | 30 | 6 | 72 | 13 |
| Дяхтардаахские эффузивы | 6 | 4,19 | 1,99 | 21 | 156 | 20 | 96 | 5 |
| Трахитовые порфиры | 7 | 4,71 | 2,07 | 35 | 281 | 14 | 48 | 10 |
| Монцонит-порфиры | 2 | 5,95 | 1,85 | 35 | 368 | 6 | 47 | 7 |
| Монцониты | 3 | 4,72 | 2,23 | 34 | 204 | 9 | 65 | 8 |
| Граносиениты, кварцевые монцониты | 5 | 4,22 | 1,93 | 49 | 234 | 10 | 64 | 7 |
| Трахиандезитовые порфириты | 3 | 4,00 | 1,62 | 56 | 237 | 15 | 68 | 7 |
| Лампрофиры | 5 | 3,74 | 1,44 | 48 | 139 | 9 | 46 | 5 |

Анализы выполнены в ЦНИИолово (материалы Э. А. Ефременко). Sn и B определены методом количественного спектрального анализа; Li, Rb, Cs, K и Na — методом пламенной фотометрии.

дайками диабазов в бассейне р. Сакынджи кварц-карбонатно-сульфидных и кварцевых жил с вкрапленностью пирита и содержанием золота. А. А. Оболенским, А. В. Оболенской (1968) высказано предположение о парагенетической связи золото-сурьмяно-ртутного и ртутного оруденения с дайками основного состава.

Основываясь на изложенных выше данных, можно сделать вывод о геохимической специализации на олово, золото, ртуть позднемиловых магматических образований северо-западной окраины Колымского срединного массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Галкин М. А.* Структурно-генетические особенности Лево-Сакындинского ртутно-рудного узла. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Зиновьев В. И.* Определение состава плагиоклаза по результатам химических анализов изверженных горных пород.— Геол. и геофиз., 1964, № 12.
- Некрасов И. Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Оболенский А. А., Оболенская А. В.* Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». М., «Наука», 1967.
- Озюлевская Г. В., Некрасов И. Я.* Петрография и петрохимия трахилипаритов и монцонитов горы Полевой (северо-восточная Якутия).— Труды ЯФ АН СССР, 1962, сб. 11.
- Соболев В. С.* О значении железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовского геол. об-ва, 1950, № 4.
- Устиев Е. К.* Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Флеров Б. Л.* Глубина формирования Депутатского месторождения.— Геол. и геофиз., 1967, № 6.
- Шестеренкин Е. М.* Трещинно-экструзивный вулкан Большой Дьахтардаах.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР», № 10, Якутск, 1962.
- Шестеренкин Е. М.* Петрогенетические особенности магматических образований центральной части хребта Полоусного.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР», № 11, Якутск, 1963.

И. А. Загрузина

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ШТУРМОВСКОГО РАЙОНА

Штурмовский район находится в юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклиория Яно-Колымской складчатой системы, в бассейне рек Мылги и Чек-Чека. Изучение магматических образований этой территории представляет большой интерес главным образом потому, что здесь сосредоточены многие из тех типов плутонов и даек, которые распространены в пределах всего Иньяли-Дебинского синклиория в целом. Кроме того, из большого числа золоторудных месторождений Северо-Востока СССР лишь немногие располагаются в таком тесном соседстве с магматическими образованиями, как это имеет место в пределах Штурмовского района. Последнее обстоятельство позволяет более уверенно проводить сопоставления золоторудных жил с разными типами магматических образований по возрасту, составу, петрохимическим и геохимическим особенностям.

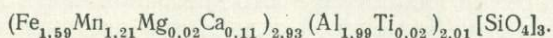
В рассматриваемом районе изучены следующие типы магматических образований: 1) массивы Маяк и Негаяхский — характерные представи-

тели батолитов колымского комплекса; 2) явно послескладчатые дискордантные плутоны биотит-роговообманковых гранитоидов — массивы Хатыннахский и Тирехтяхский; 3) субвулканический штот Карает, сложенный лейкократовыми гранит-порфирами; 4) добатолитовые дайки; 5) небольшие эффузивные покровы и субвулканические тела, пространственно ассоциирующие с Хатыннахским и Тирехтяхским массивами. Все эти породы сформировались в течение поздней юры — мела. Геологическими данными устанавливается послесреднеюрский возраст всех названных магматических образований. По данным определений абсолютного возраста добатолитовые дайки имеют позднеюрский возраст (154—157 млн. лет), а гранитоидные массивы — меловой (128—90 млн лет.).

МАССИВ МАЯК

Массив Маяк, являющийся типичным представителем колымских батолитов, расположен в междуречье Дебина и Мылги. Это крупное (около 300 км²) конкордантное тело, вытянутое в северо-западном направлении почти согласно со структурами вмещающей толщи верхоянского комплекса. Массив сложен различными типами гранитов; преобладают крупно- и среднезернистые порфиридные биотитовые и двуслюдяные граниты, тесно связанные взаимными переходами. Порфиридные выделения представлены кристаллами калиевого полевого шпата — микроклина с углом оптических осей от —84° до —88°, в котором иногда отчетливо выражена микроклиновая решетка. Наиболее крупные кристаллы микроклина (до 10—12 см в длину) скорее всего являются порфиробластами, поскольку они содержат многочисленные включения плагиоклаза, кварца и биотита. Основная масса состоит из плагиоклаза № 42—30 с прямой и рекуррентной зональностью (35—18%), нерешетчатого промежуточного микроклина с углом —2V = 80—84° (32—20%) с небольшим количеством пертитовых вростков, кварца (25—35%), биотита, мусковита и хлорита (12—1,5%), турмалина (5—0%), граната (до 1%), кордиерита, андалузита, силлиманита, шпинели, апатита, циркона, рудного минерала. Из высокоглиноземистых минералов наиболее часто встречаются гранат и кордиерит. Гранат образует идиоморфные кристаллы вишнево-красного цвета, размером до 0,5 см в поперечнике. Грани тетрагонтриоктаэдра несут редкую грубую штриховку. В крупных кристаллах граната иногда содержатся вростки чешуек биотита и неправильных зерен кварца.

Гранат имеет следующий химический состав (в вес. %): SiO₂ 38,10; TiO₂ 0,40; Al₂O₃ 19,79; Fe₂O₃ 3,12; FeO 18,90; MgO 0,24; MnO 16,61; CaO 1,22; K₂O 0,31; Na₂O 0,15; P₂O₅ 0,57; H₂O± 0,20; сумма: 99,61 (ЦХЛ СВТГУ, аналитик И. С. Рябова). Кристаллохимическая формула его



При выводе кристаллохимической формулы граната окисное железо объединено с закисным. Расчеты произведены с вычетом из анализа механической примеси кварца.

В максимальных количествах гранат присутствует в наиболее лейкократовых разновидностях биотитовых и двуслюдяных гранитов, а также в тесно с ними связанных аляскитах. Все эти породы не обнаруживают ни малейших следов гибридности, вследствие чего нельзя объяснить появление граната процессами контаминации. Наличие четких кристаллографических ограничений, сравнительно равномерное распределение кристаллов граната в общей массе породы, отсутствие следов оплавления и коррозии позволяют считать его первичномагматическим минералом и говорить о его кристаллизации непосредственно из расплава.

Кордиерит наиболее часто встречается в гранитах из восточной и юго-восточной частей массива. Он образует хорошо ограненные короткопризматические кристаллы размером 0,5—0,8 см, в значительной мере замещенные зеленоватым слюдистым минералом и оранжево-бурым изотропным веществом. В некоторых случаях в кордиерите наблюдаются мелкие иголки силлиманита. Удалось обнаружить кристаллы кордиерита с отчетливыми псевдогексагональными двойниками и характерными плеохроичными дворицами вокруг включений.

Андалузит встречается значительно реже, чем гранат и кордиерит, он образует призматические зерна размером до 0,5 см, иногда сильно замещенные мелкочешуйчатым серицитом.

Биотит, ассоциирующий с высокоглиноземистыми минералами, отличается характерной красновато-бурой окраской по $Ng \simeq Nm$ и желтоватой по Np . Идиоморфные листочки и чешуйки его часто находятся в сростаниях с мусковитом. Вокруг включений апатита и циркона наблюдаются плеохроичные ореолы. Биотит ($Nm = 1,655—1,660 \pm 0,002$) также замещается мусковитом, реже он замещается хлоритом с выделением по спайности лейкоксена и рудного минерала. В отдельных случаях биотит образует скопления, в которых содержатся также мусковит и гранат; в одном из таких скоплений в виде включения в крупной чешуйке мусковита встречены очень мелкие неправильной формы зерна шпинели зеленого цвета.

Турмалин, являющийся более поздним постмагматическим минералом, образует идиоморфные призматические кристаллы размером до 1,5 см в длину. Часто наблюдаются радиально-лучистые сростания кристаллов турмалина. Окраска пятнистая, неравномерная в буровато-зеленоватых тонах ($Np = 1,637 \pm 0,003$; $Nm = 1,659 \pm 0,002$).

Как и гранат, андалузит, силлиманит, кордиерит и шпинель не связаны ни с ксенолитами, ни с эндоконтактовыми зонами (следует подчеркнуть, что пород гибридного характера в массиве Маяк вообще нет). В тех частях плутона, где эти минералы присутствуют, они распределены равномерно в массе породы с нормальной гипидиоморфнозернистой структурой в виде крупных идиоморфных кристаллов и поэтому, скорее всего, также являются первичномагматическими минералами.

Данными экспериментальных исследований Шерера и Йодера установлено, что ассоциация силлиманит — кордиерит возможна при температуре 600°С и давлении около 5000 бар. Видимо, кристаллизация рассматриваемых пород осуществлялась при температурах и давлении, достигавших именно такого порядка. Ассоциация андалузит — кордиерит указывает на более низкие температуру и давление. Интересно, что парагенезис андалузита с силлиманитом, характерный для давлений выше 5000 бар в той же системе, в рассматриваемых гранитах не зафиксирован.

Согласно экспериментальным данным Йодера и Эйгстера, в небольшом интервале температур (не выше 800°С) и при давлении не ниже 1500—1700 атм возможна кристаллизация мусковита непосредственно из расплава. Судя по названным выше ассоциациям высокоглиноземистых минералов, такие условия существовали при формировании рассматриваемых гранитов и принципиально первичномагматический мусковит мог в них кристаллизоваться. Однако большая часть мусковита все же, несомненно, образовалась в постмагматическую стадию, поскольку мусковит в основном тесно связан с турмалином и нередко замещает биотит и полевые шпаты.

Характер парагенетических ассоциаций высокоглиноземистых минералов, преобладание микроклина с большим углом оптических осей, сравнительно выдержанный петрографический состав пород, бедность массива дайками и гидротермальными проявлениями, отсутствие краевых зон заделки и какой бы то ни было связи с вулканическими породами позволяют считать, что формирование массива Маяк осуществлялось в условиях

мезозоны и даже, может быть, промежуточной мезо-катазоны, по Баддингтону (1963) — на глубинах не менее 5 км. Конформность массива говорит о внедрении его в значительно прогретые пластичные породы.

Интрузивная природа массива подтверждается рядом фактов и прежде всего наличием глубинных ксенолитов интенсивно метаморфизованных пород, найденных в верховьях руч. Спарщик. Глубинные ксенолиты представлены темно-зелеными мелкозернистыми пироксен-амфиболовыми гнейсами с гранобластовой структурой и полосчатой текстурой. Они состоят из плагиоклаза № 38—42, моноклинного пироксена, зеленой роговой обманки, актинолита, биотита, хлорита, серицита, карбоната, сфена, циркона, рудного минерала. Таких пород поблизости нигде не встречено — они могли быть вынесены только из кристаллического фундамента.

По данным комплексных геофизических исследований в районе горы Сусуман, несколько западнее массива Маяк, глубина залегания кристаллического фундамента здесь составляет 8—10 км. С меньшей глубины ксенолиты кристаллических пород вынесены быть не могли. Мощность гранитового слоя в этом районе около 18 км. Следовательно, гранитная магма, породившая массив Маяк, образовалась в интервале глубин 8—18 км. Поступление ее на поверхность осуществлялось по крупным разломам, достигавшим таких глубин. О значительной глубине разломов свидетельствует тот факт, что к ним приурочены не только гранитные плутоны, но также и небольшие тела основного и ультраосновного состава, развитые в южной части массива. В верховьях речек Последняя и Сохатиная, в том месте, где массив Маяк граничит с массивом Негаих, вдоль разлома северо-западного простирания наблюдаются выходы габбро, гипербазитов и анортозитов.

Габбро слагают штоки с крутыми (50—60°) контактами, площадью не более 10—15 км². Это крупно- и среднезернистые породы зеленовато-серого цвета, состоящие из плагиоклаза № 54—62, моноклинного пироксена, сильно замещенного уралитовой роговой обманкой, биотита, хлорита, карбоната, апатита, рудного минерала. В тесной ассоциации с ними встречены изометричной формы тела ультраосновных пород типа пироксенита, имеющие с габбро резкие четкие контакты. Площадь их 20—25 м². В составе этих пород преобладают моноклинный пироксен и замещающая его уралитовая роговая обманка. Встречаются также хлорит, карбонат и рудный минерал.

На левобережье рч. Сохатиной, по данным В. А. Серебрякова, отмечаются также ультраосновные породы типа перидотита, образующие тела площадью 30—40 м². Они состоят из оливина, тремолита, серпентина, бесцветной роговой обманки, зеленой шпинели и рудного минерала. В. А. Серебряков указывает, что эти породы связаны с габбро постепенными переходами.

В зоне того же глубинного разлома наблюдаются тела лейкократовых пород, приближающихся по составу к анортозитам и связанных с габбро постепенными переходами. Это крупно- и среднезернистые породы бледно-зеленого цвета. Плагиоклаз (№ 50—62) наблюдается в виде незональных идиоморфных короткопризматических кристаллов размером до 1,5 см в длину. Кроме плагиоклаза, отмечаются моноклинный пироксен, зеленая роговая обманка, цоизит, хлорит, ортит, гранат, апатит, рудный минерал. Встречаются небольшие гнезда и слои, состоящие целиком из плагиоклаза.

Тела габбро и ультраосновных пород имеют более древний возраст, чем гранитный массив Маяк, поскольку в контактовых зонах в них повсеместно наблюдается значительное обогащение биотитом.

Ассоциация гипербазитов, габбро и высокоглиноземистых гранитов, по мнению Э. П. Изоха (1965), является строго закономерной, поскольку она проявилась в разное время и на разных территориях в одной и той

же последовательности. Подобная ассоциация имеет место в Северном Вьетнаме, Северном Сихотэ-Алине, на Украине, на Таймыре. Однако на Северо-Востоке СССР до сих пор были неизвестны массивы гранитов с высокоглиноземистыми минералами, тесно связанные с габбро и гипербазитами. Массив Маяк — пока единственный пример подобной ассоциации. При этом следует отметить, что роль гипербазитов как самостоятельной формации здесь еще не устанавливается достаточно отчетливо. Не исключено, что небольшие тела гипербазитов, как и анортозиты, являются дифференциатами габброидной магмы. Тем не менее совершенно очевидно, что процесс магмообразования в зонах разломов, контролирующих интрузии колымских батолитов, начинался на больших глубинах, по меньшей мере в базальтовом слое, а может быть, если считать гипербазиты самостоятельной формацией, и в пределах верхов перидотитовой мантии.

По Э. П. Изоху, между гипербазитами, габбро и высокоглиноземистыми гранитами отсутствуют промежуточные типы пород. Тем не менее все эти породы оказываются генетически связанными. В рассматриваемом случае доказательством тесной связи основной и кислой магмы может служить появление лейкократовых существенно плагиоклазовых пород, в количественном отношении не уступающих по объему габбро и гипербазитам.

В. С. Соболев (1947) указал, что анортозитовые породы могут возникать при смешении основной и кислой магм, когда последняя возникает при плавлении вмещающих пород под влиянием основной магмы. В ходе этого процесса поглощается огромное количество тепла, которое компенсируется обильной кристаллизацией и сопровождающей ее кристаллизационной дифференциацией, приводящей к появлению анортозитов.

Вмещающие массив Маяк породы превращены в различные роговики относящиеся к альбит-эпидот-роговиковой и роговообманково-роговиковой фациям метаморфизма. Ширина зоны ороговикования не превышает 1,5 км.

К массиву Маяк с запада почти примыкает Негаяхский массив — батолит сложного состава, образованный различными типами гранитоидов (Серебряков, 1966). Встречающиеся в этом массиве двуслюдяные граниты совершенно аналогичны таковым массива Маяк. Помимо двуслюдяных и меланократовых биотитовых гранитов здесь широко распространены среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты. Это светло-серые, голубоватые или розоватые породы, состоящие из ортоклаз-пертита (40—65%), кислого плагиоклаза (5—30%), кварца (20—40%), роговой обманки и биотита (2—7%). Роговая обманка относится преимущественно к гастингситу; в южной части массива встречается также обыкновенная роговая обманка бурого цвета с зеленоватым оттенком.

С роговообманково-биотитовыми гранитами тесно ассоциируют щелочные граниты, содержащие арфведсонит и эгирин. Кроме того, здесь имеются своеобразные темноокрашенные породы зеленовато-серого цвета, по составу отвечающие гранитам или графосиенитам. Они состоят из гастингсита, ортоклаза, диопсид-геденбергита, кварца, биотита ($Nm = 1,700 \pm 0,003$), плагиоклаза № 12—16, фаялита ($2V = -57^\circ$; $Ng = 1,867 \pm 0,003$; $Np = 1,810 \pm 0,003$), граната, апатита, циркона, рудного минерала. Эти гранитоиды встречаются в виде небольших участков, связанных постепенными переходами с другими породами, слагающими Негаяхский массив. Вблизи контактов встречаются также фаялитсодержащие роговообманково-биотитовые граниты с обыкновенной роговой обманкой, неотчетливо решетчатым микроклином и более основным плагиоклазом.

Оливинсодержащие гранитоиды представляют собой довольно редкое явление и пока описаны в СССР лишь в Алайском хребте, в Восточном

Саяне и на юге Украины (Шинкарев, 1964). Во всех этих породах, как и в гранитах Негайхского массива, присутствует почти чистый фаялит, ассоциирующий с ортоклазом, пироксеном (диопсид-геденбергитом или ферроавгитом), железистым амфиболом, реже альбитом и лепидомеланом. Парагенезисы оливинсодержащих пород указывают на сравнительно высокотемпературные условия их образования и могут быть сопоставимы с парагенезисами чарнокитов. Наличие подобных пород в составе батолитов Яно-Колымской складчатой системы является еще одним свидетельством глубинности их формирования¹. Однако вследствие интенсивного проявления более поздних аутометасоматических преобразований первичные глубинные высокотемпературные фации сохраняются далеко не всегда и могут быть затушеванными. Примером является ассоциация решетчатого микроклина с фаялитом в краевых зонах Негайхского массива.

ХАТЫННАХСКИЙ МАССИВ

Массив имеет площадь около 80 км², находится в междуречье Хатыннаха и Мылги, правых притоков р. Таскана. Массив вытянут в северо-северо-западном направлении и является слабо дискордантным по отношению к вмещающей толще юрских и триасовых песчанико-сланцевых отложений, которую он прорывает и метаморфизует. Массив сформировался в результате двух фаз внедрения гранитоидной магмы. В первую фазу происходило образование биотит-роговообманковых порфиоровидных и равномернозернистых гранодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов; во вторую фазу внедрились роговообманково-биотитовые равномернозернистые, реже порфиоровидные граниты. Биотит-роговообманковые гранодиориты первой фазы представляют собой серые, темно-серые, зеленовато-серые порфиоровидные, реже равномернозернистые породы, состоящие из плагиоклаза № 32—48 (30—40%), калиевого полевого шпата (20—25%), кварца (10—15%), обыкновенной роговой обманки ($-2V = 72^\circ$, $cNg = 17^\circ$), моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового ряда, биотита ($Nm = 1,653—1,658$), хлорита, апатита, циркона, сфена, эпидота, цоизита, титаномagnetита, пирита.

Диориты и кварцевые диориты связаны с гранодиоритами постепенными переходами и состоят в общем из тех же минералов. В некоторых случаях за счет уменьшения содержания плагиоклаза и темноцветных минералов в породах резко повышается содержание калиевого полевого шпата и они по составу приближаются к сиенит-диоритам. При этом большая часть калиевого полевого шпата наблюдается в виде крупных порфиоровидных выделений, а меньшая сосредоточена в основной массе породы.

Биотит-роговообманковые граниты второй фазы — это светло-серые или розовато-серые преимущественно равномернозернистые, иногда слабопорфиоровидные породы. Они состоят из плагиоклаза № 18—34, иногда зонального (25—35%), калиевого полевого шпата (35—40%), кварца (25—30%), биотита и роговой обманки (3—10%), хлорита, серицита, апатита, циркона, сфена, рудного минерала. Свойства порообразующих минералов такие же, как и минералов гранитоидов первой фазы.

Контакты между гранитоидами первой и второй фаз Хатыннахского массива резкие, четкие, но без зон закалки или каких-либо приконтактных изменений. Граниты часто сопровождаются дайкообразными апофизами в гранодиориты, но нигде не содержат их ксенолиты. Все это позволяет предполагать, что внедрение биотит-роговообманковых гранитов второй фазы произошло ранее окончательного застывания

¹ Фаялитсодержащие граниты характерны для интрузивов малых глубин.— *Прим. ред.*

Химический состав биотитов и мусковита (в вес. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 34,98 | 36,10 | 36,24 | 46,90 |
| TiO ₂ | 4,10 | 4,18 | 4,05 | 0,67 |
| Al ₂ O ₃ | 15,45 | 17,86 | 18,32 | 25,51 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,51 | 2,24 | 3,15 | 2,76 |
| FeO | 18,18 | 18,54 | 19,04 | 6,13 |
| MnO | 0,25 | 0,22 | 0,46 | 0,22 |
| MgO | 5,14 | 7,65 | 6,40 | 0,95 |
| CaO | 1,18 | 0,34 | 0,37 | 0,16 |
| Na ₂ O | 0,50 | 0,94 | 0,88 | 0,84 |
| Li ₂ O | — | — | — | — |
| K ₂ O | 8,84 | 7,56 | 7,94 | 8,96 |
| +H ₂ O | 2,77 | 2,16 | 2,00 | 3,96 |
| -H ₂ O | 0,52 | 0,40 | 0,10 | — |
| P ₂ O ₅ | 0,27 | 0,03 | 0,05 | — |
| F | 0,80 | 0,60 | 0,55 | 0,92 |
| S | — | — | — | — |
| П.п.п. | 2,18 | 1,07 | 0,80 | 1,01 |
| Сумма | 99,70 | 99,89 | 100,35 | 99,99 |
| <i>Nm</i> | 1,660 | 1,653 | 1,670 | 1,608 |
| $\frac{(Fe_2O_3+FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$ | 70 | 56 | 68 | |
| $\frac{Fe_2O_3+FeO}{MgO}$ | 2,4 | 1,2 | 2,0 | |
| TiO ₂ +FeO+ +Fe ₂ O ₃ +MnO | 30,04 | 25,18 | 26,70 | |
| TiO ₂ | 4,10 | 4,18 | 4,05 | |

Кристаллохимические формулы:

- $(K_{0,88}Na_{0,08}Ca_{0,09})_{1,5} (Mg_{0,59}Fe_{1,17}^{+2}Mn_{0,01})_{1,77} (Fe_{0,44}^{+3}Al_{0,32})_{0,76} [Al_{1,08}Ti_{0,24}Si_{2,68}O_{10}]$
[OH_{1,42}F_{0,18}O_{0,40}]₂
- $(K_{0,76}Na_{0,14}Ca_{0,03})_{0,93} (Mg_{1,0}Fe_{1,21}^{+2}Mn_{0,01})_{2,22} (Fe_{0,04}^{+3}Al_{0,78})_{0,82} [Al_{0,96}Ti_{0,24}Si_{2,8}O_{10}]$
[OH_{1,32}F_{0,16}O_{0,53}]₂
- $(K_{0,76}Na_{0,14}Ca_{0,03})_{0,93} (Mg_{0,72}Fe_{1,21}^{+2}Mn_{0,01})_{1,94} (Fe_{0,18}^{+3}Al_{0,57})_{0,75} [Al_{1,05}Ti_{0,23}Si_{2,72}O_{10}]$
[OH_{1,06}F_{0,12}O_{0,82}]₂
- $(K_{0,80}Na_{0,1}Ca_{0,01})_{0,91} (Al_{1,35}Fe_{0,14}^{+3}Fe_{0,36}^{+2}Mg_{0,22}Mn_{0,01}Ti_{0,03})_{1,98} (Si_{3,27}Al_{0,73})_{4,0} (O_{9,99}OH_{0,01})_{10}$
(OH_{0,81}F_{0,29})₂

1 — биотит, массив Маяк; 2 — биотит из гранитов Хатыннахского массива; 3 — биотит из гранитов Тирехтяхского массива; 4 — мусковит, массив Маяк. Анализы выполнены из коллекции И. А. Загзузиной, лаборатория ВНИИ-1.

гранитоидов первой фазы, когда последние находились еще в пластичном состоянии.

К биотит-роговообманковым гранитам второй фазы Хатыннахского массива близки по петрографическим особенностям граниты, слагающие дискордантный Тирехтяхский массив, расположенный на левобережье р. Мылги. Однако в гранитах Тирехтяхского массива повышается роль биотита по сравнению с роговой обманкой.

Установлено различие между биотитами из двуслюдяных гранитов и биотит-роговообманковых гранитов (табл. 1). Биотит из двуслюдяных гранитов массива Маяк относится к аннит-сидерофиллитовой серии и содержит 65% аннита и 35% сидерофиллита. Биотиты из гранитов Хатыннахского и Тирехтяхского массивов принадлежат к аннит-флогопитовой серии, содержание флогопита — 30—35%. Биотиты различаются по окраске — в массиве Маяк биотит красновато-бурый, в Хатыннахском и Тирехтяхском массиве — зеленовато-бурый, реже коричневатобурый. Характерны различия в процессах изменения биотитов — в массиве Маяк биотит замещается в основном мусковитом, в Хатыннахском и Тирехтяхском массивах — хлоритом.

Изучение химического состава и рентгеноструктурное исследование позволили также установить различия между калиевыми полевыми шпатами двуслюдяных и биотит-роговообманковых гранитов. В массиве Маяк калиевый полевой шпат порфиروبласт представлен максимальным решетчатым микроклином со степенью триклинности (рентгеновской) $\Delta = 0,92$. В основной массе двуслюдяных гранитов массива Маяк присутствуют слаботриклинные нерешетчатые калиевые полевые шпаты с $\Delta = 0,6—0,8$. Калиевый полевой шпат порфиروبластов отличается наиболее высоким содержанием ортоклазовой молекулы (65,53%). В полевых шпатах основной массы содержание ортоклазовой молекулы составляет 60,94—56,09%. В слаботриклинных калиевых полевых шпатах порфиروبласт двуслюдяных гранитов Негаяхского массива содержание ортоклазовой молекулы составляет лишь 48,32%, поскольку они очень сильно альбитизированы.

В биотит-роговообманковых гранитах Хатыннахского и Тирехтяхского массивов наблюдаются калиевые полевые шпаты моноклинной симметрии с нерасщепленными на рентгенограммах пиками 130 и 131, содержание в них ортоклазовой молекулы колеблется в пределах 59,17—57,14%. Таким образом, между калиевыми полевыми шпатами рассматриваемых массивов наблюдаются значительные структурные различия при менее четких различиях в их составе. Все калиевые полевые шпаты содержат примеси Ba, Pb и Sr примерно в равных количествах.

Было проведено сравнение химического состава всех рассматриваемых гранитоидов (табл. 2, 3, 4), а также добатолитовых даек (табл. 5), сложенных породами среднего и основного состава (андезиты, андезитодациты, анамезиты, долериты, порфириты). Петрографический состав и геологические особенности добатолитовых даек достаточно полно изложены в работе П. И. Скорнякова (1949).

Для каждой группы пород на бланках вероятностной бумаги строились функции распределения содержания главных петрогенных окислов. По виду этих функций установлено, что распределения SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O и Na_2O аппроксимируются нормальным законом, а распределения FeO , Fe_2O_3 , MgO — логнормальным законом. Математическое ожидание или медиана (при логнормальном распределении) и стандартное отклонение (σ) снимались непосредственно с графиков. Парно сгруппированные распределения затем сравнивались при помощи статистических критериев Фишера (равенство или различие дисперсий) и Стьюдента (равенство средних значений). Равными парными распределениями принимались те, для которых равны и средние содержания и дисперсии.

Таблица 2

Химический состав гранитоидов массива Маяк (в вес. %)

| Компонен- ты | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 71,36 | 71,10 | 67,86 | 69,44 | 70,05 | 73,40 | 78,3 | 74,45 | 75,26 | 76,02 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,12 | 0,57 | 0,40 | 0,15 | 0,25 | 0,17 | 0,12 | 0,20 | 0,18 |
| Al ₂ O ₃ | 14,62 | 16,08 | 15,36 | 14,52 | 15,06 | 13,32 | 12,30 | 14,56 | 13,20 | 12,07 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,59 | 0,68 | 2,09 | 1,75 | 1,25 | 1,10 | 0,23 | 0,39 | 0,85 | 1,52 |
| FeO | 0,57 | 0,90 | 3,06 | 1,92 | 2,02 | 2,50 | 0,88 | 0,52 | 1,70 | 1,66 |
| MnO | 0,02 | 0,03 | 0,08 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| CaO | 0,94 | 1,18 | 1,84 | 1,44 | 1,22 | 1,0 | 0,83 | 0,79 | 1,14 | 0,57 |
| MgO | 0,40 | 0,52 | 1,40 | 0,80 | 0,10 | 0,61 | 0,07 | 0,07 | 0,32 | 0,20 |
| K ₂ O | 6,13 | 4,61 | 4,48 | 5,34 | 5,70 | 5,61 | 4,0 | 5,30 | 4,29 | 4,60 |
| Na ₂ O | 3,76 | 4,55 | 2,13 | 3,58 | 4,10 | 2,78 | 2,88 | 2,88 | 2,79 | 3,28 |
| H ₂ O ⁺ | 0,44 | 0,43 | 0,74 | 0,42 | 0,1 | 0,1 | 0,29 | 0,43 | 0,10 | 0,2 |
| H ₂ O ⁻ | 0,13 | 0,07 | 0,16 | 0,26 | 0,12 | 0,01 | 0,11 | 0,12 | 0,09 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,22 | 0,16 | 0,20 | 0,01 | — | 0,33 | 0,23 | — | 0,02 |
| CO ₂ | 0,05 | 0,14 | 0,10 | 0,15 | 0,10 | — | 0,07 | 0,07 | — | — |
| С у м- ма | 100,23 | 100,50 | 100,03 | 100,25 | 99,81 | 100,02 | 100,49 | 99,95 | 100,73 | 100,57 |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <i>a</i> | 16,6 | 15,2 | 10,4 | 14,7 | 16,6 | 14,0 | 10,8 | 12,9 | 11,8 | 13,3 |
| <i>c</i> | 1,1 | 1,2 | 2,1 | 1,6 | 1,3 | 8,0 | 0,9 | 0,7 | 1,3 | 0,6 |
| <i>b</i> | 4,7 | 10,6 | 15,2 | 8,1 | 5,6 | 1,2 | 5,9 | 6,2 | 5,4 | 3,9 |
| <i>s</i> | 77,6 | 73,0 | 72,3 | 75,6 | 76,5 | 76,8 | 82,4 | 79,2 | 81,5 | 82,2 |
| <i>f'</i> | 38 | 11,6 | 28,8 | 38,7 | 48,2 | 41,5 | 24,4 | 11,1 | 48 | 68,3 |
| <i>m'</i> | 14 | 69,8 | 14,6 | 16,1 | 3,4 | 12,7 | 3,2 | 2,6 | 8 | 8,3 |
| <i>a'</i> | 47,6 | 40,7 | 57,7 | 45,2 | 48,2 | 45,7 | 0,7 | 75,9 | 43 | 23,3 |
| <i>n</i> | 47,5 | 60,2 | 41,4 | 50,8 | 51,9 | 42,7 | 51,7 | 44,5 | 49 | 51,9 |

1—6 — коллекция И. А. Загзузиной, 1968 г. (обр. 1143, 1153, 1165, 1096, 1110, 1115);

7—8 — коллекция В. А. Серебрякова, 1956 г., обр. 1 и 2;

9—10 — коллекция Б. Н. Владимировой, 1936 г.

Совершенно различными оказались распределения всех главнейших петрогенных окислов в добатолитовых дайках и гранодиоритах Хатыннахского массива (во всех случаях различны и математические ожидания и дисперсии). Полное петрохимическое различие этих пород не вызывает ни малейшего сомнения.

Для всех сравниваемых гранитоидных пород оказались различными распределения SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ и MgO. По содержанию CaO они также различаются, за исключением гранитов массива Маяк и гранитов Хатыннахского массива, где решение неопределенно. Содержания Fe₂O₃ и FeO в некоторых случаях оказались одинаковыми, в других случаях решение неопределенно (различаются по *F*-критерию, но сходны по *t*-критерию или наоборот). Судить о равенстве или различии этих окислов представляется весьма сложной задачей. По содержанию K₂O граниты массива Маяк отличаются и от гранитов и от гранодиоритов Хатыннахского массива. Решение о сходстве или различии содержания K₂O в гранитах и гранодиоритах самого Хатыннахского массива остается неопределенным.

Таблица 3

Химический состав гранитоидов ранней фазы Хатыннахского массива (в вес. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 65,64 | 62,56 | 59,48 | 64,14 | 61,04 | 54,68 | 52,82 | 54,90 | 57,52 | 54,20 | 58,10 | 60,20 |
| TiO ₂ | 0,35 | 0,45 | 0,45 | 0,85 | 1,60 | 0,85 | 0,60 | 0,60 | 0,70 | 0,80 | 0,50 | 0,30 |
| Al ₂ O ₃ | 16,46 | 15,86 | 15,14 | 15,14 | 18,57 | 16,12 | 17,86 | 20,02 | 19,00 | 20,56 | 18,76 | 18,34 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,73 | 3,60 | 5,44 | 1,50 | 3,56 | 6,44 | 5,26 | 3,03 | 3,31 | 2,31 | 4,1 | 2,90 |
| FeO | 3,96 | 4,22 | 5,14 | 3,36 | 3,90 | 2,12 | 3,52 | 4,54 | 4,42 | 4,36 | 3,17 | 3,50 |
| MnO | 0,06 | 0,09 | 0,10 | 0,04 | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,21 | 0,05 | 0,12 | 0,10 | 0,05 |
| MgO | 0,34 | 1,08 | 1,58 | 1,68 | 1,68 | 2,17 | 2,30 | 1,84 | 1,97 | 5,62 | 2,53 | 1,99 |
| CaO | 2,42 | 3,31 | 4,34 | 2,61 | 4,49 | 3,13 | 4,54 | 5,94 | 5,20 | 2,33 | 4,84 | 3,27 |
| Na ₂ O | 3,38 | 4,04 | 3,59 | 3,68 | 1,84 | 2,70 | 2,68 | 2,86 | 5,16 | 5,0 | 3,10 | 4,05 |
| K ₂ O | 6,14 | 4,46 | 3,92 | 2,55 | 2,72 | 2,94 | 5,40 | 4,15 | 2,70 | 4,47 | 2,77 | 2,86 |
| H ₂ O | 0,14 | 0,10 | 0,12 | 0,11 | 0,14 | 0,10 | 0,30 | 0,14 | 0,12 | 0,61 | 0,56 | 0,42 |
| P ₂ O ₅ | 0,49 | 0,26 | 0,28 | 0,57 | 0,42 | 1,17 | 0,54 | 0,41 | 0,11 | 0,11 | 0,40 | 0,84 |
| B | 0,04 | 0,29 | 0,26 | 0,41 | 0,30 | 1,31 | 0,20 | — | 0,36 | — | — | — |
| Cl | — | — | — | 0,05 | — | 0,09 | — | — | — | — | — | — |
| CO ₂ | — | — | 0,44 | 1,41 | — | 2,84 | — | — | — | 0,10 | 0,88 | 0,80 |
| П.п.п. | — | — | — | — | — | — | — | 0,98 | — | — | — | — |
| As | — | — | — | — | — | 2,75 | — | 0,03 | — | — | — | — |
| С у м а | 100,15 | 100,32 | 100,28 | 98,10 | 100,31 | 99,49 | 96,09 | 99,65 | 100,62 | 100,41 | 99,61 | 99,52 |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <i>a</i> | 16,4 | 15,4 | 13,6 | 12,0 | 8,0 | 11,1 | 15,0 | 13,4 | 15,6 | 18,2 | 11,6 | 14,1 |
| <i>c</i> | 2,8 | 2,9 | 3,3 | 3,2 | 5,5 | 4,0 | 5,5 | 7,7 | 5,2 | 2,9 | 6,3 | 4,3 |
| <i>b</i> | 5,8 | 10,1 | 14,3 | 9,8 | 15,7 | 16,4 | 13,4 | 11,0 | 12,0 | 13,8 | 11,5 | 8,9 |
| <i>s</i> | 75,0 | 71,6 | 68,8 | 75,0 | 70,8 | 68,5 | 66,1 | 67,9 | 67,2 | 65,1 | 70,6 | 73,6 |
| <i>f'</i> | 24,4 | 71,0 | 67,3 | 21,1 | 44,1 | 25,3 | 64,1 | 68,9 | 60,5 | 28,6 | 60,5 | 59,5 |
| <i>m'</i> | 24,4 | 18,2 | 18,3 | 49,3 | 18,3 | 49,7 | 32,0 | 30,5 | 28,5 | 41,5 | 39,8 | 40,6 |
| <i>a'</i> | 1,2 | 10,8 | 13,9 | 29,6 | 37,6 | 25,0 | 3,9 | 0,6 | 11,0 | 33,8 | 22,6 | 37,4 |
| <i>n</i> | 45,8 | 57,5 | 58,6 | 69,0 | 50,8 | 58,6 | 43,6 | 50,5 | 74,1 | 63,5 | 62,5 | 68,0 |

1 — гранодиорит, обр. 14/13, коллекция П. И. Скорнякова, 1953 г.;

2 — равномернозернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит, обр. 4, коллекция Н. С. Александровой, 1947 г.;

3 — порфиридный роговообманково-биотитовый гранодиорит, обр. 10, коллекция Н. С. Александровой, 1947 г.;

4 — гранодиорит-порфир, обр. 39, коллекция П. И. Скорнякова, 1953 г.;

5 — кварцевый диорит, обр. 25, коллекция Н. С. Александровой, 1947 г.;

6 — кварцевый диорит, обр. 43-б, коллекция П. И. Скорнякова;

7, 8 — обр. 2377 и 15/138, гранодиориты, коллекция П. И. Скорнякова;

9 — гранодиорит, обр. 23/769, коллекция Н. С. Александровой, 1947 г.;

10—12 — гранодиориты (обр. 1032, 1006, 1061), коллекция И. А. Загзузиной, 1967 г. Все анализы выполнены в лаборатории ВНИИ-1, аналитик Л. Н. Лопата.

Химический состав гранитов поздней фазы Хатыннахского массива (в вес. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 72,09 | 71,96 | 71,08 | 73,05 | 71,50 | 72,0 |
| TiO ₂ | 0,20 | 0,20 | 0,35 | 0,15 | 0,36 | 0,20 |
| Al ₂ O ₃ | 14,51 | 13,73 | 11,17 | 13,20 | 12,52 | 13,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,85 | 2,28 | 4,00 | 1,54 | 2,20 | 2,36 |
| FeO | 1,90 | 0,88 | 2,90 | 1,63 | 2,44 | 1,20 |
| MnO | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,03 |
| MgO | 0,45 | 0,59 | 0,76 | 0,57 | 0,80 | 0,63 |
| CaO | 1,42 | 0,82 | 1,94 | 1,41 | 1,56 | 1,10 |
| Na ₂ O | 3,58 | 1,89 | 3,94 | 2,96 | 3,15 | 4,34 |
| K ₂ O | 4,94 | 6,75 | 3,15 | 4,70 | 5,17 | 3,05 |
| H ₂ O | 0,10 | 0,10 | 0,12 | 0,10 | 0,18 | 0,20 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,17 | 0,11 | 0,20 | — | — |
| S | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | — | — |
| Cl | 0,04 | 0,02 | — | — | — | — |
| CO ₂ | — | 0,01 | 0,18 | — | 0,25 | — |
| П.п.п. | — | 0,30 | — | 0,50 | 0,25 | 0,10 |
| Сумма | 100,36 | 99,76 | 99,94 | 100,59 | 100,43 | 100,40 |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|
| <i>a</i> | 14,5 | 13,6 | 12,8 | 13,0 | 11,5 | 12,9 |
| <i>c</i> | 1,7 | 0,9 | 0,8 | 0,8 | 1,8 | 1,2 |
| <i>b</i> | 4,2 | 6,0 | 8,6 | 8,2 | 9,6 | 7,7 |
| <i>S</i> | 79,6 | 79,5 | 77,8 | 78,0 | 77,1 | 78,2 |
| <i>f'</i> | 59,4 | 46,1 | 68,2 | 32,6 | 41,0 | 37,8 |
| <i>m'</i> | 18,7 | 16,5 | 14,4 | 10,1 | 13,4 | 13,5 |
| <i>a'</i> | 21,9 | 37,4 | 17,4 | 49,5 | 45,5 | 45,5 |
| <i>n</i> | 52,7 | 30,1 | 65,3 | 48,5 | 38,2 | 68,5 |

1—3 — роговообманково-биотитовые граниты, обр. 8, 12 и 7, коллекция П. И. Скорнякова; 4—6 — роговообманково-биотитовые граниты, обр. 1062, 1084, 1088, коллекция И. А. Загзузиной, 1967 г.

1—3 — роговообманково-биотитовые граниты, обр. 8, 12 и 7, коллекция П. И. Скорнякова;

4—6 — роговообманково-биотитовые граниты, обр. 1062, 1084, 1088, коллекция И. А. Загзузиной, 1967 г.

По содержанию Na₂O близки лишь граниты массива Маяк и гранодиориты Хатыннахского массива, в других случаях решение неопределенно. В целом каждая из рассматриваемых групп гранитоидных пород представляется совершенно самостоятельной в петрохимическом отношении, так как различий между ними всеми значительно больше, чем сходства.

Сравнение гранитов массива Маяк со средними типами изверженных горных пород, по Дэли, показало, что они наиболее близки к докембрийскому граниту, отличаясь от последнего повышенным содержанием кремнезема и калия, несколько пониженными содержаниями окисного и закисного железа. Граниты поздней фазы Хатыннахского массива обнаруживают промежуточные черты между докембрийским гранитом

Химический состав даек Штурмовского узла (в вес. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 41,06 | 41,08 | 50,76 | 54,68 | 61,14 | 50,30 | 49,58 | 48,72 | 48,86 | 54,56 | 51,34 | 54,06 |
| TiO ₂ | 1,10 | 0,90 | 0,85 | 0,85 | 0,85 | 1,50 | 1,60 | 1,60 | 1,81 | 1,10 | 1,10 | 1,00 |
| Al ₂ O ₃ | 12,13 | 16,40 | 25,31 | 16,12 | 15,14 | 13,10 | 16,13 | 13,57 | 16,00 | 15,93 | 16,00 | 16,81 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,16 | 4,58 | 6,70 | 6,44 | 1,50 | 5,57 | 0,78 | 2,18 | 0,88 | 2,07 | 1,37 | 1,47 |
| FeO | 7,12 | 6,45 | — | 2,12 | 3,36 | 7,90 | 7,49 | 7,17 | 8,47 | 7,48 | 7,30 | 7,92 |
| MnO | 0,10 | 0,18 | 0,09 | 0,08 | 0,04 | 0,08 | 0,14 | 0,13 | 0,13 | 0,10 | 0,13 | 0,12 |
| MgO | 9,19 | 7,94 | 3,32 | 2,17 | 1,68 | 6,75 | 5,22 | 4,86 | 6,28 | 2,64 | 3,43 | 2,91 |
| CaO | 9,29 | 9,09 | 3,28 | 3,13 | 2,61 | 7,60 | 5,70 | 6,64 | 6,72 | 5,27 | 5,44 | 4,00 |
| N ₂ O | 1,88 | 1,63 | 1,69 | 2,70 | 3,68 | 1,28 | 2,18 | 1,72 | 2,30 | 3,52 | 2,72 | 3,40 |
| K ₂ O | 0,94 | 4,94 | 3,20 | 2,94 | 2,55 | 4,38 | 1,42 | 1,82 | 1,42 | 1,52 | 2,58 | 1,52 |
| Li ₂ O | — | 0,04 | 0,02 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,19 | 0,65 | 1,17 | 0,57 | 0,52 | — | — | — | — | — | — |
| S | 0,28 | 0,06 | 1,47 | 1,31 | 0,41 | 0,20 | — | — | — | — | — | — |
| Cl | — | 0,06 | 0,03 | 0,09 | 0,05 | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O | 0,12 | 0,22 | 0,14 | 0,10 | 0,11 | 0,34 | 0,12 | 0,14 | 0,18 | 0,18 | 0,18 | 0,18 |
| CO ₂ | 10,52 | 6,43 | 1,30 | 2,85 | 1,41 | 0,68 | 10,10 | 12,03 | 12,50 | 6,08 | 8,86 | 5,86 |
| Sn | 0,02 | — | — | — | — | — | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,37 |
| Pb | 0,47 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| As | — | 0,01 | 1,90 | 2,75 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 99,45 | 100,20 | 100,71 | 99,53 | 95,10 | 100,20 | 100,47 | 100,59 | 100,60 | 100,49 | 100,46 | 99,62 |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|
| <i>a</i> | 6,12 | 11,47 | 8,30 | 11,18 | 10,00 | 8,90 | 7,7 | 7,1 | 7,7 | 10,6 | 10,9 | 10,3 |
| <i>b</i> | 5,08 | 6,13 | 4,00 | 4,12 | 3,00 | 4,20 | 7,8 | 6,7 | 7,7 | 6,3 | 6,4 | 5,1 |
| <i>b</i> | 36,80 | 31,40 | 29,00 | 15,40 | 12,50 | 28,70 | 19,7 | 21,8 | 22,6 | 15,0 | 16,6 | 18,1 |
| <i>s</i> | 52,00 | 51,00 | 58,70 | 69,30 | 74,50 | 58,20 | 64,8 | 64,4 | 62,0 | 68,1 | 66,1 | 66,5 |
| <i>f</i> | 33,80 | 35,40 | 20,00 | 53,80 | 47,90 | 42,80 | 45,0 | 46,0 | 43,2 | 63,0 | 56,4 | 52,6 |
| <i>m'</i> | 46,40 | 46,00 | 19,40 | 26,80 | 30,20 | 40,00 | 50,4 | 42,7 | 51,5 | 32,5 | 38,6 | 28,9 |
| <i>c'</i> | 13,80 | 18,50 | — | — | — | 17,30 | — | 11,3 | 4,9 | 3,9 | 5,1 | — |
| <i>n</i> | 37,80 | 16,70 | 22,10 | 20,40 | 34,60 | 14,40 | 35,0 | 29,2 | 35,4 | 38,9 | 30,3 | 38,8 |
| <i>a'</i> | — | — | 61,00 | 19,50 | 21,80 | — | 4,7 | — | — | — | — | 18,5 |

1 — базальт, обр. 20, коллекция П. И. Скорнякова, дайка № 8, аналитик В. И. Егоров;

2 — анамезит, обр. 40, коллекция П. И. Скорнякова, дайка № 8;

3, 4 — диоритовые порфириды, обр. 26, 27, дайка № 8, коллекция П. И. Скорнякова, аналитик А. А. Тухватулина;

5 — дацит, обр. 28, дайка № 8, та же коллекция;

6 — долерит, дайка Восточная, обр. 205, аналитик В. В. Кротов, коллекция П. И. Скорнякова;

7, 8, 9 — анамезиты, обр. 795, 796, 797, дайка Челюскин, коллекция П. И. Скорнякова, аналитик В. В. Кротов;

10, 11, 12 — долериты, обр. 792, 793 и 794, дайка Снайпер, та же коллекция. Все анализы выполнены в Ларюковской ЦХЛ.

и гранитом всех периодов. Гранитоиды ранней фазы Хатыннахского массива занимают промежуточное положение между сиенитами и гранодиоритами. Отличительной особенностью всех рассматриваемых гранитоидов является высокое значение характеристики *a'*, особенно в гранитах массива Маяк.

Значения H — результаты однофакторного рангового дисперсионного анализа Краскла — Уэллеса

| Элементы | 1. Маяк—Негаях | 2. Маяк—Негаях—Карапет | 3. Хатыннах—Тирехтях | 4. Маяк—Хатыннах | 5. Хатыннах—Тирехтях—эффузивы | 6. Хатыннах—добатолитовые дайки | 7. Хатыннах—жилы | 8. Добатолитовые дайки — жилы |
|----------|----------------|------------------------|----------------------|------------------|-------------------------------|---------------------------------|------------------|-------------------------------|
| Ba | 2,0 | 1,96 | 0,06 | 1,70 | 6,07 | 12,04 | 0,23 | 0,75 |
| Be | 13,48 | 8,17 | 5,48 | 15,30 | 7,00 | 12,96 | 4,26 | 5,92 |
| Sc | 1,60 | 5,93 | 4,38 | 12,31 | 8,62 | 16,73 | 17,20 | 4,89 |
| Sr | 0,03 | 8,88 | 1,44 | 0,13 | 13,40 | 19,66 | 9,44 | 13,37 |
| Y | 0,09 | 1,95 | 3,73 | 3,80 | 13,37 | 0,29 | — | — |
| Yb | 0,87 | 4,25 | 3,72 | 14,31 | 8,87 | 16,52 | 3,41 | 4,31 |
| Zr | 1,05 | 2,63 | 3,01 | 10,04 | 8,42 | 1,22 | 6,43 | 2,20 |
| Sn | 21,86 | 15,94 | 3,39 | 11,37 | 7,16 | 6,90 | 28,57 | 18,96 |
| Cu | 0,05 | 14,56 | 9,35 | 6,30 | 22,02 | 6,88 | 22,62 | 3,30 |
| Ga | 9,28 | 17,02 | 0,9 | 4,64 | 10,09 | 9,60 | 16,56 | 2,58 |
| Cr | 10,04 | 10,53 | 0,07 | 19,60 | 4,02 | 29,95 | 11,09 | 3,45 |
| Mn | 11,87 | 9,80 | 0,02 | 1,25 | 3,05 | 3,37 | 2,02 | 1,15 |
| Ni | 0,03 | 0,57 | 0,94 | 9,75 | 7,54 | 5,34 | 6,08 | 1,81 |
| Ti | 1,84 | 0,47 | 5,76 | 7,9 | 4,73 | 3,25 | 11,93 | 19,37 |
| V | 21,86 | 40,27 | 10,60 | 6,42 | 7,34 | 12,51 | 0,45 | 3,97 |

Для характеристики рассматриваемых пород проведено статистическое изучение содержащихся в них элементов-примесей. Статистической обработке на электронно-вычислительной машине «Мир» по программе, составленной И. Н. Осиповой, подверглись спектральные полуколичественные анализы.

Для каждой группы пород из статистических характеристик определялись: среднее (\bar{x}), стандарт (σ), асимметрия (A), эксцесс (E).

Проверка гипотезы равенства средних значений в породах производилась с помощью однофакторного рангового дисперсионного анализа Краскла — Уэллеса (Миллер, Кан, 1965). Преимущество этого анализа заключается в том, что о распределении изучаемых величин может быть ничего не известно. Это особенно важно в данном случае, где так часто наблюдаются распределения элементов-примесей, противоречащие нормальному и логнормальному законам.

Сравнивались между собой содержания всех элементов-примесей (табл. 6): 1) в гранитоидах массивов Маяк и Негаях; 2) в гранитоидах массивов Маяк, Негаях и Карапет; 3) в гранитоидах Хатыннахского и Тирехтяхского массивов; 4) в гранитоидах массивов Маяк и Хатыннах; 5) в гранитоидах массивов Хатыннах и Тирехтях и ассоциирующих с ними эффузивах среднего состава; 6) в гранитоидах Хатыннахского массива и в добатолитовых дайках; 7) в гранитоидах Хатыннахского массива и золотоносных кварцевых жилах; 8) в добатолитовых дайках и в золотоносных кварцевых жилах. Средние содержания элементов-примесей принимались одинаковыми, если $H > 5,99$ (для столбцов 2 и 5) и $H > 3,84$ (для остальных столбцов). Величины 5,99 и 3,84 представляют собой максимальные допустимые значения χ^2 при $\alpha = 0,05$.

В существенно слюдяных гранитах массивов Маяк и Негаях оказались одинаковыми средние содержания бария, скандия, стронция, иттрия, иттербия, циркония, меди, никеля, титана (9 элементов из 15 сравниваемых). По содержанию олова, галлия, хрома, марганца и ванадия граниты массивов Маяк и Негаях различаются. Сходство средних содер-

жаний большей части элементов-примесей позволяет говорить о геохимической близости однотипных пород названных плутонов.

Существенно слюдяные граниты массивов Маяк и Негаях сравнивались также с гранит-порфирами субвулканического штока Карапет. Сходство их между собой оказалось значительно меньшим, чем сходство гранитов массивов Маяк и Негаях. Эти граниты близки лишь по содержанию бария, скандия, иттрия, иттербия, циркония, никеля и титана (7 элементов из 15).

Биотит-роговообманковые гранитоиды Хатыннахского и Тирехтяхского массивов близки по содержанию бария, стронция, иттрия, иттербия, циркония, олова, никеля, галлия, хрома, марганца (10 элементов из 15). Геохимические данные подтверждают значительное сходство гранитоидов этих массивов и возможность отнесения их к одному формационному типу.

Сравнение слюдяных гранитов массива Маяк с биотит-роговообманковыми гранитами Хатыннахского массива показало их сходство лишь по среднему содержанию бария, стронция, иттрия и марганца (4 элемента из 15). Говорить о геохимической близости данных пород нельзя, они значительно различаются между собой.

Близкие по содержанию большей части элементов-примесей Хатыннахский и Тирехтяхский массивы сильно отличаются от ассоциирующих с ними эффузивов среднего состава — они сходны лишь по среднему содержанию хрома, марганца и титана (3 элемента из 15). Видимо, говорить о тесной связи эффузивов с этими плутонами не следует.

Гранитоиды Хатыннахского массива отличаются от добатолитовых даек по всем элементам-примесям, кроме иттрия, циркония, марганца и титана (сходство по 4 элементам из 15). Таким образом, геохимические данные, как и петрохимические, не позволяют говорить о комагматичности даек и Хатыннахского массива, а подчеркивают существенные различия этих образований. От золотоносных кварцевых жил гранитоиды Хатыннахского массива также сильно отличаются — в них сходны лишь содержания бария, иттербия, марганца и титана.

Сложнее вопрос геохимического сходства добатолитовых даек и золотоносных кварцевых жил. В них сходные средние содержания бария, циркония, меди, галлия, хрома, марганца, никеля (7 элементов из 14). Средние содержания элементов-примесей — бериллия, скандия, стронция, иттербия, олова, титана и ванадия — различаются. Геохимические данные не позволяют однозначно решить вопрос о сходстве или различии этих пород. Однако следует учесть, что по геохимическим особенностям золотоносные жилы ближе к дайкам, чем к Хатыннахскому массиву.

Кроме того, химико-спектральным анализом в гранитоидах и добатолитовых дайках определялось содержание золота из тех же образцов, из которых в них определялись все другие элементы-примеси. В гранитоидах массивов Маяк, Негаях, Хатыннах, Тирехтях и Карапет содержания золота довольно близки, в добатолитовых дайках содержание золота выше. Распределение золота в этих телах хорошо подчиняется логнормальному закону (кривая была построена на бланке вероятностной бумаги), $\mu_0=0,17$ и $\sigma=1,9$. Для анализа отбирались наименее измененные породы даек, не содержащие кварцевых прожилков и макроскопически видимых сульфидов и золота. В окварцованных дайковых породах содержание золота значительно выше (данные П. И. Скорнякова). Из приведенных данных следует, что добатолитовые дайки являются более золотоносными, чем гранитоиды, и отчетливо от них отличаются.

Помимо тех элементов-примесей, для которых была проведена статистическая обработка, в единичных случаях в массиве Маяк спектральным анализом установлен молибден; в Негаяхском массиве — кобальт, молибден, вольфрам; в Хатыннахском — вольфрам, кобальт, свинец, мо-

либден; в штоке Карапет — кобальт и вольфрам. В эффузивах иногда отмечались кобальт, серебро, мышьяк; в дайках — кобальт и мышьяк. В золотоносных кварцевых жилах спектральным анализом зафиксированы молибден, вольфрам, кобальт, серебро, свинец, мышьяк, сурьма.

Проведенные исследования показали, что все магматические образования Штурмовского района четко различаются по структурному положению, петрографическому составу, характеру главнейших породообразующих минералов, петрохимическим и геохимическим особенностям. Менее отчетливо они могут быть разделены по данным определений абсолютного возраста, что объясняется известной ограниченностью калий-аргонового метода, не всегда позволяющего разграничивать разновозрастные, но сближенные во времени проявления магматизма. Тем не менее совершенно ясно, что меловые массивы Маяк и Негайхский, с одной стороны, и Хатыннахский и Тирехтяхский, с другой, принадлежат к различным формационным типам. Совершенно самостоятельное значение имеет и предшествующий им по времени образования комплекс позднеюрских добатолитовых даек, которые образуют протяженные, выдержанные по простиранию пояса, отчетливо вырисовывающиеся на местности. Эти дайки отличаются своеобразным петрографическим составом, интенсивными автометаморфическими изменениями, часто сильно огнейсованы. Ксенолиты дайковых пород найдены как в гранитоидах ранней фазы Хатыннахского массива, так и в ассоциирующих с ними пространственно небольших эффузивных полях, сложенных андезитами и андезитодацитами. Добатолитовые дайки приурочены к протяженным зонам глубинных, длительно развивавшихся разломов и, скорее всего, являются производными более глубинных магматических очагов, чем те очаги, которые породили меловые гранитоидные плутоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
- Изох Э. П.* Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965.
- Миллер Р., Кан Дж.* Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.
- Серебряков В. А.* Геологическое строение Негайхского гранитоидного массива.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Скорняков П. И.* Возраст оруденения в золоторудном месторождении Восточном из бассейна реки Хатыннах на Колыме.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока, вып. 7. Магадан, 1949.
- Соболев В. С.* Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона.— Уч. зап. Львовского ун-та, 1947, т. 6, вып. 5.
- Шинкарев Н. Ф.* Некоторые черты петрогенеза пород, содержащих железистый оливин.— Труды Лаборатории геологии декабря АН СССР, 1964, вып. 19.

Л. Н. Кичигин

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЛДАНСКОГО ШИТА

Мезозойские вулканические породы Алданского щита изучены слабее, чем разновозрастный с ними интрузивный комплекс. В особенности это касается восточной окраины щита (Учурский район). Вулканические породы в этом районе обнаружены давно (М. Я. Столяр, Б. П. Кулеш, С. Т. Борисенко). Позднее они были закартированы в масштабах

(В. И. Татаринов) и (Г. Г. Забелин). Вулканогенные породы района кратко описаны в сводной работе Т. В. Билибиной (1967).

Рассматриваемый район развития мезозойских вулканических пород расположен в пределах мезозойского сводового поднятия, хребта Кет-Кап, вытянутого в широтном направлении между реками Учур и Мая. Вулканические породы развиты в наиболее возвышенной части хребта с альпинотипным характером рельефа. Они образуют здесь два разобщенных выхода площадью 25 и 13 км², вытянутые вдоль оси Кет-Капского свода. Выходы вулканитов представляют собой остатки эффузивно-пирокластической толщи, сохранившейся в глубоких частях вулканических кальдер. Судя по мощности сохранившейся толщи (не менее 600 м), вулканогенные породы были распространены на значительно большей части хребта Кет-Кап (рис. 1).

Вулканогенная толща сложена многократно перемежающимися лавовыми потоками, лавобрекчиями, туфами и агломератами, игнимбритами и туфолавами, а также осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Наиболее широко развиты разнообразные туфы и лавобрекчии, однако отдельные периоды вулканизма характеризовались преимущественным излиянием лав. Так, в средней части разреза выделяется толща трахитов, почти не содержащая пирокластического материала (не более 10%), с редкими маломощными (1—2 м) пластами туфов и кластолав. В связи с этим вся толща грубо подразделяется на три примерно равные части. В нижней части преобладают кластолавы, туфы и агломераты, в средней — лавовые потоки, в верхах разреза — переслаивающиеся лавы и пирокластические породы. Такое подразделение, однако, дает лишь приблизительную картину строения вулканической толщи, так как быстрая фациальная изменчивость по простиранию представляет обычное явление. В нескольких местах наблюдаются сплошные поля туфов и агломератов, являющиеся, по-видимому, остатками шлаковых конусов. Чрезвычайно осложняет изучение залегания пород и структурных взаимоотношений поствулканическая тектоника.

Петрографический состав вулканических продуктов весьма разнообразен: от трахитов и андезитов-трахитов до щелочных габброидов, при преобладании трахитов. Щелочные габброиды распространены не повсеместно и слагают неки и экструзивные купола. По предварительным данным, они моложе трахитов, так как всегда содержат их обломки, сами же среди обломков пирокластических пород не встречаются.

В результате исследований выявлены две близко расположенные вулканотектонические структуры — кальдеры, в которых сохранились вулканогенные породы. Первоначальное расстояние между краями кальдер не превышало, по-видимому, 2—3 км. Позднее внедрившиеся крупные интрузии авгитовых сиенитов расчленили выходы вулканогенных пород и исказили первичные границы кальдер. Восточная кальдера имела форму правильного овала, вытянутого в широтном направлении, с размерами 3×6 км. По всему сохранившемуся периметру она ограничена кольцевым сбросом с амплитудой от 100 до 250 м. Во внутренних частях ее вулканогенная толща имеет центриклинальное падение, а в краевых частях кальдеры падение как вулканических, так и вмещающих осадочных пород крутое, до вертикального. В центральной части залегание пород близко к горизонтальному. Общая амплитуда проседания центральных блоков депрессии не менее 600 м. Опускание по кольцевому сбросу осложнялось смещениями по радиальным разломам. Один из них смещает вулканогенную толщу и вмещающие породы с южной стороны на 200 м по вертикали.

Западная вулканотектоническая депрессия в истоках рек Оннье, Бокур, Ярмарка-Хапчаана, Догуйн была еще более крупной. Кольцевой сброс, ограничивающий эту кальдеру, имел небольшую амплитуду и местами на поверхности обнажается основание вулканической толщи, но

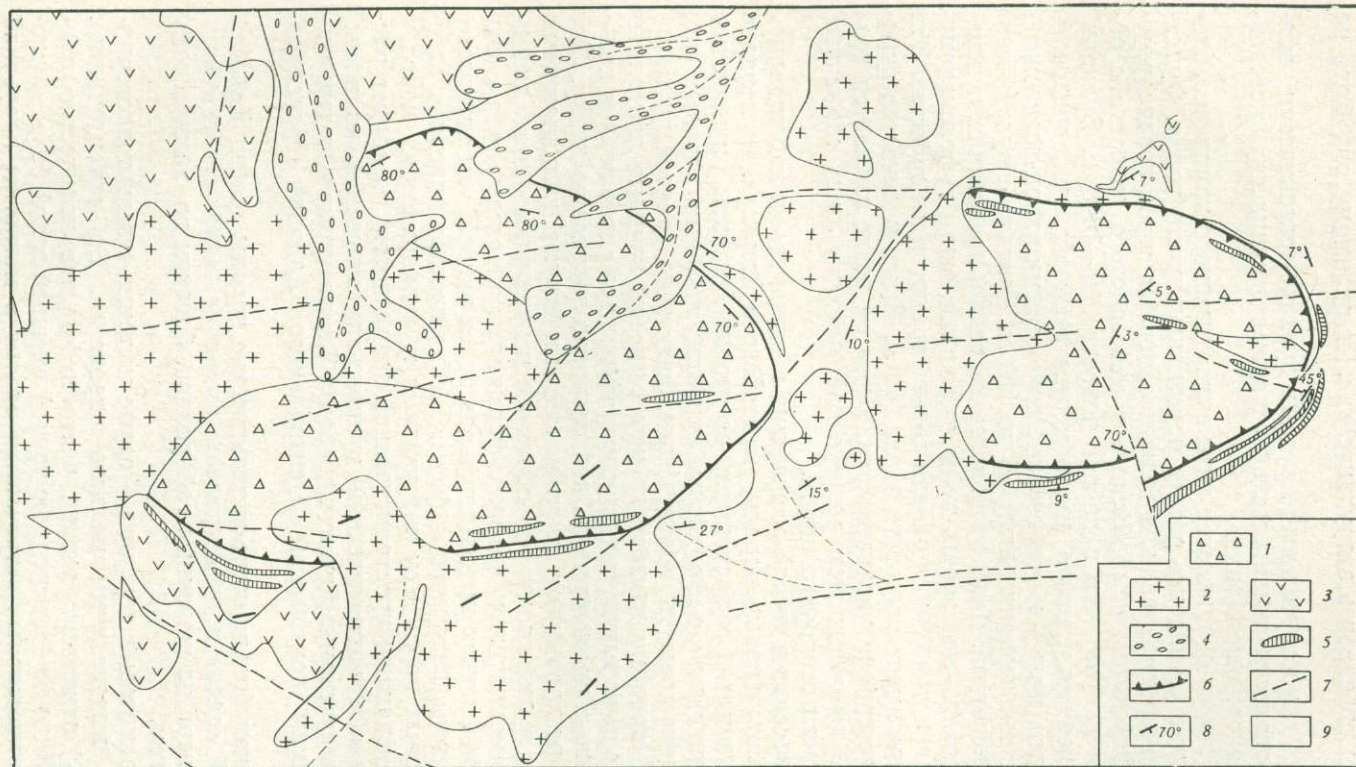


Рис. 1. Схематическая геологическая карта хребта Кет-Кап

- 1 — четвертичные (ледниковые) отложения;
 2 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (верхняя юра — нижний мел);
 3—5 — субвулканические и экструзивные тела:
 3 — авгитовые сиениты,
 4 — роговообманковые сиенит-порфиры,

- 5 — эгириновые, нефелиновые сиениты и монзониты.
 6 — сброс, ограничивающий кальдеру;
 7 — разрывные нарушения;
 8 — элементы залегания пород;
 9 — кембрийские осадочные породы

по периферии кальдеры породы также падают очень круто или вертикально. Так как в центральной части кальдеры вулканогенные породы не сохранились (здесь находится интрузия авгитовых сиенитов), то величину прогибания определить затруднительно. По-видимому, она была не менее 500 м.

Наличие двух самостоятельных крупных вулканотектонических впадин, по всей вероятности, свидетельствует о существовании двух мезозойских вулканов центрального типа.

В истоках р. Бокур обнажаются низы вулканогенного комплекса, благодаря чему можно установить разрез подстилающих его пород. Фундаментом вулканов служила мощная толща осадочных пород позднепротерозойского (рифейского), кембрийского и мезозойского возраста с общей мощностью обнаженного в районе разреза 900—1000 м. Вулканические породы непосредственно подстилаются мезозойскими, предположительно юрскими, мелко- и тонкозернистыми серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками мощностью от 50 до 100 м. Контакт с вулканогенными породами нечеткий. Низы вулканогенной толщи представляют переслаивающиеся осадочные породы, туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты. В песчаниках появляется редкая галька трахитов и порфиров. Эта переходная толща имеет мощность около 100 м. Выше количество пирокластического материала увеличивается, затем он резко сменяется толщей трахитов. В вышележащем разрезе наблюдаются лишь единичные маломощные пласты осадочных пород.

В пределах массива в тесной ассоциации с вулканидами наблюдались разнообразные интрузивные породы мезозойского возраста. В порядке убывающего количества встречаются: авгитовые сиениты, пуласкиты, монзониты, эгириновые и нефелиновые сиениты; жильные породы: сиенит-порфиры, трахиандезиты, лампрофиры, бостониты, граносиениты, аплиты, граниты. Породами главной группы сложены крупные лакколлиты и штоки, а также пояс вытянутых крутопадающих тел вдоль границ кальдер, который можно рассматривать как сложную кольцевую дайку. Все указанные породы прорывают, секут и метаморфизуют вулканогенную толщу. Вместе с вулканидами они образуют центральное ядро Улаханского массива, внешнюю зону которого формируют пластовые тела и лакколлиты роговообманковых сиенит-порфиров более ранней, чем авгитовые и щелочные сиениты, интрузивной фазы. Тесная пространственная ассоциация родственных по составу интрузивных и вулканических пород с отчетливыми признаками пространственной зональности позволяет рассматривать их как комагматический вулканоплутонический комплекс, аналогичный Якокутскому, Джекондинскому, Томмотскому и другим вулканоплутоническим комплексам Центрального Алдана (Максимов, 1969).

В подавляющем большинстве вулканические породы хребта Кет-Кап имеют щелочной состав и представлены рядом от щелочных трахитов и андезитов-трахитов до щелочных габброидов, близких по химическому составу к тефритам.

Щелочные трахитовые порфиры — серые и темно-серые тонкозернистые породы с выделениями мелкого пироксена. Во вкрапленниках (объем 10—15%) отмечается эгирин, часто небольшое количество плагиоклаза от № 40 до № 48, нередко с тонкой внешней зоной более кислого состава. Из аксессуарных встречаются апатит и магнетит; последний распределен в основной массе в виде обильной тонкой пыли. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата; структура трахитовая, реже микролитовая.

Тефритовые трахиты представляют черно-серые и зеленовато-черные тонкозернистые породы базальтоидного облика, иногда с редкими мелкими выделениями пироксена. Под микроскопом это резко порфиоровые породы, содержащие во вкрапленниках пироксен, количество которого

Химический состав вулканических пород хребта Кет-Кап (в вес. %)

| Компо- ненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 50,34 | 50,34 | 53,80 | 53,68 | 55,74 | 57,58 | 57,68 | 57,46 | 58,82 | 57,38 | 66,56 | 57,64 | 57,46 |
| TiO ₂ | 1,08 | 0,81 | 1,05 | 1,01 | 0,74 | 0,43 | 0,65 | 0,46 | 0,60 | 0,50 | 0,31 | 0,52 | 0,67 |
| Al ₂ O ₃ | 13,74 | 15,94 | 16,24 | 17,85 | 18,26 | 18,74 | 18,87 | 19,44 | 19,49 | 19,66 | 17,04 | 19,60 | 19,17 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,35 | 4,29 | 4,08 | 3,31 | 2,31 | 2,99 | 4,17 | 2,90 | 1,36 | 3,30 | 0,58 | 1,60 | 1,50 |
| FeO | 5,46 | 4,46 | 4,31 | 5,39 | 4,35 | 2,72 | 1,76 | 1,65 | 3,16 | 0,93 | 2,73 | 2,73 | 3,66 |
| MnO | 0,24 | 0,19 | 0,18 | 0,18 | 0,16 | 0,16 | 0,16 | 0,16 | 0,16 | 0,17 | 0,07 | 0,15 | 0,14 |
| MgO | 4,20 | 3,42 | 2,74 | 2,46 | 2,14 | 1,45 | 0,85 | 0,80 | 0,53 | 0,72 | 0,25 | 0,42 | 1,10 |
| CaO | 8,82 | 6,56 | 6,51 | 6,12 | 4,38 | 3,67 | 3,20 | 3,16 | 3,42 | 3,16 | 1,18 | 2,86 | 2,69 |
| Na ₂ O | 3,27 | 5,69 | 4,56 | 3,53 | 4,64 | 5,66 | 3,56 | 3,75 | 4,82 | 4,52 | 5,43 | 5,27 | 8,31 |
| K ₂ O | 5,28 | 2,93 | 4,96 | 6,28 | 6,30 | 5,02 | 8,35 | 8,37 | 6,67 | 7,71 | 5,79 | 8,12 | 4,25 |
| H ₂ O | 0,44 | 0,13 | 0,16 | 0,16 | 0,19 | 0,19 | 0,14 | 0,13 | 0,14 | 0,29 | 0,19 | 0,16 | 0,19 |
| P ₂ O ₅ | 0,70 | 0,60 | 0,60 | 0,43 | 0,35 | 0,33 | 0,25 | 0,19 | 0,12 | 0,15 | 0,06 | 0,12 | 0,24 |
| SO ₃ | 0,09 | — | — | — | 0,12 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| П.п.п. | 0,56 | 0,85 | 0,35 | — | 0,47 | 0,61 | 0,26 | 1,14 | 0,27 | 1,04 | — | 0,46 | 0,3 |
| Сум- ма | 99,56 | 99,61 | 99,54 | 100,40 | 100,15 | 99,85 | 99,90 | 99,61 | 99,56 | 99,53 | 100,19 | 99,65 | 99,73 |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| <i>a</i> | 14,7 | 17,4 | 17,3 | 17,2 | 19,7 | 20,1 | 20,6 | 21,5 | 20,8 | 22,1 | 20,1 | 23,9 | 24,4 |
| <i>c</i> | 1,7 | 2,3 | 2,3 | 3,6 | 2,5 | 2,8 | 2,7 | 2,1 | 3,0 | 2,7 | 1,2 | 1,5 | 0,5 |
| <i>b</i> | 25,8 | 20,3 | 18,2 | 16,4 | 12,9 | 9,8 | 8,3 | 6,8 | 6,6 | 6,7 | 3,8 | 7,0 | 9,4 |
| <i>s</i> | 57,8 | 60,0 | 62,2 | 62,8 | 64,9 | 67,3 | 68,4 | 69,6 | 69,6 | 68,5 | 74,9 | 67,6 | 65,7 |
| <i>c'</i> | 34,5 | 29,1 | 31,1 | 24,2 | 22,8 | 18,9 | 15,2 | 14,3 | 19,2 | 19,8 | 6,2 | 29,6 | 29,0 |
| <i>m'</i> | 27,3 | 29,6 | 25,6 | 25,3 | 28,5 | 25,6 | 17,8 | 21,2 | 13,8 | 19,3 | 10,6 | 10,1 | 19,6 |
| <i>f'</i> | 38,2 | 41,3 | 43,3 | 50,5 | 48,7 | 55,5 | 67,0 | 64,5 | 67,0 | 60,9 | 83,2 | 60,3 | 51,4 |
| <i>n</i> | 48,6 | 74,8 | 58,4 | 46,0 | 52,8 | 63,2 | 39,2 | 40,7 | 52,4 | 47,1 | 58,7 | 49,6 | 74,7 |
| <i>t</i> | 1,6 | 1,2 | 1,4 | 1,4 | 0,96 | 0,5 | 0,9 | 0,6 | 0,8 | 0,6 | 0,4 | 0,6 | 0,9 |
| <i>S</i> | 17,6 | 18,8 | 19,6 | 17,7 | 15,1 | 27,1 | 44,1 | 38,1 | 18,1 | 44,9 | 14,3 | 20,1 | 13,0 |
| <i>Q</i> | -15,5 | -17,1 | -12,5 | -12,4 | -12,1 | -8,4 | -7,1 | -5,9 | -5,4 | -5,9 | -8,4 | -14,1 | -17,9 |

1—3 — тефритовые трахиты; 4, 5 — андезито-трахиты; 6—11 — щелочные трахиты; 12, 13 — ромбепорфир. Анализы выполнены в ЦХЛ Якутского геологического управления.

колеблется в пределах 15—25%. Пироксен представлен зеленоватым авгитом ($2V = +56^\circ$) в хорошо образованных кристаллах. В отдельных разностях можно наблюдать появление эгирина-авгита и эгирина. Пироксен обычно отчетливо зональный. Основная масса породы микрозернистая, существенно калишпатовая. В ней различаются микролиты и мелкие кристаллики основного плагиоклаза (№ 55—60) и мелкие зерна пироксена; много рудного минерала и значительное количество апатита. Породы часто содержат обломочный материал и служат цементом лавобрекчий. В обломках обычно наблюдаются щелочные трахиты, обломки кристаллов калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, а также обломки основной массы породы.

В этой группе объединены разнообразные щелочные эффузивы, петрографическое различие между которыми провести трудно. В то же время по химическому составу здесь можно видеть близкие аналоги таких пород, как нефелиновый тефрит, лейцитит и др. В таблице помещено 13

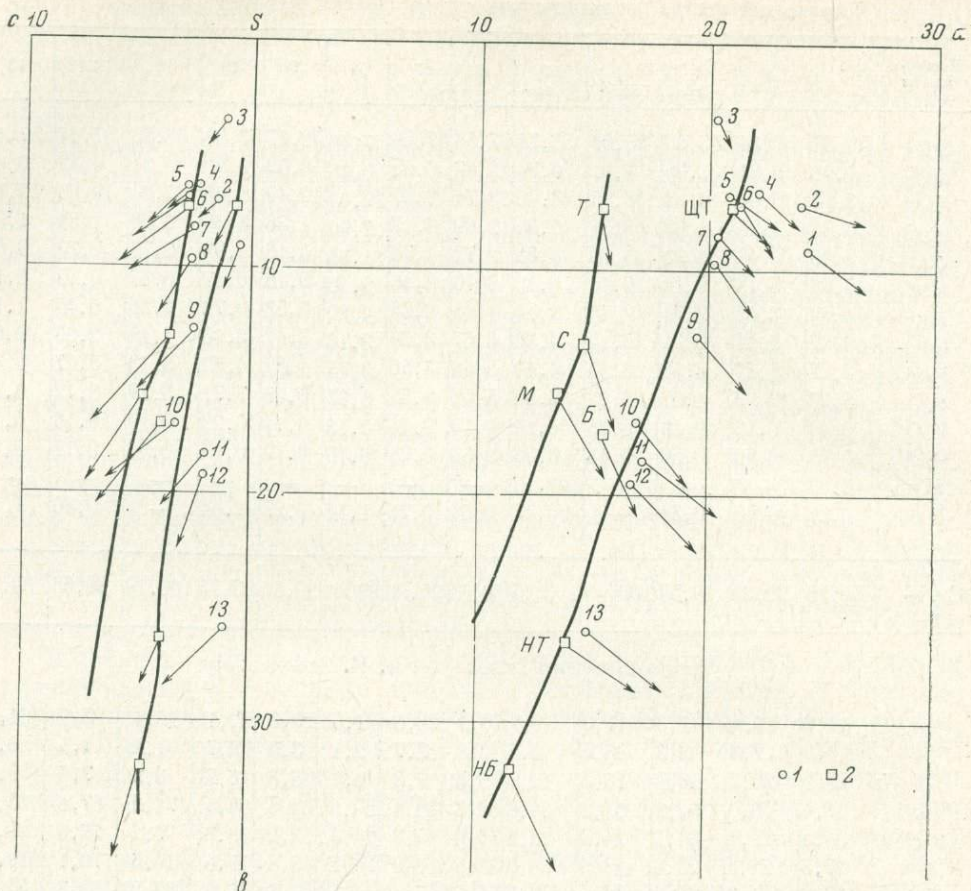


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма, по А. Н. Заварицкому

1 — точки составов пород Учурского вулканического комплекса (номера точек соответствуют номерам химических анализов в таблице; 2 — средние составы пород (по Дэли), НБ — нефелиновый базанит, НТ — нефелиновый тефрит, ЩТ — щелочной трахит; Т — трахит, С — щелочноземельный сиенит, М — монцинт

полных силикатных анализов эффузивных пород района. Хотя все они характеризуют восточный выход вулканогенной толщи, тем не менее выявленные закономерности, по-видимому, являются общими для района хребта Кет-Кап. Анализы 1, 2, 3, 4 относятся к верхам описываемой толщи, остальные характеризуют среднюю и нижнюю часть разреза. Фигуративные точки составов пород нанесены на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 2). Как видно из таблицы и диаграммы, вулканогенная толща имеет неоднородный состав. Большинство пород слабо недосыщено кремнекислотой. Отмечается преобладающая роль натрия в общей щелочности пород. Весь калий входит в состав полевого шпата, а натрий связывает железо в эгирине.

Изменение химического состава вулканических продуктов происходит закономерно. При всех вариациях состава соотношения между компонентами в основном выдерживаются. Расположение фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого свидетельствует о принадлежности большинства эффузивов к одному петрохимическому ряду щелочных пород. Разброс точек относительно средних типов небольшой и состоит в повышенном значении характеристики «с» и несколько повышенной щелочности.

Интрузивы авгитовых и щелочных сиенитов прорывают и метаморфизуют все вулканогенные образования и осложняют более раннюю вулканогенно-тектоническую впадину. Неясными остаются взаимоотношения вулкаников с наиболее ранними роговообманковыми сиенит-порфирами, так как непосредственных контактов между ними не наблюдалось. Абсолютный возраст сиенит-порфиров определяется в пределах 140—180 млн. лет, а авгитовых сиенитов около 100 млн. лет. Исходя из этих данных, возраст вулканических пород не может быть моложе раннего мела и скорее всего является юрским.

ЛИТЕРАТУРА

Билибина Т. В. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). М., «Наука», 1967.
Максимов Е. П. Новые данные по геоло-

гии кольцевых вулканоплутонических комплексов Центрального Алдана.— Докл. АН СССР, серия геол., 1969, вып. 189.

Б. Л. Флеров

СВЯЗЬ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С МАГМАТИЗМОМ

Пространственная близость главных типов оловорудных месторождений с гранитоидными массивами, расположение их в эндоконтактных зонах или непосредственно над ними позволяет утверждать, что рудоносные растворы так же, как и металлы, привнесенные ими, имели магматическое происхождение. Из-за краткого пути по осадочным породам им попросту невозможно было черпать металлы из последних. К тому же изучение околожильных пород показывает привнос, а не вынос из них олова и других металлов. Месторождения низкотемпературных типов, более удаленные от интрузий, настолько близки геохимически с первыми, что магматическое их происхождение также не вызывает сомнения. Различны лишь формы связи месторождений с интрузиями.

Разнообразный минеральный состав и широкий диапазон температуры формирования руд делают эти месторождения особо благоприятными объектами для изучения форм связи с магматизмом не только оловорудных, но и родственных им месторождений, причем однообразие внешней среды рудоотложения якутских месторождений должно способствовать успешному решению этого вопроса.

Для удобства рассмотрения расположим оловорудные формации в геохимический ряд, члены которого слева направо характеризуются сначала преобладанием силикатов щелочей (оловоносные пегматиты), затем кремнезема (касситерит-кварцевая формация), далее — усиливающей ролью железа (касситерит-силикатная формация), затем железа и серы (касситерит-сульфидная формация) и далее серы, свинца и цинка (галенит-сфалеритовая). Особняком стоят месторождения оловоносных скарнов, отражающие специфику рудоотложения в карбонатной среде (табл. 1). Минеральные типы каждой формации расположены в таблице сверху вниз в порядке понижения температуры образования.

Начальные (левые) члены горизонтального геохимического (формационного) ряда, располагаясь в пределах гранитных массивов или непо-

Систематика месторождений оловорудных узлов Северо-Востока СССР

| Геохимические ряды | В карбонатных породах | В алюмо-силикатных породах | | | | |
|--|--|----------------------------|--|--|--|---|
| | | K—Si | Si | Fe | Fe—S | Pb, Zn—S |
| Формации | Оловоносных скарнов | Оловоносных пегматитов | Касситерит-кварцевая | Касситерит-силикатная | Касситерит-сульфидная | Галенит-сфалеритовая |
| Минеральные типы (в порядке падения температуры образования) | Магнезиально-боратовый Магнетитовый Сульфидный | Микроклин-альбитовый | Оловоносные грейзены Кварц-полеоашпатовый Кварцевый Сульфидно-кварцевый | Турмалин-кварцевый Хлорит-кварцевый | Турмалин-сульфидный Хлорит-сульфидный Колчеданный Галенито-сфалеритовый | Галенит-пирротин-сфалеритовый Галенит-сфалеритовый Сульфосольно-галенитовый |
| Состав материнских интрузий | | Граниты | Граниты | Граниты, дифференциаты более основных магм | Дифференцированные гранитоиды адаметлитово-гранодиоритового состава | То же, но более основные и богатые щелочами |

средственно около их контакта, показывают ясную генетическую связь с конкретными интрузиями. В направлении поздних (правых) членов ряда и более низкотемпературных (нижних) членов вертикальных рядов видимая связь месторождений с конкретными гранитоидными массивами, выходящими на поверхность, постепенно теряется. Между гранитоидами и этими месторождениями внедряются поздние дайки кислого, среднего и основного состава. В горизонтальной плоскости месторождения локализуются все дальше от интрузивов, а в вертикальной — показывают независимое положение относительно их выходов, располагаясь то выше куполов (криптозона), то на уровне с ними (акрозона), то ниже их (эпизона). Наконец, определения абсолютного возраста показывают разрыв в десятки миллионов лет между временем формирования гранитоидных массивов и месторождений (Некрасов, Ненашев, 1967).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТ-КВАРЦЕВОЙ И СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Наиболее ранними относительно интрузий следует считать месторождения бор-магнезиальных скарнов, начало образования которых сопровождается гранитизацией доломитов (Коржинский, 1953; Жариков, 1959). Генетическая связь этих месторождений с конкретной гранитоидной магмой очевидна. Они образованы в основном растворами ранней щелочной стадии.

Как стадия повышения кислотности (по Д. С. Коржинскому) здесь рассматривается образование оловосодержащих людвигитов и других сопутствующих им боратов, хотя растворы продолжают оставаться щелочными. Рудный процесс заканчивается отложением серпентина из позднещелочных растворов (Александров и др., 1968).

Также несомненна связь с гранитными массивами месторождений оловоносных пегматитов, как жильных, так и миароловых, образующихся в их апикальных частях из остаточного магматического расплава после кристаллизации преобладающей части породообразующихся минералов. В пегматитах процесс минерализации начинается также с ин-

тенсивного щелочного метасоматоза, причем последующая кислотная стадия проявляется уже более отчетливо, чем в магнезиальных скарнах, а позднщелочная даже слабее. Вместе с тем верхняя корка интрузий к моменту формирования пегматитов оказывается затвердевшей, и они образуются за счет поступления насыщенного летучими магматического остатка внутренних частей интрузий.

Месторождения оловоносных грейзенов, наиболее характерных представителей стадии кислотного выщелачивания, обычно располагаются либо в самих материнских массивах гранитов, либо в их апофизах, но по большей части формируются после кристаллизации верхней части интрузий за счет более поздних и менее высокотемпературных эманаций, зарождающихся во внутренних частях локальных магматических камер. Как предшествующую им стадии нарастающей кислотности можно рассматривать процесс альбитизации (Коржинский, 1953). Рудоотложение наступает в стадию затухания кислотности растворов. Связь месторождений грейзенов с конкретными интрузивами гранитов доказывается тем, что процессы грейзенизации можно видеть в автометаморфных изменениях гранитов и поздних «геофазах» формирования пегматитов (Ферсман, 1940); характерные для них минералы неоднократно отмечались в миаролах гранитов.

Факт концентрации олова, бора и других металлов в остаточном расплаве и пегматоидных образованиях делает необязательными представления о мобилизации растворами олова из пороодообразующих минералов для объяснения их отложения в рудах, так же как и представления о связи олова со сквозьмагматическими растворами.

В карбонатной среде аналогом грейзеновых месторождений являются месторождения оловоносных скарнов с касситеритом, возможно, ассоциирующие с более кремнекислыми гранитами, чем магнезиальные скарны (табл. 2).

Состав касситерит-кварцевых жил (включая околожилные метасоматиты) принципиально не отличается от состава грейзенов, а И. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1955) наблюдался непосредственный переход их в апофизы гранитов. Однако контроль четко выраженными трещинами в полностью закристаллизовавшихся апикальных частях интрузий или контактовых зонах говорит о более позднем их образовании по сравнению с грейзенами и зарождении растворов в более глубоких частях интрузий. При этом часто растворы выделяются после обособления в гранитных интрузиях лейкократовых гранитов и внедрения их в верхние затвердевшие части гранитных массивов (Шипулин, 1957; Руб и др., 1962).

Для месторождений олова сульфидно-кварцевого типа характерна локализация вне пределов интрузий, но в достаточно близкой к контакту зоне. Преобладание кварца над другими минералами и наличие постепенных переходов к кварцевому типу позволяет говорить об их происхождении также из магмы, богатой кремнекислотой. Для Чукотки С. Ф. Лугов (1962) показал, что состав этой магмы отличается от гранитов, с которыми связаны месторождения касситерит-кварцевой формации кварцевого типа, несколько пониженным содержанием кремнезема (70,93% против 73,10%), большим количеством щелочей ($a=13,2$ и $12,8$) и более слабым преобладанием калия над натрием ($n=49,7$ и $47,9$).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ

Касситерит-силикатные рудные тела кварц-турмалинового типа по их локализации относительно выходов гранитных массивов, контролю трещинами, пространственной связи с конкретными массивами занимают примерно такое же положение, что и касситерит-кварцевые, но

Таблица 2

Зависимость типа оловорудных месторождений от состава сопряженных гранитоидов (в вес. %)

| Рудная формация или минеральный тип | Касситерит-кварцевая | | | Касситерито-кварцевая с редкими металлами | Касситерит-силикатная | | | Касситерит-сульфидная | | | | Галенит-сфалеритовая | | |
|-------------------------------------|------------------------------|--------------------------------|----------------------|---|------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------|---------------------------|-------------------|
| | Оловосырые сульфидные скарны | Оловосырые магнетитовые скарны | Касситерит-кварцевая | | Балыгчано-Сугуйский ряд интрузивов | Бакмынский | Яно-Борулахский ряд интрузивов | Дербек-Нельгехинский ряд интрузивов | Полосный район, западная часть | Куйгинский ряд интрузивов | Дыбинский участок | | | |
| Массив | Чалбанский | Сычанский | Правотире-тяхский | Куларский | Кестерский | Балыгчано-Сугуйский ряд интрузивов | | | Бакмынский | Яно-Борулахский ряд интрузивов | Дербек-Нельгехинский ряд интрузивов | Полосный район, западная часть | Куйгинский ряд интрузивов | Дыбинский участок |
| Компоненты | Граниты (3)* | Граниты (23) | Граниты (9) | Граниты (20) | Апеграниты (6) | Гранодиориты (9) | Граниты (28) | Граниты и гранодиориты (16) | Гранитоиды (35) | Гранитоиды (30) | Гранодиориты (12) | Граниты (11) | Гранитоиды (3) | Гранодиориты |
| SiO ₂ | 73,29 | 75,85 | 71,40 | 72,64 | 70,03 | 65,29 | 75,50 | 70,67 | 70,69 | 69,89 | 63,45 | 71,67 | 60,45 | 66,52 |
| TiO ₂ | 0,29 | 0,11 | 0,88 | 0,23 | — | 0,72 | 0,21 | 0,38 | 0,27 | 0,45 | 0,63 | 0,26 | 0,73 | 0,51 |
| Al ₂ O ₃ | 14,09 | 13,3 | 14,13 | 14,95 | 17,04 | 16,91 | 13,10 | 14,39 | 15,47 | 15,33 | 15,96 | 14,47 | 15,89 | 16,33 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,70 | 0,17 | 0,23 | 0,17 | 0,22 | 1,50 | 0,64 | 0,37 | 0,61 | 0,48 | 0,87 | 0,38 | 1,85 | 0,45 |
| FeO | 1,45 | 1,54 | 2,08 | 1,56 | 0,36 | 3,09 | 1,23 | 2,59 | 1,92 | 2,68 | 4,62 | 2,13 | 5,20 | 2,91 |
| MnO | 0,04 | 0,09 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,09 | 0,32 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,11 | 0,05 | 0,12 | 0,15 |
| MgO | 0,49 | 0,17 | 0,76 | 0,51 | 0,35 | 1,40 | 0,47 | 0,94 | 0,73 | 1,12 | 2,59 | 0,64 | 2,29 | 1,71 |
| CaO | 0,95 | 0,84 | 3,20 | 1,59 | 0,57 | 3,35 | 0,67 | 2,12 | 1,35 | 2,24 | 4,69 | 2,02 | 6,12 | 2,48 |
| Na ₂ O | 2,99 | 3,91 | 2,80 | 4,01 | 4,58 | 3,86 | 3,28 | 3,36 | 3,18 | 3,23 | 3,01 | 3,60 | 3,94 | 3,85 |
| K ₂ O | 4,48 | 4,70 | 3,27 | 3,75 | 3,44 | 2,94 | 4,57 | 4,04 | 4,71 | 3,81 | 2,70 | 3,96 | 1,43 | 4,18 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,05 | 0,09 | — | 1,13 | 0,25 | 0,03 | 0,20 | 0,20 | 0,15 | 0,20 | 0,08 | — | 0,22 |
| +H ₂ O | 0,15 | — | 0,12 | 0,35 | 0,81 | 1,34 | 0,38 | — | 0,40 | 1,10 | — | 0,82 | 1,35 | 0,56 |
| П.п.п. | 0,77 | 0,11 | 0,40 | 0,20 | — | — | — | 0,52 | 0,72 | 0,46 | 0,85 | 0,34 | 0,30 | — |
| Сумма | 99,81 | 100,84 | 99,42 | 100,01 | 98,60 | 100,02 | 100,40 | 99,63 | 100,28 | 100,97 | 99,68 | 100,42 | 99,67 | 99,87 |

| Рудная формация или минеральный тип | Касситерит-кварцевая | Оловоносные сульфидные скарны | Оловоносные магнезиальные скарны | Касситерит-кварцевая с редкими металлами | | | Касситерит-силикатная | | | Касситерит-сульфидная | | | | Галенит-сфалеритовая | |
|-------------------------------------|----------------------|-------------------------------|----------------------------------|--|----------------|-------------------------------------|-----------------------|-----------------------------|-----------------|--------------------------------|-------------------------------------|---------------------------------|----------------|---------------------------|----------------|
| Массив | Чалбынский | Сычанский | Правотирех-тахский | Куларский | Кестерский | Балыгычано-Сугойский ряд интрузивов | | | Баканский | Яно-Борулахский ряд интрузивов | Дербек-Нельгехинский ряд интрузивов | Полоусный район, западная часть | | Куйгинский ряд интрузивов | Дыбинский узел |
| Компоненты | Граниты (3)* | Граниты (23) | Граниты (9) | Граниты (20) | Анорганиты (6) | Гранодиориты (9) | Граниты (28) | Граниты и гранодиориты (16) | Гранитоиды (30) | Гранитоиды (30) | Гранодиориты (12) | Граниты (11) | Гранитоиды (3) | Гранодиориты | |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <i>a</i> | 12,6 | 14,7 | 10,6 | 13,7 | 14,6 | 12,7 | 13,2 | 12,9 | 13,3 | 12,3 | 10,6 | 13,3 | 11,3 | 14,9 |
| <i>c</i> | 1,1 | 1 | 3,8 | 1,9 | 0,6 | 4,1 | 0,8 | 2,5 | 1,6 | 2,6 | 0,2 | 2,4 | 4,9 | 2,9 |
| <i>b</i> | 6,0 | —2,1 | 3,6 | 4,2 | 7,4 | 8,4 | 4,4 | 5,3 | 7,0 | 7,0 | 15,3 | 4,3 | 11,6 | 7,3 |
| <i>S</i> | 80,3 | 82,2 | 82,0 | 80,2 | 77,4 | 74,8 | 81,6 | 79,3 | 78,1 | 78,1 | 73,9 | 80,0 | 72,2 | 74,9 |
| <i>f</i> | 32,6 | 75,0 | 58,2 | 38,6 | 7,2 | 50,4 | 42,6 | 53,1 | 32,0 | 42,0 | 34,0 | 56,3 | 48,6 | 44,5 |
| <i>m'</i> | 13,0 | 12,5 | 34,5 | 19,3 | 8,1 | 28,4 | 16,4 | 29,2 | 17,0 | 25,6 | 30,0 | 25,0 | 38,4 | 38,9 |
| <i>a'</i> | 54,4 | 12,5 | 7,3 | 42,3 | 84,7 | 21,2 | 41,0 | 17,7 | 51,0 | 32,4 | — | 18,7 | — | 16,6 |
| <i>c'</i> | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 36,0 | — | 12,8 | — |
| <i>n</i> | 50,0 | 57,0 | 57,0 | 61,2 | 67,0 | 62,0 | 52,0 | 56,0 | 51,0 | 56,5 | 62,0 | 58,0 | 80,7 | 55,8 |
| <i>a : c</i> | 11,4 | 14,7 | 2,7 | 7,8 | 24,0 | 3,1 | 16,0 | 5,1 | 8,3 | 4,7 | 53,0 | 5,5 | 2,3 | 5,1 |
| $2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ | 72,0 | 79,4 | 60,7 | 66,1 | 41,0 | 63,0 | 62,5 | 64,5 | 67,0 | 61,0 | 53,0 | 67,0 | 62,0 | 51,0 |
| $2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ | | | | | | | | | | | | | | |

* В скобках приведено число анализов.

существенно отличаются от последних повышением в их составе роли бора, железа и магния. На примере классических месторождений этого типа (Балыгычан-Сугойская металлогеническая полоса) можно утверждать, что их породила кислая гранитная магма, которой предшествовали более основные интрузии (Матвеевко, 1957; Руб, 1967). То же наблюдается в Полоусном районе на Кельтегейском месторождении, где, по данным Н. Г. Михеева и Е. П. Шейкиса, кварц-турмалиновые линзы залегают в пределах гранитов, прорывающих гранодиориты Бакынского массива (см. табл. 2), а также по данным С. М. Прохоровой и К. М. Широхиной (1969), в Чокурдахской металлогенической полосе.

Связь касситерит-кварц-хлоритовых месторождений с гранитами довольно убедительно доказывается в Приморской оловоносной провинции по находению в гранитах миарол округлой и линзообразной формы, состоящих из кварца, калиевого полевого шпата, альбита и примеси листочков хлорита и призматических кристаллов касситерита. Вокруг миарол образовался кварц-полевошпатовый агрегат с хлоритом и серицитом. Породы рассечены кварц-хлоритовыми прожилками с касситеритом, сопровождающимися хлоритизированными и серицитизированными метасоматитами с гнездами хлорита, цоизитом и касситеритом (Руб, 1960). В других случаях в миаролах наблюдались хлорит, кварц, арсениспирит и касситерит. Граниты относятся к кислым (SiO_2 — 75,42%), высокощелочным (сумма щелочей 7,97%), недосыщенным кальцием (CaO — 0,31%) с преобладанием калия над натрием ($n=43$) (Василькова и др., 1959).

КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Еще С. С. Смирнов (Смирнов и др., 1941) обратил внимание на то, что средний состав магматических пород в металлогенических зонах Якутии с касситерит-сульфидными месторождениями отвечает составу магм адамеллитового или гранодиоритового состава (см. табл. 2). В Валькумейском рудном узле на Чукотке состав гранитоидов колеблется от гранодиоритов до лейкократовых гранитов и послегранитных даек гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров, в Мяо-Чанском районе в интрузивный комплекс входят еще более основные породы (Руб и др., 1962; Изох и др., 1967). В Приморье касситерит-сульфидным месторождениям предшествуют многочисленные основные и средние дайки (Шипулин, 1957).

Зависимость состава месторождений от среднего состава пород, с которыми они ассоциируют, хорошо иллюстрируется на примере Яно-Адычанского и Полоусного регионов. В последнем широко развиты существенно гранодиоритовые интрузии ранней фазы магматизма, с которыми пространственно связана кобальтоносность в сочетании с золотоносностью. Оловянные же проявления ассоциируют с более поздними гранитами (Некрасов, 1962).

В Яно-Адычанском районе степень участия основной магмы была меньше, а средний состав ее несколько более кислый, причем в разных металлогенических зонах и рудных узлах неодинаковый. Так, в Дербеке-Нельгехинской полосе касситерит-сульфидные месторождения сочетаются с полиметаллическими и содержат кобальт, медь и вольфрам. В Яно-Борулахской с ее сравнительно кислыми породами кобальтоносность руд уменьшается и появляются касситерит-кварцевые месторождения. В Южном Верхоянье магматические очаги в начальный период их развития имели более основной состав, который доказывается широким развитием догранитоидных даек лампрофиров (Индолев, 1965). Здесь отсутствуют месторождения касситерит-кварцевой формации, свинцово-цинковые преобладают над касситерит-сульфидными, пред-

ставленными лишь самыми сернистыми типами — арсенопирит-пирротиновым и галенит-сфалеритовым.

Весь комплекс изверженных пород и рудных образований в рудных узлах с касситерит-сульфидными месторождениями Б. Л. Флеров и Б. Я. Бичус (1970) предложили объединить в оловоносную диорит-гранодиорит-гранитную магматическую формацию на том основании, что все они контролируются одними и теми же крупными разломами, встречаются в одних рудных узлах, нередко сочетаясь в одних интрузивных телах, принадлежат к одной петрохимической серии, включая отчасти лампрофиры, обладают геохимическим сходством. Интрузивный комплекс, согласно этим авторам, в типовом случае разделяется на пять фаз: 1) фазу ранних даек, иногда эффузивов состава диорит-порфиритов и андезит-базальтов, соответствующую началу развития магматического очага; 2) фазу недифференцированных адамеллитовых и гранодиоритовых интрузий; 3) фазу биотитовых и субфазу лейкократовых гранитов; 4) фазу поздних даек кварцевых порфиров, интрузий гранитоидов повышенной щелочности (апогранитов); 5) фазу даек поздних диорит-порфиритов, диабазовых порфиритов, лампрофиров, принадлежащих частично уже к другой магматической формации, хотя и синхронно проявленной.

Б. Л. Флеров и Б. Я. Бичус высказали предположение, что наиболее вероятной причиной той или иной основности магм является глубина формирования глубинных очагов в сиале, а следами магм начального периода развития магматического очага — догранитоидные дайки первой фазы. В дальнейшем состав очагов становится более кислым за счет магматического замещения пород сиала и миграции очага вверх. Этот прогрессивный период его развития характеризуется все более кислыми гранитоидными интрузиями, проникающими в верхний структурный ярус по разломам.

Связь касситерит-сульфидных месторождений с менее кислыми магмами логически вытекает также из их состава, характеризующегося увеличением роли серы, железа, меди, кобальта и других металлов. В свое время А. Г. Бетехтин (1953а) отмечал, что месторождения наиболее вероятно появляются из тех магм, которые содержат повышенные количества соответствующих металлов, а, как известно, кларки этих элементов в средних и основных породах больше, чем в кислых.

Если обогащение касситерит-сульфидных месторождений серой, железом, медью, свинцом и цинком можно удовлетворительно связать с основностью пород, подвергшихся магматическому замещению в глубинных магматических очагах с участием в их образовании базальтоидного вещества, то причину насыщения магмы оловом следует искать либо в гранитизации обогащенных оловом терригенных или пород кристаллического фундамента, либо в сквозьмагматических растворах. Многие оловорудные месторождения Африки располагаются в кристаллической толще. Кристаллические породы, подстилающие карбонатные в Селеняхском краже, содержат больше олова (8,4 г/т), чем терригенные отложения верхоянского комплекса (6,1 г/т) (Некрасов, 1966).

Помимо основности — кремнекислотности магм, с которыми в первом приближении коррелируется их специализация и появление тех или иных месторождений, существенное значение имеют некоторые ее дополнительные характеристики, как например, соотношение натрия и суммы щелочей, понижающееся в оловоносных магмах. Однако здесь нет пропорциональной зависимости, и коэффициент «*n*» для разных районов колеблется весьма значительно. Наименьшее значение он имеет в магмах Мяо-Чанского района (Руб и др., 1962; Изох и др., 1967). Для оловоносных массивов Восточной Якутии повышенная роль калия характерна в меньшей степени. Она менее заметна для пород, с которыми ассоциируют касситерит-сульфидные месторождения ($n=51,0-60,0$), а в Куй-

гинском ряду натрий даже преобладает над калием ($n=80,7$), что пока не находит удовлетворительного объяснения. Гранитоиды типичного олово-полиметаллического Дыбинского узла в Южном Верхоянье характеризуются повышенной общей щелочностью при преобладании калия ($n=55,8$) по весу.

В куларских гранитах, согласно данным В. А. Трунилиной, натрий преобладает над калием ($n=61,2$), чем, вероятно, надо объяснить отсутствие вокруг массива крупных месторождений олова. В то же время состав адамеллитовой второй фазы чрезвычайно близок к среднему составу гранитоидов Дербек-Нельгехинского ряда и может указывать на их потенциальную оловоносность.

Весьма характерным оказался также коэффициент общей железистости, высокое значение которого наблюдается для массивов и рядов интрузий с касситерит-кварцевым оруденением, в то время как в массивах, генерирующих касситерит-силикатное, касситерит-сульфидное, людвигит-скарновое и особенно золото-кобальтовое и полиметаллическое оруденение, значение магния повышается.

ФОРМА СВЯЗИ КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С МАГМАТИЗМОМ

Среди геологов нет единого мнения в решении вопроса о форме связи касситерит-сульфидных месторождений с магмой. Как показано выше, их нельзя генетически связывать с теми гранитоидами, которые выходят на поверхность. С другой стороны, пространственная близость и зональное расположение месторождений относительно гранитоидов, приуроченность тех и других к общим разломам, близкая глубина формирования и черты геохимического сходства с касситерит-кварцевыми месторождениями тех же рудных узлов свидетельствуют об общности их происхождения.

С. С. Смирнов (1946), отмечая эту особенность генезиса касситерит-сульфидных месторождений, высказал предположение, что они образовались из рудных растворов, зародившихся в глубоко расположенных очагах, а с гранитоидами связаны парагенетически. Но он же критически относился к попыткам доказать связь этих месторождений с подкоровыми магмами и полностью оторвать от гранитоидных массивов.

И. Я. Некрасов (1966), пытаясь примирить эти противоречия, предложил разделить единый рудный процесс на два этапа с разными источниками растворов. Так, ранние стадии на Депутатском месторождении — кварц-турмалиновую и касситерит-флюорит-кварцевую он считает производными гранитной, а сульфидную и карбонатно-сульфидную — базальтовой магм. На этом и других месторождениях имеются прожилки, которые состоят из минералов, характерных для ранних и поздних стадий, образующих кучные скопления без всяких следов дробления, что однозначно доказывает принадлежность их к единому рудному процессу. Качественно близкий минеральный состав руд смежных стадий, тесное пространственное сочетание этих ассоциаций и контроль одними трещинами подтверждают происхождение растворов из одного локального очага.

М. А. Фаворская (1960) считала, что касситерит-сульфидные месторождения образованы растворами, выделившимися из поздних кислых дериватов гибридных магм. В. Т. Матвеев (1960) связывает их с лейкократовыми магмами, а М. Г. Руб и др. (1962) главное оруденение Мясочанского района рассматривают как производное третьей гранитной фазы. Однако лейкократовые и биотитовые граниты, как показано выше, генерируют касситерит-кварцевые и касситерит-силикатные месторож-

дения и поэтому не могут быть материнскими одновременно и для касситерит-сульфидных.

Э. П. Изох и др. (1967) на основании изучения месторождений Приморья предполагают, что касситерит-сульфидные месторождения связаны с гранитами — конечными производными восходящей линии развития габбро-диорит-гранитной серии. С послегранитными дайками диорит-порфиров они находятся лишь в тесной временной, но не парагенетической связи, которая возможна лишь по отношению к малым телам и дайкам гранитного состава этой серии. Однако Э. П. Изох указывает, что дайки кварцевых диорит-порфиров внедрились явно после грейзенов и сами подверглись интенсивной турмалинизации и хлоритизации с развитием сульфидов.

Ф. К. Шипулин (1957), основываясь на пространственной близости в Приморье даек основных и средних пород и касситерит-сульфидных месторождений, а также на содержании в последних металлов и серы, свойственных основным породам, главную причину появления этих месторождений связывает с поступлением базальтового вещества в остывающий гранитный очаг в конечные периоды его развития, а насыщение рудных растворов оловом объясняет гибридным основным расплава остаточным гранитным в глубинном очаге.

Эти гипотезы, объясняя причину появления сравнительно основных пород, с которыми пространственно ассоциируют касситерит-сульфидные месторождения, не дают ответа на вопрос, почему появляются месторождения нескольких минеральных типов и формаций, зонально расположенных относительно гранитоидных массивов и общих рудных узлах.

Основание для решения этого вопроса мы видим в гипотезе формирования рудных тел горизонтальных зон в последовательные этапы рудообразования (Флеров и др., 1969). В каждый этап в рудных узлах формируются месторождения лишь одного минерального типа в порядке падения начальной температуры образования или смены формаций от левых членов геохимического ряда к правым или от более к менее высокотемпературным типам (см. табл. 1). В общем случае выделяются четыре такие горизонтальные концентрические зоны: оловоносных грейзенов или кварцевых жил, касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых, касситерит-хлорит-сульфидных и галенит-сфалеритовых жил.

Черты геохимического сходства месторождений в таких рудных узлах и преемственность их минерального состава, родственные черты комплекса аксессуарных минералов в составе гранитоидов и типовых минералов в жилах (касситерит, турмалин) и геохимических признаков (повышенное содержание и гранитоидах олова, бора), пространственная близость и зональное расположение месторождений относительно гранитоидных массивов, близкая глубина формирования (фациальность), контроль одними глубинными разломами и сопряженными с ними нарушениями говорят о родственной связи месторождений как между собой, так и с гранитоидами, т. е. о генетической связи тех и других с единым гранитоидным магматическим очагом.

Эту гипотезу подтверждают следующие наблюдения: наряду с основными дайками перед поступлением рудных растворов внедрились и дайки средних пород диоритового состава и даже кремнекислых гранит-порфиров, ясно обособляющихся от пород базальтовой группы на петрохимических диаграммах. Полиметаллические месторождения в оловорудных узлах и зонах отличаются специфически свинцово-цинковым и даже свинцовым составом и бедны медью. Состав месторождений последовательных этапов в рудных узлах изменяется постепенно. В Дербеке-Нельгехинской металлогенической полосе дайки основных пород вообще отсутствуют. Наконец, специфический состав оловянных месторождений касситерит-сульфидной формации объясняется и без привлечения

основных магм. Признавая возможность участия базальтовой магмы в составе гранитоидных очагов в период прогрессивного развития, мы склонны считать, что ее влияние не имело решающего значения перед зарождением рудных растворов и присоединяемся к мнению М. А. Фаворской (1965), что в момент формирования касситерит-сульфидных месторождений имело место перекрытие во времени последних производных старого магматического цикла и начальных нового. Тектонические разрывы, которые вывели в верхний структурный ярус базальтовую магму в виде даек, создали условия и для подъема гидротермальных растворов угасающих гранитоидных очагов.

К сожалению, мы не встретили такого узла, в котором на поверхности были бы известны все последовательные магматические и рудные продукты глубинного очага, и корреляцию между ними приходится проводить на основании неполных наблюдений в разных рудных узлах. В Арга-Ыннах-Хайском узле Яно-Борулахской зоны с ранней магмой первой фазы, следами которой являются догранитоидные дайки диорит-порфиринов, по данным О. П. Иванова, ассоциируют жилы кварцевого, анкерит-кварцевого и кальцит-кварцевого состава с примесью галенита, клейофана, арсенопирита, халькопирита, станнина и следами золота.

Ранние недифференцированные интрузии гранитоидов второй фазы содержат небольшие концентрации олова (6—16 г/т) и других рудных компонентов и не сопровождаются рудными месторождениями. Олово рассеивается в цветных и акцессорных минералах — биотитах и роговых обманках (Некрасов, 1966). В центральной части Полоусного района с обособленными интрузиями гранитоидов второй фазы ассоциируют турмалин-сульфидные рудопроявления с кобальтом и золотом.

В гранитах третьей фазы содержание олова (9,4—12,8 г/т) либо незначительно увеличивается, либо даже уменьшается, по-видимому, из-за уменьшения содержания темноцветных компонентов, но несколько чаще встречается акцессорный касситерит. Содержание бора в них местами (Арга-Ыннах-Хайский массив) резко возрастает. Концентрация олова наблюдается только в магматических породах остаточной кристаллизации — аплитах и пегматондах (23,3 г/т), предваряя вынос его постмагматическими растворами. С этой фазой связываются касситерит-кварцевые месторождения. Обогащение оловом поздних лейкократовых мелкозернистых гранитов (42 г/т) с крупнозернистыми (25 г/т) и последних с недифференцированными кислыми эффузивами (18 г/т) отчетливо видно в Балыгычан-Сугойской металлогенической полосе (Руб, 1967).

Существенная концентрация олова происходит в поздних кварц-порфировых дайках четвертой фазы как Арга-Ыннах-Хайского, так и Депутатского рудных узлов (58,4 и 47,0 г/т), предшествующих касситерит-сульфидному оруденению. Пересечение этими дайками гранитов подобного состава в Полоусном районе говорит о их более молодом возрасте.

Источник турмалин-сульфидных жил с касситеритом, судя по широко проявленной стадии кислотного выщелачивания околожильных пород и обилию в них кварца, должен быть достаточно кислым. Следами его на Депутатском месторождении мы склонны считать дайки кварц-дацит-порфиров. С другой стороны, на Илин-Тасском месторождении касситерит-сульфидно-турмалиновыми жилами пересекается послегранитоидная дайка лампрофиров, а кислые дайки кварцевых порфиров отсутствуют.

Субвулканические более поздние массивы, которые мы параллелизуем с дайками кварц-дацит-порфиров, генерируют своеобразные субвулканические месторождения оловоносных грейзенов (Одинокое), показывающие высокую степень дифференциации глубинного очага. В Арга-Ыннах-Хайском узле вслед за дайками кварцевых порфиров внедряются дайки и дайкообразное тело апогранитов, характеризующихся высокой щелочностью, интенсивной альбитизацией плагиоклаза, мусковити-

зацией калиевого полевого шпата и еще бóльшим обогащением оловом (294 г/т), рубидием и некоторыми редкими элементами. С ними ассоциирует позднее Кестерское месторождение оловоносных грейзенов.

С какими магматическими породами парагенетически связаны касситерит-хлорит-сульфидные и галенит-сфалеритовые жилы, еще не ясно. На Депутатском месторождении Л. Н. Индолевым для первых установлены внутриминерализационные дайки диорит-порфириров. В Эге-Хайском районе О. П. Иванов (1964) наблюдал пересечения хлорит-сульфидными прожилками без касситерита поздних послегранитоидных диорит-порфириров. На Бургочане касситерит-хлорит-сульфидные жилы пересекают послегранитоидные дайки диорит-порфириров. В Депутатском рудном узле галенит-сфалеритовые жилы, как это установлено Л. Н. Индолевым, пересекают лампрофиры и располагаются вне пределов распространения кварц- и дацит-порфириров. Все эти факты наводят на мысль о связи месторождений этих двух типов с менее кремнекислыми, чем граниты, породами.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДНЫХ РАСТВОРОВ

Экстраполируя наблюдения над начальными членами геохимического ряда на конечные, мы вправе предполагать, что источник растворов, их образовавших, располагается все глубже. За это предположение говорит также направление зональности в оловорудных узлах, соответствующее центробежному развитию рудовмещающих трещин, как это отмечено еще А. В. Королевым. Контракционные трещины, контролируемые грейзены, сменяются сложными жилами и штокверками внутренней зоны, затем — минерализованными зонами дробления и простыми жилами в периферийных зонах.

Последовательность горизонтальных зон направлена также в сторону уменьшения роли ранних стадий эволюции растворов (по терминологии Д. С. Коржинского) и увеличения поздних. Месторождения оловоносных грейзенов характеризуются кислотным выщелачиванием всех оснований и отложением кремнезема. В турмалиновых жилах касситерит-сульфидной формации эта стадия была сравнительно кратковременной, но представлена теми же минералами. Из околожильных пород в месторождениях хлоритового типа выносятся сильные щелочи — натрий и калий, в то время как отлагаются слабые основания — железо и отчасти магний (хлоритизация), в месторождениях арсенопирит-пирротинового и галенит-сфалеритового типов — калий и железо (хлоритизация и серицитизация). Постепенное уменьшение интенсивности стадии кислотного выщелачивания в месторождениях горизонтальных зон и увеличение их основности позволяет утверждать, что основность и щелочность источника растворов увеличивались во времени наряду с увеличением его глубины.

Для решения вопроса, в каких частных магмах генерируются рудные растворы, образующие касситерит-сульфидные месторождения разных минеральных типов, рассмотрим в общих чертах особенности обособления их в магмах разного состава. Время обособления гидротермальных растворов от магмы, согласно В. А. Николаеву (1953), концепцию которого мы принимаем как наиболее вероятную, происходит после кристаллизации большей ее части и достижения предела растворимости летучих в жидкой фазе, главным образом в воде.

Очевидно, такой предел достигается во всех магмах, а не только в гранитной, причем состав обособляющихся растворов, не касаясь их физического состояния, будет определяться составом магмы, включая в это понятие как летучие компоненты, так и растворимые соли. Некоторое представление о различии в составе растворов, находящихся в

равновесии с магмой различной основности, мы можем получить из рассмотрения тенденции к кристаллизации определенных элементов в конечном магматическом остатке.

К. Росс (1937) показал, что процессы жилообразования должны соответствовать самым последним пирогенным процессам кристаллизации изверженной породы, типам вторичных реакций и процессам выделения последнего остаточного вещества. Так, в гранитном остатке, как показывает весь ход дифференциации гранитной магмы и особенно изучение пегматитов, концентрируются кремний, щелочи, олово, бор и многие редкие компоненты. В то же время они обедняются слабыми основаниями — магнием, кальцием и железом, при увеличении отношения железа к магнию, причем никаких признаков обогащения серой не наблюдалось. Поэтому мы не вправе ожидать здесь обильных железом и серой растворов, которые образуют месторождения касситерит-сульфидного типа. Концентрацию рудного вещества и летучих мы можем наблюдать как в миаролах, так и в апофизах массивов. К концам последних отжимаются наиболее поздние и легкие остатки расплава, подобно наблюдавшимся нами турмалинизированным аплитам в апофизах гранитного купола Арга-Уннах-Хайского массива.

В базальтовых магмах по мере кристаллизации увеличивается содержание железа, а также щелочей и кремния, но не в такой мере, как в гранитной магме. Этим обстоятельством, очевидно, объясняется бедность кварцем и обогащение железом, никелем и серой рудных растворов этих магм. А. Н. Заварицкий указывает на концентрацию железа, титана и некоторых других компонентов в пегматитовом остатке габброидных магм. Шеннон (Росс, 1937) установил, что в диабазе после грубозернистого диабазового пегматита появились амфиболовые и кальцит-цеолит-эпидотовые жилы, а еще позже в этих жилах и пегматитах участками отложились халькопирит, галенит и сфалерит.

Гранитоиды повышенной основности, очевидно, генерировали и растворы какого-то среднего состава, но также с тенденцией к накоплению железа, тяжелых металлов и серы. Некоторым указанием на такой процесс являются наблюдения М. Л. Гельмана (1961), описавшего породы типа керсантитов или мелано-диоритов, поздних продуктов диоритовой магмы. Ф. К. Шипулин (1968) среди отщепленных дайковых интрузий выделяет меланократовые конечные дифференциаты магмы, отличающиеся от материнских пород повышенным содержанием темноцветных минералов.

Таким образом, магмы различной основности характеризуются различным магматическим остатком и, следовательно, генерируют растворы разного состава. Некоторым подтверждением этого предположения могут служить миаролоподобные выделения сульфидов с повышенным содержанием биотита, встреченные автором в гранодиоритах Певекского массива, или выделения турмалина с кварцем, окруженные ореолом кварц-альбит-хлоритовых метасоматитов, описанные Б. Я. Бичус (рис. 1, 2) в гранодиоритах Илин-Эмнекенского массива.

Миграция источника растворов вниз, которую нельзя отождествлять с миграцией очагов, предполагаемой Э. П. Изухом (1967), происходит в регрессивный период их развития, о чем свидетельствуют уменьшение активности магматизма после крупных гранитных интрузий и понижение температуры образования месторождений. Прюобразом дифференциации магмы в очагах, которая привела к появлению более «основных» месторождений в конце процесса, может служить формирование стратифицированных интрузий основных магм и концентрация медно-никелевых руд в их основании. На возможность гравитационной дифференциации в жидкой базальтовой магме указывал еще А. Н. Заварицкий (1952), исследовавший извержение вулкана Гекла. Н. И. Хитаров (1958) на основании экспериментальных данных пришел к выводу, что

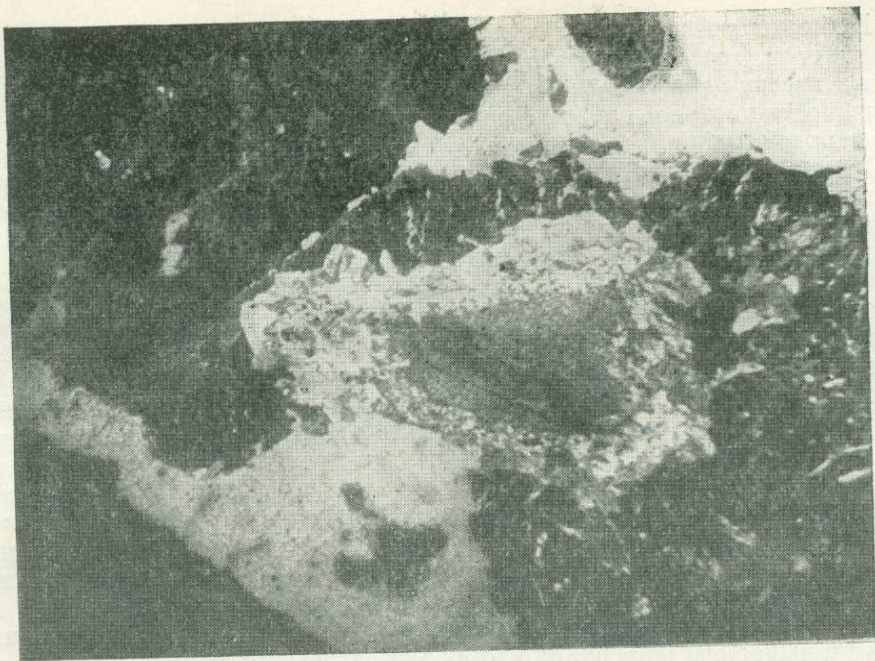


Рис. 1. Миаролоподобное выделение пирротина с биотитом, кварцем и халькопиритом в гранодиорите, окруженное биотитом, Певекский массив. фото аншлифа, увел. 4

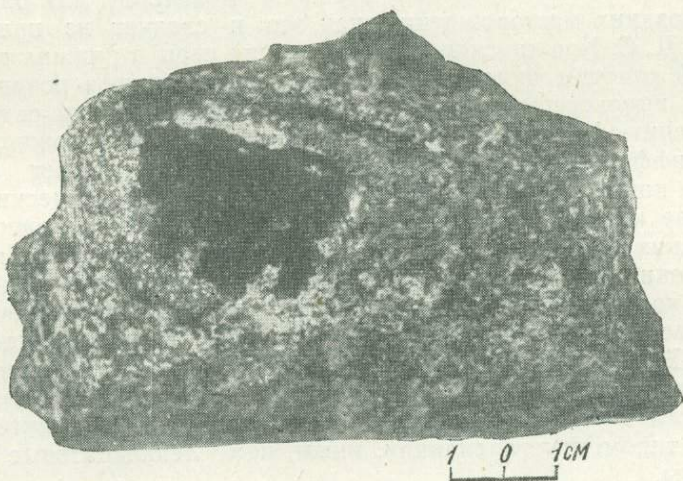


Рис. 2. Миаролоподобное выделение турмалина с кварцем в гранодиорите, окруженное кварц-хлорит-альбитовым метасоматитом. Илин-Эмнекенский массив. Фото штуфа из коллекции Б. Я. Бичус

роль летучих в перераспределении веществ в базальтовой магме за счет термодиффузии огромна. По А. Н. Кузьмину (1964), при расслоении насыщенных растворов и магм более тяжелые компоненты опускаются вниз, а более легкие поднимаются вверх. На фоне дифференциации по силе тяжести в жидком состоянии наблюдается дифференциация в отдельных слоях в кристаллизационную стадию.

Конечно, базальтовые магмы обладают значительно меньшей вязкостью, чем гранитоидные, но возможность гравитационной дифференциации в гомогенном состоянии в протяженных по вертикали колоннах гранитоидных магм теоретически доказывает А. А. Кадик (1963).

Небезынтересно привести мнение Д. С. Коржинского (1960) по этому вопросу, который считает, что миграция кислотных компонентов в магматических камерах вверх должна вызвать увеличение основности — щелочности на более глубоких их горизонтах, вплоть до появления лампрофировой магмы.

Поэтому наиболее вероятное объяснение увеличения основности и щелочности магм в низу колонны мы видим в гравитационной и термодиффузионной (эманационной) дифференциации гомогенного расплава и соответственно в образовании более кислых богатых кремнеземом и летучими магм вверху. Не случайно касситерит-сульфидные месторождения приурочены к зонам глубинных разломов, в которых можно ожидать большую вертикальную протяженность интрузий, причем повышенная основность магмы должна была уменьшить ее вязкость по сравнению с гранитной. Кроме того, вязкость, несомненно, понижается в магмах, богатых летучими. Кислотные компоненты, бор, кремнезем должны перемещаться в верх колонны, при этом нижние горизонты очагов должны обогащаться щелочами. Железо и другие тяжелые металлы в силу гравитационной дифференциации опустятся вниз. По наблюдениям Л. И. Кравцовой, в дифференцированных трапповых интрузиях на фоне общего перемещения летучих вверх, относительное содержание в них серы резко увеличивается в нижних слоях интрузий.

В соответствии с изложенным можно ожидать, что концентрация олова и вынос его из верхних частей магматической колонны будет осуществляться в сочетании с кислотными компонентами в виде комплексных соединений с фтором (Барсуков, 1965), бором, и может быть кремнием, а из нижних — в виде станнатов или тиостаннатов щелочей (Щербина, 1967). Первые формы переноса характерны для ранних, вторые для поздних месторождений, как это и следует из приведенного замечания Д. С. Коржинского. Концентрация серы в нижних слоях магматической колонны будет способствовать появлению в поздних месторождениях высокосернистых ассоциаций и формированию самого позднего — галенит-сфалеритового типа месторождений. Возможно, гравитационная дифференциация в гомогенной магме оказывает некоторое влияние на концентрацию олова в нижних слоях магматических колонн.

В случае интенсивной дифференциации в очагах возможно появление и поздних кремнекислых магм, и касситерит-кварцевых месторождений, но они должны отличаться от ранних меньшим содержанием бора, мигрировавшего ранее в верх колонны, большей щелочностью и «сульфидностью», что мы видим и на примере Кестерского месторождения в Яно-Борулахской металлогенической полосе. По развитию альбитизации, сопровождающейся концентрацией некоторых редких элементов, они, согласно систематике И. Н. Говорова (1965), характеризуются щелочным типом кристаллизации, иным, чем лейкократовые граниты ранней фазы.

УСЛОВИЯ ПОЯВЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Повышенный кларк олова в родоначальных магмах и вторичная их специализация в результате кристаллизационной и гравитационно-эманационной дифференциации — важные, но недостаточные условия появления его месторождений, которое зависит от объема материнских магматических масс, относительного распределения металла между породообразующими минералами и магматическим остаточным раствором, мобилизации рассеянной в остывающих интрузиях электронно-ионной жидкости, содержащей металлы, в потоки флюидов (Овчинников, 1967) и условий отложения из последних.

Влияние объема рудогенерирующих магм на размер месторождений отмечали еще И. Ф. Григорьев и А. Г. Бетехтин. Однако размер даек и мелких массивов, выходящих на поверхность, не отражает величину «слепых» интрузий, генерирующих рудные растворы. Это положение особенно характерно для касситерит-сульфидных месторождений, располагающихся в их криптозоне. С другой стороны, с массивами кварцевых порфиров четвертой фазы, дифференциатами более крупных интрузий, месторождения касситерит-кварцевой формации нередко связаны и генетически.

Степень рассеяния олова в породообразующих минералах или концентрация его в остаточных растворах определяется, по-видимому, содержанием в породе темноцветных и аксессуарных минералов, кислотностью — щелочностью магм и содержанием в них летучих комплексобразователей, как например, фтора (Барсуков, 1965). Олово концентрируется в роговых обманках, биотитах, сфенах. Влияние содержания темноцветных компонентов в породах наглядно иллюстрируется уменьшением содержания олова от диоритов (35,1 г/т) к гранодиоритам и андезиновым гранитам (24,0 г/т) в западной части Полоусного района и от гранодиоритов второй фазы (16 г/т) к гранитам третьей фазы (12,8 г/т) в Яно-Адычанском районе.

В других случаях, как например, в Балыгычано-Сугойской металлогенической полосе биотитовые граниты содержат 25,0 г/т олова, а лейкократовые 42,0 г/т (Руб, 1967). В восточной части Полоусного района в гранитах олова несколько больше (9,4 г/т), чем в гранодиоритах (6,7 г/т), что отчасти объясняется соответственным увеличением содержания олова в биотите (42,0 г/т против 29,7 г/т), но главным образом фиксацией его в касситерите из-за уменьшения содержания темноцветных минералов и достижения в них предела изоморфизма.

Мобилизация металлов в рудные флюиды зависит от наличия и состава летучих в магме, ее вязкости, продолжительности кристаллизации и проницаемости кровли. С эффузивами связаны только мелкие месторождения риолитовой фации. Показателем потенциальной способности генерировать флюиды может считаться неравномерность распределения металлов в породе, выраженная коэффициентом дисперсии.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров С. М., Барсуков В. Л., Шербина В. В. Геохимия эндогенного бора. М., «Наука», 1968.
- Барсуков В. Л. О генетической связи сульфидно-касситеритовых месторождений с интрузиями.— В кн. «Проблемы геохимии». М., «Наука», 1965.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Василькова Н. Н., Теремецкая А. Г., Шацкая В. Г. Оловорудные месторождения, связанные с субвулканическими телами.— Сов. геол., 1959, № 10.
- Гельман М. Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан, 1961.
- Говоров И. Н. Формации и фации редкометалльных месторождений.— В кн. «Тезисы докладов выездной сессии АН СССР на Дальнем Востоке СССР». М., «Наука», 1965.
- Григорьев И. Ф., Долманова Е. И. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометального оруденения.— В кн. «Вопросы геологии Азии». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления в скарново-полиметаллических месторождениях Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Заварицкий А. Н. Извержение вулкана Геклы.— Природа, 1952, № 4.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967.
- Индолев Л. Н. Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклиория.— В сб. «Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии», М., «Наука», 1965.

- Кадик А. А.* Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии.— В кн. «Химия земной коры», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С.* Кислотность — щелочность как главный фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кузьмин А. Н.* Гипсометрический закон и его значение для решения проблемы становления магмы.— Геол. и геофиз. 1964, № 4.
- Лугов С. Ф.* Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Матвеев В. Т.* Петрология и металлогения Омсукчанского рудного узла. Магадан, 1957.
- Матвеев В. Т.* Очерки эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1960.
- Некрасов И. Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Некрасов И. Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966.
- Некрасов И. Я., Ненашев Н. И.* О возрасте оловянного оруденения востока Якутии.— В сб. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения». М., «Наука», 1967.
- Николаев В. А.* К вопросу о генезисе гидротермальных растворов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Овчинников Л. Н.* Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования.— Геология рудных месторождений, 1968, № 5.
- Прохоров С. М., Широхина К. М.* Связь касситерит-силикатных месторождений с позднемезозойской формацией гранитондов повышенной основности.— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы докладов). Якутск, 1969.
- Росс К.* Дифференциация как источник жильных и рудообразующих материалов.— В кн. «Геология рудных месторождений западных штатов США». М., ОНТИ, 1937.
- Руб М. Г.* О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами (на примере Южного Приморья).— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 1.
- Руб М. Г., Онихимовский Л. В., Бакулин Ю. И.* и др. Гранитонды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 62.
- Руб М. Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугойского района).— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1.
- Смирнов С. С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П.* и др. Минералогический очерк Яно-Адычанского района.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 46, минер. серия (9).
- Фаворская М. А.* Роль магматизма в образовании редкометалльного и полиметаллического оруденения. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Фаворская М. А.* Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методика их изучения.— В кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». М., «Недра», 1965.
- Ферсман А. Е.* Пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Флеров Б. Л., Бичус Б. Я.* Магматизм в оловянных узлах и металлогенических зонах Якутии.— В кн. «Труды районного петрографического совещания». Магадан, 1970.
- Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В.* Рудные формации олова, вольфрама и полиметаллов.— В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., «Наука», 1969.
- Хитаров Н. И.* Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных.— Геохимия, 1958, № 6.
- Шипулин Ф. К.* Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8.
- Шипулин Ф. К.* Интрузии и рудообразование. М., «Наука», 1968.
- Щербина В. В.* О влиянии давления на изоморфные замещения.— В кн. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». М., «Наука», 1967.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОРФИРИТОВЫХ ДАЕК И КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ДЕПУТАТСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Вопросы последовательности образования и связей с магматизмом касситерит-сульфидных месторождений продолжают оставаться дискуссионными, главным образом из-за отсутствия или фрагментарности надежных взаимоотношений между разновозрастными изверженными породами и рудами. Одним из объектов дискуссии является Депутатское месторождение на северо-востоке Якутии. Напомним кратко основные черты его геологического строения.

Месторождение расположено на южном борту Полоусного синклинория, сложенного здесь преимущественно песчаниками и алевролитами позднеюрского возраста. Изверженные породы, выходящие на поверхность или встречающиеся в горных выработках, представлены исключительно дайками. Аэромагнитными исследованиями под большей частью рудного узла, включающего, кроме собственно оловорудного месторождения, мелкие свинцово-цинковые месторождения — сателлиты, устанавливается крупное интрузивное тело. Его отдельные выступы — купола обнажаются в нескольких километрах от центра рудного узла или вскрываются скважиной на глубине 367 м под месторождением. Массив в обоих случаях представлен порфиридовидными биотитовыми гранитами и гранит-порфирами, в значительной степени калишпатизированными, грейзенизированными и пронизанными кварцевыми, турмалиновыми и сульфидными прожилками. Породы несут убогие непромышленные содержания олова.

Среди даек выделяются диоритовые порфириды, которые, как установил И. Я. Некрасов, пересекаются кварцевыми порфирами. Последние отчетливо пересекаются самыми ранними касситерит-турмалин-кварцевыми жилами, а по данным И. Я. Некрасова, и грейзенизируются. Дайки диабазовых порфиридов, биотит-пироксеновых лампрофиров и пород промежуточного облика и состава образуют протяженный субширотный пояс. Во многих из даек обнаружены ксенолиты биотитовых гранитов — отторженцы «слепого» массива. В одном случае установлено вклинивание порфиридовой дайки в мощное тело кварцевого порфира. Взаимоотношения основных пород между собой и с рудной минерализацией до последнего времени оставались неясными. Было известно лишь пересечение керсанта, включающего ксенолиты гранита, прожилками карбонатов с галенитом и сфалеритом на Эвенском рудопроявлении за пределами оловорудных жил.

В центральной части месторождения развиты жилы и минерализованные зоны дробления сложного турмалин-сульфидно-кварцевого состава с касситеритом. На периферии они сменяются также оловоносными хлорит-кварц-сульфидными зонами дробления, в которых на нижних горизонтах появляется турмалин. Взаимоотношения тех и других проблематичны.

На последовательность рудного процесса существует несколько точек зрения. И. Я. Некрасов (1960) и затем Ю. В. Лир полагали, что касситерит-турмалин-кварцевая и касситерит-хлорит-кварцевая минеральные ассоциации являются одновременными фациями, более ранними, чем наложенная на них сульфидная ассоциация. Б. Л. Флеров (1965) высказал соображение о разновременных этапах минерализации, в один из которых образовались рудные тела турмалин-сульфидного, а в последующий — хлорит-сульфидного типа. Дайки основных пород Б. Л. Фле-

ров (1967) рассматривает как дорудные. Основная масса хлорита, по его мнению, ассоциирует с касситеритом и образуется с ним в одну стадию минерализации.

Начиная с 1963 г. И. Я. Некрасов развивает гипотезу об отсутствии генетического единства существенно силикатно-кварцевых минеральных ассоциаций с касситеритом и существенно сульфидных также оловоносных ассоциаций, которые, по его предположению, должны быть разделены во времени внедрением основных даек (Некрасов, 1966). Хлорит и турмалин он по-прежнему считает одновозрастными.

И. Н. Кига́й предположил, что хлорит в жилах периферийной зоны не одновозрастен с касситеритом, а связан целиком с более поздними сульфидами. Таким образом, «продуктивная» ассоциация сложена касситеритом и кварцем, а на нижних горизонтах она сопровождается околожильной турмалинизацией.

В 1969 г. при разведке рудного тела № 57 участка Западный были вскрыты две дайки из группы порфириров. Детальное изучение их взаимоотношений с рудной минерализацией позволило прийти к выводу, что одна из них является внутриминерализационной, а вторая послеминерализационной. Рассмотрим эти данные подробно.

Рудное тело № 57 представляет собой минерализованную зону дробления в верхнеюрских алевролитах, имеющую на рассматриваемом участке субширотное простирание с крутым падением к югу. Она состоит из двух параллельных ветвей мощностью 1,5—2 м каждая с интервалом между ними около 3—5 м.

Для руд характерны прожилково-вкрапленные, брекчиевидные и брекчиевые текстуры и сложный состав, обусловленный пространственным наложением минеральных ассоциаций, возникших в несколько последовательных стадий.

Ранняя ассоциация сложена кварцем, арсенопиритом и мелкокристаллическим касситеритом. Кварцевые ветвящиеся короткие прожилки и метасоматическая вкрапленность молочно-белого с жирным блеском кварца встречаются повсеместно, но обычно они представляют собой реликты от замещения хлоритом и сульфидами, среди которых главную роль играет частично дисульфидизированный пирротин. Позже него отлагаются сфалерит, марганцовистые карбонаты, железистый хлорит и небольшое количество кварца, который, в отличие от раннего, образует идиоморфные полупрозрачные и прозрачные кристаллы, часто метасоматическим путем растущие в сульфидах и манган-сидерите или возникающие при перекристаллизации кварца первой генерации. Карбонаты преимущественно тяготеют к северной ветви рудного тела. Вмещающие мелкозернистые песчаники и алевролиты окварцованы, хлоритизированы и в меньшей степени серицитизированы.

Рассматриваемый участок рудного тела вскрыт двумя штреками штольни № 21, продолжающими один другой, на интервале 200 м между рассечкой 7 штрека № 3 и рассечкой 10 штрека № 4. Взаимоотношения между дайками и рудой наблюдались на 15 стенках рассечек, а также в кровле штреков и рассечек. Ясность контактов даек в разных местах неодинакова, что связано со значительной окисленностью минералов, выражающейся в развитии мельниковита, сульфатов железа и магния, гидроокислов железа и марганца и особенно гипса.

Первая дайка мощностью 25—40 см, локализуется в северной ветви минерализованной зоны дробления, в ее южном висячем боку, простирается согласно рудному телу и падает на юг под углами 65—80°. Контакты дайки с боковыми породами слабоволнистые, но в деталях на некоторых участках необычайно прихотливые. Дайка сложена зеленоватой-серой породой мелкозернистого, до афанитового, строения. На этом фоне видны редкие темные вкрапленники, образованные крупными таблицами и сростками полевого шпата, полностью замещенными хлоритом,

серицитом или их агрегатом. Основная масса также состоит из хлорита в комбинации с лейкоксеном, карбонатом и имеет апоофитовую структуру, которая у контакта сменяется апогиалопилитовой и затем апопидотакситовой. Оторочка закалки выражена очень четко, она отличается буроватой окраской и флюиальностью, подчеркнутой ориентированным расположением лейст хлоритизированного плагиоклаза и пластинок лейкоксенизированного ильменита среди измененного стекла.

Таблица 1

Химический состав диабазовых порфиритов (в вес. %)

| Компоненты | Внутриминерализационный хлоритизированный порфирит, обр. 177б | Послеминерализационный диабазовый порфирит, обр. 175ж | Коэффициенты, по А. Н. Заварицкому, обр. 175ж |
|--------------------------------|---|---|---|
| SiO ₂ | 41,98 | 44,78 | a—2,5 |
| TiO ₂ | 2,16 | 2,14 | b—26,5 |
| Al ₂ O ₃ | 18,89 | 16,41 | c—11,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,33 | 4,14 | s—59,9 |
| FeO | 15,02 | 6,48 | t— 3,5 |
| MnO | 0,41 | 0,29 | m'—48,5 |
| MgO | 5,71 | 6,70 | f'—42,7 |
| CaO | 1,15 | 9,75 | c'— 8,8 |
| Na ₂ O | 0,03 | 0,83 | n—84,7 |
| K ₂ O | 0,89 | 0,25 | G—15,2 |
| H ₂ O+ | 7,21 | 4,96 | Q+3,7 |
| P ₂ O ₅ | 0,48 | 0,72 | |
| CO ₂ | 0,11 | 2,98 | |
| S общ | 0,30 | 0,08 | |
| Сумма | 99,67 | 100,51 | |

Аналитик М. Слепцова

Химический анализ породы (табл. 1, обр. 177б) показывает, что содержание компонентов, которые обычно рассматриваются в процессе хлоритизации как инертные, отвечает породе основного состава. Кроме кремния, в этом отношении показательны титан, фосфор и магний, содержания которых близко к таковым для «свежих» диабазовых порфиритов и долеритов Полоусного района. Сравнивая эти породы, можно говорить о значительном привносе железа и выносе кальция и натрия при хлоритизации порфирита (обр. 177б). Калий связывается с серицитом, по-видимому, более ранним по отношению к хлориту.

Дайка порфирита на всем указанном интервале пересекается прожилками пирротина, окисленного манган-сидерита и сфалерита с хлоритовыми оторочками и гораздо реже — кварца с хлоритом, сфалеритом и карбонатом. Наиболее мощные (5—7 см) прожилки сложены всеми этими минералами. Местами дайка интенсивно дробится и по простиранию переходит в брекчию, состоящую из обломков порфирита, сцементированных окисленными сульфидами и карбонатом. Маломощные прожилки имеют северо-западное, диагональное по отношению к дайке простирание и пологое падение на северо-восток и на стенках расщелин проектируются как «лестничные жилы» (рис. 1). При выходе за пределы дайки прожилки выклиниваются или приобретают ориентировку, свойственную всей зоне дробления.

Сфалерит-хлоритовые и хлоритовые прожилки мощностью от долей

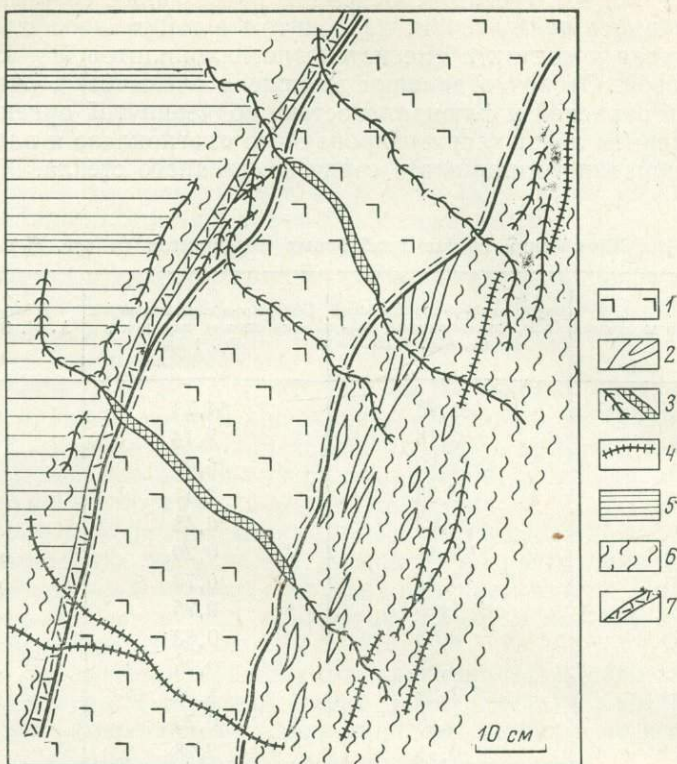


Рис. 1. Внутриминерализационная дайка порфирита (1), срезающая кварцевые жилки с касситеритом (2) в лежачем боку и пересеченная «лестничными» прожилками пиррогина (3) и манган-сидерита (4); 5 — алевриты; 6 — зона дробления; 7 — глина трения

миллиметра до 2—5 мм образуют в порфирите густую сеть. Хлорит, который по показателю преломления ($N_g = 1,645 \pm 0,002$) и соотношению окисного, закисного железа и магния следует отнести к тюрингиту — «афросидериту», постоянно слагает зальбандовые оторочки прожилков, а темно-бурый сфалерит выполняет их центральные части. В сфалерите присутствует мельчайшая вкрапленность галенита в сростках с сульфоантимонитом свинца и редкая эмульсионная сыпь пирротина и халькопирита.

Кварц, пересекающий дайку, образует шестоватые прозрачные кристаллы, часто окрашенные в желтовато-бурые тона и несущие сравнительно небольшое количество газовой жидких включений. Среди сульфидов и манган-сидерита они характеризуются развитием двух головок, незакономерной ориентировкой относительно зальбандов прожилков и друг относительно друга, т. е. обладают чертами метакристаллов. Кварц, кристаллизующийся в центральных частях прожилков, пересекает хлоритовые оторочки. Лишь в одном случае взаимоотношение кварца в прожилке, секущем дайку, с другими минеральными ассоциациями было нельзя определить, но и тогда микроскопическое изучение его показало сходство с прожилками позднего кварца. В шлифах и протолочке из этого прожилка были определены только хлорит, сфалерит, пирит и манган-сидерит.

Для большей достоверности кварц из секущих прожилков, а также и весь материал из них были проанализированы на олово количественным спектральным методом. Для сравнения были подвергнуты анализу так-

же пробы руд из экзоконтактов дайки и пробы молочно-белого кварца первой генерации. Результаты анализа (табл. 2) свидетельствуют о низких содержаниях олова в прожилках, секущих дайку, не превышающих 0,073% и в среднем равных 0,014%, тогда как кварцевые и кварц-хлоритовые агрегаты за пределами дайки несут олова в 500 раз больше. Сам хлоритизированный порфирит содержит в среднем 0,0088% олова, что только в два-три раза больше, чем в верхнемеловых — палеогеновых эффузивах и дайках, по данным И. Я. Некрасова (1966), но на порядок выше среднего содержания в аналогичных и одновозрастных дайках этого района, развитых вне оловорудных месторождений.

Взаимоотношения дайки порфирита с касситерит-кварцевой минеральной ассоциацией были установлены в нескольких местах. В западной стенке расщелины № 2 штрека № 4 дайка локализуется в висячем боку рудного тела (см. рис. 1). В ее северном контакте широко распространены прожилки и линзочки белого кварца с вкрапленностью касситерита (содержание олова в них выше 0,3%), которые на изгибе дайки отчетливо срезаются ее контактом, сопровождаемым оторочкой закалки шириной 1—3 мм. В нескольких случаях отмечалось огибание стекловатой оторочкой метасоматических вкрапленников кварца, выступающих из массы алевrolита или оруденелой зоны дробления (рис. 2).

В расщелине № 8 и в западной стенке штольни у контакта дайки с кварцевыми прожилками и сравнительно крупными метасоматическими вкрапленниками кварца ранней генерации наблюдалось шесть ксенолитов кварца. Часть их расположена в буроватой контактовой оторочке дайки, а некоторые отстоят от контакта на 0,5—1 см. Размер ксенолитов колеблется от 0,5—1 до 5—7 мм. В мелких обломках кварц прозрачный и лишь в центре несколько замутненный, в крупных прозрачная оторочка относительно мала по объему. Иногда видна дезинтеграция крупных ксенолитов на несколько остроугольных обломочков, каждый из которых окружен индивидуальной темно-бурой стекловатой оторочкой толщиной 0,05 мм, а весь участок окаймляется более светлой зоной закалки с редкими лейстами плагиоклаза, огибающими ксенолит. В одном ксенолите участками наблюдалась грануляция кварца с образованием мельчайших изометричных зерен, сменяющихся по мере удаления от контакта волокнисто гаснущей разностью с ориентировкой волокон поперек контакта.

Наиболее крупные газово-жидкие включения в кварце из зоны контакта с дайкой оказываются взорванными, и от них остаются лишь темные заполненные воздухом полости с неровными, «лохматыми» краями.

Таблица 2

Содержание олова в диабазовых порфиритах и рудах ($1 \cdot 10^{-4}\%$)

| Анализируемый материал | Число проб | Содержание | | |
|--|------------|-------------|--------------|---------|
| | | минимальное | максимальное | среднее |
| Внутриминерализационная дайка | 10 | 18 | 230 | 88 |
| Послеминерализационная дайка | 4 | 15 | 100 | 50 |
| Диабазовые порфириты хребта Полоусного | 29 | Следы | 50 | 10 |
| То же, Такалканский массив | 11 | Следы | 9 | 5 |
| Кварцевые, хлоритовые и сульфидные прожилки во внутриминерализационной дайке | 7 | 5 | 730 | 140 |
| Кварц-хлоритовая руда | 6 | 60 | >10000 | >7000 |

Аналитики Л. С. Сукнева, В. М. Одинцова.

Однако здесь же присутствуют многочисленные мелкие включения с различным соотношением объемов газовой и жидкой фаз.

Исследование образцов кварца термовзвучковым методом непосредственно из зоны контакта и в 20 см от него не показывает никаких различий между ними. Массовая декрипитация в этих образцах происходит при температуре 340—360, 420—460 и 560—570° С. Интересно, что по «допорфировому» кварцу из Улахан-Эгеляхского месторождения, с которым сравнивались наши образцы, также определяются температуры, близкие к указанным.

В самом крупном ксенолите кварца, соседствующем с богатой касситерит-хлорит-сфалерит-кварцевой рудой, отмечаются мелкие выделения касситерита, расположенные в агрегате хлорита. Хлорит в ксенолите замещает кварц и появляется при сопряжении ксенолита с прожилками, секущими порфирит, что доказывается непосредственным прослеживанием его агрегатов под микроскопом. Во всех случаях, в том числе в рудной массе, около дайки хлорит оптически однороден и представлен тюрингитом (рис. 3).

Касситерит в руде около дайки образует идиоморфные по отношению к кварцу кристаллы зональной буровато-желтой и лимонно-желтой окраски. Границы их с хлоритом всегда коррозионные. Хлорит также пересекает касситеритовые шпирообразные агрегаты в кварце или метасоматически замещает их участки.

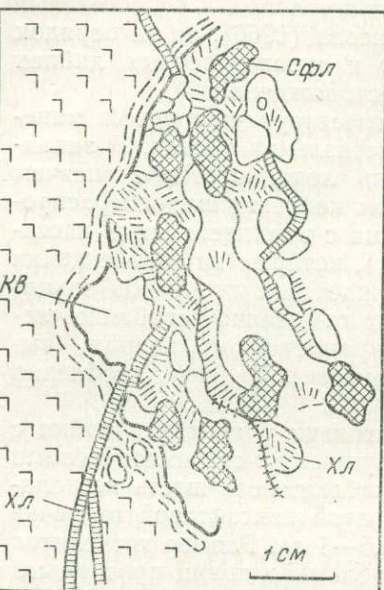


Рис. 2. Огибание оторочкой закалки внутриминерализационной дайки вкрапленников кварца ранней генерации

Сфл — сфалерит; Кв — кварц; Хл — хлорит

При этом в хлорите появляется густая вкрапленность мелкого до скрытокристаллического касситерита, не встречающаяся за пределами хлоритовых выделений и не обнаруженная в хлорите, пересекающем порфирит. Есть все основания считать мелкозернистый касситерит результатом локального переотложения в процессе метасоматического замещения хлоритом касситерит-кварцевых руд ранней генерации. Это же относится и к ксенолиту, содержащему касситерит.

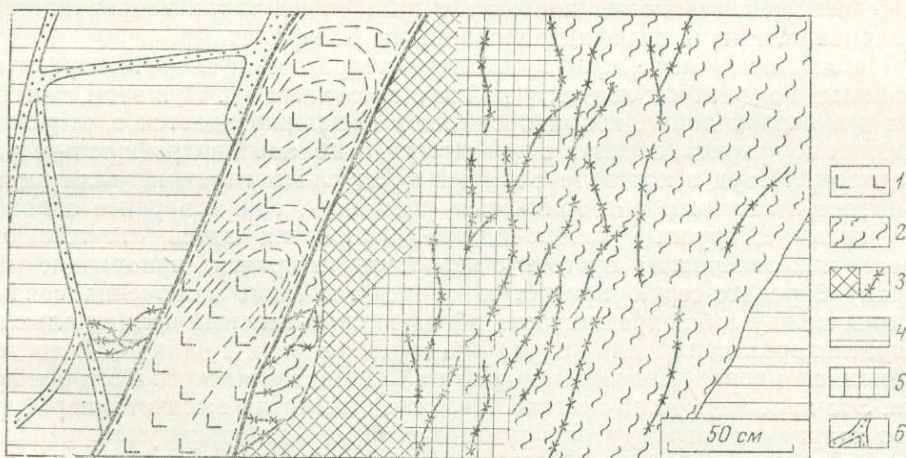
Приведенные данные свидетельствуют со всей определенностью о внутриминерализационном возрасте порфировой дайки. Она внедрилась после образования касситерит-кварцевой минеральной ассоциации, но до сульфидной (пирротиновой) и более поздней сульфидно-карбонатной (сфалерит-кварц-хлорит-манган-сидеритовой) ассоциаций. Хлорит, для которого можно было бы предположить додайковый возраст и ассоциацию с касситеритом, нами обнаружен не был.

Вторая дайка, ориентированная параллельно первой, отстоящая от нее на 4 м к югу, наблюдалась только в стенках и кровле рассечки № 3 штрека № 3. Она представлена плитообразным телом с плоскими параллельными контактами субширотного простиранья (азимут 77°), падающими к югу под углом 75° (рис. 4). Мощность ее 35—40 см. Дайка сложена темно-серой почти черной породой порфировой структуры с мелкокристаллической, до афанитовой, основной массой. Оба ее контакта на всем протяжении сопровождаются оторочками закалки — слегка осветленной буроватой полоской мощностью 1—2 мм. В вертикальных сечениях дайки хорошо видна флюидалность в форме арок, подчеркнутая расположением порфировых выделений плагиоклаза, кальцитовых

Рис. 3. Ксенолит кварца с касситеритом в хлоритизированном порфирите. Хлорит замещает порфиновые вкрапленники в дайке и частично кварц ксенолита около хлоритового прожилка с кварцем поздней генерации и сфалеритом. В нижней части — контакт с рудной жилой. Фото шлифа, увел. 9



Рис. 4. Послерудная дайка диабазового порфирита (1) висячем боку минерализованной зоны дробления (2). Видно срезание контактами прожилков кварца с касситеритом и сфалеритом (3); 4 — алевролит, 5 — пирротин, 6 — лимонит. Зарисовка западной стенки расщелины № 3 штрека № 3



миндалин и тончайших прожилков гипергенного гипса. По рисунку флюидалности можно предвидеть близкое выклинивание дайки по востоку и следовательно, считать ее «слепым» телом.

Порфиновые вкрапленники размером до 2—2,5 см сложены свежим лабрадором и содержат каплевидные включения основной массы. Вкрапленники мелких размеров принадлежат псевдоморфозам карбоната и рудного минерала по оливину. В основной массе различаются идиоморфные лейсты лабрадора и измененный базис, в котором угадывают-

ся участки, состоящие из пироксена и стекла. По всей массе породы рассеяны пластинки ильменита. Вторичные минералы представлены карбонатом, образующим многочисленные мелкие миндалины и развиваемым по пироксену, а также слабо плеохроирующим хлоритом — пеннином и идингситом. Карбонатизация и хлоритизация имеют здесь аутометасоматическое происхождение, так как эти минералы развиты в форме миндалинов и избирательно замещают первично-магматические минералы и стекло и не образуют прожилков. Кроме того, в рудном теле по соседству с дайкой карбонат (манган-сидерит) проявлен чрезвычайно слабо, а железистый хлорит существенно отличается от пеннинов в дайке.

В зоне закалки с витрофир-микролитовой структурой находятся лейсты плагноклаза и вкрапленники, сложенные псевдоморфозами бурого пелитоморфного вещества по пироксену и оливину (?).

По минеральному и химическому составу (см. табл. 1, обр. 175ж) и особенностям структуры порода определяется как оливиновый диабазовый порфирит.

Рудная зона имеет мощность около 3 м и построена зонально. В лежачем боку песчаники пересечены прожилками кварца с касситеритом и более поздней сравнительно редкой вкрапленностью сульфидов. Южнее локализуется зона сетчатых прожилков сфалерита, затем полоса халькопирит-пирротиновых руд с реликтами кварца и касситерита с такими же сфалеритовыми прожилками. В висячем боку у обоих контактов с дайкой преимущественно распространены сфалерит и хлорит, которым подчинены пирротин и реликты касситерит-кварцевой ассоциации в виде маломощных прожилков, примыкающие к диабазовому порфириду. В сфалерите, тесно ассоциирующем с хлоритом и кварцем второй генерации, отмечается вкрапленность галенита. Обломки алевролитов в зоне дробления интенсивно хлоритизированы и окварцованы.

Дайка диабазового порфирита почти не разбита трещинами (кроме микротрещиноватости, повторяющей флюидалность). В ней отсутствуют какие-либо прожилки и вкрапленность минералов, встречающихся в зоне дробления. Порода не несет признаков гидротермального изменения даже непосредственно на контакте с интенсивно хлоритизированными, окварцованными и сульфидизированными алевролитами.

Наблюдалось несколько прожилков кварца и сфалерита, ориентированных под углом к контакту дайки и срезанных им. При этом, так же как и в первой дайке, кварц прожилков несколько вдаётся в оторочку закалки порфирита, образуя в ней выступ, огибаемый витрофирным материалом. Кварц в контакте с дайкой несет следы перекристаллизации, обладает мозаичным или волнистым угасанием. Как и в ранее описанном примере, крупные газово-жидкие включения здесь отсутствуют, вместо них отмечаются пустоты с изорванными краями, придающие минералу буровато-серую пятнистую окраску. Мелкие включения связываются между собой трещинками, образующими неясный полигональный узор, не характерный для кварца вне зоны контакта с дайкой, но повторяющийся в допорфиритовом кварце из Улахан-Эгеляхского месторождения. Это явление можно считать признаком инверсии высокотемпературного кварца в низкотемпературный, которая совершается с уменьшением объема и сопровождается возникновением сети контракционных трещин. Поскольку трудно допустить кристаллизацию кварца касситерит-кварцевой ассоциации при температуре выше 573°С, приходится заключить, что первично низкотемпературный гидротермальный кварц под термическим воздействием основного расплава претерпел сначала переход в высокотемпературную модификацию, а затем при медленном остывании вновь перешел в низкотемпературную разновидность.

В лежачем боку дайки установлено огибание оторочкой закалки вкрапленников сфалерита в хлоритизированном алевролите, которые,

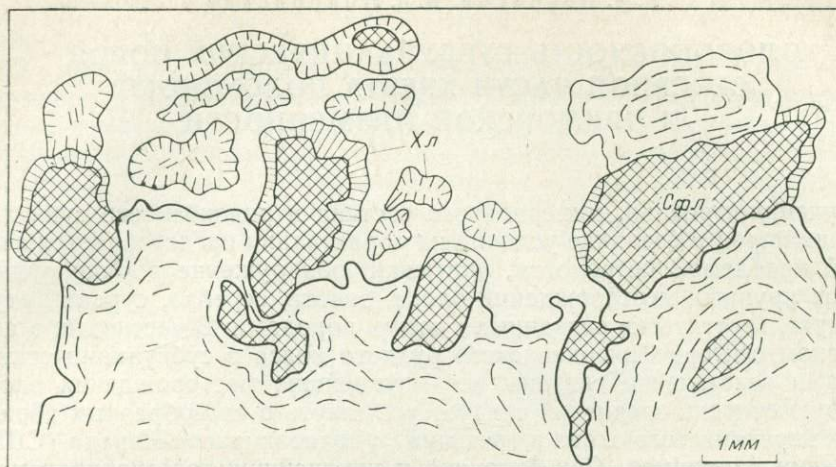


Рис. 5. Вкрапленники сфалерита с хлоритовыми оторочками на контакте с после-рудной дайкой и ксенолиты сфалерита в дайке

так же как и кварц, образуют выступы в стекле. Со стороны порфирита видна коррозия сфалерита, срезание каемки хлорита, неизменно сопровождающей вкрапленники (рис. 5). Сам порфирит при этом не хлоритизируется, но стекло приобретает темно-бурый цвет, отличающийся от палевого оттенка его на соседнем участке контакта с алевролитом. Здесь же найдены три ксенолита в стекле, окруженные лейстами плагиоклаза и лишенные хлоритовой «рубашки»; размер ксенолитов 1—3 мм. Сфалерит в контакте с порфиритом заметно гранулируется — его зерна становятся мелкими, более округлыми и близкими по размеру. Эмульсионная вкрапленность пирротина и особенно халькопирита приурочена преимущественно к границам зерен, а не к двойниковым швам, в отличие от образцов, взятых вдали от дайки. Местами вокруг вкрапленников халькопирита виден ореол распространения мельчайшей диффузорной сыпи этого минерала.

Рассмотренные факты приводят нас к однозначному выводу о более молодом возрасте диабазового порфирита не только по отношению к касситерит-кварцевой минерализации, но и по сравнению с сульфидами, включая самые поздние из них — сфалерит и галенит.

Поскольку манган-сидерит тесно ассоциирует со сфалеритом и хлоритом, то не остается сомнений в его также «додайковом» возрасте. Вместе с тем послеминерализационной эту дайку можно называть пока только условно, так как взаимоотношения ее с самыми поздними минеральными ассоциациями — пирит-кальцитовой, гётит-франкеит-карбонатной — остаются невыясненными.

ЛИТЕРАТУРА

- Некрасов И. Я. Особенности минерализации Депутатского оловорудного месторождения. — Труды ЯФ СО АН СССР, 1960, вып. 7.
- Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966.
- Флеров Б. Л. Особенности структуры Депутатского месторождения. — В сб. «Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии». М., «Наука», 1965.
- Флеров Б. Л. Глубина формирования Депутатского месторождения. — Геол. и геофиз., 1967, № 6.

ОЛОВОНОСНОСТЬ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ПОЛОУСНОГО И ПРИМОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Изучение строения, минерального состава и рудоносности субвулканических пород и познание условий их образования представляется актуальной проблемой петрологии, учитывая обнаружение в ряде рудных районов крупных месторождений олова, золота, серебра, сурьмы, ртути и висмута, генетически связанных с этими породами. В частности, в американском секторе Тихоокеанского рудного пояса с субвулканическими породами генетически связаны все крупнейшие месторождения олова. В первую очередь среди них следует упомянуть о своеобразных образованиях деревянистого олова в третичных риолитах штата Невада (США) и Мексики (например, Сан-Антонио) и крупнейших телескопированных месторождениях малых глубин Боливийской провинции (Потози в этмолите риолитов, Кольквечан в этмолите дацитов, Лаллагуа в штоке измененных порфиоров Сальвадор и т. д.). Аналогичные оловорудные проявления обнаружены и в различных частях советского сектора Тихоокеанского рудного пояса: Синанча и Эльдorado в Приморье (Радкевич, 1958), Хетинское месторождение деревянистого олова на Колыме (Матвеевко, 1960), Одинокое, Чохчурское и другие в хребте Полоусном (Некрасов, 1962, 1966).

Совмещенные в пространстве мезозойские вулканические и плутонические образования Северо-Востока СССР уже были описаны многими исследователями (Устиев, 1949а, 1959, 1963а; 1964; Рудич, 1957, 1959, 1966; Некрасов, 1961; Сперанская, 1962б; Гельман, 1963; и др.). Наиболее фундаментальными из указанных работ являются исследования, выполненные Е. К. Устиевым. Однако изученность оловорудных проявлений, генетически связанных с этими породами, до настоящего времени остается чрезвычайно слабой. Поэтому в настоящей статье мы попытаемся хотя бы частично восполнить существующий пробел на примере изучения оловоносных субвулканических пород и генетически связанных с ними проявлений олова Полоусненского рудного района.

ПОЛОЖЕНИЕ ОЛОВОНОСНЫХ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЕ И ИХ СОСТАВ

Оловоносные субвулканические породы гранит-липаритового ряда северной части Полоусного синклиория и прилегающей к нему Приморской впадины локализованы в пределах протяженных (от 140 до 350 км) зон глубинных разломов, возникших, вероятнее всего, еще в домезозойском фундаменте и многократно подновлявшихся в течение всего позднеюрского — палеогенового тектоно-магматического цикла. Эти разломы имеют как меридиональное, т. е. ориентированы перпендикулярно к мезозойским складчатым структурам, так и субширотное направление, близкое к ориентировке осей крупных мезозойских антиклинальных складок.

В северной части хребта Полоусного отчетливо прослеживаются два субмеридиональных глубинных разлома, в пределах которых уже известны оловоносные субвулканические породы — Чохчуро-Чокурдахский и Берелехский — и намечается один субширотный разлом, параллельный оси Полоусненской антиклинали от горы Одинокой на востоке до р. Кураннах на западе. Аналогичные глубинные разломы, контролирующие

поперечные ряды интрузий, установлены и в западной части хребта Полоусного (Некрасов, 1962).

На местности разломы прослеживаются по выходам небольших интрузивов и многочисленным дайкам, а также по ореолам гидротермально измененных (серицитизированных и хлоритизированных) и контакто-метаморфизованных песчаников, сланцев и алевролитов юрского возраста. Нередко они же контролируют и размещение полей вулканогенных образований предположительно позднемелового возраста (в районе рч. Тиглякчана, в Максунских горах, в бухте Ванькина губа, на горе Черпунья, на мысе Святой Нос).

Чохчуро-Чокурдахский глубинный разлом прослежен примерно на 250 км от горы Павел-Чохчур на юге (северный склон хребта Полоусного) через Приморскую впадину до мыса Святой Нос на севере (рис. 1). Это долгоживущий глубинный разлом, приуроченный к зоне сочленения двух разновозрастных структурных элементов: Хромского остаточного массива и мезозойской складчатой зоны. Ширина ослабленной зоны, обусловленной этим глубинным разломом, 10—40 км. В его пределах локализованы многочисленные дайки липаритов, фельзитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров и щелочных лампрофиров, сравнительно небольшие по площади выходы интрузивов гранодиоритов и кварцевых диоритов и, наконец, многочисленные поля вулканических пород. Последние представлены липаритами, дацитами, реже андезитами и их туфобрекчиями и туфами.

Последовательность формирования магматических образований в Чохчуро-Чокурдахском тектоно-магматическом ряду представляется следующим образом. Наиболее древними породами являются биотитовые, биотит-гиперстеновые гранодиориты и диопсид-роговообманковые кварцевые диориты, слагающие сравнительно неглубоко эродированные (300—500 м) интрузивы на горе Ньюлькучан, горе Химняня, в Максунских горах (Бантаньинский массив площадью около 20 км², Хаарстанский массив) и небольшие тела изометричной формы на мысе Святой Нос и п-ове Широкостан (гора Чокурдах). Гранодиориты и кварцевые диориты повсеместно содержат большое количество ксенолитов интенсивно переработанных осадочных пород (роговики часто преобразованы в породы, подобные диоритовым порфиристам). В силу этого состав интрузивных пород ранней фазы изменчив в пределах небольших площадей.

В целом мы имеем дело в упомянутых массивах с породами гибридного состава повышенной основности. В отношении оловоносности гранодиориты и кварцевые диориты бесперспективны, и поэтому в дальнейшем нами не рассматриваются. С ними связана лишь довольно убогая Ti, V и TR-минерализация (ильменит в Хаарстанском массиве, висмутин, базовисмутин и ортит в интрузиве горы Химняня и т. д.). Следует отметить, что становление гранодиоритов и кварцевых диоритов сопровождалось образованием своей дайковой серии пород — диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров, редко лампрофиров и фельзитов. Как правило, дайки упомянутых пород, впрочем, как и большинство самих интрузивных выходов, локализованы в пределах разломов субмеридионального простирания, в отличие от пород последующей фазы (липаритов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров), выходы которых имеют субширотное простирание.

Вторая фаза магматической деятельности в пределах Чохчуро-Чокурдахского тектоно-магматического ряда проявилась в образовании пород липарит-гранитного состава, формирующихся в условиях небольших глубин или на поверхности. В эту фазу были сформированы многочисленные дайки и дайкообразные тела гранит-порфиров, фельзолипаритов, кварцевых порфиров и липаритов на Павел-Чохчурском, Чохчурском, Зимовье-Хайском и Чокурдахском оловорудных месторождениях.

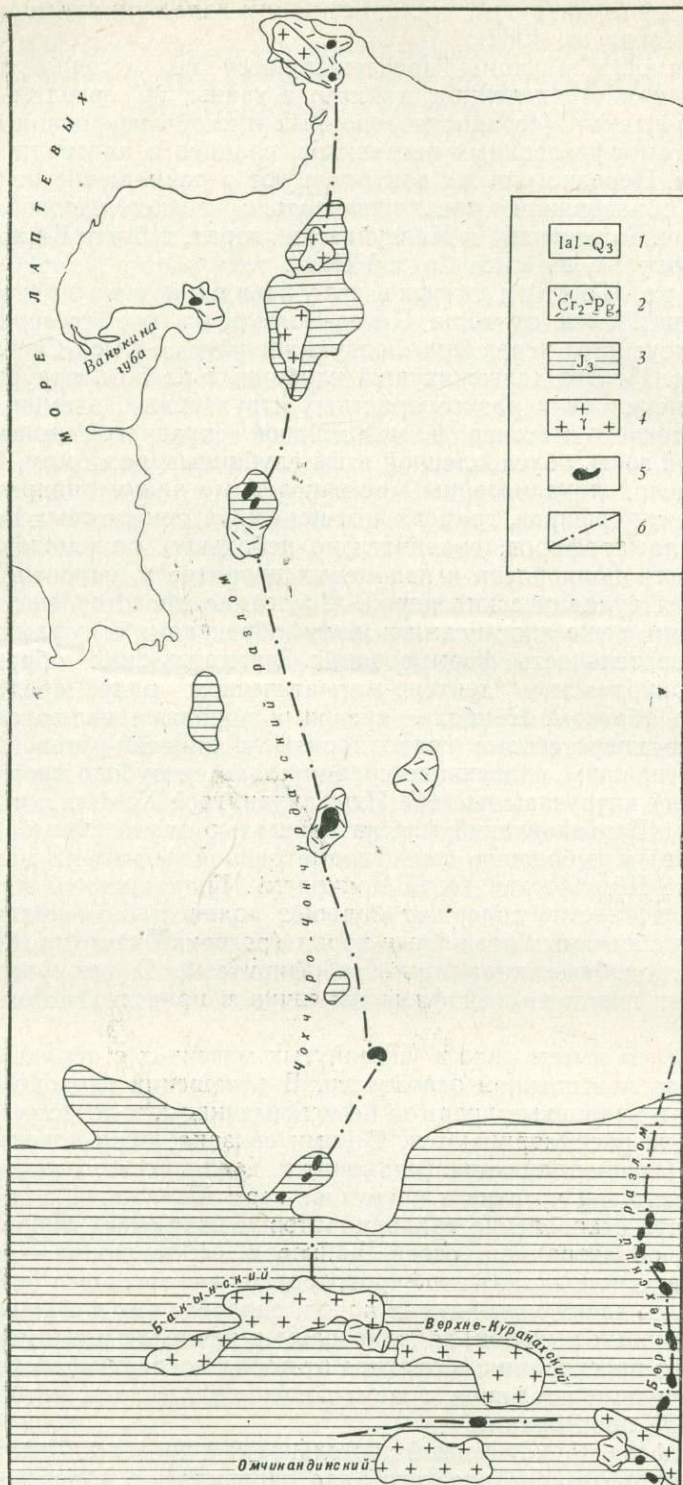


Рис. 1. Схема геологического строения северной части хребта Полоунского и Приморской низменности.

- 1 — аллювиальные четвертичные отложения Приморской впадины;
- 2 — эффузивы предположительного позднемелового — палеогенового возраста;
- 3 — терригенные породы позднейюрского возраста;
- 4 — гранитонды того же возраста;
- 5 — субвулканические интрузивы (липариты, кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры, гранит-порфиры);
- 6 — глубинные разломы

В случае прорыва магмы на поверхность по трещинам в отдельных участках разрывной зоны возникали поля эффузивов (андезитов, дацитов, липаритов и их туфов), как это имело место, например, в Максунских горах и на восточном берегу бухты Ванькина губа (побережье моря Лаптевых).

Крайне редко в местах пересечения широтных разломов с меридиональными образовывались вулканические аппараты центрального типа, как, например, в районе горы Черпунья. Из жерла Черпуньинского вулкана сначала изливались лавы липаритов и дацитов, слагающие поток ($\approx 50-70$ м) в основании горы. Мощные (1—10 м) горизонты липаритов переслаиваются здесь с маломощными (0,1—0,5 м) слоями дацитов и липарито-дацитов. Позднее имели место явления взрывного характера, что привело к образованию горизонта туфобрекчий (≈ 30 м мощности), в которых обломки размером от долей сантиметра до 1,5 м в поперечнике представлены роговиками, полосчатыми ороговикованными сланцами и липаритами. Цемент туфобрекчий липаритовый до дацитового, подвергшийся интенсивному автометасоматическому замещению турмалином. Жерло вулкана горы Черпуньи было закупорено лавой липаритового состава, также претерпевшей сильную турмалинизацию. Размер жерла вулкана ориентировочно 3—3,5 км², а всех выходов потенциально оловоносных вулканогенных пород этого поля — порядка 8—8,5 км².

Формирование субвулканических тел и эффузивов второй фазы завершилось внедрением даек фельзитов, которые являются самыми поздними не только по отношению к упомянутым породам, но и по отношению к оловянной минерализации. Так, пострудные дайки фельзитов (одна из которых имеет мощность 8—10 м и протяженность $\approx 2,5$ км) на горе Черпунья секут кварц-турмалиновые метасоматиты с касситеритом, возникшие в результате изменения липаритов под влиянием лавы жерловой фации.

Берелехский глубинный разлом, расположенный в 50—80 км к востоку от Чохчуро-Чокурдахского тектоно-магматического ряда, имеет протяженность около 120 км. Он хорошо прослеживается в меридиональном направлении по цепочке небольших по площади (0,1—0,3 км²) выходов гибридных пород субвулканического облика, имеющих весьма пестрый состав от кварцевых порфиров и гранит-порфиров до кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов. Южнее этих интрузивных выходов разлом продолжается до горы Крест-Тасс через Тиглякчанское поле эффузивов.

Обособленное положение занимает шток кварцевых порфиров горы Одинокой, в пределах которого локализовано рудопроявление олова близповерхностного типа. Шток расположен в 2 км к северу от контакта Омчикандинского (Моголохского) гранитного интрузива, связь с которым не установлена. Севернее горы Одинокой в бассейне р. Тулояхчан широко развиты дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров в виде полосы, линейно вытянутой в северо-восточном направлении на 40—50 км вплоть до сочленения с Берелехским глубинным разломом. Не исключено поэтому, что и шток горы Одинокой приурочен именно к этой боковой ветви Берелехского глубинного разлома.

Охарактеризованные зоны глубинных разломов являются долгоживущими нарушениями, поскольку в них формировались разновозрастные магматические образования — от позднеюрских раннемеловых гранодиоритов первой фазы (150—180 млн. лет — породы Хаарстанского и Святоносского массивов) до позднемеловых — палеогеновых субвулканических пород липарит-гранитового состава второй фазы. Абсолютный возраст собственно субвулканических оловоносных пород штока горы Одинокой и даек Чохчуро-Чокурдахского ряда на основании данных табл. 1 оценивается как позднемеловой — палеогеновый.

Абсолютный возраст субвулканических оловоносных пород

| Порода | Место взятия образца | Абсолютный возраст в млн. лет | Аналитик |
|--------------------------|-------------------------|-------------------------------|---------------|
| Кварцевый порфир | Гора Одинокая | 115 | Н. И. Ненашев |
| То же | То же | 108 | То же |
| Гранит-порфир | Гора Чохчур | 94 | Л. Л. Шанин |
| То же | То же | 78 | То же |
| Биотит из гранит-порфира | » | 82 | » |
| Гранит-порфир | Гора Павел-Чохчур | 90 | » |
| То же | Гора Зимовье-Хая | 80 | » |
| Трахилипарит | Вулкан горы Джахтар-дах | 63 | Н. И. Ненашев |
| Андезит | То же | 90 | То же |
| Трахиандезит | Вулкан горы Котел | 47 | » |

В табл. 1 для сравнения помещены определения абсолютного возраста эффузивов вулканов горы Джахтардах и горы Котел, которые по геологическим данным принадлежат заведомо к позднемеловому — третичному магматическому комплексу (Шестеренкин, 1962; Некрасов, 1966), а по химическому составу (особенно трахилипариты) очень близки к описываемым субвулканическим породам.

Оловоносные кварцевые порфиры и гранит-порфиры в хребте Полоусном и Приморской низменности залегают в виде куполов штокообразной формы (гора Одинокая) или мощных (до 70 м) дайкообразных тел. Площадь таких куполов не превышает 1,5 км². Крутизна падения их контактов обычно изменяется в пределах 35—65°. В зависимости от залегания вмещающих пород, субвулканические породы либо секут их, либо образуют пластообразные тела. В последнем случае можно наблюдать многочисленные маломощные (0,05—0,1 м) межпластовые инъекции липаритового, липарит-дацитового, иногда альбитового состава в роговиках.

В пределах Чохчурского (Северного), Павел-Чохчурского, Зимовье-Хайского и других рудных полей кварцевые порфиры и гранит-порфиры слагают несколько сближенных даек, часть которых по простиранию и падению, вероятно, сочленяется с центральным дайкообразным телом. Не исключено поэтому, что они являются апофизами не вскрытых еще на поверхности более крупных субвулканических интрузивов. Состав пород в пределах даже одного и того же дайкообразного тела не остается постоянным. В приальбандовых частях и маломощных апофизах это, как правило, типичные липариты до трахилипаритов с характерными

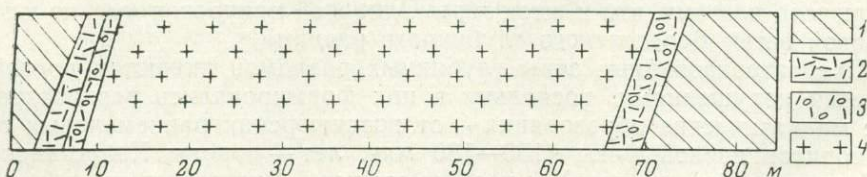


Рис. 2. Строение дайки горы Чохчур

1 — роговики турмалиновые и биотитовые; 2 — фельзолипариты; 3 — кварцевые и полевошпатово-кварцевые порфиры; 4 — гранит-порфиры

Количественно-минеральный состав типовых субвулканических пород гранит-липаритового ряда (в объемн. %)

| Состав | Липа- риты | Гранит-порфиры | | | Кварцевые и кварц-полевошпато- вые порфиры | | |
|------------------------------|---------------|----------------|------|------|---|------|------|
| | | 52,7 | 44,6 | 61,3 | 63,3 | 88,7 | 75,5 |
| Основная масса | 72,8 | 52,7 | 44,6 | 61,3 | 63,3 | 88,7 | 75,5 |
| Вкрапленники: | | | | | | | |
| Плагноклаз | 8,7 | 13,1 | 13,8 | 11,8 | 8,8 | 4,2 | 7,2 |
| Калинатровый полевой шпат | 6,6 | 9,3 | 18,3 | 12,7 | 4,2 | 2,3 | 6,8 |
| Кварц | 6,8 | 8,9 | 6,0 | 7,4 | 11,2 | 4,0 | 9,3 |
| Биотит | 3,8 | 2,1 | 1,6 | 2,7 | — | — | — |
| Постмагматические минералы * | 1,3 | 3,9 | 5,3 | 4,1 | 3,5 | 1,8 | 2,2 |

* К постмагматическим минералам (топаз, хлорит, карбонат, флюорит) отнесены и рудные (касситерит, гематит, пирит, арсенопирит и пирротин).

фельзитовой структурой и полосчатой текстурой. Ближе к центру они сменяются кварцевыми порфирами, а затем гранит-порфирами с характерной письменной структурой (рис. 2).

Неоднородность строения отдельных даек, серии дайковых образований и штокообразных тел, отражает количественно-минеральный состав пород и соотношение в них основной массы и вкрапленников. В трахилипаритах и кварц-полевошпатовых порфирах вкрапленники составляют от 12 до 38%, а в гранит-порфирах доля их возрастает до 55% (табл. 2).

В табл. 2 образцы размещены вкрест простирания дайки горы Павел-Чохчур (участок Южный), т. е. от лежащего зальбанда к висячему. Из данных таблицы видно, что количество основной массы породы закономерно возрастает от центральной части дайки к зальбандам, причем у лежащего бока она выше, чем у висячего. Кроме того, размер вкрапленников в породе центральной части дайки больше, чем в породе призальбандовых ее частей.

Размер вкрапленников кварца, калиевого полевого шпата и плагноклаза изменяется от 0,5 мм до 3 см. Вкрапленники калинатрового полевого шпата (микроклин-пертита) и плагноклаза часто содержат пойкилитовые включения биотита, ортита, торита, циркона и апатита, что указывает на автometасоматическую природу их образования. Наряду с ними в гранит-порфирах сохраняются порфиновые выделения полевых шпатов магматического происхождения (крипторешетчатый микроклин, редко ортоклаз и плагноклаз), о чем свидетельствуют оплавленность, наличие идиоморфизма и хорошо выраженной зональности в плагноклазах. В гранит-порфирах соотношение вкрапленников магматического и метасоматического происхождения всегда такое, что первые преобладают (≈70—90%), а в кварцевых и кварц-полевошпатовых порфирах вкрапленники магматического происхождения нередко отсутствуют. Так, в кварцевых порфирах штока горы Одинокой сохранились лишь очертания вкрапленников полевых шпатов, которые в постмагматическую стадию были замещены топазом или агрегатом, состоящим из альбита, топаза и слюды.

Данные табл. 3 дают представление о вариациях состава вкрапленников калинатрового полевого шпата и плагноклаза, которые сосуществуют в одном образце породы.

Содержание альбитовой молекулы в калиевых полевых шпатах определено по показателям преломления, а в плагиоклазах — по результатам измерений на столике Федорова. Пара сосуществующих полевых шпатов из обр. 19 (гранит-порфир, гора Павел-Чохчур) была подвергнута химическому анализу (табл. 4). Из сопоставления данных табл. 3 и 4 видно, что определение состава полевых шпатов упомянутыми оптическими методами без выполнения трудоемких химических анализов вполне удовлетворительное, и поэтому полученные данные (табл. 3) с успехом могут быть использованы для определения температуры кристаллизации субвулканических пород.

Таблица 3

Состав калинатровых полевых шпатов и равновесного с ними плагиоклаза в гранит-порфирах и липаритах

| № образца | Калинатровый полевой шпат | | | | | Плагиоклаз | | | | | | |
|-----------|---------------------------|-------|-------|----|------------------------------------|--------------------------|----|----|-------|-----|--------------|-----------------|
| | Ng | Nm | Np | 2V | Условная формула | Ориентировка индикатрисы | | | Полюс | 2V | Состав (%An) | K _{Аб} |
| | | | | | | Ng | Nm | Np | | | | |
| 16 | 1,524 | 1,520 | 1,518 | 82 | Op ₇₈ —Ab ₂₂ | 22 | 70 | 89 | (010) | —80 | 35 | 0,34 |
| 17 | 1,521 | — | 1,516 | 86 | Op ₈₈ —Ab ₁₂ | 62 | 32 | 76 | (001) | —70 | 46 | 0,22 |
| 19 | 1,527 | 1,524 | 1,519 | 78 | Op ₇₀ —Ab ₃₀ | 76 | 30 | 65 | (001) | —74 | 30 | 0,43 |
| 21 | 1,525 | — | 1,518 | 70 | Op ₇₇ —Ab ₂₃ | 18 | 72 | 86 | (010) | —86 | 37 | 0,35 |
| 22* | 1,527 | — | 1,520 | 81 | Op ₆₃ —Ab ₃₇ | 14 | 75 | 89 | (010) | —82 | 28 | 0,51 |
| 12* | 1,527 | — | 1,519 | — | Op ₇₀ —Ab ₃₀ | 61 | 32 | 75 | (001) | — | 45 | 0,54 |
| 9* | 1,526 | 1,522 | 1,520 | — | Op ₇₂ —Ab ₂₈ | 61 | 34 | 74 | (001) | +80 | 49 | 0,55 |

* Образцы липаритов из призальбандовых частей дайки гранит-порфиров горы Чохчур и горы Павел-Чохчур.

Из табл. 3 отчетливо видна закономерность в изменении состава сосуществующих полевых шпатов в гранитоидах, впервые подмеченная Д. С. Коржинским (1946), а именно: с увеличением химического потенциала K₂O основность плагиоклаза, равновесного с калинатровым полевым шпатом, возрастает. Одновременно содержание альбитовой молекулы в калинатровом полевом шпате снижается, хотя количество вкрапленников этого полевого шпата в породе увеличивается.

Исходя из закона Нернста (Керн, Вайсброд, 1966) о распределении общего компонента между двумя сосуществующими фазами (в данном случае — альбита в калинатровом полевом шпате и плагиоклазе), мы на основании данных табл. 3 и 4 определили коэффициент распределения ($K_{Ab} = X_1/X_2$, где $X_1 = Ab/Ab + Op$ и $X_2 = Ab/Ab + An$) и по геотермометру Барта (Bart, 1962) оценили температуру кристаллизации изучаемых субвулканических пород.

Для липаритов из краевых частей даек температура кристаллизации достигала 700—750°С, а в центральных частях мощных гранит-порфировых тел она составляла в среднем 500—550°С (обр. 16, 19 и 21). Наконец, отложение калинатрового полевого шпата и плагиоклаза в постмагматическую стадию (обр. 17) имело место при температуре порядка 350—400°С. В табл. 5 помещены результаты химических анализов типовых гранит-порфиров и кварцевых порфиров из субвулканических интрузивов, слабо затронутых постмагматическими изменениями. Из табл. 5 видно, что по составу не подвергшиеся постмагматическим изменениям кварцевые порфиры, отобранные на горе Зимовье-Хая, практически не отличаются от их раскристаллизованных аналогов, т. е. гра-

Таблица 4

Химический состав полевых шпатов из гранит-порфира (в вес. %)

| Компоненты | Калинастровый полевой шпат | | Плагноклаз | Компоненты | Калинастровый полевой шпат | | Плагноклаз |
|--------------------------------|----------------------------|--|------------|-------------------|----------------------------|--|------------|
| | | | | | | | |
| SiO ₂ | 65,95 | | 60,62 | K ₂ O | 11,20 | | 0,22 |
| Al ₂ O ₃ | 19,12 | | 23,86 | Na ₂ O | 2,96 | | 7,98 |
| CaO | 0,13 | | 6,14 | П.п.п. | 0,36 | | 0,13 |
| MgO | 0,28 | | 0,12 | H ₂ O | 0,12 | | 0,43 |
| С у м м а | | | | | 100,12 | | 99,50 |

Аналитик К. И. Каширцева:

Таблица 5

Химический состав типовых субвулканических оловоносных пород (в вес. %)

| Компо- ненты | Гранит-порфиры | | Кварцевые порфиры | | Компо- ненты | Гранит-порфиры | | Кварцевые порфиры | |
|--------------------------------|----------------|-------|-------------------|-------|-------------------------------|----------------|-------|-------------------|-------|
| | 24 | 27 | 326 | 328 | | 24 | 27 | 326 | 328 |
| | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 70,26 | 75,54 | 74,25 | 73,37 | CaO | 3,04 | 2,12 | 0,86 | 1,12 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,19 | 0,36 | 0,18 | Na ₂ O | 1,76 | 2,24 | 5,02 | 5,67 |
| Al ₂ O ₃ | 12,96 | 10,88 | 12,78 | 11,96 | K ₂ O | 5,32 | 4,12 | 2,74 | 3,11 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,28 | 0,97 | 2,12 | 2,78 | H ₂ O | 0,08 | — | — | 0,20 |
| FeO | 1,32 | 1,12 | 0,64 | 0,26 | H ₂ O ⁺ | 1,51 | 0,67 | 0,58 | 0,65 |
| MnO | 0,03 | 0,05 | 0,08 | 0,13 | П.п.п. | 1,03 | 0,64 | — | 0,13 |
| MgO | 1,04 | 0,88 | 0,52 | 0,37 | С у м м а | 99,79 | 99,42 | 99,95 | 99,93 |

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР. Обр. 24, 27 и 328 — с Чохчурского месторождения, обр. 326 — с месторождения Зимовье-Хая.

нит-порфиров дайки Чохчурского рудного поля. Единственным существенным различием в составе этих пород является обогащение кварцевых порфиров Na₂O по сравнению с гранит-порфирами вследствие интенсивной альбитизации вкрапленников калинастрового полевого шпата.

Сопоставить химический состав липаритов из эффузивных полей горы Черпунья и побережья бухты Ванькина губа с кварцевыми порфирами и гранит-порфирами субвулканических интрузивов не представляется возможным вследствие того, что породы здесь подверглись интенсивному аутометасоматозу, выразившемуся в преобразовании их в своеобразные «турмалиниты», состоящие на 60—80% из турмалина, заместившего полевошпатовую массу цемента и порфиробласты.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ
В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ**

Для установления металлогенической специфики магматических пород субвулканического облика и сопоставления их с породами других магматических комплексов Полоусненского рудного района и сопредельных территорий важное значение имеют данные о содержании и распределении в породах элементов-примесей. Для Северо-Востока СССР в первую очередь к ним следует отнести Sn, В и редкие щелочи, в меньшей мере Ве, Та, Nb, U и Th. Распределение этих элементов по данным количественных спектральных, спектрохимических и химических анализов, выполненных в различные годы в лабораториях ЯФ СО АН СССР и ИГЕМ АН СССР, показано в табл. 6. Анализы на Sn, В и Ве сделаны главным образом Л. С. Сукневой; на U и Th — Л. Ф. Матерных, редкие щелочи определены Е. А. Сабардаховой, а Та и Nb — Т. Д. Проккопьевой. Методики анализов этих элементов кратко описаны в работе одного из авторов (Некрасов, 1966).

Из табл. 6 видно, что, за исключением альбититов, все субвулканические породы липарит-гранитного ряда обогащены оловом, содержание которого примерно в три—пять раз выше среднего для гранитоидов возраста J_3 — C_1 этого же рудного района. Так, по данным И. Я. Некрасова (1966), среднее содержание олова в позднеюрских — меловых гра-

Таблица 6

Содержание элементов-примесей в неизмененных субвулканических породах (в вес. %)

| № образца | Порода | Sn, 1·10 ⁻⁶ | В, 1·10 ⁻⁴ | Редкие щелочи | | | Ве, 1·10 ⁻⁴ | U, 1·10 ⁻⁴ | Th, 1·10 ⁻⁴ | Ta, 1·10 ⁻³ | Nb, 1·10 ⁻³ |
|--|-----------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| | | | | Li, 1·10 ⁻⁴ | Rb, 1·10 ⁻² | Cs, 1·10 ⁻³ | | | | | |
| Шток горы Одинокой | | | | | | | | | | | |
| 312 | Альбититы | 7 | — | 12 | Не обн. | Не обн. | 49,8 | 2,3 | 8,7 | 0,4 | 21 |
| 323 | Кварц-полевошпатовый порфир | 19 | 12 | 22 | 1,7 | 3 | 20,3 | 3,8 | 16,2 | 0,6 | 37 |
| 324 | То же | 22 | 9 | 17 | 1,9 | 2 | 16,3 | 4,2 | 18,7 | 1,2 | 29 |
| 325 | » | 16 | 27 | 39 | 3,2 | 2 | 28,7 | 6,1 | 15,4 | 1,0 | 22 |
| 326 | » | 26 | 36 | 21 | 2,1 | 1 | 36,1 | 5,2 | 22,3 | 0,2 | 13 |
| 327 | Кварцевый порфир | 84 | 79 | 64 | 4,6 | 8 | 17,6 | 7,3 | 28,7 | 2,8 | 32 |
| 329 | То же | 37 | 63 | 44 | 3,7 | 4 | 12,4 | 2,6 | 16,8 | 0,3 | 17 |
| 334 | » | 12 | 17 | 27 | 2,0 | 3 | 19,6 | 2,1 | 12,3 | 0,3 | 21 |
| 340 | » | 27 | 34 | 52 | 4,1 | 2 | 15,3 | 4,8 | 23,4 | 0,8 | 36 |
| Дайки горы Чохур и горы Павел-Чохур | | | | | | | | | | | |
| 2 | Гранит-порфир | 66 | 18 | 27 | 1,2 | 1 | 10,2 | 1,8 | 99,6 | 2,7 | 39 |
| 4 | То же | 72 | 21 | 16 | 1,1 | 1 | 9,7 | 2,0 | 11,3 | 1,8 | 42 |
| 9 | Фельзолипарит | 127 | 37 | 9 | 0,8 | 2 | 16,4 | 2,2 | 14,6 | 0,2 | 8 |
| 34 | Гранит-порфир | 32 | 14 | 23 | 1,8 | 2 | 8,7 | 1,6 | 8,2 | 0,9 | 25 |
| 36 | То же | 16 | 21 | 14 | 0,9 | 1 | 8,3 | 1,7 | 7,6 | 0,6 | 17 |
| 37 | » | 22 | 19 | 22 | 1,6 | 1 | 7,4 | 2,3 | 13,2 | 1,4 | 28 |
| 39 | » | 18 | 13 | 17 | 1,4 | 1 | 8,1 | 2,6 | 12,1 | 0,7 | 19 |
| 53 | Кварцевый порфир | 54 | 32 | 38 | 3,3 | 2 | 21,3 | 3,1 | 17,1 | 2,3 | 54 |

Таблица 7

Распределение олова в дайке гранит-порфира

| № образца | Порода | Sn, $1 \cdot 10^{-6}$ % | № образца | Порода | Sn, $1 \cdot 10^{-6}$ % |
|-----------|-----------------------------|-------------------------|-----------|------------------|-------------------------|
| 9 | Фельзолипарит | 127 | 36 | Гранит-порфир | 16 |
| 27 | Кварц-полевошпатовый порфир | 73 | 37 | » | 22 |
| | | | 38 | » | 24 |
| 34 | Гранит-порфир | 32 | 59 | Кварцевый порфир | 63 |

Таблица 8

Рентгенографическая характеристика акцессорного колумбита

| <i>I</i> | <i>d/n</i> | <i>I</i> | <i>d/n</i> | <i>I</i> | <i>d/n</i> | <i>I</i> | <i>d/n</i> |
|----------|------------|----------|------------|----------|------------|----------|------------|
| 64 | 3,68 | 90 | 1,714 | 22 | 2,208 | 8 | 1,242 |
| 12 | 3,44 | 12 | 1,612 | 40 | 2,084 | 5 | 1,185 |
| 100 | 2,958 | 32 | 1,543 | 60 | 1,825 | 25 | 1,097 |
| 22 | 2,861 | 80 | 1,456 | 65 | 1,760 | 18 | 1,071 |
| 27 | 2,553 | 42 | 1,372 | 72 | 1,739 | 10 | 1,038 |
| 38 | 2,490 | 17 | 1,307 | | | | |

Таблица 9

Сопоставление содержания элементов-примесей в мезозойских породах Верхояно-Чукотской складчатой области (в вес. %)

| Возраст | Породы | Sn $1 \cdot 10^{-6}$ | B $1 \cdot 10^{-4}$ | Be $1 \cdot 10^{-4}$ | Li $1 \cdot 10^{-4}$ | Rb $1 \cdot 10^{-2}$ |
|---------------------------------|--|-------------------------|------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| J ₃ | Гранитоиды, вулканогенные породы (липариты, дациты, андезиты) | 11,4 | 36,7 | — | 19,4 | 0,56 |
| J ₃ —Cr ₁ | Граниты батолитоподобных массивов | 8,5 | — | 11,9 | 47,9 | 1,5 |
| Cr ₂ | Гранитоиды интрузивов поперечных рядов (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты) | — | 21,9 | — | — | — |
| | | 28,3 | — | — | 41,6 | 0,93 |
| Cr ₂ —Pg | Эффузивы повышенной щелочности, монзониты | 38,0 | 19,4 | 19,4 | — | — |
| Cr ₂ —Pg | Субвулканические породы гранит-липаритового ряда | 39,0 | 29,4 | 18,0 | 29,5 | 2,1 |

Средние содержания элементов в разновозрастных магматических породах данного района приведены по И. Я. Некрасову (1966), в субвулканических породах — из табл. 6.

нитондах Северо-Востока СССР составляет $8 \cdot 10^{-4}$ %. В отличие от биотитовых гранитов и роговообманково-биотитовых гранодиоритов, слагающих крупные массивы в хребте Полоусном (Бакынский, Омчикандинский, Куранахский, Илин — Эмнекенский и др.), в которых олово входит в решетку темноцветных минералов, а также в сфен и редко вы-

деляется в виде касситерита, в кварцевых порфирах, липаритах и гранит-порфирах главная масса Sn заключена в аксессуарном касситерите. Любопытно отметить, что призальбандовые участки мощных даек, сложенные фельзолипаритами и кварцевыми порфирами, существенно обогащены Sn по сравнению с хорошо раскристаллизованными гранит-порфирами центральной их части (табл. 7).

Аналогичная тенденция сохраняется в распределении других элементов-примесей по мощности даек, в частности, Be, U и Th (см. табл. 6). Увеличение концентрации этих элементов в породах призальбандовых зон обусловлено, на наш взгляд, быстрой кристаллизацией гранитоидного расплава на границе с вмещающими породами, и как следствие этого — более интенсивное их вовлечение в решетку породообразующих минералов: Be в полевые шпаты, а Sn, U и Th — в биотит, содержание которого в основной массе породы нередко достигает 3,8 объемн. % (см. табл. 2, липарит).

В табл. 6 и 7 приведены данные о содержании элементов-примесей в практически неизменных породах. Распределения этих же элементов в альбитизированных и грейзенизированных гранит-порфирах и кварцевых порфирах весьма неравномерно. Так, вследствие интенсивной грейзенизации содержание Sn в кварцевых порфирах штока горы Одинокой и в гранит-порфирах участка Южный Павел-Чохчурского месторождения колеблется в широких пределах — от 0,03 — 0,05% до 0,3 — 0,8%, иногда достигая 10%. В описываемых случаях мы имеем дело с образованием типичных оловоносных грейзенов. Естественно, что в таких измененных породах резко увеличивается содержание не только олова, но и других элементов-примесей, в частности, редких щелочей, тория, иногда тантала и ниобия (гора Одинокая). Редкие щелочные элементы Li, Rb и Cs концентрируются в слюдках, увеличение содержания Th связано с вхождением его в аксессуарный торит, а Ta и Nb — в аксессуарный пирохлор¹. Не исключено, что в кварцевых порфирах и альбитизированных гранит-порфирах будет обнаружен аксессуарный колумбит, так как он найден нами в касситеритовом концентрате из россыпей (табл. 8).

Из приведенных в табл. 9 данных видно, что геохимической особенностью субвулканических пород гранит-липаритового ряда является наличие в них повышенных содержаний Sn по сравнению с породами более ранних (J_3 и $J_3 - Cr_1$) мезозойских магматических комплексов Полоусненского рудного района (Некрасов, 1966).

По содержанию олова описываемые породы сопоставимы с позднемеловыми — палеогеновыми эффузивами вулканов горы Джахтардах Кондаковского плоскогорья и других районов северо-восточной Якутии. Таким образом, можно сделать вывод, что от более древних к более молодым мезозойским магматическим комплексам преемственность в специализации пород в отношении олова не только сохраняется, но при этом абсолютное содержание этого типоморфного для Северо-Востока СССР элемента достигает максимума на завершающем этапе тектоно-магматического развития Верхояно-Чукотской складчатой области. Полученные данные позволяют поэтому оптимистически оценить потенциальную оловоносность тех площадей Полоусненского рудного района, в пределах которых интенсивно развиты субвулканические породы позднемелового — палеогенового возраста. К ним в первую очередь следует относить Приморскую низменность, включая и Максунские горы.

¹ Пирохлор установлен нами только в протолочках альбитизированных кварцевых порфиров горы Одинокой.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ОЛОВА, СВЯЗАННЫХ С СУБВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Описываемые месторождения и рудопроявления олова на горе Одинокой, в бассейне рч. Тенкели (Чохчурское и Павел-Чохчурское), в Приморской низменности (Черпуньинское, Зимовье-Хайское) и на побережье моря Лаптевых (Чокурдахское) изучены чрезвычайно слабо. Поэтому мы приведем лишь основные данные о строении рудных полей, морфологии рудных тел и минеральном составе руд.

Форма и строение рудных тел на уже известных рудопроявлениях чрезвычайно разнообразны. На рудопроявлении Одиноком рудным телом по существу является вся обнаженная часть штока кварцевых порфиров на площади примерно $1,5 \text{ км}^2$, подвергшихся площадной грейзенизации в процессе автоматасоматоза. Среди большой площади кварц-топаз-слюдяных грейзенов, локализованных в прикровельной части штока до глубины 100 м, выделяются участки и линейные зоны с кондиционным содержанием олова. Протяженность таких зон и участков изменяется в пределах 70—400 м, а мощность их — от 20 до 150 м. Контуры рудных тел условные и проводятся по результатам опробования. Касситерит в грейзенизированных кварцевых порфирах мелкокристаллический до криптокристаллического, а нередко до колломорфного. Распределение его в породе крайне неравномерное. Обычно касситерит приурочен к маломощным прожилкам и миароловым пустотам, на долю которых в отдельных участках приходится до 10—15% объема. Размер миароловых пустоток колеблется в пределах 0,5—3 см.

Следует отметить, что одной из особенностей минерализации на оловорудных месторождениях, генетически связанных с породами субвулканической фации, является широкое развитие колломорфных образований не только касситерита, но и кварца, флюорита, пирита и других минералов, а также развитие лучистых и сноповидных агрегатов топаза (рис. 3), что можно объяснить их кристаллизацией на малых глубинах в условиях резкого перепада температуры и особенно давления. Растворы при этом становятся пересыщенными в отношении отдельных компонентов (SnO_2 , SiO_2 и т. д.), что приводит к массовому выпадению их избыточного количества в виде гелей. Поэтому в россыпях, коренными источниками которых являются близповерхностные месторождения, преобладает мелкий до криптокристаллического касситерит, а иногда встречается и деревянистое олово.

На Павел-Чохчурском и Зимовье-Хайском месторождениях, где широко проявлены дайки фельзолипаритов, кварцевых порфиров и гранитпорфиров, развиты рудные тела трех морфологических типов: минерализованные зоны дробления в роговиках, штокверкоподобные участки и участки даек, интенсивно грейзенизированные и импреньированные сульфидами и касситеритом.

Минерализованные зоны дробления в роговиках имеют на этих месторождениях простирание, близкое к широтному, и хорошо прослеживаются на склонах горы Павел-Чохчур, сопке Южной и в северной оконечности горы Зимовье-Хая (четыре зоны лимонитизированной глинки, содержащей касситерит) в своеобразных депрессиях. Несколько зон дробления вскрыты в плотике россыпи правого борта рч. Тенкели. Протяженность зон ориентировочно достигает 0,8 км, а их мощность изменяется в широких пределах — от 1,5 до 5 м; падение рудных тел крутое (60—80°). Часто от главной, обычно наиболее мощной зоны под острым углом отходят апофизы рудного тела, приуроченные к северо-восточным оперяющим разломам. Оруденение в зонах дробления неравномерное — участки с богатыми рудами протяженностью 50—70 м сменяются интервалами в 30—40 м, где содержание олова резко падает.

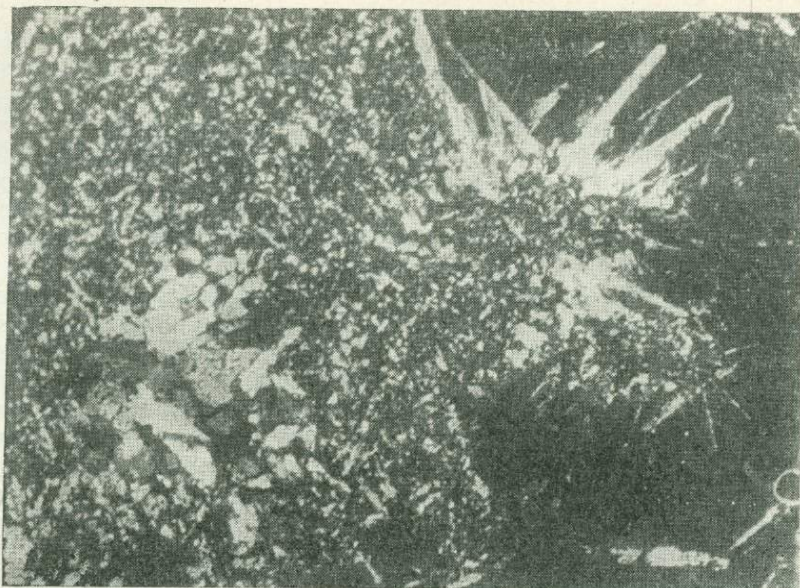


Рис. 3. Игловидные и лучистые кристаллы топаза, возникшие при замещении полевого шпата кварцполевошпатовых порфиров гора Одинокая. Николи +; увел. 36

Этот тип рудных тел, на наш взгляд, является для Павел-Чохчурского и Зимовье-Хайского месторождений главным, и эти зоны дробления служили основным источником питания россыпей.

Штокверкоподобные участки имеют изометричную форму. Они представляют зоны сильно трещиноватых и окварцованных роговиков, минерализованных сульфидами и касситеритом. Мощность отдельных прожилков в них редко превышает 1 см. Большею частью это нитевидные (0,1—1 мм) прожилки, в виде густой сети секущие роговики. Вместе с минерализованными дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров штокверковидные участки служили дополнительными источниками питания долинных россыпей рч. Тенкели и ложковых россыпей горы Зимовье-Хая.

Минерализованные оловоносные дайки фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров наиболее широко проявлены на участке Южном Павел-Чохчурского месторождения и в центральной части горы Зимовье-Хая. Мощность даек колеблется от 0,5 до 25 м, а их протяженность измеряется сотнями метров и первыми километрами. Собственно рудными телами в таких дайках являются участки, подвергшиеся наиболее интенсивному окварцеванию и грейзенизации. Они достигают протяженности 70—100 м при мощности от 0,2 до 15 м. Сульфиды (арсениопирит, пирротин, халькопирит, пирит, станнин и сфалерит) и касситерит образуют в таких участках даек густую вкрапленность, а также в виде прожилков пересекают породу. Кроме того, в приальбандовых частях мощных даек гранит-порфиров широко проявлены слюдяно-флюоритовые прожилки с касситеритом. Нередко здесь можно наблюдать практически мономинеральные касситеритовые прожилки мощностью от долей миллиметра до 5 см (участок Южный Павел-Чохчурского месторождения). Содержание олова в отдельных участках даек высокое.

Одной из особенностей строения Павел-Чохчурского рудного поля является наличие элементов горизонтальной зональности в размещении минеральных ассоциаций. Так, на участке Южном, который условно

можно принять за центр рудного поля, наиболее обычна ассоциация кварц+касситерит+флюорит, редко встречаются здесь сульфиды и турмалин. На горе Павел-Чохчур, удаленной от центра рудного поля на 1,5—2 км, широко развиты сульфиды, кроме того, здесь заметно возрастает роль турмалина, появляется хлорит и, наконец, вместе с SnO_2 обычны вольфрамит и молибденит.

На Чохчурском (Северном) месторождении наиболее широко проявлены рудные тела, представляющие собой мощные (до 25 м) зоны брекчированных пород (фельзитов, фельзолипаритов), которые сцементированы кварц-турмалиновым цементом. Кроме кварца и турмалина, в этих брекчиях установлен касситерит, редко встречаются арсенопирит, сфалерит, халькопирит и пирротин. Эти своеобразные турмалиновые брекчии приурочены к призальбандовым участкам субвулканических тел дайкообразной и линзовидной формы. Протяженность зон брекчирования с касситеритом превышает 200 м при мощности от 7 до 25 м.

По существу брекчии аналогичного строения и состава характерны и для рудного поля Чокурдахского месторождения (восточное побережье бухты Ванькина губа). Здесь брекчированию подверглись эффузивы (от липаритов до дацитов) и дайки фельзолипаритов и кварцевых порфиров, а также терригенные отложения позднеюрского возраста. Обломки этих пород сцементированы кварц-турмалиновым цементом. В отдельных участках зоны «турмалиновых брекчий» содержится до 15% касситерита. Содержание сульфидов в брекчиях невелико ($\approx 1-2\%$). Среди них преобладают пирит и пирротин, редко встречаются сфалерит, арсенопирит, халькопирит и станнин. Мощность зон брекчий иногда достигает 30 м. Оруденение в них неравномерное. Наиболее богата центральная часть зон «турмалиновых брекчий», где касситерит присутствует в плотных массах с турмалином, а также в виде агрегатов и друз в пустотах брекчий. Встречаются здесь иногда и колломорфные его выделения. Нередко можно наблюдать полосчатые текстуры руд, когда обломки слабо серицитизированного и пиритизированного фельзолипарита или кварцевого порфира окружены ритмично сменяющимися зонами касситерита и турмалина, реже — касситерита и пирита. На восточной оконечности этих рудных тел (на террасе) резко возрастает роль сульфидов (сфалерита, марказита, висмутина и сульфоантимонитов серебра) и появляется сидерит. Иначе говоря, здесь также проявлены элементы зональности в строении рудных тел и элементы телескопирования их минерального состава, что характерно для близповерхностных месторождений, генетически связанных с субвулканическими породами.

На Черпуньинском месторождении установлены рудные тела двух типов: метасоматически измененные лавы липарита и их туфы с прожилково-вкрапленным оруденением и зоны рудных брекчий с богатым оловянным оруденением. Выше уже отмечалось, что рудное поле месторождения сложено интенсивно турмалинизированными породами, первичный состав которых определить затруднительно, а часто просто невозможно. Широкое развитие туфов и туфобрекчий у подножия горы Черпунья свидетельствует о том, что вскрытое тело турмалинизированных фельзолипаритов когда-то сообщалось с поверхностью и представляло собой, вероятно, жерло вулкана.

В турмалиновых метасоматитах, площадь которых около 3,5 км², касситерит отлагался в миароловых пустотах, возникших главным образом при выщелачивании полевошпатовых вкрапленников и замещении их турмалином и кварцем, а также в маломощных прожилках. Густая сеть таких прожилков обусловила возникновение в турмалиновых метасоматитах участков с богатым оруденением. Морфология этих участков пока не изучена, не выявлены и параметры рудных тел.

Рудные брекчии сложены обломками турмалинизированных вулканических пород, сцементированных кварцем и касситеритом. Цемент в таких брекчиях иногда на 80% состоит из касситерита. Крайне редко в них присутствуют сульфиды: халькопирит, висмутин, пирротин, сфалерит и пирит. Как правило, брекчии представляют собой наиболее богатые руды данного месторождения. Мощность зон брекчий ориентировочно 0,1—0,7 м, простираение их близко к широтному. Протяженность зон пока неизвестна, так как ни одно рудное тело еще не вскрывалось горными выработками. Нами установлены три зоны таких рудных брекчий (одна на северном склоне горы и две в центральной части рудного поля).

Таблица 10

Минеральные ассоциации и стадии их отложения

| Стадия | Ассоциации минералов | Рудопроявления олова и интенсивность минерализации их |
|-----------------------|---|---|
| Грейзенизации | Кварц, альбит, турмалин (редко), флюорит, касситерит, аксинит, циркон, апатит, вольфрамит, молибденит | Одинокое — интенсивная, Павел-Чохчурское — слабая; Чохчурское — очень слабая; Зимовье-Хайское — слабая |
| Кварц-турмалиновая | Кварц, турмалин, хлорит, иногда флюорит, адуляр, касситерит, арсенопирит, вольфрамит, молибденит, апатит | Чокурдахское, Чохчурское и Черлуныньское — интенсивная; Павел-Чохчурское, Зимовье-Хайское и Одинокое — очень слабая |
| Кварц-сульфидная | Пирротин, кварц, альбит, пирит, сфалерит, халькопирит, хлорит, серицит, касситерит, станнин, висмутин, висмут самородный, медь самородная, галенит, сидерит | Павел-Чохчурское и Зимовье-Хайское — интенсивная; Черлуныньское, Чокурдахское и Чохчурское — слабая |
| Карбонатно-сульфидная | Сидерит, станнин, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, кварц, гипс, касситерит (редко), магнетит (редко), буланжерит (?) | Тас-Тасское, Ыттырчинское, Зимовье-Хайское |

Минералы помещены в таблице в порядке убывания их количества.

Аксинит внесен в таблицу условно. Он образовался при скарнировании вулканических пород Чокурдахского месторождения.

Наконец, следует упомянуть о наличии в некоторых рудопоявлениях кварц-карбонатно-сульфидных жил и зон дробления. Они были выявлены Б. В. Пепеляевым и С. Т. Прохоровой на горах Ньюлкучан, Тас-Тас и Ыттырча, а также нами на флангах Павел-Чохчурского и Зимовье-Хайского месторождений. В протолочках кварц-карбонатно-сульфидной породы из зон дробления и жил обнаружен касситерит. Поэтому нельзя исключать, что эти низкотемпературные сульфидные рудные тела со свинцово-цинковым оруденением являются лишь верхними частями более высокотемпературных рудных тел с оловянным оруденением.

Минеральный состав руд исследован в настоящее время с меньшей детальнойностью, чем на таких хорошо разведанных месторождениях Северо-Востока СССР, как Депутатское (Иванов, 1964), Эге-Хайское и Улахан-Эгеляхское (Флеров, Яковлев, 1965; Яковлев, 1965). При изучении состава руд мы часто имели дело лишь с интенсивно окисленными рудами поверхности, и поэтому многие легко изменяющиеся на воздухе минералы (в основном сульфиды) не могли быть обнаружены на отдельных рудопоявлениях.

В табл. 10 показаны минеральные ассоциации, соответствующие стадиям их отложения и распространенности на различных рудопоявлениях олова.

Минеральные ассоциации стадии грейзенизации самостоятельное значение имеют лишь для Одинокое и Павел-Чохчурского месторождений, где касситерит отлагался в топаз-слюдяно-кварцевых или слюдя-

но-флюоритово-кварцевых грейзенах. Для касситерита этой стадии из месторождения Одинокое характерно сравнительно высокое содержание таких элементов-примесей, как Та и Nb, но низкое содержание Sc (табл. 11). В то же время касситерит оловоносных грейзенов, генетически связанных с субвулканическими породами, неизмеримо беднее элементами-примесями, чем касситерит грейзенов, генетически связанных с биотитовыми или лейкократовыми гранитами батолитоподобных интрузивов (Иванов, 1964; Некрасов, 1966). Спорадически в этих грейзенах, развивающихся по кварцевым порфирам, присутствуют вольфрамит, еще реже молибденит, акцессорные — торит, циркон, монацит и берилл. Последние четыре минерала обнаружены лишь в протолочках проб весом порядка 10 кг.

Близкими по составу к грейзенам горы Одинокой являются грейзенизированные дайки Павел-Чохчурского и Зимовье-Хайского проявлений, но они всегда вместо топаза содержат флюорит, а вместо альбита в них нередко присутствует адуляр. Тонкопризматические кристаллы турмалина темно-бурого до желтовато-бурого цвета из грейзенов месторождения Одинокое по оптическим свойствам практически не отличаются от турмалина из роговиков. Судя по оптическим свойствам, содержание шерла изменяется в нем в пределах 60—75%, а драгита — от 25 до 40%, т. е., несмотря на существенный разброс, все турмалины принадлежат к железистой разновидности (табл. 12). В грейзенах можно наметить следующую последовательность отложения минералов: альбит→топаз→флюорит+слюда→турмалин→кварц→касситерит. Касситерит выделяется из растворов одновременно с кварцем или немного позднее его. Отложение флюорита, альбита, топаза и слюды, как правило, предшествует массовому выпадению SnO_2 из растворов. Все это свидетельствует об отложении касситерита в стадию грейзенизации на фоне понижающейся щелочности рудоносных растворов.

В отношении оловянного оруденения следующая — кварц-турмалиновая стадия — является главной на Павел-Чохчурском, Чохчурском и, вероятно, Чокурдахском рудопроявлениях. Распределение главных минералов этой стадии в пределах даже одного и того же рудного тела крайне неравномерно. Так, в штокверках Чохчурского рудопроявления касситерит ассоциирует главным образом с кварцем, а турмалин является лишь сопутствующим минералом. В брекчиях касситерит, наоборот, парагенетически тесно связан с турмалином, который нередко корродируется и замещается SnO_2 .

Процесс формирования рудных тел в эту стадию был длительным, поэтому на Чокурдахском и Чохчурском рудопроявлениях нередко можно встретить своеобразные полосчатые и брекчиевидные руды, в которых обломки кварц-турмалинового состава сцементированы кварцем с более поздним турмалином. Любопытно, что в обломках отложению касситерита и турмалина неизменно предшествует кварц. В цементе кварц и турмалин выделяются либо одновременно, и тогда иглы турмалина заключены в кварце, либо кварц выделяется несколько позднее в ассоциации с касситеритом. В первом случае мы имеем дело с более железистым турмалином темно-бурого или бутылочно-зеленого цвета — точно таким же, как в роговиках, а во втором (в цементе) — с менее железистой разновидью зеленого, голубовато-зеленого или розоватого цвета (см. табл. 12). Отложение флюорита, адуляра, а также арсенопирита, вольфрамита, молибденита имело место уже после кварца и турмалина. Монацит был найден на Павел-Чохчурском рудопроявлении только в турмалиновом прожилке, а апатит спорадически присутствует в кварце из штокверков Чохчурского рудопроявления. В рудных телах Чохчурского и Павел-Чохчурского рудопроявлений вместо турмалина спорадически отлагается хлорит, который обычно приурочен к флангам рудных тел и верхним горизонтам.

Содержание элементов-примесей в касситеритах

| Стадия минерализации | Рудопоявление | Содержание в вес. % | | |
|---|------------------|---------------------|--------------------------------|---|
| | | In | Sc ₂ O ₃ | Ta ₂ O ₅ + +Nb ₂ O ₅ |
| Грейзеновая | Одинокое | 0,0012 | 0,03 | 0,17 |
| То же | То же | Не обн. | 0,02 | 0,23 |
| Кварцево-турмалиновая | Павел-Чохчурское | 0,0027 | 0,017 | 0,38 |
| То же (из россыпи) | Чокурдахское | 0,0015 | 0,37 | 0,34 |
| » (из турмалиновой брекчии) | Чохчурское | 0,0017 | 0,04 | 0,22 |
| Кварцево-сульфидная (из дайки) | То же | 0,001 | Не обн. | 0,06 |
| Кварцево-сульфидная (зо- на дробления) | Зимовье-Хайское | 0,001 | То же | Не обн. |

Анализы выполнены в Магаданском ВНИИ-1.

Таблица 12

Показатели преломления турмалинов

| Стадия минерализации | Рудопоявление | Показатели преломления | | | Цвет |
|--|------------------|------------------------|-------|--------------------|--------------|
| | | Ng | Np | $\frac{Ng-Np}{Ng}$ | |
| Грейзеновая | Павел-Чохчурское | 1,686 | 1,655 | 0,031 | Зеленый |
| Кварц-турмалиновая (из роговиков) | То же | 1,668 | 1,638 | 0,030 | Бурый |
| Кварц-турмалиновая (об- ломки брекчии) | Чохчурское | 1,674 | 1,639 | 0,035 | Зеленый |
| Кварц-турмалиновая (цемент брекчии) | То же | 1,652 | 1,624 | 0,028 | » |
| Кварц-турмалиновая (из пустоток брекчии) | Зимовье-Хайское | 1,650 | 1,620 | 0,030 | » |
| Кварц-турмалиновая (брекчии) | Чохчурское | 1,652 | 1,625 | 0,027 | Голубой |
| То же | То же | 1,653 | 1,626 | 0,026 | » |
| Кварц-турмалиновая (брекчии) | Чокурдахское | 1,681 | 1,650 | 0,061 | Сине-зеленый |
| То же | То же | 1,673 | 1,638 | 0,035 | Бурый |
| Турмалиновая (друзы в пу- стотах липарита) | Черпуньинское | 1,693 | 1,662 | 0,031 | » |
| То же | То же | 1,676 | 1,648 | 0,032 | Зеленый |
| » | » | 1,665 | 1,639 | 0,026 | Голубой |
| » | » | 1,642 | 1,617 | 0,025 | Розовый |

Укоренившееся мнение о том, что турмалин и хлорит взаимно исключают друг друга, т. е. не могут сосуществовать совместно (Смирнов и др., 1941; Иванов, 1964; Флеров, 1965), является ошибочным. В одном из прожилков (мощность 8 см) Чохчурского рудопоявления они были встречены в одном шлифе в ассоциации с кварцем и касситеритом. При этом отдельные кристаллы турмалина замещены хлоритом. После отложения этих минералов одновременно выделялись кварц и касситерит. Аналогичная ассоциация турмалина и хлорита наблюдалась нами ранее

Химический состав сосуществующих турмалина и хлорита

| Компоненты | Турмалин | Хлорит | Компоненты | Турмалин | Хлорит |
|--------------------------------|----------|---------|-------------------------------|----------|--------|
| SiO ₂ | 35,63 | 22,78 | MnO | Следы | 0,77 |
| TiO ₂ | 0,72 | Не обн. | CaO | 0,72 | 1,32 |
| Al ₂ O ₃ | 29,12 | 19,94 | Na ₂ O | 2,64 | 0,44 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,32 | 5,58 | H ₂ O+ | 2,51 | 10,87 |
| FeO | 5,17 | 28,63 | B ₂ O ₃ | 10,07 | — |
| MgO | 2,58 | 9,20 | | | |
| | | | Сумма | 100,48 | 99,66 |

Химические анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

на Депутатском месторождении (Некрасов, 1960). Ассоциация турмалина и хлорита не является запрещенной и на ряде месторождений Приморья. В частности, она характерна для Кенцухинского касситерит-кварц-хлоритового месторождения Приморья.

Хлорит, ассоциирующий с турмалином, образует сферолиты, или лучистые агрегаты. В отличие от более позднего хлорита кварц-сульфидной стадии, он имеет низкие показатели преломления ($Nm = 1,637—1,642$) и принадлежит к маложелезистой разности (Винчел А., Винчелл Г., 1953). Нам удалось отобрать на химический анализ хлорит и ассоциирующий с ним турмалин. Из табл. 13 видно, что с высокожелезистым турмалином ассоциирует сравнительно низкожелезистый, но высокомагнезиальный хлорит. В связи с этим следует подчеркнуть, что после получения опорных экспериментальных данных такая пара равновесных минералов переменного состава, как турмалин и хлорит, может быть использована в качестве геотермометра оловорудных месторождений.

Особенностью состава касситеритов этой стадии является более высокое содержание Sc, Ta и Nb, чем в касситеритах из грейзенов и кварц-сульфидных жил (см. табл. 11).

Минеральные ассоциации двух последующих стадий — кварц-сульфидной и карбонатно-сульфидной на описываемых месторождениях сравнительно редко совмещены с ассоциациями двух предшествующих стадий в одних и тех же рудных телах. Как правило, они слагают самостоятельные рудные тела на периферии рудных полей или на верхних горизонтах еще слабо эродированных зон минерализации. Только на Чохчурском рудопроявлении встречены брекчии кварц-турмалинового состава, цементированные пирротином с кварцем, сфалеритом, халькопиритом, станнином и редко с касситеритом. Среди минералов, упомянутых в табл. 10, наиболее широко развит пирротин, затем следует сфалерит, халькопирит и станнин. Все другие минералы кварц-сульфидной стадии встречаются спорадически.

Изучение руд под микроскопом и в штуфах позволяет наметить следующую последовательность отложения минералов кварц-сульфидной стадии: (альбит + кварц) → (касситерит + турмалин или хлорит) → (пирротин + пирит) → (сфалерит + халькопирит + станнин) → (висмутин + висмут самородный + галенит) → (сидерит + пирит). Для минералов этой стадии характерны явления гипогенного выщелачивания ранних минералов (даже кварца и альбита) и замещения их поздними. Очень часто кварц, в меньшей мере хлорит и турмалин замещаются сульфидами; по пирротину, в свою очередь, развиваются халькопирит,

сфалерит и станнин, а в последние проникают минералы висмута и галенит, отложение которых завершается ассоциацией сидерита с пиритом. Следует отметить, что хлорит этой стадии принадлежит к более железистой разности афросидерит-тюрингитового ряда ($Nm = 1,649 - 1,652$), чем описанный хлорит кварц-турмалиновой стадии.

Что же касается минеральных ассоциаций карбонатно-сульфидной стадии, то они изучены в настоящее время крайне слабо вследствие того, что на собственно оловянных рудопрооявлениях либо не встречены (Одинокое), либо развиты очень слабо (на Павел-Чохчурском и Зимовье-Хайском месторождениях). Здесь в минерализованных зонах дробления развиты кальцит и сидерит со сфалеритом и галенитом. Иногда в протолочках обнаруживается касситерит, марказит, халькопирит и другие сульфиды (см. табл. 10).

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ОЛОВА

Субвулканические породы, представляющие различные фации единой липарит-гранитной формации, образованы, несомненно, из одного и того же расплава, но в различной структурной обстановке. Главным фактором, обусловившим разнообразие текстур и структур пород, а также руд, являлась глубина их образования. Совершенно очевидно, что кристалличность магматических пород с глубиной возрастает, поэтому в ряде сравнительно глубоко эродированных тел (например, на сопке Южная Павел-Чохчурского проявления) можно наблюдать постепенные переходы от липаритов через кварц-полевошпатовые порфиры к гранит-порфирам. В отдельных участках глубинных разломов происходил прорыв расплава на поверхность и образование полей эффузивов, т. е. многие дайки являются корнями эффузивов (Тиглякчанское и Чокурдахское поле). В том случае, когда расплав начинал кристаллизоваться, не достигая поверхности, могли возникать более или менее длительно функционирующие локальные очаги, из которых после раскристаллизации апикальных частей субвулканических тел прорывались небольшие порции расплава. Как результат таких прорывов мы наблюдаем пересечение гранит-порфиров и кварцевых порфиров, а иногда даже уже минерализованных лав липаритов (гора Черпунья) телами фельзитов. Формирование описанных субвулканических образований позднемелового — палеогенового возраста в данном районе не является чем-то исключительным. Это типичное явление для стадии консолидации многих складчатых областей Тихоокеанского рудного пояса (Приморья, Северо-Востока СССР, Мексики, Боливии, Перу и т. д.).

Несмотря на отмеченную выше общность рудопрооявлений олова в геохимическом аспекте специфика их строения и минерального состава определяется условиями кристаллизации потенциально металлоносного расплава. В случае его прорыва на поверхность и быстрой кристаллизации при температурах $600-650^{\circ}\text{C}$ олово не успевает экстрагироваться из расплава постмагматическими флюидами и в значительной мере рассеивается в породообразующих минералах. Этим можно объяснить наличие более высоких содержаний олова в липаритах, чем в гранит-порфирах. В таких условиях Sn при наличии миароловых пустот может отложиться непосредственно в эффузивах и корневых их частях (экструзиях и дайках) в виде деревянистого олова или криптокристаллического касситерита.

Даже при небольшой (50—500 м) глубине становления оловоносного локального магматического очага создаются условия, благоприятные для рудоотложения. В данном случае, т. е. при кристаллизации расплава в спокойной тектонической обстановке, имеется возможность интенсивного взаимодействия флюидов с уже раскристаллизованными породами

апикальных частей субвулканических интрузивов. При этом могут возникать обширные и мощные зоны и участки альбитизированных и грейзенизированных кварцевых порфиров и гранит-порфиров или турмалинизированных пород (липариты, дациты, их туфы). Отсутствие открытых полостей и быстрая кристаллизация расплава в условиях большого градиента температуры и давления не способствовали росту кристаллов. Поэтому в измененных кварцевых порфирах горы Одинокой и липаритах горы Павел-Чохчур отлагались игловидный петельчато-шестоватый топаз и криптокристаллический либо колломорфный касситерит, в отличие от этих же сравнительно крупнокристаллических минералов в околожильных грейзенах больших глубин (например, Полярное месторождение, Некрасов, 1966).

Соединения олова с фтором в виде комплексов типа $\text{SnF}_6^{2-}\text{-Ca}[\text{SnF}_6]$ или $(\text{Na}, \text{K})_2[\text{Sn}(\text{F}, \text{OH})_6]$, которые вероятнее всего, доминировали в растворах ранней стадии, являются неустойчивыми в щелочной среде (Коренбаум, 1966) и поэтому легко распадаются с выделением альбита, топаза, флюорита, а затем касситерита. Следовательно, отложение SnO_2 в раннюю стадию минерализации происходило на фоне снижения щелочности растворов. Отложение минералов осуществлялось вблизи поверхности и, как правило, в окислительной обстановке.

По химическому составу растворы следующей кварц-турмалиновой стадии близки к растворам стадии грейзенизации, и порядок отложения минералов из них также регулируется в основном величиной pH. Существенное их отличие состоит в том, что вместо фтора заметную роль приобретают соединения бора, образующие с оловом сложные соединения типа гетерополикислот.

Следует подчеркнуть, что величина pH в течение каждой стадии изменяется таким образом, что вначале стадии pH растворов понижается, а в конце ее, как правило, несколько возрастает. Вследствие такого локального изменения pH растворов и наличия различных сложных комплексов с F, B, Cl и щелочами в рудных телах наблюдаются самые разнообразные парагенезисы касситерита: с адуляром, альбитом, кварцем, турмалином, хлоритом, топазом, флюоритом, пирротинном, пиритом и т. д. При этом в случае парагенезиса с адуляром и альбитом олово переносилось, как правило, с фтором, и поэтому наряду с касситеритом постоянно присутствуют топаз или флюорит, а в случае преобладания в растворе соединений бора возникает парагенезис касситерита с турмалином и кварцем вследствие распада олово-кремниевых или олово-борных гетерополикислот. Возрастанием щелочности растворов в конце кварц-турмалиновой стадии объясняются факты растворения касситерита и турмалина и замещения их хлоритом (вытеснение менее сильного основания Fe более сильным основанием Mg).

Для сульфидных стадий минерализации последовательность выделения минералов из растворов зависит от соотношения кислорода и серы, т. е. регулируется окислительно-восстановительными условиями и активностью серы ($a_{\text{S}^{2-}}$), на что неоднократно уже указывали многие исследователи (Некрасов, 1961; Иванов, 1964; Флеров и Яковлев, 1965; Коренбаум, 1966; и др.). При низкой активности серы и высоком значении Eh (при прочих равных условиях) из растворов отлагается касситерит, что имеет место в начале кварц-сульфидной стадии, когда выпадение кварца и касситерита предшествует отложению пирротина. При сохранении тех же окислительных условий, но резко возросшей активности серы касситерит все еще может выпадать из растворов, но уже в ассоциации с пирротинном. Это наблюдается иногда в рудах Павел-Чохчурского месторождения. В восстановительной обстановке¹ при высоком

¹ О наличии восстановительной среды в отдельных участках рудных тел в конце сульфидной стадии свидетельствует развитие просечек и включений самородной меди.

значений a_{S_2} вместо касситерита здесь выпадают сульфиды олова. Дело в том, что увеличение активности серы при высокой температуре приводит к снижению Eh, т. е. созданию восстановительной среды, и как следствие этого, — к смене касситерита сульфидами олова, в данном случае — станнином.

Таким образом, в зависимости от взаимосвязанных между собой величин Eh и a_{S_2} в две последние стадии олово может отложиться в виде касситерита или станнина. Учитывая тот факт, что характеризующие проявления олова формировались в основном в две первых стадии, и, как правило, вблизи поверхности, где обычно преобладают окислительные условия, практически все олово выделялось в виде касситерита, и роль станнина в рудах описываемых месторождений обычно невелика.

На основании приведенных данных можно сделать следующие выводы о составе и условиях образования оловоносных вулканических и субвулканических пород позднемелового — палеогенового возраста и оловянной минерализации, с ними связанной.

1. Позднемеловые — палеогеновые вулканогенные и субвулканические породы по составу близки к позднеюрским — раннемеловым гранитоидам и представляют собой единую липарит-гранитную формацию. Различие в текстурах и структурах пород этой формации обусловлено глубиной кристаллизации расплава. Вследствие формирования пород на разных глубинах устанавливаются постепенные переходы от липаритов, фельзитов, липарито-дацитов и трахилипаритов (в случае прорыва расплава на поверхность) через кварцевые и полевошпатово-кварцевые порфиры (глубина кристаллизации которых 50—200 м) до гранит-порфиров (формирующихся на глубине порядка 500 м). Соответственно температура кристаллизации пород по двухполевошпатовому геотермометру Барта оценивается для липаритов 700—750° С, кварцевых порфиров $\approx 600^\circ$ и гранит-порфиров $\approx 550^\circ$, а температура постмагматических изменений ранней щелочной стадии $\approx 400^\circ$.

2. Описываемые породы являются потенциально оловоносными. По содержанию олова они превосходят более ранние мезозойские магматические образования позднеюрского и позднеюрского — раннемелового возраста. Это свидетельствует не только о преимущественности в металлоносности магматических пород складчатой области от древних к молодым комплексам, но и о достижении максимальной концентрации олова в магме тех очагов, которые возникали на завершающем этапе тектономагматического развития складчатых областей Тихоокеанского рудного пояса.

3. Наличие потенциально оловоносных субвулканических пород и кристаллизация их в условиях малых глубин обусловили ряд специфических особенностей оловянной минерализации. Это прежде всего проявилось в возникновении телескопированных рудных тел и в развитии на многих объектах минеральных ассоциаций только какой-либо одной стадии (например, грейзеновой на Одиноком, турмалиновой на Черпуньинском месторождении и т. д.) при резко подчиненном значении или отсутствии минералов других стадий.

4. Одной из особенностей минерализации является широкое развитие колломорфных образований кварца, флюорита, касситерита и других минералов. Среди минералов олова доминирующее значение имеет касситерит. Роль сульфидов олова, в том числе станнина, ничтожна вследствие преобладания в период рудообразования окислительной обстановки и растворов повышенной щелочности.

- Гельман М. Л. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1964.
- Керн Р., Вайсброд А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М., «Мир», 1966.
- Коренбаум С. А. Об условиях переноса и отложения олова в гидротермальных условиях.— В сб. «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1966.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В сб. «Академику Д. С. Белянкину». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Некрасов И. Я. Особенности минерализации Депутатского оловорудного месторождения.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1960, вып. 7.
- Некрасов И. Я. О мезозойском вулканизме северо-восточной Якутии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 10.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966.
- Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья.— Труды ИГЕМ, 1958, вып. 19.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П. и др. Минералогический очерк Яно-Адычанского района.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 46, минер. серия (9).
- Сперанская И. М. О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье р. Нилгысы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 8.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 4. Магадан, 1949.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Устиев Е. К. Проблемы вулкано-плутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений.— В кн. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Флеров Б. Л. Особенности структуры Депутатского месторождения.— В сб. «Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии». М., «Наука», 1965.
- Флеров Б. Л., Яковлев Я. В. Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эге-Хайского месторождения.— В сб. «Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии». М., «Наука», 1965.
- Шестеренкин Е. М. Трещинно-экструзивный вулкан Большой Дьяхтардаах.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской ССР», № 10. Якутск, 1962.
- Яковлев Я. В. Минеральный состав и некоторые вопросы генезиса Улахан-Эгеляхского месторождения.— В сб. «Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии». М., «Наука», 1965.

К. К. Левашов

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЭФФУЗИВНЫЕ БАЗИТЫ СЕТТЕ-ДАБАНА И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Среднепалеозойские эффузивные базиты востока Сибири привлекают все большее внимание исследователей как в силу специфичности их геологической позиции, так и в связи со все более определенно вырисовывающимися перспективами обнаружения связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Автор, в течение ряда лет занимавшийся изучением среднепалеозойского вулканизма Сетте-Дабана, имел возможность ознакомиться с

одновозрастными эффузивами востока Сибирской платформы. Сравнительный анализ полученных при этом материалов позволил выяснить сходство и различия девонских основных вулканитов Сетте-Дабана и Сибирской платформы, образованных приблизительно одновременно, но в различных геотектонических областях.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЭФФУЗИВЫ СЕТТЕ-ДАБАНА

Наиболее полно эффузивные базиты джалканской серии вскрываются в районе северного замыкания Сетте-Дабанского горст-антиклинария (Томпонский выступ, по К. Б. Мокшанцеву и др., 1964), где по ручьям Крайний и Джалкан они слагают мощные пачки вулканогенных пород, разделенные слоями осадочных пород с многочисленными остатками морской фауны среднепалеозойского возраста от живетского яруса среднего девона и до нижнего карбона включительно.

В описываемом разрезе подошва джалканской серии лежит на силурийских известняках, содержащих фауну разной степени сохранности. В приводимом пересечении джалканская серия имеет следующее строение (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|--|----------------|
| 1. Светлоокрашенные известково-терригенные породы, среди которых широко распространены светлые и бурые алевритовые и доломитовые известняки и известковистые песчаники. Встречаются розовато-серые гравелиты и бурые песчаники, к верхам разреза обогащающиеся туфогенным материалом. Мощность пачки сокращается в восточном направлении, причем в этом же направлении увеличивается роль песчано-гравелитовых пород в ее составе | 200 |
| 2. Базальтовые порфириты и диабазы, в основании которых нередко лежат косослоистые гравелиты. Среди эффузивных потоков встречаются прослои осадочных пород с остатками фауны и среднегалечных конгломератов | 80—200 |
| 3. Известковистые алевролиты темного цвета с тонкими прослоями темно-серых глинистых известняков и серых и темно-серых органогенных доломитизированных известняков | 100—150 |
| Изучение собранных окаменелостей не оставляет сомнения в принадлежности включающих их пород к живетскому ярусу девонской системы. К сожалению, нижняя часть разреза серии осталась фаунистически не охарактеризованной. Однако литологическое сходство ее с фаунистически документированными слоями высоких горизонтов и следы несогласного залегания на подстилающих силурийских известняках позволяют с большой долей уверенности включать ее в состав джалканской серии. | |
| 4. Базальтовые порфириты, диабазы и, реже, спилиты второй вулканогенной пачки залегают на подстилающих известняках третьего горизонта серии с горизонтом конгломератов в основании. В гальке конгломератов обнаружены известняки, гравелиты и основные эффузивы. Среди потоков лав описываемой пачки присутствуют прослои осадочных пород с остатками фауны. На долю эффузивных потоков приходится 80—90% всей массы пород | 700 |
| 5. «Темная» пачка сланцевых глинистых известняков и почти черных и серых доломитизированных известняков с прослоями криноидных разностей и мелкозернистых известковистых песчаников | 150 |
| Собран большой комплекс табулят и брахиопод, встречающихся почти по всему разрезу описываемой пачки, что позволяет достаточно уверенно датировать ее возраст нижней половиной франского яруса верхнего девона. Характерный состав и, особенно, окраска, а также ее положение под светлыми толстоплитчатыми доломитизированными известняками, описание которых приведено ниже, позволяет считать «темную» пачку маркирующей при стратиграфическом расчленении отложений джалканской серии в северной части Сетте-Дабана | |
| 6. «Светлая» пачка, сложенная однообразными серо-белыми плитчатыми слабоглинистыми известняками и их песчанистыми и доломитизированными разностями. Среди них встречаются редкие остатки брахиопод и одиночных кораллов, свидетельствующих о франском, вероятно, даже позднефранском, возрасте включающих их осадков | 300 |
| 7. Следующая вулканогенная пачка, сложенная, как и две предыдущих, многочисленными потоками базальтовых порфиритов и диабазов, несет на себе следы заметной эпидотизации эффузивов и имеет в основании пласт среднегалечных конгломератов с галькой эффузивов, известняков и известковистых | |

| | Мощность, м |
|---|----------------|
| песчаников, среди которых встречаются обломки с остатками колониальных кораллов силурийского облика | 180 |
| 8. Пачка светлых известняков, доломитизированных и песчаных разностей с остатками фауны фораминифер брахиопод и ругоз | 100 |
| Комплекс окаменелостей свидетельствует, что породы, их включающие, не могут быть древнее раннего карбона. | |
| 9. Четвертая вулканогенная пачка, венчающая разрез джалканских образований Томпонского выступа Сетте-Дабана, сложена однообразными базальтовыми порфирами | 50 |

Как видно из приведенного разреза, в Томпонском выступе джалканская серия, лежащая несогласно на силурийских известняках, начинается живетскими слоями и заканчивается породами раннекаменноугольного возраста. Отложения нижнего девона и эйфельского яруса отсутствуют. Далее на восток и юг удельный вес вулканогенных пород в составе серии заметно сокращается.

В бассейне рч. Росомаха И. И. Колодезников описал следующий разрез джалканской серии (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|---|----------------|
| 1. Слоистые серые и черные известняки с прослоями глинистых сланцев с пачками гипсов; нижняя граница с подстилающими известняками силура осложнена разрывным нарушением | 80—100 |
| 2. Часто переслаивающиеся алевролиты, серые известняки и известковистые песчаники с раковинами брахиопод | 100 |
| 3. Вулканогенная пачка с мощным прослоем известняков | 100 |
| По своему стратиграфическому уровню эта пачка соответствует второй вулканогенной пачке джалканского разреза | |
| 4. «Темная» пачка, состоящая из переслаивающихся пластов алевролитов и доломитизированных известняков и алевролитов | 140—150 |
| 5. Серые и светло-серые алевролитовые и доломитизированные, иногда мраморизованные известняки с остатками брахиопод («светлая пачка») | 100 |
| 6. Эффузивные потоки третьей вулканогенной пачки | 300 |
| 7. Светлые и белые алевролитовые известняки и известковистые алевролиты. | |

Южнее, в бассейне р. Белая, В. А. Янжиншин и А. И. Горбунов описали следующий разрез джалканской серии.

На темных доломитах нижнего девона с пластом конгломератов в основании лежит пачка песчаников, главелитов и известняков, содержащая остатки фауны живетского яруса среднего девона. Мощность пачки порядка 200 м. Разрез верхнего девона начинается пачкой базальтовых порфиритов и спилитов, мощностью 90 м, содержащей многочисленные прослои осадочных пород. Перекрыта она толщиной осадочных пород известково-доломитового состава, мощностью более 500 м, в верхах которой содержится фауна фаменского возраста.

Из приведенных выше описаний разрезов джалканской серии явствует, что количество и мощности вулканогенных пачек испытывают заметное сокращение в направлении с севера на восток и юг. Одновременно с сокращением количества вулканогенных покровов в том же направлении увеличивается роль пластовых интрузий базитов девонского возраста.

Вулканические породы, слагающие разрез джалканской серии, представлены довольно однообразными базальтовыми порфиритами и диабазами. В незначительном количестве среди них распространены спилиты. Пирокластические образования присутствуют в резко подчиненном количестве по сравнению с лавовыми разновидностями основных эффузивов. Прослой типичных туфов встречаются редко, хотя многие осадочные породы серии несут в себе примесь туфогенного материала. Иногда наблюдаются постепенные переходы от туфогенных песчаников к туфам.

К пирокластическим образованиям относятся изредка встречающиеся среди базальтовых лав горизонты со скоплениями мелких лапиллей того же, что и лавы, состава. В вершине одного из правых притоков

рч. Курпанджа среди базальтовых порфиритов второй вулканогенной пачки наблюдался горизонт мощностью 3—5 м, обильно насыщенный овальными лапиллями размером 3—5 см в поперечнике. Лапилли характеризуются уплощенными формами, ориентированными параллельно поверхностям потоков эффузивов. Состоят они из темно-зеленого сильно хлоритизированного базальтового порфирита. Поверхность лапиллей покрыта тонким налетом зелено-черного хлоритоподобного вещества. Иногда по границе лапиллей и вмещающих базальтовых порфиритов развита тонкая карбонатная оторочка.

Строение вулканогенных пачек довольно сложное. Все они достаточно ясно стратифицированы за счет пластов осадочных пород, нередко содержащих обильные остатки фауны. Мощные вулканогенные пачки состоят из многочисленных лавовых потоков приблизительно одинакового состава. Особенно хорошо отдельные потоки препарируются на выветрелых склонах.

Текстура пород почти всегда миндалекаменная. Наблюдаются все переходы от пород с относительно редкими мелкими миндалинами к типичным мандельштейнам. Нередко миндалины в порфиритах располагаются полосами, параллельными поверхностям контактов порфиритов с вмещающими породами. Иногда в потоках проявляется шаровая отдельность с крупными (до 0,5 м в поперечнике) овальными и шаровыми обособлениями миндалекаменных порфиритов. В некоторых случаях разности эффузивов, обогащенные пирокластическим материалом, разбиты тонкими трещинами кливажа и превращены в хлоритовые сланцы. Встречаются и потоки протобрекчированных порфиритов. В этом случае породы представлены угловатыми обломками темно-зеленых базальтовых порфиритов или диабазов, размерами в 5—7 и до 15 см в поперечнике, сцементированными тем же порфиритовым или диабазовым цементом. Состав обломков и цемента совершенно идентичен. Образование протобрекчированных лав, по всей вероятности, обусловлено взламыванием и дроблением затвердевшей корки потоков и последующим цементированием ее еще текущей лавой. В нижних частях первой и второй вулканогенных пачек наблюдалась столбчатая отдельность.

Структура пород в большинстве случаев мелкопорфировая. Во вкрапленниках преобладают удлиненные таблички плагиоклазов. В меньшей степени, но достаточно часто, распространены угловатые зерна моноклинового пироксена. Размеры вкрапленников меняются в широких пределах, но обычно не превышают 5—7 мм. По удлинению микролиты имеют средние размеры 0,05—0,10 мм. Иногда зерна пироксена группируются в гломеропорфировые сростки. В меньшей степени развита афировая структура. Структура основной массы измененная офитовая и реликтовая интерсертальная, часто апоинтерсертальная. Первичный облик структуры обычно полностью затушеван постериорными продуктами изменения базальтов и восстанавливается со значительным трудом.

Наиболее распространен в составе пород плагиоклаз, присутствующий в виде мелких лейт и вкрапленников, всегда сильно измененный и замещенный скаполитом, сосюритом и реже серицитом. В относительно мало измененных разностях состав плагиоклаза вкрапленников соответствует андезину № 27—37. Плагиоклаз в основной массе всегда имеет более кислый состав.

Иногда измененные эффузивы нацело сложены лейстами альбита и хлоритом, соответствуя по своему составу спилитам зеленокаменных толщ.

Моноклиновый пироксен, как и плагиоклаз, почти всегда сильно изменен и нередко нацело хлоритизирован. В относительно свежих кристаллах он характеризуется очень слабой зеленоватой окраской. По оптическим свойствам пироксен соответствует авгиту.

В основной массе широко развит хлорит в виде мелких чешуек,

группирующихся в пятнистые участки. Судя по показателю преломления хлорита (1,115), он соответствует по составу рипидолиту.

Широко развит в породах эпидот, образующий мелкие многочисленные зерна в основной массе пород и выполняющий миндалины. Иногда совместно с эпидотом в миндалинах присутствуют выделения самородной меди.

Туфы и туфогенные породы базальтоидного состава, встречающиеся в виде прослоев среди лавовых потоков, изменены крайне интенсивно и под микроскопом узнаются лишь по редким реликтовым остаткам пирокластического материала. Первичный состав туфов преимущественно литокластический. Среди обломков преобладают сильно измененные и ожелезненные порфириды. Очень широко в составе цемента развиты натечки и сгустки лилово-бурых и черно-красных гидроокислов железа. Иногда в туфовых прослоях наблюдаются участки, сложенные своеобразными образованиями шаровой текстуры, по внешнему облику напоминающими шаровые лавы, в которых округлые и овальные обособления базальтовых порфиритов и диабазов миндалекаменной текстуры как бы сцементированы сильно мятым и тертым хлоритовым цементом с заметной примесью карбоната.

Из приведенного описания видно, что разрез джалканской серии сложен довольно однообразными породами базальтоидного ряда, причем среди них явно доминируют лавы. Туфы и туфогенные породы играют подчиненную роль.

Высокая степень измененности первичного состава пород (хлоритизация, эпидотизация) — характерные особенности вулканитов джалканской серии Сетте-Дабана.

Количественная роль вулканогенных и осадочных пород, слагающих джалканскую серию, в различных районах развития серии неодинакова. Если в Томпонском выступе вулканиты заметно преобладают в разрезе джалканской серии, то на юго-восток от этого района в составе серии доминируют нормальные морские, преимущественно карбонатные отложения, а в низах разреза встречаются гипсоносные пласты.

Особенности вещественного состава серии, следы размывов внутри нее, а также особенности залегания на подстилающих отложениях свидетельствуют о неустойчивом режиме осадконакопления этого времени, частых сменах знака движений с общей тенденцией к воздыманию. Все это позволяет рассматривать джалканскую серию как формацию орогенного типа.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЭФФУЗИВЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ыгытинская серия)

В последние годы на востоке Сибирской платформы, преимущественно в бассейне р. Вилюй, М. В. Михайловым и В. Л. Масайтисом выделена осадочно-вулканогенная ыгытинская серия, возраст которой определен в интервале среднего девона — раннего карбона.

В пределах серии этими авторами выделены следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх).

Аппаинская свита, несогласно перекрывающая отложения лландоверийского яруса силура, сложенная в основном базальтами, местами переслаивающимися с осадочными и вулканогенно-осадочными породами — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками и агломератовыми туффитами. Нижняя часть свиты сложена пестрыми аргиллитами с глиптоморфозами по галиту, мощностью порядка 15—16 м. Мощность всей свиты на р. Вилюй — 40—125 м. В осадочных прослоях собраны остатки брахиопод живетского возраста.

Вилюченская свита, несогласно лежащая на поверхности аппаинской свиты, сложена бордово-красными и зеленоватыми глинами, мергелями

и алевролитами с прослоями массивных и плитчатых серых известняков и известковистых косослоистых песчаников. В нижней части свиты наблюдаются прослой гипсов и витрокластических кислых туфов и туффи-тов, мощностью от 3 до 10 см. По остаткам ископаемых рыб и спорово-пыльцевым комплексам возраст свиты определен как позднедевонский. Мощность ее 150 м.

Расположенная выше и залегающая несогласно на подстилающих породах вилюченской свиты эмяксинская подсерия описываемой серии сложена мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песками серой и зеленовато-серой окраски с прослоями пестрых алевролитов. В средней части ее наблюдаются базальтовые покровы, в верхней — преобладают пестрые терригенно-карбонатные породы с прослоями витрокластических кислых туфов. В отложениях эмяксинской подсерии различными исследователями в разные годы собраны многочисленные остатки рыб и флоры позднедевонского — раннекаменноугольного возраста, на основании которых возраст подсерии определяется в объеме позднего девона и раннего карбона.

В низах подсерии лежит 60-метровая хампинская свита, сложенная кварц-полевошпатовыми зеленоватыми песками и песчаниками с мало-мощными прослоями алевролитов и глин.

Выше нее залегает кучугунурская свита, представленная покровами базальтов, переслаивающимися с песчаниками, песками, алевролитами и аргиллитами. Мощности базальтовых покровов колеблются в пределах 2—20 м, изредка достигая 85 м. Мощность свиты порядка 300 м.

Мугурская свита, лежащая выше кучугунурской, в основании имеет пласт вулканомиктовой брекчии и сложена песками с прослоями глин и гравелитов; мощность ее 300—350 м.

Онкучахская свита венчает разрез эмяксинской подсерии и состоит из красноватых глинистых пород с прослоями туфов, мергелей и известняков. В породах наблюдаются глиптоморфозы по галиту. Мощность свиты 165 м.

Ыгыатинская осадочно-вулканогенная серия, общая мощность которой, вероятно, достигает 2 км, несогласно перекрывается отложениями поздне триасового — раннеюрского возраста.

Девонские траппы Сибирской платформы изучались нами в низовьях р. Аппая, в низовьях р. Укугут, в районах пос. Хампа, Кучугунурского порога и Эмяксин-Хая.

В низовьях р. Аппая, правого притока р. Вилюй, скальным выступом до 10—12 м, высотой и протяженностью вдоль русла реки на 150—170 м, обнажаются серо-зеленые базальты аппайинской свиты, перекрытые гипсоносной толщей пестроцветов вилючанской свиты. Поверхность базальтового потока с пестроцветами неровная, и местами неправильные обломки базальтов образуют глыбовые скопления среди пестроцветов у самого контакта с эффузивами.

Базальты представляют темно-серые с зеленоватым или голубоватым оттенками мелкозернистые породы миндалекаменной текстуры. Основная масса с интерсертальной структурой сложена мелкими (0,2—0,3 мм) лейстами плагиоклаза, между которыми развито бурое хлоритизированное стекло с редкими мелкими зернами моноклинного пироксена. Округлые миндалины размером 0,5—0,7 мм в поперечнике выполнены зеленовато-бурым палагонитом. Последний присутствует и в составе основной массы. Крупные миндалины (до 5—8 мм в поперечнике) иногда группируются в параллельные полосы. В некоторых миндалинах, наряду с кварцем, наблюдаются крупные кристаллы гипса. Плагиоклаз представлен лабрадором. В основной массе в виде мелких неправильных зернышек отмечаются магнетит и ильменит.

Девонские эффузивные диабазы и базальты наблюдались нами так-

же в низовьях р. Укугут, в районе пос. Хампа, на Кучугунурском пороге и на Эмяксин-Хае. Разрезы вулканогенных толщ повсюду характеризуются относительно однообразным строением. В большинстве случаев они состоят из серий лавовых потоков с небольшими прослоями пирокластических образований. Иногда среди эффузивов встречаются участки шаровых лав, в которых отдельные лавовые «подушки», как например, на пороге Кучугунур, разделены бурой алевролитово-кремнистой каймой.

В отличие от джалканских базальтов, ыгыатинские базальты Сибирской платформы характеризуются хорошей сохранностью первичного минерального состава и более основным составом плагиоклаза.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВ ДЖАЛКАНСКОЙ И ЫГЫАТИНСКОЙ СЕРИИ

Средний химический состав базитов джалканской серии приведен в таблице. Анализы сгруппированы по отдельным вулканогенным пачкам в стратиграфической последовательности снизу вверх. В этой же таблице для сравнения приведен средний химический состав эффузивов аппаинской и кучугунурской свит ыгыатинской серии, по данным В. Л. Масайтиса (1966).

Для базитов джалканской серии Томпонского выступа характерно последовательное сокращение количества окиси титана в направлении общего омоложения эффузивных потоков. В том же направлении увеличивается количество окисного железа и сокращается количество закисной его формы. Сумма щелочей почти всегда превышает 4%. Количество окиси магния резко увеличивается в третьей вулканогенной пачке как в Томпонском выступе, так и по р. Росомахе. В этих же районах с той же третьей пачкой ассоциируют сульфидные и самородные медные рудопроявления.

Для эффузивов ыгыатинской серии Сибирской платформы в таблице приведен средний химический состав по двум свитам. Изменение состава различных стратиграфических подразделений пока установить невозможно из-за недостатка фактического материала.

При сравнении химического состава эффузивов джалканской и ыгыатинской серии обнаруживается ряд существенных различий между ними. Отмечается большее количество кремнезема в ыгыатинских эффузивах. Резко различно отношение окисного железа к закисному, равное для джалканских пород 0,37, а для ыгыатинских — 1,17. Кроме того, первые из них обнаруживают заметно большую щелочность: сумма щелочей в джалканских породах составляет в среднем 4,2%, а в ыгыатинских — 3,0%. Ыгыатинские эффузивы обеднены также окисью магния по сравнению с джалканскими. Коэффициент калиевости $\left(\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100 \right)$ для первых равен в среднем 29, а для вторых — 47.

Сопоставление приведенных данных со средними химическими составами базитов различных магматических формаций, детальное изучение которых в последние годы провел В. А. Кутолин (1969), показывает, что разновозрастные серии вулканогенных пород — джалканская серия Сетте-Дебана и ыгыатинская серия Сибирской платформы, занимающие различное геотектоническое положение, должны быть отнесены к разным формационным типам.

Джалканские вулканогенные породы по сочетанию главных породообразующих окислов близки к базальтам континентальной оливин-базальтовой формации. Эффузивы ыгыатинской серии по особенностям состава относятся к трапповой формации древних платформ.

Химический состав базитов джалканской и ыгыатинской серий (в вес. %)

| Компо- ненты | Джалканская серия | | | | | | | | Ыгыатинская серия (аппаин- нурская свиты) Среднее по 14 анализам |
|--------------------------------|---------------------|----------------------|---------------------|--|---------------------|---------------------|--|--|--|
| | Томпонский выступ | | | | р. Росомаха | | | Среднее по всей серии (19 анализов) | |
| | Пачка 1 (3 анализа) | Пачка 2 (9 анализов) | Пачка 3 (3 анализа) | Среднее по пачкам 2 и 3 (12 анализов) | Пачка 2 (2 анализа) | Пачка 3 (2 анализа) | Среднее по пачкам 2 и 3 (4 анализа) | | |
| SiO ₂ | 42,6 | 46,7 | 43,4 | 45,0 | 49,7 | 44,4 | 47,1 | 45,5 | 48,0 |
| TiO ₂ | 3,7 | 2,2 | 1,6 | 1,9 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,3 | 2,1 |
| Al ₂ O ₃ | 13,6 | 14,4 | 15,6 | 15,0 | 14,5 | 13,0 | 13,7 | 14,1 | 15,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,7 | 3,5 | 4,0 | 3,7 | 3,0 | 3,8 | 3,4 | 3,4 | 6,9 |
| FeO | 11,4 | 9,1 | 7,0 | 8,0 | 8,1 | 9,0 | 8,6 | 8,8 | 5,9 |
| MgO | 4,9 | 6,4 | 8,6 | 7,5 | 6,2 | 8,9 | 7,5 | 7,0 | 6,4 |
| MnO | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 |
| CaO | 9,6 | 7,7 | 8,9 | 8,4 | 8,7 | 9,6 | 9,1 | 9,4 | 10,6 |
| K ₂ O | 1,21 | 1,5 | 1,4 | 1,5 | 1,5 | 0,6 | 1,0 | 1,2 | 1,4 |
| Na ₂ O | 3,2 | 2,7 | 2,6 | 2,7 | 3,5 | 2,7 | 3,1 | 3,0 | 1,6 |
| H ₂ O | 3,5 | 3,5 | 3,1 | 3,3 | 0,1 | 0,4 | 0,3 | 1,8 | — |
| P ₂ O ₅ | 0,7 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| SO ₃ | 0,14 | 0,02 | Не обн. | Не обн. | Следы | Следы | Следы | Следы | — |
| CO ₂ | 2,5 | 1,3 | 0,4 | 0,4 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,7 | — |
| П.п.п. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 1,5 | 5,6 | 3,5 | 1,8 | — |
| Сумма | 99,8 | 99,7 | 99,6 | 99,7 | 99,6 | 99,7 | 99,7 | 99,7 | — |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | |
|----|-------|-------|------|------|-------|------|------|------|-------|
| s | 58,5 | 61,5 | 58,2 | 59,8 | 62,5 | 56,5 | 59,4 | 58,1 | 61,6 |
| a | 5,04 | 4,6 | 4,2 | 4,4 | 5,3 | 3,7 | 4,5 | 4,4 | 3,7 |
| c | 3,43 | 3,1 | 3,7 | 3,4 | 2,6 | 2,9 | 2,8 | 2,9 | 4,2 |
| b | 33,72 | 31,0 | 33,8 | 32,4 | 29,9 | 37,0 | 33,3 | 34,6 | 31,4 |
| Q | +2,8 | +10,5 | +4,5 | +7,5 | +11,8 | +2,7 | +7,2 | +4,6 | +10,4 |
| m' | 27,9 | 39,1 | 47,4 | 43,3 | 37,9 | 43,9 | 41,2 | 41,5 | 37,9 |
| c' | 31,2 | 23,8 | 24,9 | 24,4 | 29,8 | 26,0 | 27,4 | 27,8 | 31,8 |
| f' | 40,9 | 37,0 | 27,9 | 32,5 | 32,5 | 30,2 | 31,2 | 30,8 | 30,5 |
| n | 80,0 | 73,4 | 73,3 | 73,4 | 77,8 | 88,0 | 82,0 | 78,7 | 63,4 |

ЛИТЕРАТУРА

- Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.
- Масайтис В. Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе. Информационное сообщение. Серия «Геология месторождений полезных ископаемых», региональная геология, вып. 1. Л., 1966.
- Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.

ОБ ОРДОВИКСКОМ ВУЛКАНИЗМЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

До последнего времени сведения об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР ограничивались кратким указанием на присутствие в верхнем ордовике Тас-Хаяхтахского поднятия отдельных прослоев кислых эффузивов и их туфов (Богданов, 1963). В связи с этим несомненный интерес представляет открытие мощного ордовикского вулканогенного комплекса на юго-востоке горной системы Черского, в бассейне р. Рассохи. Вулканиды ассоциируют здесь с терригенными и кремнистыми породами, заключающими остатки граптолитов и других морских организмов.

Основные сведения о разрезе опубликованы (Мерзляков, 1967); они обобщены в виде колонки (рис. 1), в которую введены новые данные, полученные в 1968 г., когда были выявлены более древние элементы разреза и уточнен вещественный состав пород.

Ордовикские толщи смяты в крутые линейные складки северо-западного простирания и с угловым несогласием перекрыты пестроцветно-карбонатным гипсоносным девоном. В основании последнего залегает базальный горизонт конгломератов, конгломерато-брекчий и песчаников, состоящих преимущественно из обломков ордовикских пород. Складчатая структура осложнена крутыми надвигами и сбросо-сдвигами, приведшими к широко распространенному опрокидыванию толщ на юго-запад, от Колымского срединного массива в сторону Яно-Колымской системы.

Вулканические породы группы щелочных базальтов встречаются почти по всему разрезу ордовика, но в особенно больших количествах сосредоточены на двух уровнях, соответствующих верхней части аренигского яруса и карадоку (биикская и булгутская толщи).

Биикская толща (600 м) сложена кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами трахибазальтов, часто переслаивающихся с кремнистыми породами. Мощности пластов тех и других пород равны 2, 3, 4, 6 м, наблюдается отчетливая параллельная слоистость. С кремнистыми породами ассоциируют тонкие (2—4 см) прослои граптолитовых сланцев и алевролитовых известняков.

Булгутская толща (1000 м) почти нацело образована вулканидами. В ее нижней части (200 м) преобладают трахибазальты, переслаивающиеся с туфолавами и грубозернистыми туфами того же состава. В середине толщи (500 м) доминируют кристаллокластические и литокристаллические туфы трахибазальтов, заключающие маломощные (до 5—7 см) прослои и линзы граптолитовых глинисто-кремнистых сланцев и алевролитов. Верхняя часть толщи (300 м) преимущественно сложена кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами, туфобрекчиями и лавами трахитов. Они заключают линзы валунно-галечных конгломератов и прослои граптолитовых кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов.

В других толщах ордовикского разреза вулканические породы резко подчинены осадочным и залегают в них в виде отдельных пластов и горизонтов мощностью до 40—60 м. Таков, например, горизонт туфоконгломератов в низах горельшевской и покров трахитов в кровле сереченской толщи.

Эффузивные породы образуют непрерывный ряд от трахибазальтов до трахитов. Минеральный состав при этом изменяется следующим образом: количество пироксенов уменьшается от 25—30% в трахибазаль-

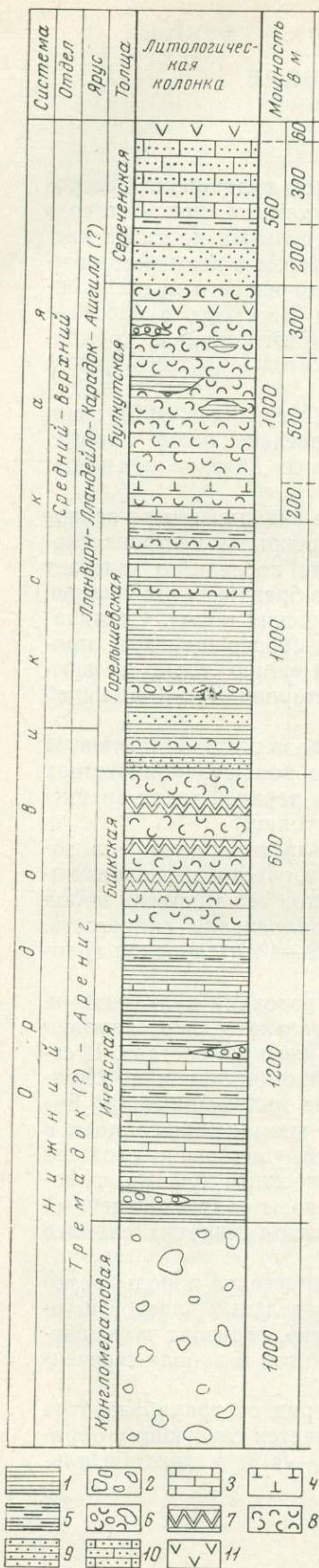


Рис. 1. Стратиграфическая колонка ордовикских образований бассейна р. Рассохи (составлена В. М. Мерзляковым, 1968 г.)

- 1 — глинистые сланцы;
- 2 — алевролиты;
- 3 — песчаники;
- 4 — конгломераты;
- 5 — туфоконгломераты;
- 6 — песчаные известняки;
- 7 — известняки;
- 8 — кремнистые породы;
- 9 — трахиты;
- 10 — трахибазальты;
- 11 — туфы и туфобрекчии, преимущественно трахибазальтов

тах до полного исчезновения в трахитах при одновременном увеличении калинатрового полевого шпата в основной массе пород от 5—8 до 15—20%. В трахитах калинатровый полевой шпат появляется уже в виде фенокристаллов. Количество плагиоклаза остается примерно постоянным, а изменения его состава, к сожалению, установить не удалось из-за чрезвычайно сильной измененности этого минерала.

Трахибазальты окрашены в темно-зеленый и зеленовато-серый цвет и обладают отчетливой порфировой структурой. В фенокристаллах, составляющих от 20 до 50% объема пород, различаются плагиоклаз и пироксен. Кристаллы плагиоклаза иногда достигают 1,5—2 см, а пироксена — 1 см. Основная масса имеет витрофировую или гиалопилитовую структуры. При прокрашивании нитрокобальтидом натрия в ней всегда обнаруживается калинатровый полевой шпат. Нередка миндалекаменная текстура, обусловленная большим количеством (до 60—70% объема пород) миндалин, заполненных карбонатом и хлоритом, реже — пренитом, кварцем и пумпеллитом. Первичные структурные и минералогические особенности пород затушеваны вторичными изменениями — хлоритизацией, карбонатизацией, эпидотизацией, альбитизацией и серицитизацией.

Плагиоклазы вкрапленников в подавляющем большинстве случаев альбитизированы или полностью замещены сравнительно крупнолистоватым агрегатом серицита. Неизменный плагиоклаз был отмечен только в одном образце (табл. 1).

Пироксен во всех изученных образцах лав и пирокластических пород плеохроирует в бледно-зеленоватых тонах и часто имеет правильные кристаллографические ограничения. Оптические константы пироксенов приведены в табл. 2.

Химический анализ мономинеральной пробы пироксена из трахибазальта дал результаты (в %): SiO_2 47,25; TiO_2 0,81; Al_2O_3 6,40; Fe_2O_3 4,76; FeO 6,48; MnO 0,32; MgO 13,66; CaO 18,63; Na_2O 0,32; K_2O 0,21; H_2O^- 1,21; H_2O^+ 0,05; P_2O_5 0,08; сумма — 100,21%, п. п. —

0,63% (аналитики З. И. Карпичева, Х. Х. Базиев). Кристаллохимическая формула (вычислена по кислородному методу): $(Ca_{0,75} Na_{0,04} K_{0,02})_{0,81} (Mg_{0,77} Fe''_{0,20} F'''_{0,13} Al_{0,06} Ti_{0,02} Mn_{0,01})_{1,19} (Si_{1,78} Al_{0,22})_2O_6$. Содержание минералов (в %): Ep—42; Wo—40; Fs—18; это характерно для типичного авгита (Polderwaard, Hess, 1951). Вторичные изменения пироксена выражены в незначительной хлоритизации по трещинам.

Кроме широко развитых плагиоклаза и пироксена, в ряде шлифов наблюдались гомоосевые псевдоморфозы хлорита и реже карбоната по неопределенному высокопреломляющему, почти изотропному минералу, часто дающему шестиугольные разрезы, возможно, гидрогранату. Двупреломление наблюдается в отдельных участках кристаллов (не выше 0,001—0,002). Этот же минерал образует иногда прожилки.

Пумпеллиит встречается в миндалинах совместно с пренитом. Он имеет бледную, синевато-зеленую, неравномерно распределенную окраску, плеохроитрует до бесцветного, двупреломление 0,020—0,025, преломление высокое, удлинение и положительное и отрицательное.

Трахиты — темно-красные или серые порфиновые породы с трахитовой или микропайкилитовой структурами основной массы. Как обнаруживается при окрашивании шлифов, последняя обусловлена включением микролитов альбита в калинатровом полевым шпате. Вкрапленники, представленные альбитизированным плагиоклазом, шахматным альбитом и калинатровым полевым шпатом в сумме составляют 25—30% объема пород. Плагиоклаз нередко обрастает по периферии калинатровым полевым шпатом. Присутствуют хлорит (до 10%) и рудный минерал (до 3—5%).

Таблица 1

Оптические свойства и состав плагиоклаза

| Координаты двойниковой оси (в градусах) | | | Угол 2V (в градусах) | Двойниковая плоскость | № плагиоклаза | Примечание |
|---|----|----|-------------------------|--------------------------|---------------|-------------|
| Ng | Nm | Np | | | | |
| 30 | 63 | 79 | +86 | (010) | 52 | Незональный |
| 34 | 60 | 76 | +88 | » | 57 | » |
| 31 | 60 | 81 | | » | 49 | » |

Таблица 2

Оптические свойства пироксенов

| Толща | № обр. | Порода | Угол 2V (в граду- сах) | c : Ng (в граду- сах) | Количество замеров |
|------------|--------|--|------------------------------|-----------------------------|-----------------------|
| Булкутская | 149/5а | Трахибазальт | 57 | 45 | 5 |
| | 149/5 | Туфолава трахибазальта | 58 | 45 | 3 |
| | 149/10 | Трахибазальт | 60 | 48 | 2 |
| | 137/4 | Туфолава трахибазальта | 58 | 45 | 5 |
| Биикская | 16/1 | Литокристаллокластический туф трахибазальта | 56 | 42 | 2 |
| | 16/3 | Кристаллокластический туф трахибазальта | — | 41 | 3 |

Химический состав эффузивных и пирокластических пород (в вес. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 60,82 | 54,00 | 51,44 | 48,15 | 45,34 | 46,76 | 46,82 | 45,2* | 50,14 | 54,40 |
| TiO ₂ | 0,71 | 0,89 | 1,06 | 0,58 | 0,80 | 0,65 | 0,80 | 0,8 | 0,72 | 0,51 |
| Al ₂ O ₃ | 15,73 | 20,08 | 19,61 | 18,28 | 17,36 | 19,06 | 19,34 | 17,3 | 19,32 | 18,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,26 | 3,83 | 2,05 | 4,75 | 4,33 | 1,77 | 2,37 | 1,9 | 1,94 | 1,42 |
| FeO | 6,37 | 3,68 | 5,20 | 5,14 | 5,20 | 7,48 | 7,44 | 6,8 | 5,75 | 5,41 |
| MnO | 0,05 | 0,09 | 0,10 | 0,15 | 0,22 | 0,19 | 0,27 | 0,4 | 0,17 | 0,12 |
| MgO | 2,84 | 3,48 | 2,66 | 6,78 | 7,85 | 5,43 | 8,12 | 8,8 | 4,69 | 3,64 |
| CaO | 1,04 | 2,66 | 5,32 | 7,38 | 7,60 | 7,12 | 3,99 | 6,1 | 3,88 | 3,78 |
| Na ₂ O | 5,10 | 4,34 | 3,92 | 3,71 | 2,80 | 2,51 | 2,66 | 4,1 | 2,38 | 4,50 |
| K ₂ O | 3,56 | 4,14 | 4,00 | 2,14 | 2,12 | 3,76 | 2,50 | 1,3 | 5,10 | 4,07 |
| H ₂ O ⁺ | 2,47 | 2,31 | 1,88 | 2,88 | 3,92 | 4,11 | 4,81 | 6,7 | 3,17 | 2,24 |
| H ₂ O ⁻ | 0,33 | 0,37 | 0,46 | 0,32 | 0,38 | 0,35 | 0,53 | 0,4 | 0,54 | 0,37 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,44 | 0,92 | 0,25 | 0,23 | 0,08 | 0,07 | 0,2 | 0,15 | 0,15 |
| CO ₂ | — | 0,44 | 1,75 | — | 2,18 | 0,44 | 0,42 | — | 0,49 | 0,84 |
| BaO | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,12 | 0,32 |
| Сумма | 100,42 | 100,31 | 100,37 | 100,21 | 100,33 | 99,71 | 100,14 | 100,0 | 99,56 | 99,81 |

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| | | | | | | | | | | |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <i>S</i> | 68,7 | 63,0 | 65,0 | 57,6 | 56,5 | 58,8 | 54,7 | 58,4 | 61,4 | 65,1 |
| <i>a</i> | 16,1 | 15,8 | 15,6 | 11,6 | 9,9 | 12,0 | 9,8 | 10,9 | 13,5 | 16,6 |
| <i>c</i> | 1,3 | 3,3 | 6,5 | 6,9 | 7,7 | 8,0 | 5,3 | 6,1 | 6,1 | 4,5 |
| <i>b</i> | 13,9 | 17,9 | 12,9 | 23,9 | 25,9 | 21,2 | 30,2 | 24,6 | 19,0 | 13,8 |
| <i>f</i> | 51 | 39 | 57 | 40 | 37 | 45 | 32 | 34 | 41 | 49 |
| <i>m'</i> | 34 | 34 | 38 | 50 | 54 | 47 | 46 | 60 | 45 | 47 |
| <i>c'</i> | — | — | 5 | 10 | 9 | 8 | — | 6 | — | 4 |
| <i>a'</i> | 15 | 28 | — | — | — | — | 22 | — | 14 | — |
| <i>n</i> | 68,0 | 61,4 | 60,0 | 73,2 | 67,2 | 50,0 | 61,4 | 82,5 | 58,1 | 62,4 |
| <i>t</i> | 0,9 | 1,2 | 1,6 | 1,0 | 1,3 | 0,8 | 1,3 | 1,2 | 1,0 | 0,7 |
| <i>Q</i> | 3,9 | 8,9 | 17,7 | 14,9 | 14,5 | 14,4 | 15,5 | 11,1 | 9,6 | 7,3 |
| <i>a/c</i> | 12,4 | 4,8 | 2,4 | 1,7 | 1,3 | 1,5 | 1,8 | 1,8 | 2,4 | 3,9 |

* Туф с карбонатным цементом. Из анализа вычтена углекислота и пропорциональное ей количество окиси кальция.

Сереченская толща: 1 — трахит (обр. 127). Булкутская толща: 2, 3 — трахиты (обр. 117/4, 137); 4, 5 — трахибазальты (обр. 149/5а, 148/5); 6, 7 — туфолавы трахибазальтов (обр. 149/5, 137/4); 8 — туф трахибазальта с известковым цементом (обр. 149/10). Бинкская толща: 9, 10 — туфы трахибазальтов (обр. 16/1, 16/2).

В серии пирокластических пород по размерности и составу выделяются агломератовые, псаммитовые и алевритовые туфы трахибазальтов и трахитов. Кроме них, устанавливается значительное количество туффигов, туфогенных и вулканомиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. В составе обломков, кроме отмеченных выше пород, часто наблюдаются базальтоиды с непрозрачной основной массой, включающей редкие микролиты альбитизированного плагиоклаза, а также обломки стекловатых лав трахитового (?) состава с перлитовой отдельностью. Цемент обломочных пород пелловый (часто окремненный,

карбонатизированный и хлоритизированный), карбонатный и кремнистый. Характер цемента поровый, участками базальный. В ряде случаев отмечаются окремненные пепловые туфы, хорошо сортированные, нередко слоистые.

Очень характерно для всех обломочных пород полное отсутствие в обломках кислых эффузивов и очень редкое присутствие кварца. Последний отмечен только в мелкозернистых породах.

Данные о химизме изученных пород сведены в табл. 3. Сравнение результатов химических анализов со средними типами пород, по Дэли, и породами других регионов (Заварицкий, 1960) показывает, что рассмотренные образования близки по химизму к эссекситовым габбро, шошонитам и щелочноземельным сиенитам, отличаясь от них в целом большим

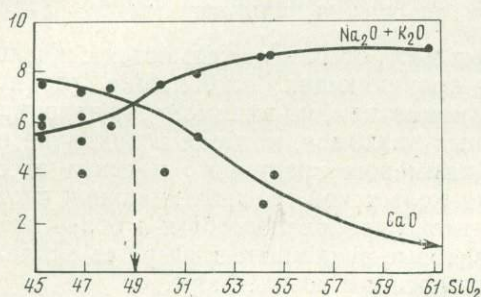


Рис. 2. Вариационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$ и $\text{CaO} : \text{SiO}_2$

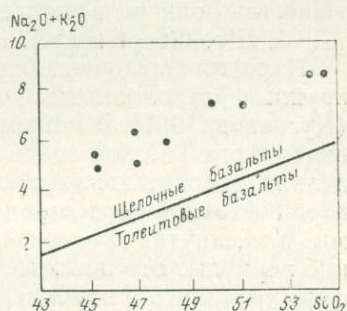


Рис. 3. Вариационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$

содержанием полевошпатовой извести. По количеству окиси алюминия они близки к высокоглиноземистым базальтам Японии и Гавайских островов (Тернер, Ферхуген, 1961; Куно, 1964). Для большинства образцов отмечается сравнительно высокое относительное содержание калия, что приближает рассматриваемую группу пород к калиевым трахибазальтам. Щелочно-известковый индекс Пикока для них равен 49 (рис. 2), что позволяет отнести эти образования к щелочной серии, близкой к типу Мидленд-Велли (Барт, 1956). На вариационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$ (рис. 3) фигуративные точки изученных пород устойчиво тяготеют к полю щелочных базальтов (Macdonald, Katsura, 1964).

Ареал ордовикского вулканизма на Северо-Востоке СССР пока еще не очерчен. Кроме бассейна р. Рассохи, аналогичные щелочные базальтоиды, возраст которых, правда, твердо не установлен, встречены в виде фрагментарного выхода под базальными слоями девона в бассейне р. Зырянки (В. М. Мерзляков). В других районах они либо еще не обнаружены, либо перекрываются более молодыми отложениями. Несмотря на это, можно утверждать, что на северо-восточных склонах горной системы Черского намечается зона бывшего интенсивного ордовикского вулканизма, в которой накапливались также и терригенные отложения. Эта зона располагалась восточнее обширных площадей карбонатогенного осадконакопления, которые примыкали к древней Сибирской платформе и ныне фиксируются выходами карбонатных толщ ордовика в Сетте-Дабане, Омудевских и Эльгенчакских горах, в хребте Тас-Хаяхта и Селенняхском кряже.

Если карбонатные комплексы ордовика рассматриваются ныне большинством исследователей в качестве пара- или миогеосинклинальных образований (Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1964; Петрушевский, 1964; Резанов, 1968; Тильман и др., 1969; и многие другие), то синхронные им осадочно-вулканогенные образования бассейна р. Рассохи можно

считать эвгеосинклинальными. На эвгеосинклинальную природу этих образований указывает ряд признаков: большая мощность (около 5300 м), парагенез вулканических толщ с аспидными и кремнистыми, интенсивная дислоцированность с развитием линейных складок и некоторые другие. Не противоречит этому и щелочной (трахибазальтовый) характер вулканитов. Правда, подобные вулканиды более свойственны активизированным устойчивым областям (Устиев, 1961; Белов, 1963; Кузнецов, 1964 и др.), но иногда входят в качестве полноправных членов в геосинклинальные комплексы. Таковы, например, трахибазальтовые вулканиды позднемеловой вулканогенно-осадочной формации Камчатки и сопредельных территорий, описанные Б. А. Марковским и В. К. Ротманом (1969). Щелочные базальты отмечаются в эоценовом эвгеосинклинальном комплексе Береговых хребтов Орегона (Parke a. o., 1968). Известны они и в палеозойских эвгеосинклинальных зонах Урала (Д. С. Штейнберг и др.).

Излияния щелочных базальтовых магм обычно связываются с жизнью крупных расколов в земной коре, проникающих на большие глубины (Кузнецов, 1964). В нашем случае магматизм, по-видимому, контролировался Арга-Тасской зоной глубинных разломов, которая в ордовике отделяла древние жесткие глыбы Колымского срединного массива от северо-восточной бортовой части Яно-Колымской геосинклинальной системы. Упомянутая зона разломов активно проявляла себя и в более поздние периоды. Базальтовые и андезитовые вулканиды в сфере ее влияния формировались в карбоне, перми, триасе и в поздней юре.

В заключение необходимо отметить, что в изучении ордовикского вулканизма Северо-Востока СССР сделан лишь первый шаг. Однако уже сейчас ясно, что широко распространенное представление об амагматичности раннепалеозойской истории развития этого региона нуждается в коррективах. Не исключено, что ордовикские вулканиды в некоторых районах еще не выявлены, и, как это до недавних пор имело место в горной системе Черского, ошибочно объединяются исследователями с пермскими и юрскими образованиями. Это обстоятельство необходимо учитывать при постановке дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие Колымского массива и Восточной Арктики в палеозое. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Куно Х. Серии изверженных пород.— В кн. «Химия земной коры», т. II. М., «Недра», 1964.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. О позднемеловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 6.
- Мерзляков В. М. Новый тип разреза ордовика на Колымском массиве.— Колыма, 1967, № 7. Магадан.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Недра», 1964.
- Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозойского Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 33. Магадан.
- Устиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Parke D., Snavely Jz., Norman S. Tholeiitic and alcalic basalts of the Eocene Siletz River Volcanics, Oregon Coast Range.— Amer. J. Sc., 1968, v. 266.

СОПОСТАВЛЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОХОТСКОГО И ТАЙГОНОССКОГО МАССИВОВ

Метаморфический комплекс фундамента Охотского массива разделяется на три свиты. Нижняя (няннагинская) свита сложена амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами и в меньшем количестве двупироксен-амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми основными кристаллическими сланцами, приуроченными к верхней части разреза свиты. Мощность ее более 3000 м. Средняя (дальсичанская) свита представлена чередующимися послойно мигматизированными гранатовыми, гранат-биотитовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гиперстен-биотитовыми гнейсами и гранулитами с редкими линзовидными прослоями кварцитов и отдельными маломощными пластовыми телами основных кристаллических сланцев. Мощность свиты около 2500 м. Верхняя (нядбакинская) свита сложена двупироксен-амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболовыми гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами. Мощность свиты не менее 1500 м.

На п-ове Тайгонос в составе наиболее глубоко метаморфизованного авековского комплекса, по данным М. А. Мишкина и других (1969), выделяются три толщи. Нижняя толща (видимой мощностью около 2000 м) сложена амфибол-двупироксеновыми основными кристаллическими сланцами, переслаивающимися с амфиболитами и гранатовыми основными кристаллическими сланцами, в верхней части разреза содержатся отдельные прослои гранат-гиперстен-биотитовых и биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов. Средняя толща (мощность около 1500 м) представлена гранатовыми, биотит-гранатовыми, реже силлиманит-биотит-гранатовыми гнейсами с прослоями гранат-гиперстеновых и графит-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов. Для верхней толщи (мощностью около 4000 м) характерны амфиболиты и диопсид-амфиболовые плагиогнейсы. В нижней части толщи присутствуют отдельные прослои биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов, в верхней части — маломощные прослои кальцит-доломитовых мраморов с форстеритом, диопсидом и флогопитом.

Нижняя толща метаморфического комплекса Тайгоносского массива во многом сходна с нижней (няннагинской) свитой Охотского массива. Обе толщи имеют основной состав и представлены главным образом амфиболитами и двупироксеновыми основными кристаллическими сланцами (на Охотском массиве видимая мощность этой толщи — 3000 м — несколько больше, чем на п-ове Тайгонос — 2000 м).

Средняя толща авековского метаморфического комплекса по составу отвечает средней дальсичанской свите Охотского массива. Та и другая сложены биотит-гранатовыми, биотитовыми гнейсами с прослоями высоколиноземистых гнейсов. На Охотском массиве, однако, встречены кордиеритсодержащие гнейсы, не обнаруженные пока на п-ове Тайгонос. Мощность толщи гранатовых гнейсов на Охотском массиве несколько больше (2500 м), чем на Тайгоносском (1500 м).

Верхняя толща авековского комплекса по составу сходна с верхней (нядбакинской) свитой Охотского массива. Обе толщи имеют основной состав и сложены преимущественно амфиболитами. На Охотском массиве в верхней свите встречаются двупироксеновые основные кристаллические сланцы, не характерные для верхней толщи авековского комплекса. Кроме того, в верхней толще метаморфического комплекса п-ова Тайгонос встречаются доломитовые мраморы и кальцифиры, не

обнаруженные на Охотском массиве. Видимая мощность верхней толщи авековского комплекса значительно больше (4000 м), чем нядбакинской свиты (1500 м).

Таким образом, метаморфические комплексы Охотского и Тайгоносского массива весьма сходны по строению (трехчленный разрез) и составу слагающих пород. Хотя мощности отдельных толщ немного не совпадают, суммарная мощность комплексов на обоих массивах практически одинакова и равна для Тайгоносского массива 7500 м, для

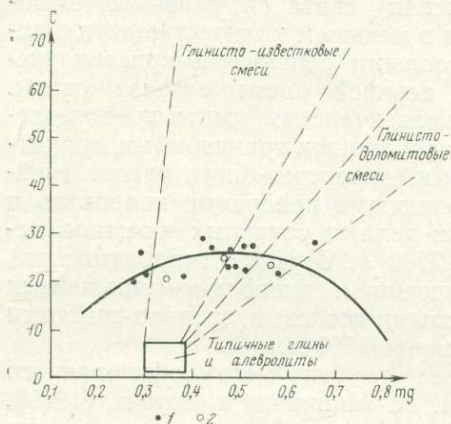


Рис. 1. Диаграмма соотношения параметра Ниггли mg и C для основных метаморфических пород Охотского (1) и Тайгоносского (2) массивов. Кривая дифференциации долеритов Карру по Ликсу (Leake, 1963).

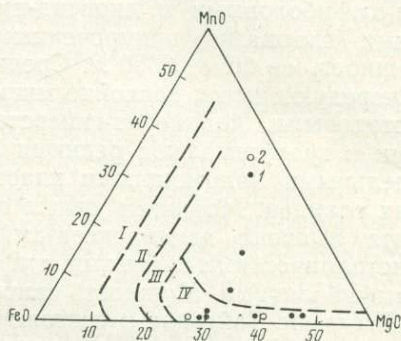


Рис. 2. Диаграмма составов гранатов из бедных кальцием пород Охотского (1) и Тайгоносского (2) массивов

I—IV — поля составов гранатов из разных метаморфических фаций; I — зеленых сланцев, II — эпидот-амфиболитовой, III — амфиболитовой, IV — гранулитовой

Охотского — 7000 м. Вместе с тем отмеченное сходство разрезов метаморфических комплексов еще не может служить основанием для прямого сопоставления выделенных толщ столь удаленных районов.

Для выяснения природы первичного вещества основных метаморфических пород химические составы основных кристаллических сланцев, амфиболитов и амфиболовых гнейсов Охотского и Тайгоносского массивов были нанесены на диаграмму $mg-C$ (параметры, по Ниггли), представленную на рис. 1. С помощью такой диаграммы Лик (Leake, 1963) сравнил амфиболиты Адирондака с комплексом долеритов Карру и на основании совпадения точек состава амфиболитов с кривой дифференциации долеритов пришел к выводу о первично-магматической природе вещества амфиболитов. Как видно из рисунка, точки состава основных метаморфических пород Охотского и Тайгоносского массивов также совпадают или располагаются близко от кривой дифференциации долеритов, что указывает на их первично магматическое, а учитывая их залегание в виде пластов, скорее всего эффузивное происхождение. Таким образом, первичные породы метаморфических комплексов как Охотского, так и Тайгоносского массивов, видимо, были представлены вулканогенно-осадочными толщами со значительным содержанием эффузивных пород основного состава в нижних и верхних частях разрезов.

Изучение минеральных ассоциаций и состава сосуществующих феррических минералов бедных кальцием метаморфических пород Охотского и Тайгоносского массивов показывает, что они относятся к гранулитовой фации. Это, в частности, хорошо видно из построенной для гранатов диаграммы $MgO-FeO-MnO$ (рис. 2). Химически анализированные гранаты из бедных кальцием пород Охотского и Тайгоносского массивов

попадают на ней в поле I, характерное, по данным Миаширо (Myashiro, 1953) и В. И. Кицула (1966), для гранулитовой фации метаморфизма.

В породах средней (дальсичанской свиты) Охотского массива изучены парагенезисы¹: $\text{Cor}_{32} + \text{Alm}_{70} + \text{Hур}_{47} + \text{Pl} + \text{Oг} + \text{Q}$; $\text{Alm}_{70} + \text{Hур}_{41} + \text{Vi}_{52} + \text{Pl} + \text{Oг} + \text{Q}$. Эти парагенезисы, судя по диаграмме А. А. Маракушева (1968), относятся к кордиерит-гиперстеновой и биотит-гранат-кордиеритовой фациям метаморфизма.

В средней и верхней толщах Тайгоносского массива в бедных кальцием породах установлены парагенезисы: $\text{Alm}_{60,9} + \text{Vi}_{36,4} + \text{Sill} + \text{Oг} + \text{Q}$; $\text{Hур}_{37-40} + \text{Alm}_{73,7} + \text{Vi}_{52,5} + \text{Pl} + \text{Oг} + \text{Q}$, которые соответствуют биотит-силлиманитовой и биотит-гранат-кордиеритовой фациям метаморфизма.

Относительно небольшая железистость анализированных гранатов и биотитов в этих парагенезисах, как следует из $P-T$ диаграммы А. А. Маракушева (1968) (рис. 3), свидетельствует о метаморфизме рассматриваемых пород в условиях значительного давления (9,5—10 *кб*), сопоставимого с давлением при формировании архейских метаморфических комплексов Алданского щита, при температуре 660—750°.

Определения температур и давлений, существовавших при метаморфизме аveauвского комплекса, по геотермометрам и геобарометрам Л. Л. Перчука (1967) дали следующие результаты. В гранат-амфибол-клинопироксеновом кристаллическом сланце средней толщи по паре клинопироксен — гранат — $T=640^\circ$ и $P=9,2$ *кб*, в гиперстен-клинопироксен-амфиболовом ультраосновном кристаллическом сланце из того же обнажения по паре амфибол — клинопироксен — $T=800^\circ$. Температура 800° в какой-то степени, видимо, отражает прогрессивный этап, который проявляется в частичном замещении клинопироксена амфиболом, гиперстена — биотитом.

Температура регионального метаморфизма гранат-биотитовых гнейсов Охотского массива по паре гранат — биотит определяется в 775—785°.

Обращает на себя внимание тот факт, что в основных кристаллических сланцах Тайгоносского массива гранат является довольно распространенным минералом, тогда как в аналогичных по химическому составу породах Охотского массива он нами не обнаружен.

Это может быть связано в общем случае с несколько меньшим давлением при метаморфизме пород Охотского массива по сравнению с метаморфическим комплексом Тайгоносского массива. На меньшее давление при метаморфизме Охотского комплекса как будто бы указывает и относительно высокая железистость граната ($f=70\%$) в парагенезисе кордиерит — гранат — гиперстен. Вместе с тем в биотит-гранатовых гнейсах присутствуют весьма магнезиальные гранаты с железистостью 53—61%, хотя в случае их образования в тех же условиях давления и температуры, что и формирование кордиеритовых гнейсов, следовало бы ожидать в них железистость граната более 70%. Это, возможно, указывает на существование двух этапов метаморфизма гнейсов Охотского массива.

В более ранний этап при температуре 775—785° (определение по паре биотит — гранат) и при высоком (судя по небольшой железистости граната) давлении формировались биотит-гранатые гнейсы с относительно магнезиальными темноцветными минералами. Во второй этап при частичной перекристаллизации пород образовались кордиерит-гранат-

¹ Alm — гранат ряда пироп — алмадин, Vi — биотит, Cor — кордиерит, Hур — гиперстен, Pl — плагиоклаз, Oг — калиевый полевой шпат, Q — кварц, Sill — силлиманит. Индексы у символов темноцветных минералов означают общую железистость минералов.

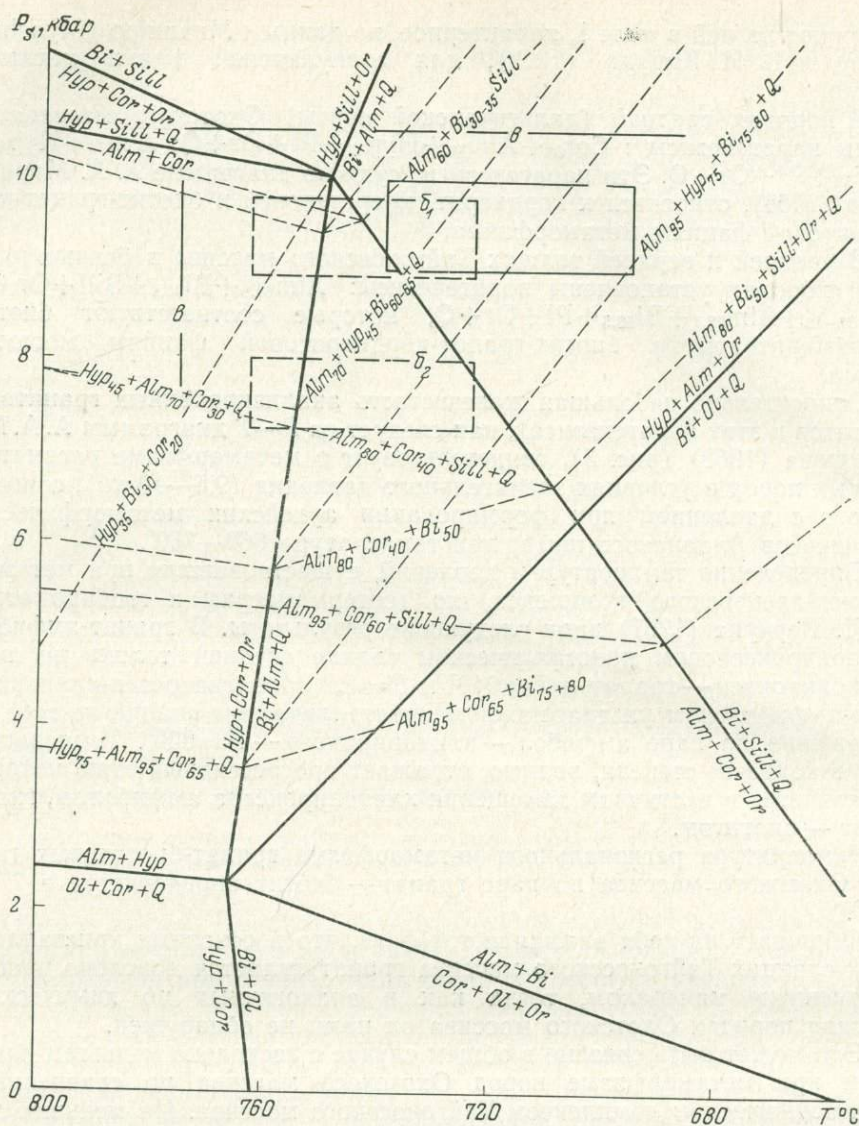


Рис. 3. Сопоставление $P-T$ условий метаморфизма пород Тайгонского (а), Охотского (б₁ — ранний этап, б₂ — поздний этап) массивов и Алданского щита (θ) на диаграмме А. А. Маракушева (1968) для бедных кальцием метаморфических пород

гиперстеновые гнейсы с более железистым гранатом. Метаморфизм этого этапа, видимо, был менее глубинным, поскольку, как показал А. А. Маракушев (1968), реакция разложения граната на более железистый гранат и кордиерит сопровождается значительным увеличением объема. Более позднее происхождение кордиеритовых парагенезисов подтверждается присутствием в породах оторочек кордиерита вокруг граната. Условие метаморфизма первого этапа по температуре и давлению были сопоставимы с условиями метаморфизма пород Тайгонского массива и Алданского щита (см. рис. 3).

В породах Тайгонского массива процессы гранитизации распространены сравнительно слабо, а в породах Охотского массива они проявлены интенсивно. Для обоих районов характерна некоторая общность минерального состава жильного материала и субстрата мигматитов.

Так, жильный материал с гранатом приурочен к гранатосодержащим гнейсам и почти не встречается в безгранатовых гнейсах, биотит-кварц-полевошпатовый жильный материал наиболее распространен в биотитовых гнейсах, изредка встречающиеся жилы пироксен-амфибол-плагноклазового состава почти всегда приурочены к пироксен-амфиболовым основным кристаллическим сланцам. Для Охотского массива есть данные (Гринберг, 1968) об относительной близости составов одинаковых темноцветных минералов в жильном материале и субстрате мигматитов. Все это свидетельствует о близости жильного материала в подобных мигматитах к состоянию полного физико-химического равновесия к субстрату. Из этого вытекает, что, во-первых, гранитизация происходила примерно при тех же внешних условиях, что и региональный метаморфизм, и, следовательно, не может быть значительно оторвана от последнего во времени; во-вторых, жильный материал в таких мигматитах должен иметь преимущественно магматическое происхождение, поскольку растворы, равновесные с жильным материалом, были равновесны и с минеральными парагенезисами субстрата и поэтому не могли метасоматически преобразовывать последние в жильный материал.

Для обоих массивов характерно наложение на метаморфические породы процессов диафтореза, причем на Тайгоносском массиве последние проявлены несколько интенсивнее, чем на Охотском. Диафторез заключается в полном или частичном замещении первичных высокотемпературных минералов актинолитом, хлоритом, клиноцоизитом и серицитом. Диафторированные породы часто резко сланцеваты, в них нередко заметны следы катаклаза и милонитизации. Диафториты обычно залегают в виде узких линейно-вытянутых зон, явно связанных с тектоническими нарушениями. На Тайгоносском массиве зоны диафторитов почти всегда присутствуют на контакте древних метаморфических пород с более молодыми неметаморфизованными палеозойскими отложениями. При беглом изучении таких зон создается впечатление, что развитые здесь актинолит-эпидот-альбитовые и хлорит-серицитовые сланцы постепенно переходят с одной стороны в высокотемпературные метаморфические породы, с другой — в неметаморфизованные палеозойские отложения. Некоторым исследователям это послужило основанием для предположения о существовании на п-ове Тайгонос постепенного перехода между высокотемпературным метаморфическим комплексом и палеозойскими отложениями и, следовательно, для предположения о молодом возрасте метаморфической толщи. При детальном изучении, однако, хорошо заметны признаки более позднего происхождения таких сланцев — развитие эпидота, актинолита, хлорита и серицита вдоль зон катаклаза и милонитизации, замещение этими минералами диопсида, гиперстена, граната и других высокотемпературных минералов гранулитовой фации метаморфизма.

В настоящее время для Охотского и Тайгоносского массивов известно значительное количество определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом. Цифры возраста по результатам этих определений колеблются в очень широких пределах, для Тайгоносского массива (И. А. Загрузина, В. Н. Смирнов, статья в настоящем сборнике) — от 98 до 2950 млн лет, для Охотского массива (Гринберг, 1968; Загрузина, Ненашев, 1968) — от 92 до 2640 млн лет. Учитывая широкое распространение процессов диафтореза, можно считать, что только цифры наиболее древнего возраста характеризуют время прогрессивного метаморфизма, а остальные отражают время наложенных процессов. Таким образом, судя по имеющимся определениям, возраст метаморфических пород Охотского (2640 млн лет) и Тайгоносского (2950 млн лет) массивов сравнительно близок и мало отличается от возраста Алданского щита (2700—3100 млн лет, В. И. Кицул и др., 1969).

Количественные спектральные анализы на олово и свинец (таблица) показывают, что содержание этих элементов в метаморфических породах Охотского и Тайгоносского массивов сходно.

Распределение олова и свинца (в z/t) в архейских метаморфических породах Охотского срединного массива (по Г. А. Гринбергу) и Тайгоносского массива (по И. Н. Говорову и М. А. Мишкину, 1970)

| Свиты и толщи | Породы | Мощность в м | Sn | | Pb | |
|---|---|-----------------|----|-----------|-----|-----------|
| | | | n* | \bar{X} | n* | \bar{X} |
| Охотский массив | | | | | | |
| Верхняя (нядбакинская) | Пироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы, амфиболовые гнейсы и амфиболиты | 1500 | 11 | 2,7 | 17 | 11,5 |
| Средняя (дальсичанская) | Гранатовые, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы | 2500 | 46 | 2,9 | 124 | 12,5 |
| Нижняя (няннагинская) | Амфиболовые гнейсы, амфиболиты, пироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы | 3000 | 39 | 3,5 | 68 | 16,7 |
| Среднее по Охотскому метаморфическому комплексу | | >7000 | 96 | 3,0 | 209 | 13,6 |
| Тайгоносский массив | | | | | | |
| Верхняя толща | Пироксен-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты | 2400 | 3 | 3,5 | 3 | 12,6 |
| Средняя толща | Гранатовые, биотит-гранатовые и биотит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы | 1715 | 16 | 2,9 | 16 | 21,8 |
| Нижняя толща | Пироксен-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы, пироксеновые амфиболиты | 2400 | 12 | 3,8 | 12 | 7,4 |
| Среднее по метаморфическому комплексу Тайгоносского массива | | 7720 | 31 | 3,4 | 31 | 13,9 |

n—число проб, \bar{X} —среднее содержание.

Весь приведенный материал свидетельствует о том, что Охотский и Тайгоносский массивы довольно хорошо сопоставляются по строению и составу слагающих кристаллических толщ, по условиям и времени прогрессивного метаморфизма, а также по особенностям гранитизации и диафтореза.

ЛИТЕРАТУРА

- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
 Загружина И. А., Ненашев Н. И. Основные итоги радиогеохронологических исследований на Северо-Востоке СССР.— В кн. «Магматизм Северо-Востока СССР». Магадан, 1968.
 Кицул В. И. Физические свойства и химический состав гранатов из метаморфических пород иенгской серии и ун-гринского комплекса Алданского щита.— В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.
 Кицул В. И., Зедгенизов А. П., Копылов П. А., Лазебник К. А. Архей.— В кн. «Строение земной коры Якутии

и закономерности размещения полезных ископаемых». М., «Наука», 1969.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968.

Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос.— Докл. АН СССР, 1969, 184, № 5.

Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр.— Докл. АН СССР, 1967, 177, № 2.

Leake B. E. Origin of amphibolites from northwest Adirondacks. New York.— Bull. Geol. Soc. America, 1963, 74, N 9.

Miyashiro A. Calcium-poor garnets in relation to metamorphism.— Geochim. et cosmochim. acta, 1953, N 4.

И. А. Загрузина, В. Н. Смирнов

О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС

Датировка возраста магматических и метаморфических образований п-ова Тайгонос представляет собой исключительно трудную задачу и до сих пор является предметом горячих дискуссий. Особенно сложен вопрос о возрасте метаморфических пород, слагающих сравнительно небольшие территориально разобщенные блоки, ограниченные крупными глубинными разломами. При определении абсолютного возраста метаморфических пород кали-аргоновым методом получаются весьма противоречивые значения, включающие широкий диапазон цифр от докембрия до мезозоя. Некоторые исследователи на основании подобных данных вообще оспаривают возможность отнесения метаморфических пород п-ова Тайгонос к докембрию и делают попытки «омолодить» их.

Авторами проведено детальное геохронологическое изучение магматических и метаморфических пород северной части п-ова Тайгонос (Авековский блок). Докембрийский возраст кристаллических пород, слагающих Авековский блок, достаточно хорошо обоснован геологическими данными. Б. А. Снятковым было установлено, что в среднем течении р. Парень эти образования несогласно перекрываются синийскими кварцитами, филлитами и известняками, содержащими водоросли типа *Collenia*.

В. Н. Липатовым еще в 1957 г. среди докембрийских образований п-ова Тайгонос были выделены два крупных метаморфических комплекса — авековский (архейский) и верхнепылгинский (протерозойский — нижнепалеозойский). Архейский авековский комплекс подразделен В. Н. Липатовым на две серии. Нижняя серия, получившая название пургоносской, представлена биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-гиперстеновыми, биотит-гранат-гиперстеновыми, биотит-силлиманитовыми, биотит-гранат-силлиманитовыми, диопсид-гиперстеновыми и некоторыми другими разновидностями гнейсов и кристаллических сланцев. Метаморфические породы пургоносской серии, относящиеся в основном к гранулитовой фации метаморфизма, вмещают многочисленные линзовидные и пластовые тела амфиболитов и пегматитов. Широко распространены также мигматиты различных типов. Верхняя серия, носящая название косовской, отличается более разнообразным составом. Она включает амфиболовые, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые, хлорит-биотит-амфиболовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы,

чередующиеся с лейкократовыми гранулитовыми гнейсами, доломитовыми кальцифирами и кварцитами. Здесь также встречаются амфиболиты, мигматиты, пегматиты. Породы косовской серии относятся преимущественно к амфиболитовой фации метаморфизма, а частично к гранулитовой. Вопрос о принадлежности пород обеих серий авековского комплекса к той или иной фации метаморфизма нельзя пока считать полностью решенным.

Верхнепылгинский комплекс представляет собой толщу очень сложного состава, включающую рассланцованные и перекристаллизованные эффузивы (порфиroidы) и различные метаморфические сланцы: амфиболовые, амфибол-биотитовые, двуслюдяные, дистеновые, хлоритовые; встречаются также слюдистые кварциты. Большая часть пород верхнепылгинского комплекса относится к фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации.

Авековский блок отличается исключительно сложным строением. Здесь наблюдается большое количество разрывных нарушений, особенно в южной его половине, где проходит мощная зона разломов северо-восточного простирания, разграничивающая Авековский блок и Тайгоносский синклиорий. Эта зона, образовавшаяся в конце палеозоя, особенно активизировалась в мезозое. Именно с нею связано возникновение многочисленных расколов в докембрийской кристаллической толще и внедрение по ним мезозойских интрузивов, сложенных биотит-амфиболовыми гранодиоритами, амфибол-биотитовыми гранитами, тоналитами, плагиогранитами, реже двуслюдяными гранитами, монцонитами, габбро, кварцевыми диоритами и диоритами. Большая часть интрузивов этого состава является аналогами охотских гранитоидов, широко развитых в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На восточном побережье п-ова Тайгонос находится огромный плутон более сложного строения, характеризующийся весьма разнообразным составом (Восточно-Тайгоносский массив). Вдоль разломов образовались также протяженные зоны смятия, сложенные катаклазитами, милонитами и различными гидротермальноизмененными породами.

В связи со столь сложной геологической историей кристаллические докембрийские породы Авековского блока испытали многочисленные дополнительные преобразования, носившие в основном регрессивный характер. Подавляющее большинство этих пород следует поэтому рассматривать как полиметаморфические.

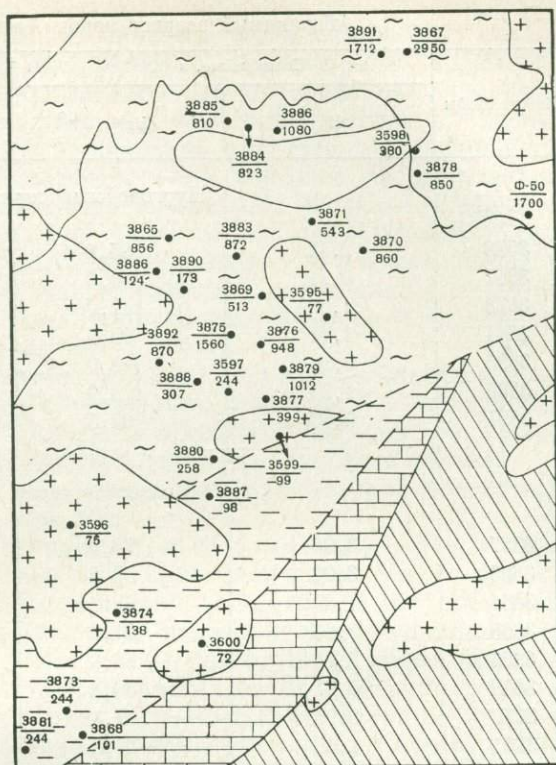
Первое определение абсолютного возраста докембрийских пород Авековского блока было выполнено в 1955 г. в Лаборатории геологии докембрия АН СССР в г. Ленинграде под руководством Э. К. Герлинга. Возраст мусковита из пегматитовой жилы, залегающей среди биотит-гранатовых гнейсов в бассейне р. Авековой (проба № 50, рисунок), оказался равным 1700 млн лет (Матвеев, 1956). Эта же проба, позднее проанализированная Л. В. Фирсовым в г. Магадане, показала возраст 1635 млн лет (Фирсов, 1962). Среди гнейсов из района бассейна р. Авековой Л. В. Фирсовым были также обнаружены породы с абсолютным возрастом 928 и 723 млн лет.

В 1966 г. в лаборатории Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института СО АН СССР были произведены многочисленные дополнительные определения абсолютного возраста пород Авековского блока из коллекций В. Н. Смирнова. Места отбора проб обозначены на рисунке, а результаты определений приведены в таблице. Все анализы выполнены калий-аргоновым объемным методом с масс-спектрометрической проверкой на МИ-1305. Содержание калия определялось методом пламенной фотометрии.

В результате проведенных исследований установлено, что докембрийские образования авековского комплекса характеризуются исключительно широким возрастным диапазоном (от 2950 до 124 млн лет). Большая

Схематическая геологическая карта полуострова Тайгонос (Авековский блок)

- 1 — неоген-четвертичные отложения;
- 2 — триас;
- 3 — пермь;
- 4 — верхнепеллинский метаморфический комплекс;
- 5 — авековский метаморфический комплекс;
- 6 — верхнемеловые граниты и гранодиориты;
- 7 — разломы;
- 8 — места отбора проб, их лабораторные номера (числитель) и цифры абсолютного возраста пород в млн лет (знаменатель)



часть возрастных значений, согласно геохронологической шкале 1964 г., является, несомненно, докембрийской (древнее 570 млн лет). Цифры от 513 до 124 млн лет, скорее всего, представляют собой какие-то промежуточные значения между истинным возрастом метаморфических пород авековского комплекса и временем проявления различных более поздних наложенных процессов. Подобные омоложенные значения абсолютного возраста устанавливаются часто для заведомо докембрийских пород как Северо-Востока СССР (Охотский, Омолонский и Восточно-Чукотский массивы), так и для других регионов — Восточного Саяна, Таймыра, хребтов Становой и Джугджур, Мамского района. Общим для них является то, что во всех этих районах имело место неоднократное проявление магматических и метаморфических процессов. Подобные значения абсолютного возраста не являются основанием для опровержения принадлежности метаморфических пород того или иного региона к докембрию.

При интерпретации данных абсолютного возраста метаморфических пород п-ова Тайгонос следует также учитывать и длительность развития самих метаморфических процессов. Как показал А. А. Маракушев, возрастная разрыв между различными стадиями эволюции полиметаморфических толщ может быть весьма значительным и достигать 700—800 млн лет, а иногда и более.

Вследствие крайне сложной геологической обстановки на п-ове Тайгонос в период от архея до мезозоя, докембрийские метаморфические породы даже в пределах одного и того же блока испытали различные преобразования. Получаемые для них цифры абсолютного возраста отражают различную историю этих пород, вследствие чего мы считаем нецелесообразным подвергать полученные данные статистической обработке.

Абсолютный возраст пород Авековского блока

| Номер пробы | Содержание, в % | | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ | Возраст в млн лет |
|--|-----------------|-------------------------|--------------------------|-------------------|
| | K | $Ar^{40} \cdot 10^{-9}$ | | |
| Пургоноская серия | | | | |
| 3598 | 2,42 | 66,3 | 0,0224 | 380 |
| 3867 | 0,71 | 344,0 | 0,3954 | 2950 |
| 3878 | 1,60 | 117,0 | 0,00600 | 850 |
| 3884 | 1,41 | 98,7 | 0,0574 | 823 |
| 3885 | 2,16 | 148,0 | 0,0563 | 810 |
| 3886 | 1,74 | 171,9 | 0,0810 | 1080 |
| 3891 | 0,49 | 94,5 | 0,1550 | 1712 |
| Косовская серия | | | | |
| 3597 | 3,95 | 70,0 | 0,0145 | 244 |
| 3863 | 3,04 | 52,5 | 0,0141 | 238 |
| 3864 | 1,89 | 29,2 | 0,0126 | 212 |
| 3865 | 0,69 | 51,2 | 0,0602 | 856 |
| 3866 | 2,74 | 23,9 | 0,00715 | 124 |
| 3869 | 0,77 | 30,8 | 0,0328 | 513 |
| 3870 | 0,91 | 67,4 | 0,0607 | 860 |
| 3871 | 1,05 | 44,5 | 0,0350 | 543 |
| 3875 | 0,82 | 136,0 | 0,1360 | 1560 |
| 3876 | 0,35 | 29,8 | 0,685 | 948 |
| 3877 | 1,10 | 33,4 | 0,0248 | 399 |
| 3879 | 0,44 | 40,0 | 0,0745 | 1012 |
| 3880 | 1,10 | 20,8 | 0,0154 | 258 |
| 3883 | 0,55 | 41,5 | 0,0617 | 872 |
| 3888 | 2,60 | 59,0 | 0,0186 | 307 |
| 3890 | 1,03 | 12,6 | 0,0101 | 173 |
| 3892 | 0,70 | 53,0 | 0,0616 | 870 |
| Верхнепылгинский комплекс | | | | |
| 3868 | 5,04 | 35,6 | 0,0058 | 101 |
| 3873 | 0,79 | 14,1 | 0,0145 | 244 |
| 3874 | 0,32 | 3,10 | 0,00795 | 138 |
| 3881 | 0,37 | 6,60 | 0,0145 | 244 |
| 3887 | 2,63 | 17,9 | 0,00558 | 98 |
| Позднемезозойские гранитоидные интрузивы | | | | |
| 3595 | 2,36 | 12,6 | 0,00435 | 77 |
| 3596 | 2,88 | 15,0 | 0,00426 | 75 |
| 3599 | 3,80 | 26,2 | 0,00564 | 99 |
| 3600 | 2,66 | 14,3 | 0,00410 | 72 |

Несомненно, существенное воздействие на докембрийские метаморфические породы Авековского блока оказали позднемезозойские гранитоидные интрузивы, обусловившие в той или иной степени их дополнительный прогрев, а тем самым и потерю радиогенного аргона. Возраст интрузивов проб 3595, 3596, 3599 и 3600 (см. таблицу) колеблется в пределах 99—72 млн лет. Кроме этих определений, в лаборатории

СВКНИИ СО АН СССР было выполнено большое количество анализов гранитоидов из других мезозойских плутонов п-ова Тайгонос из коллекций В. А. Иванова, М. С. Маркова, Л. И. Тихомирова и некоторых других исследователей. Для этих данных (38 определений) проведена статистическая обработка, показавшая, что они достаточно хорошо аппроксимируются нормальным законом, но представляют собой полимодальное распределение. Гранитоиды п-ова Тайгонос сформировались в течение трех фаз, тесно сближенных во времени. Модальные значения этих фаз составляют: 115 млн лет (I фаза), 95 млн лет (II фаза), 77 млн лет (III фаза); стандарты соответственно равны: 8; 6 и 5 млн лет. Наиболее молодыми являются интрузивы, развитые в пределах докембрийских метаморфических пород Авековского блока; в северной части п-ова Тайгонос гранитоиды более древние.

Данными абсолютного возраста (93 млн лет) подтверждается позднемеловой возраст Восточно-Тайгоносского массива. По материалам Г. Е. Некрасова, этот массив прорывает отложения апт — альба. Галька гранитоидов встречается в отложениях сеноман — турона и сенона.

Для отдельных массивов получается большой разброс возрастных значений в пределах 15—25 млн лет.

Вблизи контактов с гранитоидными массивами чаще всего отмечаются заниженные значения возраста кристаллических пород (пробы 3871, 3869, 3877, 3866, 3890). Цифры наиболее древнего возраста устанавливаются в основном для участков, более или менее удаленных от позднемезозойских массивов (пробы 3867, 3891, 3886). Нигде не отмечается совпадения возраста метаморфических пород с возрастом гранитоидов, как это имеет место, например, на Восточной Чукотке. Следовательно, полной перекристаллизации в результате воздействия позднемезозойских интрузивов докембрийские породы Авековского блока не испытали. Видимо, это воздействие не было достаточно сильным. Крайне незначительное количество цифр абсолютного возраста, относящихся к мезозою, позволяет считать, что как раз в этот период докембрийская кристаллическая толща претерпела меньше всего коренных преобразований.

Потери радиогенного аргона в докембрийских породах Авековского блока, несомненно, обусловлены также различными регрессивными изменениями (диафторезом), а в особенности — катаклизом и милонитизацией, приводящими к нарушению целостности кристаллических решеток всех минералов. Об этом можно судить на примере проб 3866, 3888, 3864, 3880, 3597, испытавших весьма существенные изменения подобного типа.

Намечается определенная зависимость степени сохранности радиогенного аргона от петрографического состава кристаллических пород. Более древними возрастными значениями характеризуются породы с большим содержанием пироксенов и амфиболов, в кристаллических решетках которых хорошо удерживается радиогенный аргон (пробы 3867, 3891, 3886, 3876). В непосредственной близости друг от друга пироксен-амфиболовые породы оказываются при анализах всегда древнее существенно биотитовых или полевошпатовых пород.

Породы верхнепылгинского комплекса характеризуются значительно более низкими цифрами абсолютного возраста — от 244 до 98 млн лет. Здесь возможно существенное омоложение пород за счет сильного катаклаза и диафтореза, широко и повсеместно в них проявленного.

Показательно, что в пределах Авековского блока омоложение не носит регионального характера (как и на всем Северо-Востоке СССР). Крупных участков со стабильными заниженными значениями абсолютного возраста для метаморфических пород, как это имеет место в Восточном Саяне или на Таймыре, здесь не наблюдается. Однако небольшие блоки с разным набором возрастных значений все же выделить

можно. Так, наиболее древние породы (до 2950 млн лет) слагают блок в северо-восточной части рассматриваемой территории (см. рисунок), на правом берегу р. Авековой. В центре района докембрийские метаморфические породы характеризуются значительно меньшими возрастными значениями (до 1560 млн лет). Наиболее омоложенными оказались породы в юго-западной части выходов авековского комплекса, где их возраст практически совпадает с абсолютным возрастом пород верхнепылгинского комплекса, развитого по соседству (пробы 3868, 3888, 3864, 3880, 3597). Не исключена возможность, что они именно к этому комплексу и относятся.

По мнению С. В. Обручева (1965), к потерям радиогенного аргона в докембрийских породах могут привести также более поздняя складчатость при последующих тектонических циклах и запаздывание докембрийских глыб в поднятии на поверхность. С. В. Обручев считает, что в некоторых районах окружения Сибирской платформы калий-аргоновые определения датируют лишь время подъема отдельных глыб.

Если принять гипотезу о поднятии глыб, то рассматриваемая территория представляется в виде сложной гетерогенной структуры, состоящей из мозаичного сочетания тектонических блоков, выведенных на дневную поверхность в разное время. Анализ данных калий-аргоновых определений и в этом аспекте представляет большой интерес, позволяя судить об истории геологического развития данной территории, изученной еще совершенно недостаточно.

Рассмотрение приведенного материала позволяет убедительно говорить об архейском возрасте докембрийских метаморфических пород авековского комплекса. Для окончательного определения возраста верхнепылгинского комплекса данных пока недостаточно. Надежно подтвержден возраст позднемезозойских плутонов п-ова Тайгонос, устанавливаемый в ряде мест по геологическим данным.

Нам представляется, что по фациальной принадлежности и по данным абсолютного возраста породы авековского комплекса п-ова Тайгонос могут быть сопоставлены с архейскими породами Охотского массива (Гринберг, 1968), хотя, конечно, о полной аналогии не может быть и речи вследствие значительной территориальной разобщенности названных структур. Некоторые мезозойские гранитоидные плутоны п-ова Тайгонос сходны с гранитоидами, развитыми в пределах Охотского массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
- Матвеев В. Т. Первые данные определения абсолютного возраста некоторых минералов Северо-Востока СССР. Магадан, 1956.
- Обручев С. В. Некоторые замечания об определении абсолютного возраста геологических объектов.— В сб. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М.—Л., «Наука», 1965.
- Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте метаморфических пород Северо-Востока СССР и проявлениях повторного метаморфизма.— Докл. АН СССР, 1962, 143, № 1.

ФЕРРОГАСТИНГСИТ ИЗ ГРАНИТОВ ЛЕВО-СЕЙМКАНСКОГО МАССИВА

Лево-Сеймканский (или Верхне-Сеймканский) гранитоидный массив находится в районе Охотско-Колымского водораздела, примерно в 100 км к северо-западу от г. Магадана. Он расположен в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в области развития позднемеловой липаритовой (игнимбритовой) формации. Лево-Сеймканский массив входит в число интрузивов, составляющих обрамление Арманского вулканотектонического прогиба, который представляет собой отрицательную вулканоструктуру диаметром до 45 км. Центральная часть прогиба ограничена с трех сторон крупными разломами. В опущенном по разломам блоке развиты позднемеловые игнимбриты и базальты палеогена, а по периферии выходят нижнемеловые андезиты и осадочные породы верхнего триаса, нижней и средней юры. Прогиб окаймляется кольцом интрузивов, в которые входят, кроме Лево-Сеймканского, массивы Сфинкс, Хилналинский и некоторые другие. Вместе с эффузивами они составляют вулканоплутоническую ассоциацию, частично уже описанную в литературе (Сперанская, 1963).

Соотношения гранитов с вулканогенной толщей позволяют датировать их возраст первой половиной позднего мела, хотя многие исследователи Лево-Сеймканский массив считали позднеюрским. Геологические данные о позднемеловом возрасте гранитов подтверждаются определениями абсолютного возраста пород, которые были проведены в лаборатории абсолютного возраста СВ КНИИ СО АН СССР (г. Магадан). Цифры абсолютного возраста гранитоидов Лево-Сеймканского массива, полученные в результате этих определений, составляют 88, 92 и 100 млн лет.

В строении массива участвуют граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты и другие породы. Преобладают среди них граниты, которые занимают не менее 90% площади массива. Выделяются две разновидности гранитов: крупнозернистые и мелкозернистые. Крупнозернистые граниты являются породами главной фации массива, мелкозернистые — эндоконтактовой; последние слагают апикальные участки массива и сохранились только на самых высоких водоразделах. Остальные породы большей частью являются результатом проявления самостоятельных интрузивных фаз. Они залегают в гранитах в виде мелких тел, и только в южной части массива обособляется крупный интрузив трещинного типа, известный под названием Геданского. Он прослеживается в южном направлении на 16 км при средней ширине около 2 км. Максимальную ширину (около 6 км) интрузив имеет в месте сочленения его с Лево-Сеймканским массивом. Геданский интрузив сложен преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами, но состав их сильно изменяется. В том месте, где он примыкает к Лево-Сеймканскому массиву, наиболее распространены кварцевые монзониты.

Площадь Лево-Сеймканского массива 140 км², форма его ассиметричная. Поверхность северного контакта полого погружается под вмещающие породы. Южный контакт, наоборот, крутой: поверхность контакта местами падает даже в сторону массива. Западный и восточный контакты наклонены от массива под углами 40—50°. Несмотря на дискордантный по отношению к вмещающим породам характер контактов, массив в целом приурочен к поднятию антиклинального типа и почти со всех сторон окружен выходами осадочных пород. Они обнажаются из-под эффузивов, окаймляя массив полосой, ширина которой лишь в

редких случаях достигает 7—8 км. В ряде мест граниты контактируют непосредственно с эффузивными образованиями. При этом породы массива перекрываются эффузивами, относящимися к хольчанской свите, и рвут и метаморфизуют эффузивы, залегающие ниже.

Таблица 1
Количественный минеральный состав амфибол-биотитовых гранитов Лево-Сеймканского массива (в объемн. %)

| Минерал | Среднее из подсчетов в 93 шлифах | Обр. 1530 (три шлифа) |
|---------------------------|----------------------------------|-----------------------|
| Кварц | 29,4 | 30,6 |
| Плагиоклаз | 27,6 | 27,8 |
| Калинатровый полевой шпат | 38,0 | 35,0 |
| Биотит | 4,0 | 6,3 |
| Амфибол | 0,9 | 0,1 |
| Акцессории | 0,1 | 0,2 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 |

Осадочные породы, вмещающие интрузивные образования, представлены углисто-глинистыми сланцами, тонкослоистыми алевролитами и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками верхнего триаса, нижней и средней юры. В зоне контактового метаморфизма они превращены в кварц-серицитовые и кордиерит-биотитовые роговики. В отдельных случаях среди роговиков встречаются маломощные горизонты пироксен-гранатовых скарнов. Породы смяты в складки восток-северо-восточного простирания, что соответствует простиранию основных складчатых структур этой части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Среди пород Лево-Сеймканского массива наиболее распространены амфибол-биотитовые граниты. Большой частью это — крупнозернистые породы, состоящие из полевых шпатов, размер выделений которых достигает 1—2 см в поперечнике, темного дымчатого кварца, биотита и бурого под микроскопом амфибола (табл. 1). Из акцессорных минералов они содержат ортит, циркон, апатит, флюорит, оранжит (?), монацит, ксенотим, анатаз, ильменит и пирит в меньшем количестве магнетит, арсенопирит, молибденит. Из вторичных минералов в гранитах развиты эпидот, хлорит и серицит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, с переходами к гранулитовой; последняя отличается тем, что кварц большей частью обнаруживает идиоморфизм по отношению к калинатровому полевому шпату и биотиту. Наиболее отчетливо это выражено в гранитах эндоконтактовой фации, слагающих апикальные участки массива. Амфибол обычно является ксеноморфным по отношению к основному олигоклазу и андезину, хотя с более кислым плагиоклазом соотношения его нередко обратные. В олигоклазе № 10—14 амфибол наблюдается иногда в виде пойкилитовых включений. В амфиболе встречаются также включения плагиоклаза, наиболее кислые из которых имеют состав олигоклаза № 22. Калинатровый полевой шпат и биотит находятся в равновесии с олигоклазом № 10—14.

Плагиоклаз гранитов представлен широкими таблицами с четкими тонкими полосками двойникования, большей частью по альбитовому закону. Зональность заметна не во всех зернах. Чаще всего отмечается несколько зон с постепенными переходами между ними. Состав плагио-

клаза колеблется от андезина № 44 в центре зерен до альбит-олигоклаза на периферии. Средний состав соответствует олигоклазу № 15. Наблюдаются случаи замещения плагиоклаза калинатовым полевым шпатом. Изменения плагиоклаза выражаются в его серицитизации; реже по плагиоклазу развиваются эпидот и хлорит.

Калинатовый полевой шпат образует в гранитах крупные ксеноморфные выделения неправильной формы, содержащие включения других минералов или выполняющие промежутки между ними. По времени выделения калинатовый полевой шпат является, по-видимому, наиболее поздним минералом. Как правило, он нерешетчатый, умеренно пелитизированный, с большим количеством микропертитов. Пертитовые выделения имеют различную форму. Очень широко распространены ленточные и струйчатые пертиты, ориентированные по $\bar{1}502$, и выделения «шахматного» альбита. Общее количество пертитовых выделений, по подсчетам на интеграционном столике, составляет 35% от объема минерала.

Характерной чертой калинатового полевого шпата из гранитов Лево-Сеймканского массива является слабо заметная зональность, выраженная в чередовании ряда зон, с различным светопреломлением. Зональный калинатовый полевой шпат развит вблизи западного, северного и восточного краев массива и отсутствует в наиболее эродированных участках в центральной и южной его частях. По кристаллооптическим свойствам (средний угол $-2V=65^\circ$) калинатовый полевой шпат отвечает промежуточному триклинному ортоклазу.

Кварц в амфибол-биотитовых гранитах Лево-Сеймканского массива образует зерна различной величины и формы, иногда концентрирующиеся в скоплениях. В одних случаях он ксеноморфный, в других представлен кристаллами с хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями, по отношению к которым ксеноморфными являются не только калинатовый полевой шпат, но и биотит. Встречаются зерна кварца с волнистым или неравномерным угасанием.

Биотит — главный темноцветный минерал. Разлит он обычно в виде толстых гексагональных табличек. Цвет бурый. Плеохроизм сильный, от бурого, иногда почти черного цвета — по Ng , до светло-бурого с зеленоватым оттенком — по Np . Чешуйки биотита содержат многочисленные включения акцессорных минералов, главным образом циркона. Показатель светопреломления биотита $Nm \simeq Ng$ колеблется от 1,675 до 1,683, указывая на колебания общей железистости биотита соответственно в пределах 77—87%.

Химический анализ биотита из амфибол-биотитовых гранитов Лево-Сеймканского массива, приведенный в табл. 3, показывает, что биотит представлен сильно железистой, бедной глиноземом разновидностью. Это, по-видимому, свидетельствует, что кристаллизация его происходила в условиях повышенной щелочности.

Амфибол встречается в гранитах Лево-Сеймканского массива постоянно, но содержание его низкое и распределен он крайне неравномерно. Обычно амфибол представлен единичными зернами удлиненно-призматической формы. В протолочках амфибол наблюдается в виде короткостолбчатых кристаллов с продольной штриховкой, просвечивающих на изломе в бурых тонах, в шлифах большей части характеризуется идиоморфными очертаниями. Нередко он содержится в виде включений в биотите, калинатовом полевоом шпате и олигоклазе, но с плагиоклазом более основного состава, как уже указывалось, соотношения его нападают элементы субофитовой структуры. Кристаллооптические свойства амфибола: $Ng=1,701 \pm 0,003$; $Nm=1,693 \pm 0,003$; угол $-2V=74^\circ$; $c:Ng=15^\circ$ (шлиф. 1530); окраска по Ng — густая темно-бурозеленая, по Nm — зеленовато-светло-бурая, по Np — светло-бурая. Схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. По химическому составу (см. табл. 3), особен-

ности которого будут рассмотрены ниже, амфибол может быть назван титанистым феррогастингситом.

Из аксессуарных минералов особое место занимает ортит. Обычно он представлен хорошо ограниченными кристаллами бурого цвета, зональными, характеризующимися резким плеохроизмом.

По химическому составу описываемые породы (табл. 2) отвечают обычным щелочноземельным гранитам.

Амфибол является типоморфным минералом гранитоидов, развитых в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе или вблизи него. Во всех случаях (за исключением щелочных гранитов) амфибол из указанных гранитоидов на основании кристаллооптических свойств относится исследователями к обыкновенной роговой обманке. Однако, как показывают более детальные исследования, состав его сильно изменяется.

Таблица 2

Химический состав амфибол-биотитовых гранитов Лево-Сейманского массива (в вес. %)

| Компоненты | Среднее из девяти анализов | Обр. 1530 | Компоненты | Среднее из девяти анализов | Обр. 1530 |
|--------------------------------|----------------------------|-----------|-------------------------------|----------------------------|-----------|
| SiO ₂ | 72,60 | 68,90 | Na ₂ O | 3,59 | 3,88 |
| TiO ₂ | 0,27 | 0,46 | K ₂ O | 4,49 | 4,13 |
| Al ₂ O ₃ | 13,43 | 14,40 | P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,13 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,67 | 0,96 | H ₂ O ⁺ | 0,38 | 0,39 |
| FeO | 2,59 | 3,45 | H ₂ O ⁻ | 0,30 | 0,30 |
| MnO | 0,04 | 0,06 | F | 0,09 | 0,11 |
| MgO | 0,38 | 0,71 | SO ₃ общ. | 0,02 | 0,03 |
| CaO | 0,88 | 1,92 | | | |
| | | | Сумма | 99,80 | 99,83 |
| | | | П.п.п. | 0,41 | 0,42 |

Анализы произведены в ЦХЛ СВГУ, аналитик И. С. Рябова.

Таблица 3

Химический состав сосуществующих биотита и амфибола из обр. 1530 (в вес. %)

| Компоненты | Биотит | Амфибол | Компоненты | Биотит | Амфибол |
|--------------------------------|--------|---------|-------------------------------|--------|---------|
| SiO ₂ | 35,56 | 35,50 | K ₂ O | 8,04 | 1,85 |
| TiO ₂ | 3,33 | 5,58 | H ₂ O | 2,72 | 1,49 |
| Al ₂ O ₃ | 13,00 | 10,34 | F | 0,75 | 0,70 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,58 | 4,37 | P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,30 |
| FeO | 24,90 | 25,22 | Сумма | 100,10 | 99,46 |
| MnO | 0,42 | 1,05 | Поправка на F ₂ | -0,30 | 0,35 |
| MgO | 4,90 | 4,30 | | | |
| CaO | 0,55 | 6,77 | Сумма | 99,80 | 99,11 |
| Na ₂ O | 0,30 | 1,99 | П.п.п. | 1,14 | — |

Анализы произведены в ЦХЛ СВГУ, аналитик И. С. Рябова. Кристаллохимические формулы:

а) биотита: $(K_{1,68}Na_{0,10}[OH]_{0,12}Ca_{0,10})_{2,00}(Fe_{2,40}Mg_{1,16}Fe_{0,68}^{3+}Al_{0,28}Ti_{0,40}Mn_{0,06})_{6,00}(Si_{5,80}Al_{2,20})_{8,00}O_{22} \cdot (OH)_{1,98}F_{0,38})_{2,00}$; б) амфибола: $(Ca_{1,18}Mg_{0,64}Na_{0,62}K_{0,38})_{2,82}(Fe_{3,41}Fe_{0,54}^{3+}Ti_{0,51}Mg_{0,40}Mn_{0,14})_{5,0} \cdot (Si_{5,85}Al_{1,98}Ti_{0,17})_{8,00}O_{22}(OH)_{1,61}Fe_{0,36})_{2,00}$.

К сожалению, амфиболы из гранитоидов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса почти не подвергались химическим анализам; имеется лишь один анализ из щелочных гранит-порфиров массива Корсар, опубликованный Е. К. Устиевым (1949). Состав этого амфибола, названного Е. К. Устиевым натровым ферригастингситом, хорошо сопоставляется с составом амфиболов, которые в более поздних работах (Коваленко и др., 1966) описаны как кальциевые рибекиты.

В табл. 3 приведены анализы амфибола и сосуществующего с ним биотита из гранитов Лево-Сеймканского интрузива. Как можно видеть, амфибол этот представлен сильно железистой, богатой титаном и глиноземом разновидностью. По составу он может быть отнесен к изоморфному ряду феррогастингсит — феррочермакит. Ввиду некоторых особенностей его состава, остановимся более подробно на пересчете анализа на кристаллохимическую формулу.

Как известно, кристаллохимическая формула амфиболов должна отвечать соотношению $X:Y:Z:(O, OH, F) = (2-3):5:8:24$. Основой для расчета формулы по данным химического анализа могут служить не только $O, OH, F/24$, но также $Y+Z/13$ и $Z/8$. При расчете должно быть сделано сопоставление этих основ и принята та из них, которая больше удовлетворяет типовой формуле амфиболов (Борнеман-Старынкевич, 1964). В нашем случае основа $O, OH, F/24$ наиболее приемлема для расчета формулы, однако $O, OH, F/24 < Y+Z/13$. В этом случае И. Д. Борнеман-Старынкевич (1960, 1964) советует часть Mg или Mn относить в группу X . Необычным в нашем случае является большое количество Mg в положении X . Между группой куммингтонита — грюнерита, где все позиции X заняты Mg и Fe , и роговыми обманками, в которых в группу X входят K, Na и Ca , как указывают Дир, Хауи и Зусман (1965), существует разрыв смесимости и промежуточные члены не известны. С другой стороны, как отмечают Дир (Deer, 1938) и И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964), реальные химические анализы роговых обманок очень часто показывают избыток ионов группы против стехиометрической формулы.

Амфибол из гранитов Лево-Сеймканского массива имеет состав, несколько необычный для гранитов нормальной щелочности. Он ближе по составу к амфиболам, характерным для щелочных сиенитов и щелочных габбро. Возможно, это указывает на происхождение гранитов Лево-Сеймканского массива в результате дифференциации основных магм или на гибридность магм, вызванный смешением магматических расплавов кислого и основного составов. В свете этого обращает на себя внимание также аномально высокое, как показывают полуколичественные спектральные анализы, содержание в гранитах элементов группы железа: кобальта, ванадия и хрома.

Кроме Лево-Сеймканского массива, амфиболы с кристаллооптическими свойствами, аналогичными или близкими к свойствам изученного титанистого феррогастингсита, известны в ряде других гранитоидных массивов, расположенных вдоль северной границы приохотской части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: в Верхне-Нилькобинском, Верхне-Ямском и в Верхне-Омчакском массивах.

ЛИТЕРАТУРА

- Борнеман-Старынкевич И. Д. Химическая формула минералов. Амфиболы. — Зап. Всес. минер. Об-ва, 1960, ч. 89, вып. 2.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М. «Наука», 1964.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Порообразующие минералы. М., «Мир», 1965, 1966.
- Коваленко В. И., Писарская В. А., Николаева Д. Х. Редкий тип изоморфизма в рибекитах из диффузионных метасоматических зон щелочных апогранитов. — Докл. АН СССР, 1966, 169, № 5.
- Сперанская И. М. О природе связи иг-

нимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов.— Изв. Высш. учебн. завед., Геология и разведка, 1963, № 4.

Устиев Е. К. Натровый ферригастингсит из щелочных гранит-порфиоров массива Корсар. В кн. «Материалы по гео-

логии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 6. Магадан, 1949.
Deer W. A. The composition and paragenesis of the hornblends of Glen Till complex Perthshire.—Mineral. Mag., 1938, 25, N 161.

А. К. Кондратенко, К. В. Кузьмичева

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЗОЛОТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Субвулканические интрузивные образования, с которыми часто связано разнообразное оруденение, в последние годы привлекают все большее внимание геологов. Этот тип магматизма впервые был освещен в работах Е. К. Устиева (1949, 1963, 1966), показавшего тесную связь вулканизма и интрузивного магматизма. Несмотря на важное геологическое и металлогеническое значение субвулканических интрузий, их роль и место в вулкано-плутонических ассоциациях во многом еще остаются неясными. Недостаточно еще разработаны критерии выделения субвулканических интрузий при геологическом картировании.

Ранее при рассмотрении физических свойств плутонических пород (Кузьмичева и др., 1969) отмечались некоторые особенности магнитных параметров пород, образовавшихся в близповерхностных условиях. При изучении точек Кюри базальтов (Багин и др., 1969) приводились примеры особенностей этих характеристик для пород близповерхностных условий образования. Некоторые петрофизические признаки субвулканических образований приведены в работах А. К. Кондратенко и других исследователей, П. Г. Ахматова и Н. Т. Ланщикова (1970 г.).

В настоящей статье на примере формаций Центральной Камчатки и Приморья, имеющих доказанное субвулканическое происхождение, рассмотрены отдельные петрофизические характеристики, анализ которых позволяет выяснить условия формирования этих пород и их отличия от типично плутонических образований и эффузивов.

На территории Центральной Камчатки субвулканические трахидациты трахидацитовой формации прорывают не только миоценовые габбро-гранодиориты¹ (Озерновский массив), но и вулканы анавгайской и алнейской серий. Субвулканические трахидациты образуют как небольшие штоки (100—800 м в диаметре), так и дайки мощностью от первых метров до 40 м и более. Протяженность их колеблется от первых сотен метров до первых километров. Более крупные тела трахидацитов (Диана, Гермес, Озерновский некк) образуют морфологически возвышающиеся в рельефе купола, штоки и некки. Последние, как правило, сопровождаются эруптивной брекчией. Их субвулканическое происхождение, кроме морфологических особенностей, подчеркивается резко выраженной порфировой структурой с неполно раскристаллизованной, а нередко фельзитовой основной массой. Контактное воздействие на вмещающие породы проявляется на незначительном расстоянии.

Породы трахидацитовой формации характеризуются удивительной

¹ Габбро-гранодиориты О. Н. Волинцем и Г. Б. Флеровым (1967) относятся к габбро-гранодиоритовой формации.

выдержанностью вещественного состава. Обычно это порфиновые породы серого, реже серовато-сиреневого цвета. Вкрапленники представлены таблитчатыми многозональными кристаллами плагиоклаза, шестоватым и ромбидальным амфиболом, реже присутствуют пластинки темно-бурого биотита. Породы состоят из плагиоклаза (35—40%), амфибола (10—23%), биотита (0—2,5%), рудных минералов (5—9%) и щелочного стекла (10—20%). Для трахидацитов характерен процесс опацификации, проявляющейся почти повсеместно.

Субвулканическая колчанская формация (верхнего олигоцена) располагается в пределах Приморского вулканогенного пояса (Волярович, 1963, 1969) и приурочена к активизированному разлому северо-восточного простирания. К ней относятся нект, экструзивное тело трахитов, а также единичные дайки. Макроскопически трахиты представляют собой кирпично-сиреневые ноздреватые породы с миндалекаменной текстурой, а иногда и флюидалным расположением порфиновых вкрапленников; вкрапленники состоят из плагиоклаза, редко ортоклаза, биотита и магнетита. По составу породы представлены плагиоклазом (20—25%), ортоклазом (40—45%), щелочным стеклом (20—24%), биотитом (2—3%) и рудными (2—3%). Основная масса характеризуется присутствием трахитоидных лейст ортоклаза и очень мелких выделений гематитизированного магнетита в буром изотропном стекле.

Анализ физических свойств пород субвулканических формаций приведен в таблице. Одной из особенностей физических свойств пород субвулканических формаций являются пониженные, по отношению к плутоническим образованиям, величины объемного веса при сравнительно высокой эффективной пористости. Объемный вес трахидацитов Центральной Камчатки составляет $2,42 \text{ г/см}^3$, тогда как для гранодиоритов этого же региона он равен $2,65 \text{ г/см}^3$. Причиной уменьшения объемного веса этих пород служит высокая пористость субвулканических образований, которая обусловлена, по-видимому, большой насыщенностью магматических расплавов летучими минерализаторами. Повышение же пористости подтверждается такими текстурными особенностями пород, как присутствие в них миндалин, а также миароловых пустот, в последствии частично выполненных флюоритом, топазом и другими минералами.

Анализ магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности и отношения двух видов намагниченности (фактор

Физические свойства пород субвулканических интрузивов

| Местонахождение формаций | Породы | Объемный вес в г/см^3 (среднее) | Эффективная пористость, P , в % (среднее) | Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{-6}$ СГС | | Естественная остаточная намагниченность $I_n \cdot 10^{-6}$ СГС | | Фактор Q' $\left(Q = \frac{I_n}{\chi \cdot H_{0,5\text{э}}} \right)$ | |
|-------------------------------|---|--|---|--|---------|---|---------|--|---------|
| | | | | от—до | среднее | от—до | среднее | от—до | среднее |
| Центральная Камчатка (Оганча) | Трахидациты неизменные | 2,42 | 7,26 | 702—2560 | 1391 | 164—6850 | 2619 | 0,2—10,8 | 3,5 |
| | Проилитизированные трахидациты рудного поля | — | — | 70—2280 | 1197 | 13—535 | 185 | 0,13—4,75 | 0,68 |
| Приморье (Белая Гора) | Трахиты неизменные | 2,24 | 4,58 | 8—900 | 355 | 193—11773 | 2352 | 1,55—61,3 | 12,75 |
| | Окварцованные трахиты | 2,42 | 8,04 | 0—332 | 20 | 152—354 | 218 | 1,65—2,06 | 1,62 |

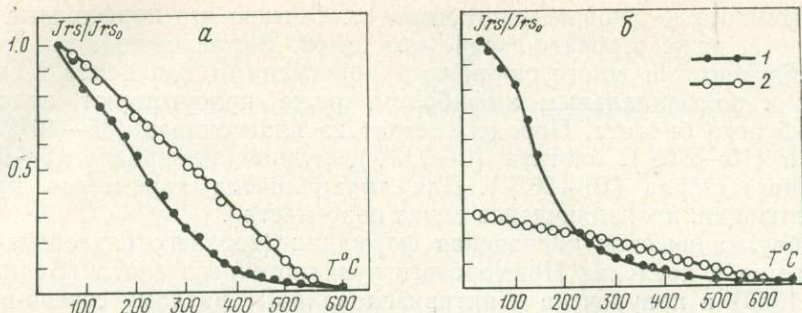


Рис. 1. Кривые терморазмагничивания намагниченности насыщения

1 — кривая первичного нагрева; 2 — кривая вторичного нагрева; а — трахидацит, б — трахит

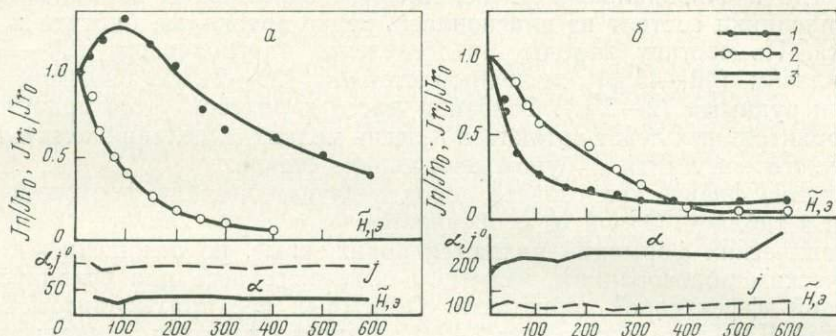


Рис. 2. Размагничивание в переменном магнитном поле

1 — кривая размагничивания I_n ; 2 — кривая размагничивания I_{rj} ; 3 — изменение углов α и i ; а — трахидацит, б — трахит

$Q = \frac{I_n}{\chi \cdot H_{0,5\theta}}$ показывает, что даже для петрографически неизменных разностей наблюдаются исключительно большие вариации этих параметров. Уменьшение количества ферромагнитных минералов в трахитах (до 1—2%) по сравнению с трахидацитами (5—9%) подтверждается уменьшением магнитной восприимчивости (см. таблицу). Однако вариации I_n и Q указывают на глубокие различия в породах не только в составе ферромагнетиков, но и в условиях их образования.

В породах субвулканических формаций выделяются, как правило, магнетиты двух генераций: первая — во вкрапленниках, вторая — в основной массе, реже выделяется рудный минерал при опацизации биотита. Размеры зерен во вкрапленниках изменяются от 40—50 до 200—300 мк. Вторая генерация представлена тонко- и мелкозернистыми (от первых долей до первых десятков микрон) выделениями, хаотично разбросанными в основной массе. Особенностью некоторых субвулканических тел, например, горы Гермес (Центральная Камчатка), является присутствие ильменита в виде крупных (до 200—300 мк) зерен вытянутой формы со структурами распада гематита.

Терромагнитным анализом в исследованных нами субвулканических образованиях устанавливается, как правило, две, реже одна фаза, соответствующая титаномагнетитам. Обычно первая фаза имеет точки Кюри порядка 300—420° С, вторая — 550—570° С. Влияние этих фаз на намагниченность различно. Сопоставление с данными микроскопии показало, что доля фазы с высокотемпературной точкой Кюри резко возрастает с повышением содержания титаномагнетита второй генерации, т. е. магнетита, рассеянного в основной массе.

На рис. 1 кривая Irs соответствует трахидацитам, в которых количество магнетита во вкрапленниках составляет примерно 70—80%, а кривая Irs_0 характерна для трахитов, магнетит которых присутствует отдельными вкрапленниками. Отсутствие вторичных изменений в породах позволяет говорить, что обе ферромагнитные фазы титаномагнетитов являются первичными по отношению к породе. Появление фазы с высокотемпературной точкой Кюри свидетельствует о высоком кислородном потенциале, при котором формировались породы. Присутствие же ферромагнетиков с более низкими точками Кюри, как и наличие интрателлурических вкрапленников в целом, показывает, что формирование пород началось на больших глубинах. Породы субвулканических формаций, по-видимому, отражают процесс дифференциации магм в промежуточных камерах и поэтому имеют высокие значения фактора Q . Сравнение поведения кривой Irs для пород с различными величинами фактора Q до и после нагревов показало, что в случае высокого значения фактора Q после нагрева резко (до 70—80%) уменьшается намагниченность насыщения. Поскольку уменьшение значения Irs с нагревом служит главным диагностическим признаком маггемита (Кузьмичева и др., 1969), то можно говорить, что в породах субвулканических формаций маггемит имеет широкое развитие. В тех случаях, когда его особенно много, на первичных кривых $Irs=f(t)$ наблюдаются фазовые изменения в интервале температур порядка 200—300° С, т. е. в области наиболее интенсивного перехода маггемита в гематит.

Маггемит, по-видимому, присутствует также в породах с низкими значениями фактора Q , но в небольших количествах. Доказательством его наличия в этих случаях является отсутствие повышения значения Irs после нагрева образцов до 600° С, сопровождаемое распадом титаномагнетитовой фазы. Это можно объяснить только тем, что в породах одновременно происходит превращение высокомагнитных минералов в низкомагнитные, т. е. маггемита в гематит. Появление маггемита также является свидетельством повышенной окислительной обстановки, при которой формировались породы субвулканических формаций.

Отсутствие изменений в направлении углов α и j при размагничивании естественной остаточной намагниченности переменным магнитным полем (рис. 2) позволяет подтвердить с одной стороны отсутствие вторичных изменений, с другой — утверждать, что хотя маггемит и является продуктом окисления титаномагнетитов, он образовался практически вслед за основным ферромагнетиком, и его образование не связано с более поздними наложенными процессами.

Присутствие в породах нескольких ферромагнитных минералов с различной намагниченностью не всегда позволяет выявить каждый из них. К таким ферромагнитным минералам относятся минералы гемогематитовой серии, которые в нашем случае на кривых $Irs=f(t)$ не устанавливаются. Однако наличие в некоторых субвулканах, кроме титаномагнетитов, минералов гемогематитовой серии, являющихся продуктами изменения титаномагнетита, дает возможность говорить о более сложной истории развития таких субвулканических образований.

Магнитные исследования позволяют судить о температурах образования ферромагнитных минералов. Расположение кривой размагничивания естественной остаточной намагниченности для трахидацитов Центральной Камчатки значительно выше идеальной и при высокой стабильности направления намагниченности говорит о присутствии в породах термоостаточной намагниченности.

Температуры образования ферромагнитных минералов были не ниже точек Кюри или по крайней мере близки к ним, т. е. составляли 550—600° С. В трахитах Белогорского месторождения величина стабильности естественной остаточной намагниченности, несмотря на присутствие высокостабильного маггемита, несколько ниже (см. рис. 2) и, по-видимому,

в них имеет место лишь парциальная намагниченность. Несомненно, стабильность намагниченности, особенно в породах с высоким фактором Q , повышается за счет присутствия химической намагниченности маггемита.

Температуры образования при парциальной намагниченности составляют 450—500° С. Полученные данные свидетельствуют, что температуры образования ферромагнитных минералов в породах субвулканических формаций значительно выше температур намагничивания типично плутонических пород (Кузьмичева и др., 1969 и др.).

Особенностью субвулканических формаций является широкое проявление поствулканических процессов, которые приводят на конечных стадиях к почти полному преобразованию первичного состава субвулканических пород. В результате этих процессов происходят изменения физических свойств, анализ которых позволяет уточнить стадийность метасоматически гидротермальных преобразований. Так, на примере трахитов месторождения Белой Горы выяснено, что даже начальные стадии окварцевания приводят к увеличению эффективной пористости в два раза и на порядок снижают магнитную восприимчивость. Одновременно происходит резкое уменьшение естественной остаточной намагниченности: фактор Q не превышает одной-двух единиц. Уменьшение χ вызвано гематитизацией титаномагнетита. Однако ранее гематитизации титаномагнетита произошло превращение маггемита в гематит. На конечных стадиях гидротермального процесса, сопровождаемых рудной минерализацией, уменьшается пористость, увеличивается объемный вес, а магнитная восприимчивость снижается до нуля.

Среди рассматриваемых формаций наибольший практический интерес с точки зрения золотоносности представляют субвулканические тела, испытавшие интенсивные вторичные метасоматические и гидротермальные изменения.

Итак, особенностями физических свойств пород субвулканических формаций являются: аномально высокая пористость, резкие колебания величины и направления остаточной намагниченности и значений фактора Q , наличие титаномагнетитов с высокой точкой Кюри и выделение маггемита, завершающего процесс образования основного ферромагнетика. Все это можно рассматривать как признаки формирования пород при условии высокого кислородного потенциала и быстрого охлаждения на небольших глубинах.

Физические свойства пород могут быть использованы в качестве одного из критериев при определении фациальной принадлежности интрузивов и выделении субвулканических тел в составе сложных вулканоплутонических ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Воларович Г. П. Золотоносные эпохи и геологические особенности распределения золотоносности Дальнего Востока.— Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 56.
- Воларович Г. П. Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке.— В сб. «Золоторудные формации Дальнего Востока». М., «Наука», 1969.
- Кондратенко А. К., Щепотьев Ю. М., Кузьмичева Е. В. Субвулканическая формация Центральной Камчатки и ее золотоносность.— В сб. «Магма малоглубинных камер». М., «Наука», 1970.
- Кузьмичева Е. В., Бродская С. Ю., Дюмидова В. А., Носенко Л. И. Магнитные свойства граносиенитов района Дарасунского месторождения.— Труды ЦНИГРИ, 1969, вып. 89.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», № 4. Магадан, 1949.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Устиев Е. К. Основные проблемы изучения вулканоплутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений.— В кн. «Вулканические и вулканоплутонические формации». М., «Наука», 1966.

**О ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ
ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ —
— ОСНОВНЫХ ПОРОД**

Проблема вулкано-плутонических формаций в последние годы привлекает все большее внимание широкого круга геологов как в связи с региональными обобщениями, так и при детальном петрологическом исследовании конкретных магматических комплексов. Основоположником этого нового направления в учении о геологических формациях Е. К. Устиевым впервые сформулировано понятие «вулкано-плутоническая формация», рассмотрены тектонический и петрологический аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций и показана их роль в тектоно-магматическом развитии различных регионов.

Наиболее хорошо изученные примеры вулкано-плутонических формаций относятся к районам Восточной Сибири и Дальнего Востока, для которых Е. К. Устиевым и его последователями описаны мезо-кайнозойские вулкано-плутонические формации, главным образом кислого и среднего состава. В Западной Сибири, в районах палеозойского складчатого обрамления Сибирской платформы, развиты вулкано-плутонические формации основных и щелочных — основных магматических образований палеозойского возраста.

Примером вулкано-плутонической формации щелочных — основных пород является изученная автором относительно редкая ассоциация интрузивных и эффузивных пород основного и щелочного составов девонского возраста Кузнецкого Алатау. В результате исследований удалось установить комагматичность всех пород данного комплекса и обосновать принадлежность этого сложного парагенеза к единой вулкано-плутонической формации. Эти исследования представляют интерес для выяснения условий образования ассоциации щелочных — основных пород, а также для сравнительного формационного анализа девонских магматических образований, широко развитых на территории Сибири и мезозойско-Северо-Востока СССР.

В изученном районе, наряду с девонским интрузивным магматизмом, широко проявился в это же время и вулканизм, что привело к возникновению комагматических вулкано-плутонических ассоциаций.

Интрузивные девонские образования представлены габброидами, щелочными сиенитами и нефелиновыми породами. Последние в общей массе магматических образований занимают подчиненное положение. Размеры их тел значительно меньше размеров крупных габброидных и сиенитовых интрузивов, которые обычно являются вмещающими для нефелиновых пород.

Габброиды очень широко распространены на территории данной провинции. Они формировались в начале девона как первая фаза сложного габбро-сиенитового комплекса этого времени. Габбро исключительно свежее, лейкократовое, трахитоидное и только в краевых частях интрузивных тел оно мезо- и меланократовое порфиридовидного полосчатого и такситового сложения.

Щелочные сиениты распространены меньше, чем габбро, и образуют либо самостоятельные интрузивы, либо, наряду с другими магматическими породами, входят в состав сложных многофазных массивов. Представлены они небольшими неправильной формы или линейно-вытянутыми, чаще согласными телами, сложенными лейкократовыми неравномернозернистыми или порфиридовидными массивными, иногда гнейсовидными разновидностями. Щелочные сиениты внедрялись тоже в начальную фазу становления девонского интрузивного комплекса, но позднее габбро.

Нефелиновые породы отличаются большим разнообразием типов. Наряду с широким развитием почти всех представителей нефелиновых сиенитов (фойяитов, миаскитов, мариуполитов) и пород уртит-ийолитового ряда, часто встречаются породы из семейства щелочных габброидов — тералиты, эссекситы, тешениты и др. Большой интерес представляет своеобразная группа нефелиновых пород на горе Горячей в Минусинской котловине, залегающая среди девонских излившихся пород. Благодаря специфическому составу¹ она не может быть отнесена ни к семейству бесполовошпатовых нефелиновых пород уртит-ийолитового ряда, ни к типичным щелочным габброидам. Это и побудило различных исследователей одни и те же породы именовать тералитами, лейкократовыми тералитами, тералито-сиенитами, нефелиновыми сиенитами, полевошпатовыми урритами. И. В. Лучицкий (1960), учитывая своеобразие минерального и химического составов, а также и текстурно-структурные особенности, предложил общее название «горячиты» и считал их промежуточными между тералитами и нефелиновыми сиенитами.

Нефелиновые породы слагают крупные и мелкие интрузивные тела различной формы. Время образования нефелинсодержащих пород отвечает всегда заключительной фазе девонского магматизма. Породы уртит-ийолитового ряда образовались на раннем этапе щелочного магматизма и сопровождалась собственными жильными дериватами — ийолит-порфирами и микроийолитами. Нефелиновые сиениты относятся к более поздним образованиям и являются распространенной группой нефелиновых пород в Кузнецком Алатау. Среди них преобладают фойяиты, миаскиты, мариуполиты встречаются реже. Горячиты (лейкократовые щелочные габброиды) развиты лишь в Минусинской котловине, где они образуют самостоятельный массив, в пределах которого развиты также и жильные образования: нефелин-сиенитовые порфиры, тингуаиты, тералитовые порфириты, берешиты и др.

Эффузивные образования девонского возраста также широко развиты в Кузнецком Алатау и особенно в его северо-восточной части. Вулканические толщи характеризуются сложным строением и составом. Наряду с породами основного состава встречаются субщелочные и щелочные разности базальтов, а также бесполовошпатовые щелочные базальтоиды.

Самые распространенные эффузивы — базальты. Среди них в зависимости от характера вкрапленников выделяются оливиновые и лабрадоровые разновидности, которые связаны между собой постепенными переходами. С увеличением в оливиновых базальтах пироксена они переходят в анкармиты. К наиболее лейкократовым разновидностям лабрадорных базальтов близки по составу андезито-базальты, а к андезито-базальтам — трахиандезито-базальты, в которых появляется щелочной полевой шпат. По характеру вкрапленников среди трахиандезито-базальтов устанавливаются оливин-пироксен-амфиболовые и андезитовые разности. При дальнейшем увеличении количества калиевого полевого шпата они переходят в трахиандезиты.

Очень широко развиты трахиты, трахифонолиты и фонолиты. Достаточно широко распространены щелочные базальтоиды. Переходными от базальтов к щелочным базальтоидам являются линозиты (с содержанием нефелина 1—7%). В базанитах и тефритах количество нефелина достигает 11—25%. К щелочным базальтоидам отнесены и нефелиновые шошониты (порфиновые породы с вкрапленниками плагиоклаза, оливина пироксена, основная масса состоит из андезина, нефелина, пироксена и

¹ Высокое содержание нефелина (56—61%), плагиоклаза основного (3—24%) или среднего (1—19%), либо того и другого, присутствие иногда еще и кислого плагиоклаза совместно с калиевым полевым шпатом (1—14%), бедность темноцветными компонентами (пироксен и оливин) (Михалев, 1962 г.).

Минеральный и химический составы пород девонской вулcano-плутонической

| Породы | | Минералы | | Химические компоненты | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|------------|---|--|-----------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|
| интрузивные | эффузивные | главные | аксессуары | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | CO ₂ |
| Габбро | | Плагиоклаз (лабрадор), пироксен (титан-авгит), оливин (гиалосидерит) | Титаномагнетит, апатит, шпинель | 46,02 | 1,49 | 17,39 | 4,21 | 7,08 | 0,30 | 6,81 | 11,86 | 2,60 | 0,87 | 1,30 | 1,08 | 0,58 |
| | Базальт | Плагиоклаз (лабрадор), пироксен (титан-авгит), оливин (гиалосидерит) | Магнетит, апатит | 43,48 | 1,40 | 15,74 | 6,52 | 5,44 | 0,21 | 5,67 | 11,91 | 2,36 | 0,84 | 0,12 | 3,05 | 0,27 |
| Щелочной сиенит | | Калиевый полевой шпат, плагиоклаз (альбит, реже олигоклаз), пироксен (эгириин-авгит), амфибол (гастингсит, баркевикит), слюда, (лепидомелан, мусковит) | Магнетит | 61,11 | 0,36 | 18,79 | 2,68 | 3,00 | 0,13 | 0,40 | 1,88 | 5,68 | 4,49 | 0,31 | 0,48 | не опр. |
| | Трахит | Калиевый полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз, андезин), пироксен (титан-авгит, эгириин-авгит) | Магнетит, апатит, сфен | 62,44 | 0,73 | 16,51 | 5,57 | 1,63 | 0,11 | 0,59 | 1,27 | 5,75 | 3,73 | 0,24 | 0,67 | — |
| Горячит | | Нефелин, плагиоклаз (от лабрадора до альбит-олигоклаза), пироксен (титан-авгит), оливин (гиалосидерит) | Титаномагнетит, апатит | 45,34 | 0,88 | 21,46 | 4,71 | 5,02 | — | 1,11 | 7,94 | 6,97 | 1,82 | — | 4,59 | — |
| | Берешит | Нефелин, плагиоклаз (андезин-лабрадор), пироксен (титан-авгит, эгириин-авгит), оливин (гиалосидерит) | Титаномагнетит, апатит | 46,67 | 0,52 | 22,62 | 4,81 | 4,10 | 0,39 | 1,03 | 4,79 | 8,26 | 2,22 | 0,22 | 4,36 | — |
| Ийодитуртит | | Нефелин, пироксен (титан-авгит) | Титаномагнетит, апатит | 41,23 | 2,16 | 17,44 | 5,38 | 5,83 | 0,08 | 3,72 | 10,73 | 4,08 | 2,53 | 0,42 | — | — |
| | Нефелинит | Нефелин, пироксен (титан-авгит) | Титаномагнетит, апатит | 39,50 | 0,92 | 16,99 | 6,71 | 5,01 | 0,26 | 4,02 | 11,41 | 8,26 | 1,21 | 1,34 | 3,17 | 0,93 |
| Нефелиновый сиенит | | Калиевый полевой шпат, нефелин, пироксен, титан-авгит—редикты, эгириин (авгит, эгириин), амфибол (гастингсит), феррогастингсит, баркевикит (слюда), лепидомелан | Магнетит, апатит, сфен, флюорит, гранат; редкие диоксиды, эвдиалит, ловеинит, кароцерит, ортит | 54,95 | 0,31 | 21,56 | 2,46 | 2,91 | 1,16 | 0,44 | 2,12 | 7,89 | 5,49 | 0,23 | 1,90 | 0,54 |
| | Фонолит | Калиевый полевой шпат, нефелин, пироксен (титан-авгит) | Магнетит, апатит | 57,19 | 0,28 | 21,08 | 4,41 | 2,11 | 0,13 | 0,54 | 2,57 | 7,02 | 3,37 | 0,18 | 2,95 | — |

рудного минерала, в интерстициях — калиевый полевой шпат и анальцитим). Из группы полевошпатовых щелочных базальтоидов развиты берешиты (основная масса состоит из лейст плагиоклаза, пироксена и нефелина, вкрапленники — нефелин, реже плагиоклаз, пироксен и амфибол). Исключительно редки бесполевошпатовые щелочные базальтоиды — нефелиниты.

Учитывая всю вулcano-плутоническую ассоциацию девонских пород Кузнецкого Алатау, автор сделал первую попытку выделить родственные серии интрузивных и эффузивных пород: габбро — щелочной сиенит — горячит — ийолит (уртит) — нефелиновый сиенит; базальт — трахибазальт — берешит — нефелинит — фонолит (Андреева, 1968).

В серии интрузивных пород господствующая роль принадлежит габбро, точнее, его лейкократовой разновидности. Подчеркнем, что значительная часть базальтов представлена также его более лейкократовыми разновидностями. Довольно широко распространены лавы среднего (субщелочного) состава — трахиандезиты, трахиты, а интрузивные тела часто сложены щелочными сиенитами. В значительно меньших объемах проявился собственно щелочной магматизм. В эффузивной серии фонолиты занимают подчиненное положение, так же как нефелиновые сиениты в интрузивной. Щелочные базальтоиды распространены на небольших площадях, что относится как к бесполевошпатовым породам (нефелиниты), так и к щелочным эффузивам с полевым шпатом (берешиты). Редки также и их интрузивные комагматиты — ийолит-уртиты и горячиты.

Сопоставление минерального и химического составов интрузивных и эффузивных образований Кузнецкого Алатау указывает на их близкое родство (таблица), о чем свидетельствуют: 1) наличие одного и того же пироксена — титанистого авгита во всех членах обеих серий вулcano-плутонической ассоциации; 2) присутствие одних и тех же «сквозных» акцессорных минералов — апатита и титаномагнетита; 3) наличие одинаковых летучих компонентов (причем на всех этапах магматической деятельности главную роль играл фосфор, меньшую — двуокись углерода и вода, второстепенное значение имели сера, хлор и особенно фтор); 4) исключительно слабая зараженность всего комплекса эффузивных и интрузивных пород редкоземельными элементами¹, при постоянном присутствии Ti, Mn, Cr, Ni, V, Sr, Ba, Ga.

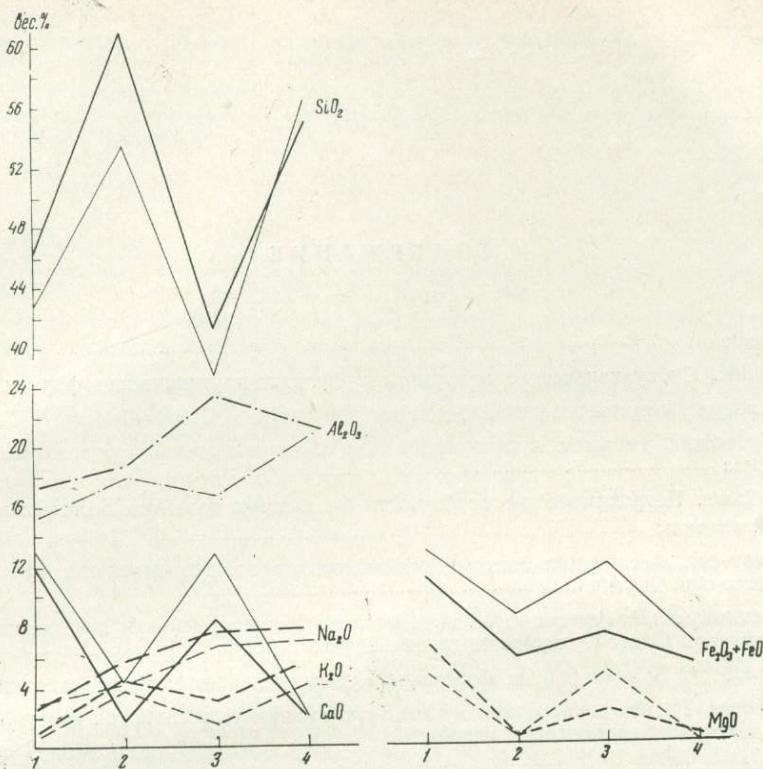
Поскольку химизм отражает природу исходного расплава, нами вычислены средние величины химического состава для выделенных серий девонских пород (см. таблицу). Вариационные кривые, характеризующие изменение содержания главных химических компонентов в соответствующих породах эффузивной и интрузивной фациях, имеют сопряженное субпараллельное расположение, чем подтверждается принадлежность всех пород к единой вулcano-плутонической ассоциации. Особенно наглядную картину дают кривые SiO_2 , Al_2O_3 и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, которые для интрузивной и эффузивной серии почти повторяют одна другую (рисунок).

Имеются некоторые отклонения, но в допустимых пределах. Судя по кривым $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ на завершающем этапе девонского магматизма возрастает роль щелочей. Причем для всей вулcano-плутонической ассоциации выявляется резкое преобладание натрия над калием и кальция над магнием (см. таблицу).

В целом особенности химизма девонского магматизма Кузнецкого Алатау подтверждают закономерное его развитие как в интрузивной, так и в эффузивной форме из общего очага базальтовой магмы, имевшей первоначально несколько повышенную щелочность, которая явно нарастала к самым поздним дифференциатам.

И. В. Луцицкий (1960) при исследованиях в Минусинской котловине обратил особое внимание на резкое преобладание в составе вулканоген-

¹ Во всех случаях ведущая роль принадлежит цериевой группе.



Вариационные кривые главных химических компонентов в эффузивных и интрузивных породах
 1 — габбро; 2 — щелочной сиенит; 3 — ийолит-уртит; 4 — нефелиновый сиенит

ной серии представителей основной магмы. Взаимоотношения между различными типами пород при господствующем развитии базальтов послужили основанием для признания исходной базальтовой магмы, эволюция которой в процессе кристаллизации привела к накоплению щелочных остаточных расплавов. Позднее, В. С. Гладких и Л. С. Бородин (1967) пришли к выводу о щелочно-базальтовом составе родоначальной магмы, с которой связано возникновение основных, субщелочных и щелочных вулканических пород Кузнецкого Алатау.

Повышенную щелочность имеет и девонское габбро, отличаюсь в этом отношении от среднего типа габбро платиноносного пояса Урала. При общем преобладании натрия над калием в габброидах Кузнецкого Алатау содержание щелочей (3,47%) почти втрое больше, чем в уральских (1,4%). Это является еще одним подтверждением того, что исходная базальтовая магма была повышенной щелочности.

Генетические особенности интрузивной и эффузивной серии пород в отдельности и в целом свидетельствуют о наличии девонской вулканоплутонической ассоциации с породами от более ранних основных к более поздним субщелочным и собственно щелочным. Подтверждается «кровное родство» всех членов серий в пределах каждой из них и между ними. Существенным фактором является также сопряженность во времени формирования интрузивных и эффузивных эквивалентов.

ЛИТЕРАТУРА

Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1968.
 Гладких В. С., Бородин Л. С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого

Алатау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
 Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Новосибирск, 1960.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 3 |
| <i>К. Н. Рудич.</i> Субвулканические интрузивы и вулкано-плутонические формации | 5 |
| <i>Г. А. Гринберг.</i> Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР | 9 |
| <i>Ю. Д. Недосекин.</i> Геология и петрология Некско-Гыниканджинского гранитоидного массива | 26 |
| <i>А. П. Соболев.</i> Петрохимические особенности биотитовых гранитов Балыгычано-Сугойской впадины | 40 |
| <i>И. С. Ипатьева.</i> Ассоциации акцессорных минералов позднемезозойских гранитоидов Восточной Якутии | 52 |
| <i>Г. Н. Гамянин, В. В. Гамянина, М. А. Слепцова.</i> Магматические и послемагматические гранаты Охото-Кухтуйского гранитоидного массива | 59 |
| <i>В. И. Соловьев.</i> Вулканогенные формации Куйдусунской наложенной впадины | 68 |
| <i>А. Г. Бахарев.</i> Гранит-липаритовая вулкано-плутоническая ассоциация центральной части Охотского срединного массива | 84 |
| <i>Г. Н. Гамянин, Г. А. Гринберг.</i> Кордиерит и гранат из пегматитов Курумского массива | 89 |
| <i>В. Ф. Белый.</i> Тектонические аспекты проблемы андезитового вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе | 93 |
| <i>Ю. Д. Недосекин.</i> Особенности проявления послемагматического метасоматоза в гранитоидах Охотско-Чукотского вулканического пояса | 106 |
| <i>А. Ш. Гангев.</i> Позднемеловой вулканизм северо-западной окраины Колымского срединного массива | 115 |
| <i>И. А. Загрузина.</i> Магматические образования Штурмовского района | 133 |
| <i>Л. Н. Кичигин.</i> Позднемезозойский вулканизм восточной окраины Алданского щита | 147 |
| <i>Б. Л. Флеров.</i> Связь оловорудных месторождений с магматизмом | 153 |
| <i>Л. Н. Индолев, Ю. В. Лир, Ю. Б. Марин.</i> Взаимоотношения порфиритовых даек и касситерит-сульфидного оруденения на Депутатском месторождении | 169 |
| <i>И. Я. Некрасов, В. К. Покровский.</i> Оловоносность субвулканических пород северной части хребта Полоусного и Приморской изменности | 178 |
| <i>К. К. Левашов.</i> Среднепалеозойские эффузивные базиты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы | 199 |
| <i>В. М. Мерзляков, П. П. Лычагин.</i> Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР | 207 |
| <i>Г. А. Гринберг, В. С. Шкодзинский.</i> Сопоставление метаморфических комплексов Охотского и Тайгоносского массивов | 213 |
| <i>И. А. Загрузина, В. Н. Смирнов.</i> О возрасте магматических и метаморфических образований полуострова Тайгонос | 219 |
| <i>Н. В. Ичетовкин.</i> Феррогастингсит из гранитов Лево-Сеймканского массива | 225 |
| <i>А. К. Кондратенко, К. В. Кузьмичева.</i> Физические свойства субвулканических пород золотоносных формаций | 230 |
| <i>Е. Д. Андреева.</i> О вулкано-плутонической формации щелочных — основных пород | 235 |

УДК 552.312.313

Субвулканические интрузивы и вулкано-плутонические формации. Рудич К. Н. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Субвулканические интрузивы рассматриваются с точки зрения их генетических позиций. Обращается особое внимание на соотношение субвулканических интрузивов с вулкано-плутоническими формациями.

Библ. 6 назв.

УДК 552+552.32+553

Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР. Гринберг Г. А. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Рассматриваются особенности состава и геологическое положение позднемезозойских гранитоидных интрузивов Яно-Колымской системы мезозойд и Охотско-Чукотского вулканического пояса. Предложена схема формационного деления гранитоидов и высказаны соображения о происхождении различных формаций гранитоидов. Генетически различные разновозрастные позднемезозойские формации представляют латеральный ряд, отражающий зональность Тихоокеанского пояса. Табл. 1. Библ. 36 назв. Илл. 5.

УДК 552.3/4(479.25)

Геология и петрология Некско-Гыниканджинского гранитоидного массива. Недосекин Ю. Д. «Магматизм Северо-Востока». М., «Наука», 1973.

В Некско-Гыниканджинском массиве на основании геологических взаимоотношений вулканогенных пород и гранитоидов, согласующихся с данными определения абсолютного возраста, выделяются Некский интрузив биотитовых гранитов раннемелового возраста и Гыниканджинский интрузив роговообманково-биотитовых гранитоидов позднемелового возраста. Эти интрузивы резко различаются по составу пород, ассоциациям породообразующих и акцессорных минералов, петрохимическими особенностями и проявлениям процессов высокотемпературного послемагматического метасоматоза. Табл. 4. Библ. 6 назв. Илл. 6.

УДК 552.3/4 (479,25)

Петрохимические особенности биотитовых гранитов Балыгычано-Сугуйской впадины. Соболев А. П. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Рассматриваются граниты, с которыми связаны месторождения и рудопроявления олова. Приведены петрохимические данные, описаны акцессорные минералы и рассеянные элементы. Полученные результаты позволяют определить глубину формирования массивов (менее 1 км), кристаллизация которых происходила в условиях нормальной щелочности при повышенной активности химического потенциала натрия. Граниты выделяются в самостоятельную формацию лейкогранитов, связанную с развитием мезозойд. Табл. 6. Библ. 21 назв. Илл. 3.

УДК 552.124.3 : 552.321.1

Ассоциации акцессорных минералов позднемезозойских гранитоидов Восточной Якутии. Ипатьева И. С. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Описываются акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов Верхне-Индигирского, Южно-Верхоянского и Юдомо-Майского районов. Сквозными акцессорными минералами являются циркон, апатит. Для верхнеиндигирских гранитоидов характерна также ассоциация монацит+ильменит, для южноверхоянских — ортит+сфен, для гранитоидов Юдомо-Майского района — сфен+ортит+магнетит. Разнообразие ассоциаций акцессорных минералов связано с различными факторами: содержанием кальция, режимом кислотности — щелочности и активностью кислорода в процессе кристаллизации гранитоидов. Библ. 2 назв. Илл. 4.

УДК 549.621.9

Магматические и послемагматические гранаты Охото-Кухтуйского гранитоидного массива. Гамянин Г. Н., Гамянина В. В., Слепцова М. А. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

С Охото-Кухтуйским гранитоидным массивом связаны различные типы граната. Приведены анализы гранатов из среднезернистых гранитов. Описывается положение, ассоциация и условия образования граната в различных породах. Образование высокожелезистых гранатов и ассоциирующих с ними минералов связывается с высокой железистостью (70—90%) гранитоидов и малой глубиной их формирования. Табл. 3. Библ. 22 назв. Илл. 3.

УДК 552.323.1/4

Вулканогенные формации Куйдусунской наложенной впадины. Соловьев В. И. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Излагаются новые данные о строении Куйдусунской наложенной впадины, о составе и возрастном положении выполняющих ее вулканогенных образований. Выделяются вулканогенные формации: андезитовая (апт — альб?), дацитовая (турон — сеноман), андезит-базальтовая (сенон), липаритовая (сенон — палеоген), базальтовая (палеоген). По петрографическим и петрохимическим особенностям породы впадины относятся к известково-щелочному ряду, пересыщенному кремнезесом и щелочами (калий). По строению и сосгаву слагающих ее пород впадина имеет некоторое сходство с Ульяновской впадиной и должна относиться к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Различие в составе вулканогенных образований отражает зональность Тихоокеанского пояса, Табл. 3. Библ. 6 назв. Илл. 3.

УДК 552.311 : 313(574,3)

Гранит-липаритовая вулканоплутоническая ассоциация центральной части Охотского срединного массива. Бахарев А. Г. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Рассматриваются соотношения между вулканогенными и интрузивными образованиями центральной части Охотского срединного массива. Устанавливаются структурно-геологические, петрографические и петрохимические критерии, свидетельствующие о комагматичности эффузивных, субвулканических и интрузивных образований гранит-липаритовой формации (отнесена к вулканоплутонической ассоциации). Приводятся данные определения абсолютного возраста пород. Магматические образования описанного ряда в возрастном интервале (середина раннего мела — середина позднего мела) образуются в последовательности: гипабиссальная интрузия гранитоидов — субвулканические интрузии, порфириновых пород. Табл. 2. Библ. 6 назв. Илл. 1.

УДК 549.632

Кордиерит и гранат из пегматитов Курумского массива. Гамянин Г. Н., Гринберг Г. А. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

В участках пологого контакта Курумского гранодиоритового массива с песчано-сланцевыми породами перми широко развиты жилы и линзы пегматитов. В одной из линз пегматита (0,5×7 м) обнаружены гранат и кордиерит, которые приурочены к переходной полосе от полевошпатовой к кварц-полевошпатовой зоне. Образование высокожелезистой ассоциации гранат+биотит+кордиерит определялось следующими основными факторами: обогащением остаточного расплава железом, малой глубиной формирования интрузива и низким значением химического потенциала K_2O в результате накопления в остаточных расплавах кислотных компонентов. Табл. 1. Библ. 8 назв. Илл. 1.

УДК 552.3(574)

Тектонические аспекты проблемы андезитового вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Белый В. Ф. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Дается схема тектонического районирования Охотско-Чукотского вулканического пояса, характеризующая в то же время основные структурные элементы андезитового вулканизма. Вулканогенные образования раннего этапа вулканизма группируются в формации: базальтовую, андезитовую и игнимбритовую. Четкий структурный контроль парагенезисов, количественных и пространственно-временных соотношений магматических формаций на раннем этапе развития вулканического пояса косвенно подтверждает, что андезитовый вулканизм был порожден процессами, развивающимися в земной коре. Библ. 28 назв. Илл. 2.

УДК 553.22

Особенности проявления послемагматического метасоматоза в гранитоидах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Недосекин Ю. Д. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

По характеру и интенсивности проявления послемагматического метасоматоза и интрузивах охотской гранодиорит-гранитной формации выделяются два типа метасоматоза. Автометасоматоз начинается непосредственно после кристаллизации поздней фазы гранитоидов и характеризуется площадным развитием. Наложенный метасоматоз (аллометасоматоз), связан с поступлением по зонам разломов высокотемпературных растворов из глубинных источников и интенсивным метасоматическим преобразованием пород вдоль этих зон вне зависимости от их первоначального состава. Табл. 3. Библ. 9 назв. Илл. 4.

УДК 552.3(471.25)

Позднемеловой вулканизм северо-западной окраины Колымского срединного массива. Ганев А. Ш. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Дается описание позднемеловых магматических образований из зоны сочленения Селенянского окраинного горст-антиклинария Колымского срединного массива с Туостакским антиклинорием Верхояно-Колымской складчатой зоны, представленных наземными основными и срединными эффузивами трещинного типа, а также генетически и пространственно связанными с ними интрузивными, субвулканическими экструзивными и дайковыми образованиями. Табл. 7. Библ. 12 назв. Илл. 3.

УДК 552.323.621.9

Магматические образования Штурмовского района. Загрудина И. А. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Различные формации плутонических гранитоидов и хорошо известные в районе серии даек рассматриваются, как временные образования, возникавшие в разном тектоническом режиме развития структуры района. Различия петрогенезиса пород contemporaneous комплексов подчеркивают особенности их петрохимии и отличительные черты типоморфизма породообразующих минералов. Табл. 6. Библ. 7 назв.

УДК 552.3(574)

Позднемезозойский вулканизм восточной окраины Алданского щита. Кичигин Л. Н. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Вулканические образования, развитые в центральной части хребта Кет-Кап (Учурский район), представляют собой остатки эффузивно-пирокрастического покрова, сохранившиеся в кальдерах обрушения. Вулканисты имеют преимущественно щелочной состав и представлены щелочными трахитами, андезито-трахитами, тефритовыми трахитами. Мезозойские интрузивные породы прорывают вулканическую толщу, формирование которой произошло не позднее начала мела. Табл. 1. Библ. 2 назв. Илл. 2.

УДК 553.2(575.1)

Связь оловорудных месторождений с магматизмом. Флеров Б. Л. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Месторождения формаций пегматитовой, касситерит-кварцевой и оловоносных скарнов показывают ясную генетическую связь их с конкретными интрузивами биотитовых и лейкократовых гранитов. Касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные формации ассоциируют с более основными комплексами гранитоидов, причем первые генетически связаны с кислыми производными этих комплексов. Глубина источника растворов относительно месторождения постепенно увеличивается от касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формации и от более — к менее высокотемпературным минеральным типам. В том же порядке увеличивается основность околожильных метасоматитов и минералов жильного выполнения. В сложных рудных узлах ранние касситерит-кварцевые месторождения связаны с фазой гранитов, поздние касситерит-кварцевые и сульфидные турмалинового типа — с фазой кварцевых порфиров и дацит-порфиров, касситерит-сульфидные хлоритового типа и галенит-сфалеритовые — предположительно с глубинными, менее кремнекислыми дифференциатами того же магматического очага. Табл. 2. Библ. 39 назв. Илл. 2.

УДК 553.2(479.22)

Взаимоотношения порфиритовых даек и касситерит-сульфидного оруденения на Депутатском месторождении. Индолев Л. Н., Лир Ю. В., Марин Ю. Б. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Новые данные позволяют установить внутри- и послеминерализационный возраст двух даек диабазовых порфиритов на касситерит-сульфидном месторождении северо-восточной Якутии. Ранняя дайка внедрилась после образования касситерит-кварцевой ассоциации, но до сульфидной (существенно пирротиновой). Поздняя дайка внедрилась после сульфидно-карбонатной (сфалерит-хлорит-манган-сидеритовой) ассоциации. Хлорит-тюрингит кристаллизовался не одновременно с касситеритом, а значительно позже. Минеральные ассоциации, более поздние, чем касситерит-кварцевая, практически не оловоносны, отмечается лишь частичное переотложение олова. Табл. 2. Библ. 4 назв. Илл. 5.

УДК 552.322+553.45

Оловоносность субвулканических пород северной части хребта Полоусного и Приморской низменности. Некрасов И. Я., Покровский В. К. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

На севере хребта Полоусного и в Приморской низменности Северо-Востока СССР обнаружены субвулканические породы гранит-липаритовой формации ($Cr_2 - Pb$). Содержание олова в них (39·10⁻⁶%) наиболее высокое из всех мезозойских гранитоидов по сравнению с содержанием (8,5·10⁻⁶%) в позднеюрских — раннемеловых гранитоидах батолитов (8,5·10⁻⁶%) и в позднеюрских вулканогенных породах (11,4·10⁻⁶%). С гранит-порфирами, кварц-полево-

шпатовыми порфирами и липаритами генетически связаны проявления олова кварц-турмалинового типа, оловоносные грейзены с колломорфным и криптокристаллическим топазом и спорадические образования деревянистого олова. Для этих проявлений характерна небольшая глубина формирования (50—500 м), телескопированность рудных тел и слабое развитие сульфидов. Рассмотрены условия образования проявлений олова с позиции глубины кристаллизации оловоносных расплавов и влияния активности компонентов (щелочей и серы), и величин Eh и pH растворов. Приведены данные о возможности использования пары сосуществующих минералов — турмалина и хлорита в качестве геотермометра оловянной минерализации. Табл. 13. Библ. 20 назв. Илл. 3.

УДК 552.323

Среднепалеозойские эффузивные базиты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы. Левашов К. К. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Среднедевонская — нижнекаменноугольная джалканская осадочно-вулканогенная серия Сетте-Дабана в местах максимального развития имеет мощность, превышающую 1,5 км, и состоит из четырех вулканогенных пачек, разделенных пластами осадочных горных пород с морской фауной. Вулканогенные потоки и покровы джалканской серии сложены базальтами и диабазами с подчиненной ролью туфов в их строении. Высокая степень измененности первичного минерального состава, хлоритизация, эпидотизация и деанортитизация — характерные черты облика джалканских эффузивов. Табл. 1. Библ. 3 назв.

УДК 552.3(574)

Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР. Мерзляков В. М., Лычагин П. П. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Вулканические породы ордовика на юго-востоке горной системы Черского выделяются впервые и по петрографическим и петрохимическим особенностям относятся к группе щелочных базальтов. Осадочно-вулканогенный комплекс ордовика рассматриваемого района принадлежит к эвгеосинклинальным образованиям. Табл. 3. Библ. 14 назв. Илл. 3.

УДК 552.3

Сопоставление метаморфических комплексов Охотского и Тайгоносского массивов. Гринберг Г. А., Шкодзинский В. С. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Приведенный материал свидетельствует о хорошей сопоставимости метаморфических комплексов Охотского и Тайгоносского массивов по строению (трехчленное деление), составу (нижние и верхние толщи основные, средние — кислые), общей мощности обнаженной части разрезов (соответственно 7000 и 7500 м), эффузивно-осадочному происхождению первичных пород, метаморфизму в гранулитовой фации ($T=640-800^{\circ}$; $P=92-100$ кб), наложению диафтореза фации зеленых сланцев и наиболее древним цифрам абсолютного возраста (2640 и 2950 млн. лет). Табл. 1. Библ. 9 назв. Илл. 3.

УДК 550.93 : 552.3

О возрасте магматических и метаморфических образований полуострова Тайгонос. Загружина И. А., Смирнов В. Н. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Докембрийские образования полуострова Тайгонос (авековский комплекс) относятся к архею и характеризуются широким возрастным диапазоном (от 2950 до 124 млн. лет). Большая часть возрастных значений древнее 570 млн. лет. Цифры от 513 до 124 млн. лет являются омоложенными, вследствие диафтореза, катаклаза и наложенных процессов, связанных с внедрением позднемезозойских гранитондов, абсолютный возраст которых датирован в 99—72 млн. лет. Намечается определенная зависимость степени сохранности аргона от петрографического состава пород. Табл. 1. Библ. 4 назв. Илл. 1.

УДК 553.3(574)

Феррогастингит из гранитов Лево-Сейманского массива. Ичетовкин Н. В. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Описаны кристаллооптические свойства и химический состав сосуществующих темноцветных минералов — биотита и роговой обманки. Амфиболы с кристаллооптическими свойствами, аналогичными свойствам изученной роговой обманки, известны в ряде гранитоидных массивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Табл. 3. Библ. 7 назв.

УДК 552.1.53 : 622.02

Физические свойства субвулканических пород золотоносных формаций. Кондратенко А. К., Кузьмичева К. В. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

Изложены результаты исследований физических свойств (объемный вес, пористость, магнитность) субвулканических трахитацитов Центральной Камчатки. Выяснены условия формирования этих пород и их отличия от типично плутонических образований и эффузивов. Обоснован один из критериев для выделения субвулканических тел в составе сложных вулкано-плутонических формаций. Табл. 1. Библ. 7 назв. Илл. 2.

УДК 552.311.313

О вулкано-плутонической формации щелочных — основных пород. Андреева Е. Д. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.

На основании сопоставления минерального и химического состава интрузивных и эффузивных образований установлена комагматичность пород девонского возраста Кузнецкого Алатау и обоснована принадлежность их к единой вулкано-плутонической формации щелочных — основных пород. Табл. 1. Библ. 3 назв. Илл. 1.

**Магматизм
Северо-Востока СССР**

*Утверждено к печати Институтом геологии
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор *С. С. Мухин*
Редактор издательства *Н. А. Никитина*
Художественный редактор *В. Н. Тихунов*
Художник *Г. И. Мануйлов*
Технический редактор *Т. И. Анурова*

Сдано в набор 12/VI 1973 г.
Подписано к печати 30/XI 1973 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1.
Усл. печ. л. 21,8. Уч.-изд. л. 22,1.
Тираж 1000. Т-09897. Тип. зак. 5522.

Цена 2 р. 54 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитоперидотитовой формации Восточного Саяна. 20 л. 2 р. 10 к.

В работе впервые описывается мало изученная габбро-пироксенитоперидотитовая формация Восточного Саяна, приводятся сведения о тектонической позиции интрузивных массивов, их петрографическом составе и внутреннем строении. Освещаются некоторые вопросы локальной и региональной дифференциации магмы, рисуется возможная схема эволюции химизма габброидной магмы во времени. Указывается на своеобразие химизма формации, ее перспективность в отношении железа и титана.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. 25 л. 2 р. 85 к.

В работе предложена классификация глубинных ксенолитов и намечены различные по составу и условиям минералообразования типы верхней мантии. Систематизированы все известные данные по петрографии, петрохимии и минералогии глубинных ксенолитов в кимберлитах Якутии и Южной Африки, в базальтах, лампрофирах и щелочных габброидах континентов, а также в базальтах островных дуг и океанов.

Горлов Н. В. Структурные условия размещения пегматитовых месторождений северо-западного Беломорья. 8 л. 80 к.

В работе рассматриваются тектонические условия размещения пегматитовых месторождений на территории главного поля Беломорской пегматитовой провинции. Характеризуются структуры конкретных пегматитовых месторождений, производится типизация структурных форм. Излагаются основы научного прогноза пегматитовых месторождений, включая месторождения в слепом залегании.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; **Баку**, ул. Джапаридзе, 13; **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24; **Душанбе**, проспект Ленина, 95; **Иркутск**, 33, ул. Лермонтова, 303; **Киев**, ул. Ленина, 42; **Кишинев**, ул. Пушкина, 31; **Куйбышев**, проспект Ленина, 2; **Ленинград**, Д-120, Литейный проспект, 57; **Ленинград**, Менделеевская линия, 1; **Ленинград**, 9 линия, 16; **Москва**, ул. Горького, 8; **Москва**, ул. Вавилова, 55/7; **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22; **Новосибирск**, 91, Красный проспект, 51; **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137; **Ташкент**, Л-29, ул. Ленина, 73; **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43; **Томск**, наб. реки Ушайки, 18; **Уфа**, Коммунистическая ул., 49; **Уфа**, проспект Октября, 129; **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42; **Харьков**, Уфимский пер., 4/6.

899

2054

2

2