

А.А. СТРИЖКОВА

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ГИПАБИССАЛЬНЫХ
ГРАНИТОИДОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
СИХОТЭ-АЛИНЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР АН СССР
Дальневосточный геологический институт

А.А. СТРИЖКОВА

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ГИПАБИССАЛЬНЫХ
ГРАНИТОИДОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
СИХОТЭ-АЛИНЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА 1980

С т р и ж к о в а А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. – М.: Наука, 1980 г.

В монографии детально описаны гранитоиды Главного синклинария Центрального Сихотэ-Алиня, относящиеся к ряду вулканических гранитоидных формаций. Среди гранитоидов района выделены две основные ассоциации – гранодиорит-гранитная и адამеллит-гранитная. Особое внимание в работе уделяется анализу особенностей распределения акцессорных элементов в породах и минералах переменного состава, геохимии рудогенных элементов в процессе дифференциационной кристаллизации магмы в гипабиссальных условиях.

Работа представляет интерес для широкого круга петрографов и геохимиков.

Табл. 36. Ил. 38. Библ. 129 назв.

Ответственный редактор

Г.Б. ЛЕВАШЕВ

Сихотэ-Алинь — область широкого проявления мезозойского гранитоидного магматизма. Тесная ассоциация гранитоидных пород с вулканами, размещение мезозойских интрузивных комплексов в различных по истории развития зонах, пространственная связь областей развития оловянной и вольфрамовой минерализации с гранитоидными породами — все эти проблемы стимулируют неизменный интерес исследователей к изучению петрологических и металлогенических особенностей гранитоидных, и прежде всего верхнемеловых—палеогеновых, образований Приморья.

Фундаментальные исследования особенностей и закономерностей проявления гранитоидного магматизма Сихотэ-Алиня были начаты Ф.К. Шипулиным (1957), Э.П. Изохом с соавторами (1957, 1967), М.А. Фаворской (1956), М.Г. Руб (1960), В.А. Баскиной (1965).

Этими работами были заложены основы формационной типизации интрузивных образований региона и дальнейших исследований по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидных пород.

Представления Э.П. Изоха (Изох и др., 1967) о поясово-зональном размещении интрузий верхнемеловых—палеогеновых гранитоидов Сихотэ-Алиня, группирующихся в меридионально ориентированные интрузивные серии, несомненно сыграли позитивную роль при формационной типизации гранитоидов Сихотэ-Алиня. Структурное положение гранитоидных массивов имеет первостепенное значение при выделении генетически родственных сообществ (интрузивных серий) гранитоидных пород. Именно особенности структурного положения гранитоидных серий позволяют подойти к объяснению природы K_2 —Pg гранитоидного магматизма Сихотэ-Алиня, проявившегося в основном независимо от предшествовавшей истории развития отдельных структурных зон, вне прямой связи с процессами складкообразования (Левашев и др., 1972; Левашев, 1978). Это относится прежде всего к верхнемеловым—палеогеновым гранитоидным сериям обрамления Ханкайского массива, Главного и Прибрежного антиклинориев Сихотэ-Алиня.

Расшифровка природы гранитоидного магматизма Главного синклинория, где сосредоточена основная масса оловянных месторождений Сихотэ-Алиня, представляется более сложной. Блоковое строение области предопределило развитие в этой зоне обособленных вулкано-интрузивных комплексов, принадлежащих к типу известково-щелочной или щелочно-известковой ассоциации магматических пород. Каждый из выделяемых в Главном синклинории Сихотэ-Алиня вулкано-интрузивных комплексов наряду с общими для серии признаками обладает рядом специфических черт, детальное изучение которых, возможно, поможет в решении вопроса о металлогеническом значении гранитоидных формаций зоны перехода от континента к океану.

В настоящей работе изложены результаты изучения петрографии, минералогии и геохимии гранитоидов Арминского комплекса, развитых на севере Приморья, в центральной части Главного синклинория Сихотэ-Алиня. С гранитоидами этого комплекса генетически или пространственно

связаны месторождения и рудопроявления олова, вольфрама, полиметаллов и других элементов. Материалы автора, собранные в ходе полевых исследований в 1970—1975 гг., позволяют достаточно детально охарактеризовать тектоническое положение гранитоидов, строение массивов, минеральный состав интрузивных пород, их петрогеохимические особенности, что дает возможность судить об условиях образования массивов гранитоидов и поведении рудных элементов в процессе кристаллизации магматических расплавов. При проведении исследований ставились следующие задачи.

1. Изучение особенностей состава верхнемеловых гранитоидов Арминского комплекса в качестве эталонного сообщества интрузивных пород зон мезозойской орогении Сихотэ-Алиня, их сравнение с интрузивными образованиями других районов области.

2. Детальное изучение типоморфных и типогеохимических признаков важнейших породообразующих минералов гранитоидов района как основы парагенетического анализа пород и региональных минералогических исследований.

3. Анализ особенностей распределения рудогенных элементов (олова, вольфрама, золота, свинца и цинка) в породах и минералах, т.е. изучение геохимических признаков рудоносности гранитоидов.

4. Оценка главных тенденций поведения рудогенных элементов в процессе дифференциации магмы и кристаллизации ее в гипабиссальных условиях, а также анализ факторов, определяющих это поведение (режимы кислотности—щелочности, температурный, режим летучих компонентов и т.д.).

Во время полевых работ был собран большой фактический материал по вещественному составу интрузивных пород района. Некоторые трудности в процессе полевых работ возникли в связи с невозможностью непосредственного наблюдения многих геологических объектов (плохая естественная обнаженность).

При камеральной обработке материалов просмотрено 2600 прозрачных шлифов, произведены минеральные подсчеты (95), замерены показатели преломления амфиболов и биотитов в иммерсионных жидкостях, углы 2V калишпатов, плагиоклазов и амфиболов, $c:Ng$ амфиболов, определены номера плагиоклазов на федоровском столике по обычным методикам. В соответствии с поставленными задачами произведено 100 силикатных анализов пород, 75 полных химических анализов биотита, 19 — роговой обманки, 6 — калиевых шпатов. Калиевые полевые шпаты (48 проб) проанализированы также рентгенографически. Все химические анализы выполнены в лаборатории минералогии и геохимии ДВГИ ДВНЦ АН СССР химиками-аналитиками: минералов — Е.А. Лаговской и С.П. Славкиной, пород — М.М. Дербаремдикер, Т.Г. Ватутиной, В.М. Брюхно.

Геохимическая часть работы основана на результатах количественных определений вольфрама и олова в 750 валовых пробах гранитоидов и вмещающих их пород, а золота, свинца, цинка, никеля, кобальта, хрома, меди и ванадия — в части этих проб (310 определений). Проведен большой объем исследований распределения микроэлементов в породообразующих

минералах гранитоидов — плагиоклазе, амфиболе, магнетите, биотите, калишпате и кварце. Общее количество мономинеральных отборок превышает 150. Вольфрам в минералах и породах определялся в лаборатории минералогии и геохимии ДВГИ А.П. Гречищевой; олово, свинец, цинк и элементы группы железа — в лаборатории физико-химических методов исследования ДВГИ Э.Д. Голубевой и Т.В. Ланковой. Ряд аналитических исследований выполнен в центральной лаборатории Приморского территориального геологического управления.

Статистическая обработка результатов анализов группы микроэлементов и химических анализов пород для петрохимических обобщений произведена на ЭВМ Минск-22 в вычислительном центре Института автоматизации и процессов управления (Ю.С. Москаленко) и МИР-2 в ДВГИ ДВНЦ АН СССР (Э.Б. Кулешова).

УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ В ТЕКСТЕ СОКРАЩЕНИЯ И ИНДЕКСЫ

Ро — роговая обманка.

Би — биотит.

Мг — магнетит.

$l = \frac{Al}{Al + Si + Fe + Mg} \cdot 100\%$ — коэффициент глиноземистости.

$f_0 = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%$ — коэффициент железистости.

$(\frac{Si}{3} + K) - (Mg + Ca)$ — индекс дифференциации породы (по Ларсену)

$\bar{x}$ — среднее содержание.

S^2 — выборочная дисперсия.

S — среднеквадратичное отклонение.

V — коэффициент вариации.

n — число проб.

v — коэффициент корреляции.

ρ — критическое значение коэффициента.

ф.е. — формульная единица катионов.

K_{Co} — коэффициент распределения.

Амф — Би

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Как подчеркивалось во "Введении", геотектоническое положение гранитоидных образований является одним из главнейших классифицирующих признаков интрузивных серий. Определенная взаимосвязь между характером магматизма и предшествовавшей его проявлению историей развития структурно-фациальных зон подчеркивалась Э.П. Изохом с соавторами (1967) при описании интрузивных серий Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. Для верхнемеловых—палеогеновых гранитоидов Южного Сихотэ-Алиня (Приморье) было показано, что их типовой состав, минералогические, геохимические и металлогенические особенности определяются геотектоническим положением, несмотря на преимущественно внеорогенную природу гранитоидных серий этой области (Левашев и др., 1972; Говоров, Левашев, 1973; Левашев, 1978).

На строение и историю развития Главного синклинория Сихотэ-Алиня существенное влияние оказали тектонические зоны широтного направления. Эти зоны ограничивают ряд автономных блоков, формирование которых теснейшим образом связано с эволюцией палеоостровной (мезозойской) системы (Власов, 1971; Левашев, 1978). Эволюция палеоостровной дуги предопределила вертикально-блоковую дифференциацию зоны Главного синклинория Сихотэ-Алиня на ряд блоков, различающихся характером осадконакопления, морфологией складчатых структур, особенностями проявления магматизма и оруденения. Попытка наметить поперечную зональность в строении Сихотэ-Алиня была сделана Е.А. Радкевич (Радкевич и др., 1962), выделявшей зоны повышенной трещиноватости, а в пределах Центрального Сихотэ-Алиня — Е.А. Радкевич (1958), Е.А. Радкевич и др. (1962), Э.П. Изохом (1966), М.П. Материковым и А.Б. Павловским (1959), Ю.Н. Размахниным и Э.М. Размахниной (1967), А.И. Бурдэ и В.К. Мостовым (1965).

Часть Главного синклинория, примыкающая с востока к зоне Центрального структурного шва и ограниченная с севера Тигринкинским, а с юго-востока — Колумбинским разломами, названа нами Арминским тектоноблоком. Все три разлома, ограничивающие блок, относятся к категории глубинных долгоживущих нарушений, влияющих на состав осадков, характер складчатости и размещение крупных гранитоидных массивов.

Центральный Сихотэ-Алинский шов, по-видимому, образован в перми; в мезозое он ограничивал Главный антиклинорий от прогибавшейся зоны Главного синклинория, а в конце мела приобрел сдвиговый характер. В юре и мелу по нему внедрились крупные гранитоидные интрузии (Размахнин, Размахнина, 1966; Б.А. Иванов, 1972).

Колумбинский разлом (Бурдэ, Мостовой, 1965; Бурдэ, 1960) представлен системой разрывных нарушений с амплитудой перемещения 1,5—2 км. Он разграничивает валанжинские и готерив-альбские отложения, т.е. время его заложения относится к середине раннего мела. Породы в

зоне разлома раздроблены и интенсивно окварцованы; с ним связано изменение направления складок. Вдоль него на поверхности фиксируется цепочка мелких гранодиоритовых интрузий, даек и оловянных рудопроявлений.

Тигринкинский разлом описан (Бурдэ, Мостовой, 1965; Бурдэ, 1960) как широтная зона субпараллельных разрывов общей шириной 500—800 м, состоящая из дробленных и рассланцованных пород. Его влияние сказывается на составе и характере складчатости меловых отложений. В пределах синклиория по нему внедрился крупный Излучинский интрузив.

На севере Арминский блок граничит по Тигринкинскому разлому с Дальненским жестким блоком (горстом), который был выделен А.И. Бурдэ (Бурдэ, 1960) как своеобразная структура, обособившаяся в средней юре и развивавшаяся в верхнемеловое время как интрагеоантуклинальное поднятие (Левашев и др., 1972). В пределах блока обнажаются наиболее древние для синклиория фаунистически доказанные пермские отложения. Пермские, триасовые и юрские отложения, слагающие блок, смяты в сложные изоклинальные складки, которые вблизи Тигринкинского разлома изгибаются параллельно разлому.

В то время как находящийся севернее Дальненский горст начал обособляться в виде устойчивого поднятия, на территории Арминского блока продолжали сохраняться геосинклинальные условия осадконакопления. Наиболее древние, предположительно юрские, отложения этой территории относятся к терригенно-кремнистой и глинисто-сланцевой формациям (Бурдэ, Мостовой, 1965). Суммарная их мощность достигает 4500 м. Главенствующую роль в разрезе мезозоя Арминского блока играют меловые отложения. Их расчленением в междуречье Арму — Бол. Уссурка занимались Э.П. Изох, В.К. Мостовой, А.И. Бурдэ и Ю.Н. Размахнин, Е.Д. Касьян, В.Н. Силантьев, работами которых доказано наличие отложений валанжинского, готерив-альбского и сеноман-туронского ярусов.

Наиболее широко развитые валанжинские отложения представлены фациально изменчивыми морскими терригенными толщами. Б.А. Иванов (1964) выделил здесь две фации этих осадков — ключевскую и сихотэалинскую, общей мощностью 2000—2500 м. Северо-западная часть территории слагается мелководными прибрежными песчаниками маломощной ключевской свиты. Восточнее развиты более мощные алевролитовые и алевролито-песчаниковые толщи. Эту же закономерность в смене фаций на территории Арминского тектоноблока отмечают А.И. Бурдэ и В.К. Мостовой (1965), выделяя подзоны Арминскую и Дерсу. Таким образом, воздымание Арминского блока началось с его северо-западной части, примыкающей к ранее обособившемуся Дальненскому горсту.

В послеваланжинское время море отступило на восток и геосинклинальный режим сохранился в наиболее глубоких частях трога. Полоса готерив-альбских отложений, расположенная к востоку от Арминского блока, фиксирует направление оси трога, где формировались максимальные по мощности морские меловые образования (Иванов, 1964). В отдельных локальных бассейнах в готерив-альбское время отложения представлены песчаниками и алевролитами с фауной ауцелл.

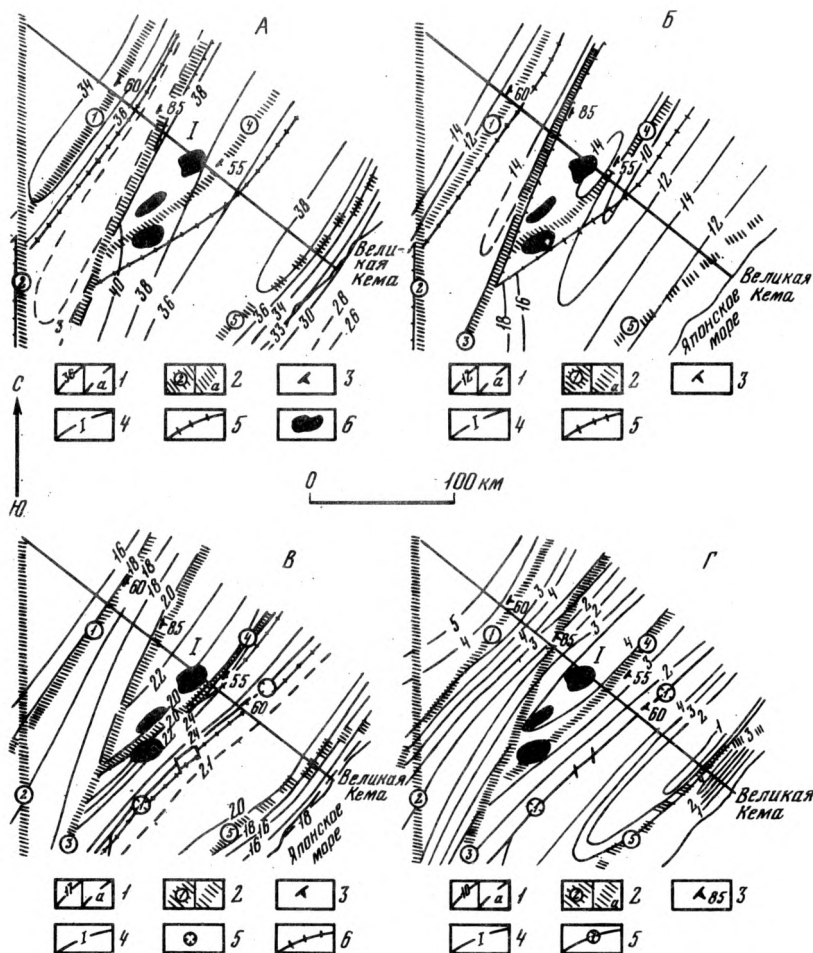


Рис. 1. Схемы глубинного строения земной коры в пределах Центрального Сихотэ-Алия по данным глубинного сейсмического зондирования (составили Г.С. Гнибиденко и В.В. Аргентов).

А — земная кора: 1 — изопакеты земной коры (до раздела Мохоровичича) в км (а — промежуточные и предполагаемые); 2 — зона глубинных разломов, проникающих в верхнюю мантию (а — предполагаемые). Цифры в кружках: 1 — Уссурийский, 2 — Меридиональный, 3 — Центральный, 4 — Арминский, 5 — Прибрежный; 3 — угол падения зоны разлома; 4 — местоположение профиля ГСЗ I — г. Бикин — пос. Великая Кема; 5 — проекции глубинных разломов с раздела Мохоровичича на дневную поверхность; 6 — массивы гранитоидов

Б — мощности метабазальтового (габбрового) слоя: 1 — изопакеты метабазальтового слоя в км (а — промежуточные и предполагаемые); 2–4 — см. 1, А; 5 — проекции глубинных разломов с раздела Конрада на дневную поверхность

В — мощности гранитно-метаморфического слоя (метаандезитовый + гранитно-гнейсовый слой): 1 — изопакеты гранитно-метаморфического слоя в км (а — промежуточные и предполагаемые); 2–4 — см. 1, А; 5 — разломы в земной коре (цифры в кружках со штрихами: 1 — Колумбинский); 6 — проекции разломов с кровли консолидированной коры на дневную поверхность

Отложения сеноман-туронского возраста представлены, по данным Ю.Н. Размахнина, мельничной толщей, слагающей водораздельные пространства рек Арму и Колумбе. Толща состоит в основном из песчаников, ритмично переслаивающихся с алевролитами, общая мощность ее 1500—2000 м. Эти отложения завершили формирование верхнемелового разреза морских терригенных осадков.

Различные по форме складчатые структуры описываемой территории имеют общее северо-восточное простирание. Для глубоких частей трога характерны линейные крутые складки, для мелководных — пологие короткие структуры (Иванов, 1964). А.И. Бурдэ (1960) отмечает большую роль брахиформных структур в отложениях валанжина. В междуречье Арму — Бол. Уссурка — Колумбе детально изучен ряд структур северо-восточного простирания, оси которых расположены параллельно Колумбинскому разлому (Руслановская, Березовская, Полуденная, Незнамовская и др.). Протяженность этих структур измеряется десятками километров. Соподчиненность пликативных структур с крупными региональными нарушениями, ограничивающими Арминский блок, является характерной особенностью геологического строения рассматриваемой территории.

Глубинное строение Центрального Сихотэ-Алиня рассматривалось многими исследователями. Обсуждение этих вопросов важно как в связи с проблемой источника рудного вещества (Барсуков, Дмитриев, 1972), так и для выяснения условий формирования гранитоидных интрузивов района.

По Э.Э. Фотиади и др. (1969) и Э.Н. Лишневскому (1969), Арминский блок расположен на территории с наибольшей в пределах Сихотэ-Алиня мощностью земной коры (36—39 км). Мощность же базальтового слоя достигает здесь 20 км (Фотиади и др., 1969), что подтверждается и работами Р.Г. Кулинича (1969). Р.Г. Кулиничем в пределах Арминского тектоноблока установлен и один из четырех в Приморье крупнейших минимумов силы тяжести, ограниченный с запада Центральным структурным швом, а с юго-востока — одной гравитационной ступенью северо-восточного направления. Гравитационная ступень проходит вблизи Колумбинского разлома и, очевидно, фиксирует мощную тектоническую структуру. Р.Г. Кулинич считает, что подобные минимумы указывают на наличие группы крупных тел гранитоидов, объединяющих как обнаженные, так и скрытые интрузивы. Наиболее крупные не выходящие на поверхность интрузии, площадью в сотни квадратных километров, фиксируются, по гравиметрическим данным, в междуречье Лютинки и Микулы и в верхнем течении р. Арму. По сумме всех геолого-геофизических признаков Р.Г. Кулинич считает глубину залегания кровли скрытых массивов неболь-

←
Окончание подписи к рис. 1.

Г — глубины залегания кровли гранитно-метаморфического слоя: 1 — изогипсы кровли гранитно-метаморфического слоя в км (а — предполагаемые); 2—4 — см. 1, А; 5 — разломы в земной коре (цифры в кружках со штрихами: 1 — Колумбинский)

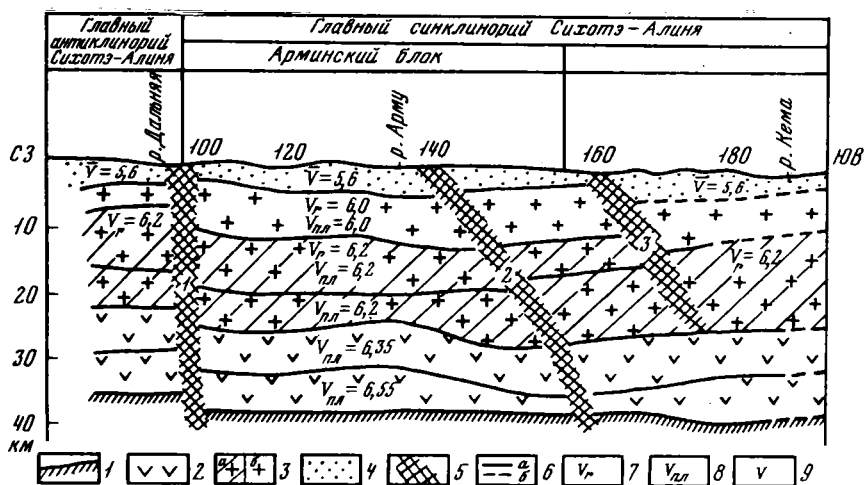


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю г. Бикин – пос. Великая Кема (составили Г.С. Гнибиденко и В.В. Аргентов)

1 – верхняя мантия (гипербазиты); 2 – метабазальтовый слой (габбровый); 3 – гранитно-метаморфический слой: а – метаандезитовый (диоритовый), б – гранито-гнейсовый; 4 – осадочно-вулканогенный слой; 5 – зоны глубинных разломов: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Арму-Бикинский, 3 – Колумбинский; 6 – сейсмические границы по преломленным и отраженным волнам: а – установленные, б – зоны интерполяции; 7 – граничные скорости продольных сейсмических волн; 9 – средние скорости продольных сейсмических волн

шой, не более 1 км. Чрезвычайно важен для понимания природы формирования гранитоидных магм вывод Р.Г. Кулинича о значительной, до 15 км, протяженности по вертикали интрузивных столбов. Мощность верхнего (гранитно-гнейсового) слоя коры в Арминском блоке оценивается в 15–18 км, т.е. развитые здесь интрузивы протягиваются по вертикали вплоть до базальтового основания.

Данные сейсмического зондирования, полученные по профилю г. Бикин – пос. Великая Кема (Радкевич и др., 1975), показывают, что в Приморье максимальной (40–42 км) мощностью земной коры характеризуются участки Главного синклиниория, прилегающие к Центральному структурному шву. Зона Центрального шва, согласно полученным материалам, имеет уступообразное строение. Здесь сочленяются два различных по мощности блока – западный (Главный антиклинарий) с мощностью коры до 36 км и восточный (Главный синклиниорий), где мощность коры наиболее значительна – 40–42 км.

Мощность метабазальтового (нижнего) слоя в сопредельной с Центральным швом области колеблется от 14 до 18 км. Наибольшая мощность его соответствует валообразному поднятию поверхности Конрада, проходящему восточнее Среднеарминского массива (рис. 1, 2). Выше раздела Конрада Г.С. Гнибиденко и В.В. Аргентов выделяют диоритовый (метаандезитовый) слой. Он занимает больше половины разреза верхней коры. Его мощность составляет от 12 до 15 км. Мощность залегающих выше пород, рассматриваемых как типичные гранитно-метаморфические образо-

вания, — 8 км. Самый верхний — осадочно-вулканогенный слой коры, характеризующийся литологической неоднородностью, имеет изменчивую мощность — от 3 до 5 км (наибольшую — в центральной части Арминского тектоноблока, наименьшую — в западной части, примыкающей к Центральному структурному шву).

Таким образом, согласно полученным Г.С. Гнибиденко и В.В. Аргентовым данным сейсмического зондирования (см. Радкевич и др., 1975), в Арминском тектоноблоке земная кора имеет преимущественно симатический состав. Суммарная мощность образований, по составу и физическим свойствам отвечающих базальту и андезиту (диориту), составляет более двух третей разреза земной коры. Мощность пород гранитно-гнейсового состава и перекрывающих их осадочных образований 11–12 км.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

СТРОЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Одной из характерных черт, отличающих Арминский тектоноблок от других областей Главного синклинория, является широкое развитие в его пределах гранитоидных пород. Площадь, занятая их выходами на дневную поверхность, составляет 700 км² при общей площади тектоноблока 6500 км².

По морфологии интрузивные образования района можно подразделить на следующие основные группы, в целом соответствующие общей последовательности формирования пород района: 1) мелкие массивы диоритов, кварцевых диоритов, монцонито-диоритов и ассоциирующих с ними габброидов и пироксенитов, 2) батолитоподобные интрузивные массивы гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, 3) мелкие тела гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов, 4) дайки основного, среднего и кислого состава.

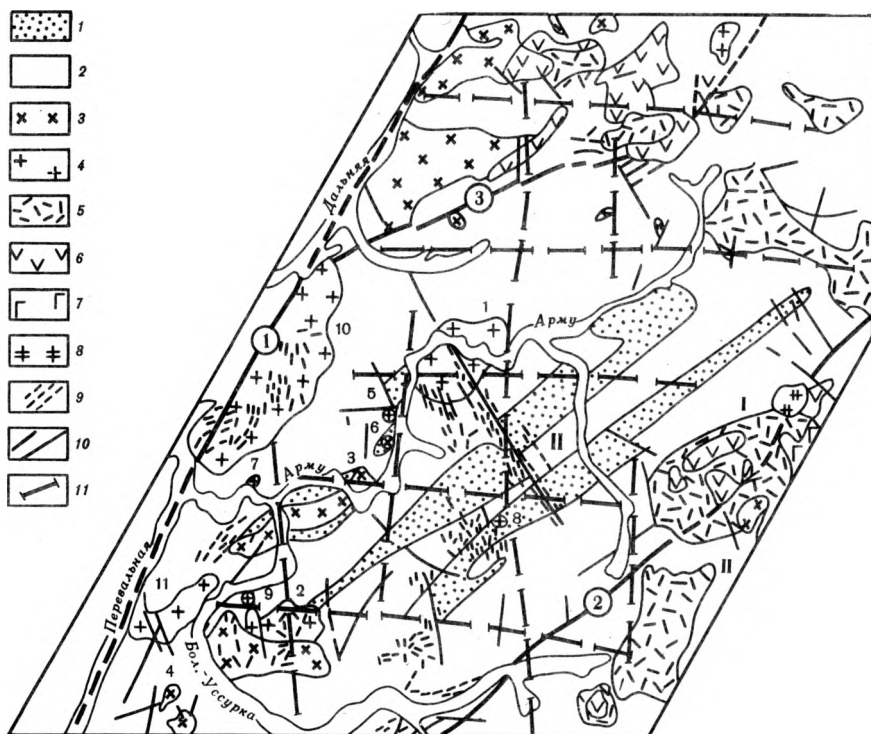
Схематично геологоструктурная позиция изученных массивов показана на рис. 3. Описание геологического строения дается по результатам полевых исследований автора с использованием материалов геологической съемки Н.К. Фляги*, В.Е. Оленева, Н.Ф. Васильева, Б.Н. Марчука, В.М. Кочкина, В.К. Матушкина, Г.Я. Тарасенко, В.В. Голозубова и др.

Диориты образуют мелкие массивы и встречаются в районе довольно часто. Все они имеют штокообразную форму и неправильные очертания в плане. Площадь выходов на дневную поверхность не превышает первых единиц квадратных километров. Интрузивы этого типа имеют резкие контакты с вмещающими породами и слабо их метаморфизуют. Пространственно диориты обособлены от крупных гранитоидных массивов, что затрудняет установление их возрастных взаимоотношений с главными типами гранитоидов района.

Тем не менее диориты прорываются жилами мелкозернистых гранитов, поэтому возраст этих образований принимается догранитным, в пользу чего свидетельствуют наблюдения Э.П. Изоха (Изох и др., 1957), который на основании изучения вторичных изменений в массивах диоритов, расположенных вблизи крупного гранитоидного Приискового плутона, пришел к выводу, что они метаморфизованы под влиянием гранитов.

Минеральный состав диоритов даже в одном массиве, как правило, непостоянен и варьирует в широких пределах — от монцонитов до кварцевых диоритов. Характерно сонахождение диоритов с габброидами и пироксенитами в пределах одного и того же массива. Все разновидности отличаются непостоянством структур и состава. Для примера следует остановиться на описании двух диоритовых массивов, которые детально изучались автором.

Усть-Микулинский массив площадью 0,5 км² расположен на правом берегу р. Арму в нескольких километрах южнее Среднеарминского адамеллитового массива. Он прорывает ороговикованные на его контактах



Р и с 3. Геолого-структурная схема размещения исследованных гранитоидных массивов Центрального Сихотэ-Алия

1 – юрские отложения; 2 – меловые отложения; позднемеловые интрузии: 3 – диориты и гранодиориты; 4 – адалмеллиты и граниты; 5–6 – сенон-датские эффузивы: 5 – липариты, фельзиты, туфолавы, игнимбриты, покровы и жерловые фации, 6 – андезиты, андезитовые порфириды, дациты, туфы; 7 – неогеновые базальты; 8 – габбро-монцитины; 9 – дайки среднего и основного составов; 10 – региональные разломы (установленные и предполагаемые). Цифры в кружках: I – Центральный структурный шов, II – Колумбинский, III – Тигриний; 11 – зоны повышенной трещиноватости по Р.Г. Кулиничу. Цифры на схеме – массивы и штоки гранитоидов: 1 – Среднеарминский, 2 – Приисковский, 3 – Нижнеарминский, 4 – Ловлягинский, 5 – Усть-Микулинский, гранитный, 6 – Усть-Микулинский, диоритовый, 7 – Дерсу, 8 – Зиминский, 9 – Забытый, 10 – Дальнеарминский, 11 – Водораздельный. Римскими цифрами обозначены вулcano-тектонические структуры: I – Полуденная, II – Колумбинская

песчано-сланцевые толщи валанжина. Сложен массив диоритами и монцодиоритами с постепенными переходами между ними, а в эндоконтактовых частях – кварцевыми диоритовыми порфиритами. В экзоконтактах развиты маломощные зоны дробления, окварцевания и карбонатизации. Массив рассечен тонкими (до 5 см мощностью) жилами мелкозернистых гранитов и фельзитов.

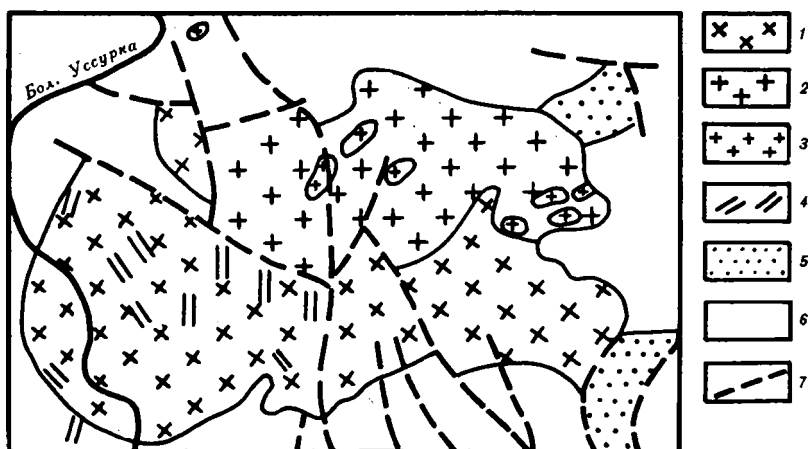
Небольшой по размерам (5 км²) Ловлягинский массив имеет сложное строение и расположен в верховьях ключа Ловлягина (левый приток р. Бол. Уссурия). Массив сложен в основном диоритами и монцодиорита-

ми. В северной его части (элювиальная осыпь на правом склоне ключа Ловлягина в 6 км от его устья) встречены породы типа габбро-пироксенитов, а в южной, по данным Э.П. Изоха и других авторов (1957), установлены кварцевые монзониты. Вследствие плохой обнаженности массива взаимоотношения между габбро-пироксенитами и монцодиоритами установить не удалось. По строению и набору пород Ловлягинский массив аналогичен Светловодному массиву, расположенному несколько севернее, за пределами Арминского блока. В этом массиве габбро и пироксениты присутствуют среди монзонитов в виде меланократовых полос и, по-видимому, являются их дифференциатами. В отличие от Светловодного массива все породы Ловлягинского интрузива содержат повышенное количество роговой обманки. Массив рассекается дайками кварцевых порфиров и фельзитов. Подобные по составу породы картируются на прилегающей площади в виде покровов, относимых к дороевской свите. Контакты этой интрузии с вмещающими породами рвущие. Вмещающие песчано-сланцевые породы валанжинского возраста интенсивно ороговикованы.

Среди гранитоидных интрузивов района наиболее крупными являются Приисковый (200 км²), Среднеарминский (200 км²), Нижнеарминский (170 км²) и Водораздельный (70 км²). Массивы имеют в плане различные очертания — от линейно-вытянутых тел, согласных с северо-восточным планом складчатых структур района (Нижнеарминский массив), до изометричных (Приисковый). В строении Приискового массива Э.П. Идох усматривает элементы кольцевой структуры, характерной для кальдеро-плутонов (Кузнецов, 1964; Идох и др., 1967). Интересно, что вне зависимости от морфологии массивы Водораздельный, Нижнеарминский и Среднеарминский группируются в интрузивную цепочку, ориентированную согласно общему северо-восточному плану главных складчатых структур тектоноблока. В эту цепочку не входит отдельно расположенный Приисковый массив. Вероятно, положение массивов, образующих интрузивную цепочку, обусловлено сочетанием разнонаправленных тектонических зон, хорошо фиксируемых по геологическим признакам близширотных разломов, и глубинной магмоконтролирующей зоны северо-восточного простирания, субпараллельной Колумбинскому разлому (см. рис. 3).

Цепочкообразное размещение интрузивов, как и согласная со складчатостью ориентировка интрузивной цепочки, — характернейший элемент магматической геологии Арминского блока. Это особенно отчетливо проявляется в сравнении с ориентировкой соседних крупных гранитоидных интрузивов верхнемелового возраста, расположенных за пределами блока. Так, гранитоидные интрузивы Центрального структурного шва (Дальнеарминский массив) ориентированы вдоль и отчетливо дискордантны складчатым элементам примыкающих частей Главного синклинория и Главного антиклинория. Ориентированы широтно, но также отчетливо дискордантно относительно складчатых структур и крупные интрузивы Главного антиклинория — Горный и Белогорский.

Элементы морфологии и глубинного строения гранитоидных массивов междуречья Арму — Бол. Уссурка изучены недостаточно. Это объясняется



Р и с. 4. Схематическая геологическая карта Приискового массива

1 - гранодиориты равномерно-зернистые амфибол-биотитовые; 2 - граниты порфировидные и равномерно-зернистые средне- и крупнозернистые; 3 - граниты мелкозернистые порфировидные и гранит-порфиры; 4 - дайки тоналитов; 5 - юрские отложения; 6 - нижнемеловые отложения; 7 - тектонические нарушения

плохой обнаженностью и сильной расчлененностью рельефа района. Согласно данным геофизических исследований Р.Г. Кулинича, преобладающая форма интрузивов — трубообразные тела, прослеживающиеся, как уже указывалось, выше, на глубину до 15 км. Вероятно, мы имеем дело лишь с гранитоидами верхних, апикальных частей протяженных по вертикали магматических столбов.

Приисковый массив, расположенный в основном на правом берегу р. Бол. Уссурка, имеет в плане овальную форму, слегка вытянутую в широтном направлении. Это отличает его от сходного по составу Нижнеарминского массива, залегающего согласно простирацию складчатых структур района. По геофизическим данным, массив имеет "грибообразную" форму, поскольку под северной его частью "корни" гранитов не фиксируются. Южная, большая часть массива сложена равномерно-зернистыми гранодиоритами, северная — биотитовыми среднезернистыми, крупнозернистыми и мелкозернистыми гранитами (рис. 4). Контакт гранитов с гранодиоритами наблюдался Э.П. Изохом и др. (1957) в поисковых шурфах в верховьях р. Бол. Приисковая. Контакт этот резкий, со следами закалки в граните и развитием гранитных минералов (агрегатов зерен кислого плагиоклаза, калишпата, кварца) и минералов вторичного происхождения (хлорита, серицита, эпидота) в гранодиоритах. Контакт гранитоидов с вмещающими терригенными породами наблюдался нами в нескольких местах Приискового массива в юго-западной его части. Как правило, контакт резкий, во вмещающие породы отходят апофизы гранодиоритов, мощность которых иногда достигает нескольких десятков метров. Кое-где по контакту проходят зоны дробления, в которых породы интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы. Часто на контакте наблюдаются крупнозернистые кварц-полево-

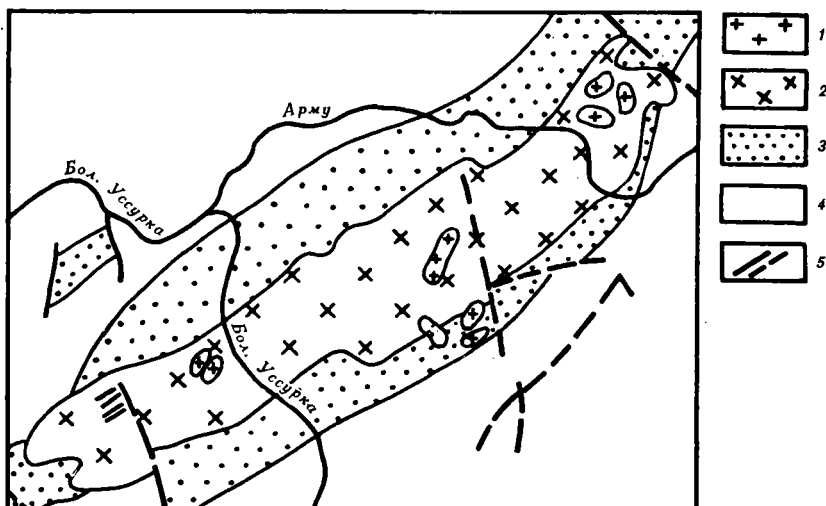


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Нижнеарминского массива

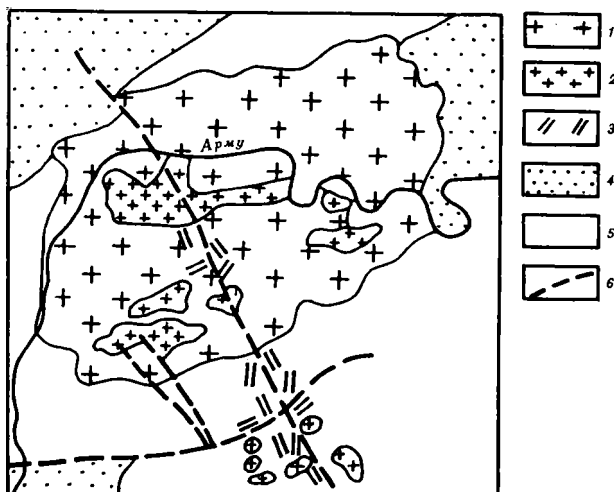
1 – гранодиориты равномерно-зернистые и порфировидные амфибол-биотитовые; 2 – граниты мелкозернистые порфировидные и гранит-порфиры; 3 – юрские отложения; 4 – нижнемеловые отложения; 5 – тектонические нарушения

шпатовые "пегматоидные" обособления. Во вмещающих породах, как и в самих гранодиоритах, развиты многочисленные кварцевые жилы, реже тонкие кварц-полевошпатовые прожилки. Гранодиорит на контакте заметно обогащается амфиболом, кристаллы которого ориентированы параллельно линии контакта.

Контакты гранитов с вмещающими породами также резкие. В 4 км от устья вверх руч. Геолог на контакте с вмещающими породами отмечают граниты аплитовидного облика с гнездами крупных выделений калишпата и биотита. В отдельных случаях граниты на контакте со сланцами обогащены биотитом; ширина обогащенных биотитом зон иногда достигает 1 м. Присутствуют ксенолиты роговиков.

Гранодиориты – равномерно-зернистые породы, выдержанные на больших площадях по составу и структуре. Граниты, напротив, чрезвычайно разнообразны по структурам. Наиболее широким распространением пользуются порфировидные и крупнозернистые разности, связанные между собой постепенными переходами. Пегматоидные обособления кварц-полевошпатового состава отмечаются крайне редко и характерны лишь для гранитов. Дайковая фация массива представлена кварцевыми порфирами, тоналитами, спессартитами, диабазовыми и диоритовыми порфирами.

Нижнеарминский массив имеет веретенообразную форму. Он вытянут в северо-восточном направлении, т.е. конкордантно структурам блока (рис. 5). Массив сложен гранодиоритами, которые прорваны жильными телами мелкозернистых лейкократовых гранитов, реже амфибол-биотитовых гранит-порфиров. Гранит-порфиры и мелкозернистые граниты в свою очередь рассекаются аплитовыми прожилками с вкрапленностью

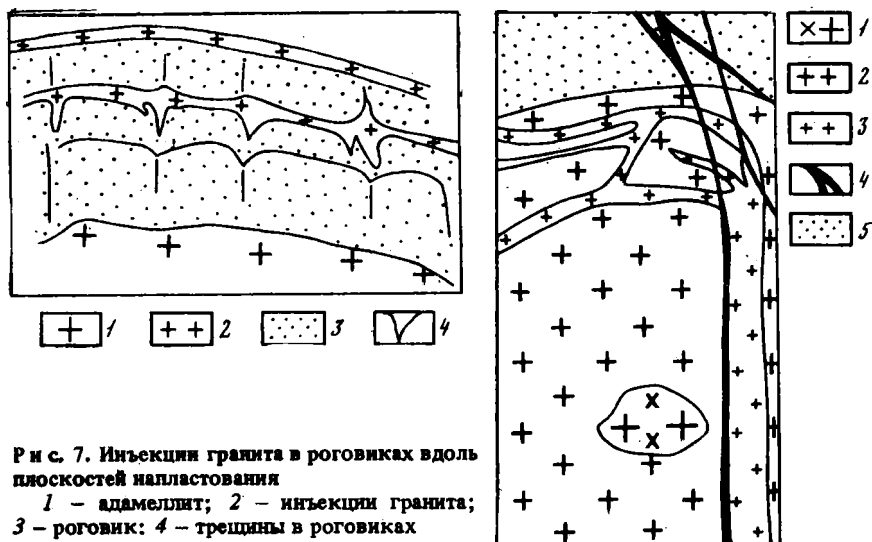


Р и с. 6. Схематическая геологическая карта Среднеарминского массива

1 - адамеллиты и граниты порфировидные среднезернистые; 2 - граниты мелкозернистые и гранит-порфиры; 3 - дайки основного, среднего и кислого состава; 4 - юрские отложения; 5 - нижнемеловые отложения; 6 - тектонические нарушения

молибденита. В мелкозернистых гранитах часто встречаются пегматоидные шпильки с крупными (до нескольких сантиметров в диаметре) кристаллами черного турмалина. Взаимоотношения гранитоидов массива с вмещающими песчано-сланцевыми толщами юры и нижнего мела аналогичны наблюдаемым в Приисковом массиве.

Среднеарминский массив, расположенный в среднем течении р. Арму, сложен порфировидными и амфибол-биотитовыми адамеллитами, среди которых часто, особенно в центральной части массива, встречаются обширные участки биотитовых порфировидных и равномерно-зернистых гранитов. Резких контактов между адамеллитами и гранитами не наблюдается. В массиве широко развита фация мелкозернистых гранитов (рис. 6). Контакт массива с вмещающими породами резкий, эруптивный. В западной части (р. Арму) он крутой (до 60°), в восточной (ключ Мирный) полого (25°) падает в сторону центральной части массива. В роговиках вдоль плоскостей напластования отмечаются тонкие инъекции гранита мощностью 15–20 см (рис. 7). Граниты на контакте имеют зону закалки, превращаясь в гранит-порфиры на расстоянии нескольких сантиметров от контакта и изредка содержат ксенолиты роговиков. В самом гранитном массиве наблюдаются контракционные трещины, очевидно развивающиеся параллельно поверхности кровли, к которым приурочена дайки мелкозернистых гранитов (рис. 8). Из пород жильной серии наиболее распространены аплиты, часто встречающиеся и в роговиках на удалении от контакта. Тела пегматитов, наоборот, встречаются только в пределах гранитного массива в виде маломощных линз протяженностью до нескольких метров.



Р и с. 7. Инъекции гранита в роговиках вдоль плоскостей напластования

1 – адалеллит; 2 – инъекции гранита;
3 – роговик; 4 – трещины в роговиках

Р и с. 8. Контракционные трещины, развивавшиеся параллельно поверхности кровли, к которым приурочены дайки мелкозернистых гранитов

1 – пегматит; 2 – адалеллит; 3 – мелкозернистый гранит; 4 – кварцевые жилы;
5 – роговик

Мелкие тела гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов (Дерсу, Лютинкинский, Усть-Микулинский, Тигринкинский, Ростиславский и другие штоки) широко распространены в районе. Размещаются штоки среди тех же мезозойских осадочных толщ, что и крупные массивы, как вблизи их, так и на удалении, локализуясь в зонах субмеридиональных разломов. Площади штоков не превышают 3–5 км². Зоны контактовоизмененных вмещающих пород вокруг них, как правило, незначительны. Породы штоков интенсивно грейзенизированы, содержат обильные ксенолиты вмещающих пород. К ним приурочено редкометально-оловянно-вольфрамовое оруденение кварцево-жильного типа.

Шток Забытый расположен на правом берегу р. Бол. Уссурка в 2 км севернее Приискового гранитоидного массива. Интрузия имеет несколько апикальных куполов. Эрозией вскрыт один из них; наличие на глубине других подчеркивается интенсивным ороговикованием и грейзенизацией осадочных пород и большим количеством гранитных даек. Шток гранитов осложнен многочисленными дайкообразными выступами, особенно в северной и западной частях, от которых отходят пучки даек, образующие мощную зону инъекций. Протяженность отдельных даек достигает 200 м. Шток построен зонально; центральная его часть сложена лейкократовыми порфировидными мелкозернистыми биотитовыми гранитами, постепенно сменяющимися к контактам гранит-порфирами с фациальными разностями в виде аплитовидных гранитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров. Последними сложено и большинство даек. Породы штока интенсивно альбитизированы, грейзенизация развивалась локально с разной степенью интенсивности.

Вмещающие шток гранитов осадочные породы интенсивно биотитизированы, окварцованы и грейзенизированы.

Шток Дерсу обнажается на правом берегу р. Бол. Уссурка на протяжении 800 м. На высоте 50 м от уреза реки вскрывается контакт с роговиками кровли. Сложен шток порфировидными и неравномерно-зернистыми биотитовыми гранитами, местами сильно катаклазированными. По химическому составу граниты штока представляют собой пересыщенные кремнеземом, глиноземом и щелочами породы с заметным преобладанием Na_2O над K_2O . В апикальной части штока породы альбитизированы и грейзенизированы. Вокруг интрузива в полосе шириной 1 км развиты биотитовые роговики. Вблизи штока многочисленны дайки диоритовых порфиров, спессартитов, керсантитов, фельзитов.

С гранитами штока генетически связана редкометально-грейзеновая минерализация, представленная зонами сплошных кварцево-мусковитовых грейзенов и прожилково-штокверковых образований альбит-биотит-кварцевого состава с тонкой вкрапленностью вольфрамита, шеелита, молибденита и касситерита.

Усть-Микулинский шток расположен на правом берегу р. Арму вблизи Среднеарминского гранитного плутона. ореол биотитизированных и серицитизированных пород вокруг штока достигает 400 м.

По окраске, текстурам и минералогическому составу в штоке гранит-порфиров выделяются два типа гранитов — лейкократовый и меланократовый. Лейкократовые граниты отличаются невыдержанностью по составу и структуре и представлены обычно гранит-порфирами с количеством вкрапленников до 60% и аплитовидной основной массой. Постепенно гранит-порфиры переходят в мелкозернистые биотитовые порфировидные граниты. Сложены лейкократовые граниты кислым плагиоклазом, кварцем и биотитом. Меланократовые граниты представлены резко порфировой темно-серой с вишневым оттенком массивной породой, в которой вкрапленники составляют не более 40% и, кроме обычных для гранитов минералов, представлены еще оливином и гиперстеном. Основная масса этих пород раскристаллизована слабо. Этот тип гранитов содержит большое количество обломков роговиков, что придает породе вид эруптивной брекчии.

По геологическим, петрографическим и химическим данным можно заключить, что формирование пород штока происходило в два этапа. Первые порции магмы внедрялись со взрывом, судя по большому количеству обломков роговиков и характеру порфировых выделений в меланократовом типе пород, и быстро закристаллизовывались в приповерхностных условиях, о чем свидетельствуют неравновесный состав породы, резко порфировидный облик и плохо раскристаллизованная основная масса.

Последующие порции магмы внедрялись под уже образованную покрывку и потому лучше раскристаллизованы; реликты оливина и пироксена в этих породах не встречаются. Изредка можно наблюдать пустоты, выполненные игольчатым бесцветным амфиболом с плохо сохранившейся реакционной каймой, подобно той, какая наблюдается вокруг вкрапленников оливина и пироксена. Граниты штока прорваны дайками диабазовых и диоритовых порфиров. По морфологии и условиям зале-

гания штока представляет собой типично трещинное интрузивное тело. Граниты грейзенизированы почти по всей площади штока.

Шток ключа Тигриног сложен гранит-порфирами, которые прорываются дайками как дорудных, так и пострудных порфиритов. Гранит-порфиры и вмещающие их роговики грейзенизированы. В них повсеместно развиты альбит, топаз, флюорит. С гранит-порфирами пространственно связаны рудные жилы кварц-топаз-цинк-валдшневого состава с вкрапленностью касситерита и вольфрамита, сопровождающиеся маломощными зонами околосильных грейзенов по вмещающим гранит-порфирам и роговикам.

Дайковые породы в районе представлены образованиями кислого, среднего и основного состава, прорывающимися как терригенно-осадочные толщи, так и гранитоидные массивы. Нередко дайки образуют пояса, трансформирующие зоны нарушений в крупных гранитных массивах (например, в Среднеарминском) и вдали от них.

Дайки кислого состава представлены гранит-порфирами, аплитами, аплитовидными гранитами, кварцевыми порфирами, фельзитами и переходными между ними разностями. Наиболее распространены гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

Широко развиты и дайки среднего и основного состава. Среди них выделяются лампрофиры, диабазовые и диоритовые порфириты, тоналиты и др. Характерно, что в пределах одного дайкового поля преобладают дайки только одного состава. Так, в окрестностях месторождений Зимнего и Среднемикулинского развиты дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, реже спессартитов. Здесь они северо-западного простирания с падением на северо-восток, имеют сложную морфологию, протяженность их до 4 км и мощность 0,1–80 м. Контакты их с вмещающими породами четкие, но часто неровные; приконтактные изменения ограничиваются несколькими десятками сантиметров. Сами дайки не ороговикованы.

В окрестностях Приискового массива развито несколько дайковых полей. В районе верхней группы приисков — тоналитовое поле, в северо-западной и северо-восточной частях массива картируются поля диабазовых порфиритов, спессартитов и кварцевых спессартитов (Изох и др., 1957). В других дайковых полях района преобладают спессартиты (междуречье рек Арму и Бол. Голубица).

Факты прорывания кислых даек дайками среднего и основного состава неоднократно упоминались Э.П. Изохом. Ю.Н. Размахниным и другими исследователями района. В основных и лампрофировых дайках часто наблюдается вкрапленность сульфидов (галенита, сфалерита, халькопирита, пирита). На участках пространственного совмещения дайковых тел и зон полиметаллического оруденения наблюдаются как дорудные, так и послерудные дайки, что, очевидно, подчеркивает близость во времени формирования оруденения и внедрения даек.

Таким образом, интрузивные образования Арминского тектоноблока представлены широкой гаммой пород: габбро, монцититы, диориты, градиориты, адамеллиты, граниты, лейкограниты, гранит-порфиры. Габбро и диориты слагают мелкие, пространственно обособленные интрузивы. Согласно радиогеологическим данным, возраст их формирования определяется в 98–93 млн. лет (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Радиогеенный возраст интрузивных пород междуречья рек Арму и Бол. Уссурка

Номер образца	Интрузив	Порода	К, вес. %	Возраст гор- ной породы, млн. лет
316	Усть-Микулинский	Диорит	2,19	98
С-5065	Ключ Ловлягина	"	2,39	98
ИЛ-1007	Массив ключа Лов- лягина	Габбро-монцо- нит	2,13	94
ИЛ-1137	Приисковый мас- сив	Гранодиорит	2,46	94
Л-405	Небольшой массив вблизи массива Дерсу	Диорит	1,59	95
089	Нижнеарминский	Гранодиорит	2,49	88
ИА-312	"	"	2,59	85
158	"	"	3,07	83
112-А	Массив у западно- го контакта Сред- неарминского плу- тона	Диорит	2,42	83
С-1014	Зимнинский	Адамеллит	3,49	78
ИА-322	Нижнеарминский	Лейкократовый гранит	5,37	73
С-5195	Среднеарминский (по биотиту)	Гранит	6,28	78
102	Среднеарминский	Адамеллит	3,75	72
С-5161	"	"	3,69	69
С-5199	"	"	4,32	69
С-5164	"	Гранит	3,90	67
ИТ-224	Дальнеарминский	Порфировидный гранит	4,09	65
ИТ-220	"	То же	3,90	64
ИА-256	Среднеарминский	"	4,30	64
ИА-242	"	"	4,50	62
ИЯ-189	Приисковый	"	4,64	58
ИЗ-176	Забывтый	Лейкократовый гранит	4,25	58
102-Е	Среднеарминский	Мелкозернистый гранит	3,55	58
С-5148	"	Гранит-порфир	3,63	53

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены А.А. Грачевой в Центральной лаборатории ПТГУ, определения ИЛ-1007, ИЛ-1137, ИА-312, ИА-256, ИТ-106, ИА-242, ИЯ-189, ИЗ-176 — по В.С. Иванову.

Почти синхронно с ними (94—83 млн. лет), по-видимому, происходило внедрение и становление крупных гранодиоритовых масс — монофазного Нижнеарминского массива и двухфазного гранодиорит-гранитного Приискового. Граниты в этих массивах имеют возраст 73—58 млн. лет.

Совершенно обособленную группу образуют Среднеарминский и Дальнеарминский массивы. Возраст адамеллитов, гранитов и гранит-порфиров, слагающих их, определяется в 72—64 млн. лет для адамеллитов и гранитов и в 58—53 млн. лет для мелкозернистых гранитов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрографическое описание приводится по группам пород, оптические и химические особенности породообразующих минералов даны в следующем разделе.

Габбро и пироксениты — неравномерно-зернистые, внешне черные или темно-серые плотные породы, меняющие свой цвет в зависимости от количества присутствующего в них плагиоклаза. Состоят они из плагиоклаза (лабрадор-битовнит № 64–72), пироксена (авгит и энстатит), амфибола (роговая обманка), апатита, магнетита, сфена. Спорадически присутствует оливин (табл. 2). Между габбро и пироксенитом существуют постепенные переходы, а их составы меняются значительно даже на небольшом интервале. В описываемых породах часты амфиболовые обособления в виде шлиров и полос, в результате чего порода принимает пятнистый или полосчатый облик.

Структура габбро офитовая, габбровая, пойкилитовая, пироксенитов — гипидиоморфно-зернистая. В результате процессов перекристаллизации наряду с перечисленными выше структурами возникают участки роговиковой структуры.

Плагиоклаз и пироксен (наиболее часто авгит) выделяются в виде идиоморфных зональных кристаллов и образуют устойчивую раннюю ассоциацию. Магнетит и апатит выделялись совместно и позже этой ранней ассоциации. Они содержатся в породе всегда в значительных количествах. Наиболее поздним минералом магматической стадии является роговая обманка, которая содержит включения всех перечисленных выше минералов и частично их замещает. По авгиту она образует гомоосевые выделения. Магнетит, включенный в роговую обманку, имеет всегда округлую форму (очевидно, часть железа магнетита пошла на образование роговой обманки).

Т а б л и ц а 2

Количественный минеральный состав габбро и пироксенитов, объемы. %*

Номер образца	Плагиоклаз	Амфибол	Пироксен	Оливин	Сфен	Магнетит	Апатит	Порода
С-5097	46,1	10,9	32,2	—	—	9,4	1,3	Пироксеновое габбро Амфиболовый шлик в пироксеновом габбро
С-5102	—	77,6	3,9	—	0,8	12,9	4,8	
С-5104	16,6	18,3	53,4	0,8	—	9,1	1,8	Габбро-пироксенит
По Э.П. Изоху и др. (1957)	—	26,6	55,4	—	—	17,5	0,5	Пироксенит

* Все образцы пород отобраны в Ловлягинском массиве.

Широко развит в описываемых породах низкотемпературный (постмагматический) парагенезис: сфен + хлорит + эпидот. К постмагматическим минералам относится и актинолит, развитый здесь так же широко.

Диориты и монцониты образуют непрерывный ряд, включающий диориты, монцониты и монцодиориты. Часто отмечаются кварцевые разности диоритов и монцонитов. По внешнему облику это серые или темно-серые мелко- и среднезернистые кристаллические породы. Как правило, они равномерно-зернисты; порфировые разности встречаются редко. Текстура пород всегда массивная. В составе описываемых пород отмечаются кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит, моноклинный пироксен; всегда в значительных количествах присутствует роговая обманка. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, в небольшом количестве цирконом; вторичные — хлоритом, пренитом, сфеном, флюоритом.

Как видно из табл. 3, количественные соотношения минералов постоянны. Существенные колебания наблюдаются в содержании пироксена, кварца и калишпата, в результате чего выделяются разности лейкократовых и меланократовых диоритов. Структура описываемых пород гипидиоморфнозернистая, но с более идиоморфным, чем темноцветные минералы, плагиоклазом, часто приближающаяся к долеритовой: в разностях, обогащенных калишпатом, она монцонитовая, кварцем—пойкилитовая. Часто встречаются перекристаллизованные участки с роговиковой структурой.

Плагиоклаз образует удлиненные таблицы зонального строения. Центральные части кристаллов, занимающие 4/5 объема зерна, представлены лабрадором № 54—58 (в диоритовых разностях) и до № 70 (в монцонитах). Краевые части крупных кристаллов и мелкие кристаллы основной массы соответствуют олигоклазу № 23—28 (в диоритах) и андезину № 40 (в монцонитах). Более кислые плагиоклазы (№ 32—36) встречаются в монцонитах только в качестве включений в калишпатах и несут следы явного замещения последним — мирмекитовые каймы.

Оливин не характерен для описываемых пород. Содержащие его разности были встречены в центральной части Усть-Микулинского массива. Оливин здесь образует редкие довольно крупные изометричные кристаллы со сглаженными гранями или их гломеропорфиновые сростки. Он всегда окружен широкой реакционной каймой из магнетита, пироксена, амфибола и светлой мелкозернистой слюды. Столь же редко и в таких же, как оливин, крупных идиоморфных выделениях встречается ромбический пироксен, окруженный реакционной каймой из моноклинного пироксена и амфибола. Оливин и ромбический пироксен являются наиболее ранними, возможно интрателлурическими, образованиями: вблизи них мелкие кристаллы плагиоклаза располагаются ориентированно (удлинение плагиоклаза параллельно граням оливина или пироксена). Моноклинный пироксен, кроме реакционных кайм вокруг оливина и ромбического пироксена, образует самостоятельные короткопризматические зерна с характерными авгитовыми двойниками. Роговая обманка развита в виде хорошо образованных призматических кристаллов и содержит реликты моноклинного пироксена. Биотит является наиболее

Таблица 3

Количественный минеральный состав диоритов и монцитов, объемн. %*

Номер образца	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Биотит	Амфибол	Пироксен	Оливин	Магнетит
139**	9,7	2,8	51,2	12,5	23,8	—	—	—
309	5,6	11,8	49,3	12,6	20,0	0,7	—	—
316	7,0	5,0	51,0	12,8	21,4	2,3	0,5	—
C-5065	10,1	6,6	38,7	18,0	26,0	—	—	0,5
C-5092	20,8	5,0	44,1	15,8	14,3	—	—	—
C-5060	14,7	13,3	29,3	14,0	28,1	0,6	—	—
C-5086	4,1	10,0	47,0	13,0	18,2	7,8	—	0,2
По Э.П.	6,2	37,3	43,9	7,2	14,9	Ед. 3	—	0,5

Изохуи

др. (1957)

* Здесь и далее приведены подсчеты по тем образцам, где имеется силикатный анализ породы или проанализированы породообразующие минералы.

** Образцы 139, 309, 316 взяты в Усть-Микулинском массиве, остальные — в Ловлягинском.

Таблица 4

Количественный минеральный состав гранодиоритов, объемн. %

Номер образца	Массив	Плагиоклаз	Амфибол	Биотит	Калишпат	Кварц	Магнетит	Аксесорные минералы
Серые								
082	Нижнеарминский	47,1	6,5	13,5	12,8	19,3	—	0,8
149	"	49,5	4,2	10,0	13,4	22,5	—	0,4
162	Приисковый	54,4	4,8	9,5	8,5	22,1	0,2	0,5
C-4040	"	53,1	12,2	9,2	7,3	18,1	—	0,1
Среднее из 8	"	48,6	7,0	11,5	11,0	21,3	—	0,6
Розовато-серые								
094	Нижнеарминский	41,4	5,6	12,0	20,0	20,7	—	0,3
151	"	42,5	3,9	9,1	18,1	26,1	—	0,3
155	"	30,1	3,6	8,6	27,3	30,1	0,3	0,2
По Э.П. Изохуи др. (1957)	Приисковый	45,8	8,0	6,8	19,7	19,7	—	—
Среднее из 8	"	37,8	4,1	9,8	23,4	24,4	0,2	0,3

поздним из темноцветных минералов. Самостоятельные его выделения более ксеноморфны, чем у роговиковой обманки.

Кварц и калишпат в виде неправильной формы зерен выполняют промежутки между минералами. Они содержат включения всех других породообразующих минералов. Пертиты распада в калишпатах развиты очень слабо или отсутствуют совсем. Иногда присутствует игольчатый актинолит, развивающийся в автометасоматическую стадию по диоритам. В эндоконтактах диориты имеют порфировидный облик за счет появления более крупных выделений плагиоклаза в мелкозернистом кварц-биотит-калишпатовом агрегате. Здесь возрастает количество кварца и биотита, а амфибол исчезает.

Гранодиориты имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, калишпат, кварц; среди акцессорных минералов наиболее часто встречаются магнетит, апатит, ортит, циркон, монацит. Текстура гранодиоритов массивная, участками такситовая, очень редко (на контактах) полосчатая, обусловленная чередованием лейкократовых и меланократовых полос. Структура гранодиоритов гипидиоморфно-зернистая, в разностях, обогащенных кварцем и калишпатом, — соответственно пойкилитовая и монзонитовая. По количеству содержащегося в них калишпата четко выделяются две разновидности пород — серые и розовато-серые. В розовато-серых гранодиоритах его содержание в 1,5–2 раза выше, чем в породах серого цвета. При этом закономерно меньше количество плагиоклаза и темноцветных минералов и больше количество кварца (табл. 4). Обе разности гранодиоритов связаны постепенными переходами и образуют единые интрузивные тела. Наиболее основные из гранодиоритов содержат кремнезема 61, 60% (обр. 082), наиболее кислые — 66,90% (обр. 155).

Плагиоклаз породы образует слегка удлиненные таблицы с высокой степенью идиоморфизма и зональным строением. Центральные части кристаллов сложены андезином № 40–46 (в основном № 40). Без четких границ между зонами содержание анортита снижается к краю зерна до 28–30%. И лишь узкая краевая кайма, содержащая анортита 20–24%, имеет более четкие границы, но присутствует она не всегда. В разностях с повышенным количеством калишпата, вокруг плагиоклаза в контакте с калишпатом, образуются мирмекитовые каемки, чаще всего по второму пинакоиду. Плагиоклаз при этом доанортитизируется, но сохраняет призматический облик и иногда даже зональность. Помимо первичного плагиоклаза, в наиболее кислых разностях гранодиоритов присутствует альбит, развивавшийся в позднемагматическую стадию (обр. 151, 155).

Амфибол, представленный роговой обманкой, образует удлиненные кристаллы, содержащие включения апатита и магнетита. Довольно часто можно наблюдать коррозию амфибола калишпатом.

Из темноцветных минералов преобладает биотит; содержание его в породе всегда превышает содержание амфибола в 1,5–2 раза. Он образует пластинки до 3 мм в диаметре. Наиболее крупные из них отличаются заметным идиоморфизмом. С амфиболом образует сростки. Темноцветные минералы часто замещаются хлоритом, пренитом и сфеном. Пренит образует веерообразные скопления или пластинчатые агрегаты, вытянутые по

Таблица 5

Количественный минеральный состав адамеллитов, объемн. %

Номер образца	Массив	Плагиоклаз	Биотит	Калишпат	Кварц	Амфибол	Акцессорные минералы
C-5128	Среднеармянский	35,4	15,1	22,8	25,1	1,0	0,6
102	"	34,4	9,9	30,9	23,8	0,6	0,4
C-5112	"	33,4	8,5	30,2	26,9	0,6	0,4
C-5113	"	35,4	11,1	22,8	30,0	0,3	0,4
102-A	"	35,6	6,0	28,8	29,0	0,1	0,5
C-5136	"	35,2	8,1	28,9	7,3	0,3	0,3
C-1067	Зимнинский	39,8	4,0	27,4	28,0	0,6	0,2
C-1006	"	33,9	8,4	28,6	7,9	0,8	0,4

оси "а" биотита или по оси "с" амфибола. Сфен в виде скоплений мелких зерен разрастается по спайности биотита и амфибола.

Калиевый полевой шпат присутствует в ксеноморфных зернах, содержащих включения плагиоклаза, биотита, амфибола. В нем постоянны, но очень немногочисленны пертиты распада ленточной формы. Количество их увеличивается только в кислых разностях. Микроклиновая решетка не наблюдалась.

Адамеллиты по внешнему облику массивные неравномерно-зернистые или порфировидные породы серого цвета. Макроскопически в их составе хорошо различимы плагиоклаз, амфибол, биотит, калишпат и кварц. Наиболее крупные выделения принадлежат калишпату, который образует идиоморфные кристаллы длиной 1 см. Последние и придают породе порфировидный облик. Структура пород гипидиоморфно-зернистая. Редко встречаются графические сростания калишпата и кварца. Количественный состав адамеллитов колеблется в довольно широких пределах, но две характеристики остаются постоянными: 1) количество плагиоклаза превышает количество калишпата; 2) обязательно присутствует амфибол в количестве до одного процента или только реликтов (табл. 5).

Плагиоклаз образует довольно широкие таблицы, удлинённые немногokrato зональные. Как правило, центральные зоны представлены андезином (№ 35—45), раздробленное и резорбированное ядро, видимое не всегда, замещено серицитом, хлоритом, пренимом, минералами группы эпидота. Такое ядро всегда имеет форму изометричной таблицы, в то время как более поздние кристаллы андезин-олигоклаза, обрастающие основные по составу ядра и образующие самостоятельные зерна, имеют удлиненную таблитчато-призматическую форму. Непрерывно, без четких границ между зонами номер плагиоклаза снижается от андезина до олигоклаза № 25—30. Краевые зоны представлены олигоклазом № 18—22.

Таблица 6

Количественный минеральный состав гранитов, объемн. %

Номер образца	Массив	Плаггиоклаз	Биотит	Калишпат	Кварц	Акцессорные минералы
C-5165	Среднеарминский	31,5	4,3	35,0	29,0	0,2
C-5164	"	29,1	3,4	34,2	33,2	0,1
C-5185	"	33,2	4,9	33,6	28,3	Ед. з.
C-5162	"	22,6	3,8	40,2	33,4	Ед. з.
C-4039	Приисковый	25,7	4,1	32,7	37,5	—
258	"	27,4	4,4	42,2	25,7	0,3
C-4037	"	20,5	2,9	45,3	31,2	0,1

Из темноцветных минералов наиболее широко развит биотит, образующий идиоморфные пластинки.

Амфибол образует довольно крупные (до 2—3 мм) с высокой степенью идиоморфизма удлинённые кристаллы, развивающиеся в ассоциации с андезином, средним и основным. Из акцессорных минералов присутствуют ортит, монацит, циркон, апатит.

Граниты — серые или розовато-серые массивной текстуры породы более светлые, чем адамеллиты. Среди гранитов, слагающих совместно с гранодиоритами или адамеллитами крупные массивы, по составу и структуре выделяется несколько разновидностей, связанных взаимопереходами. Резко преобладают по объёму порфировидные среднезернистые биотитовые граниты (около 70% площади, занятой гранитами). Меньше распространены равномерно-зернистые средне- и крупнозернистые биотитовые разновидности. Порфировидный облик гранитам, так же как и адамеллитам, придают крупные выделения калиевого полевого шпата. От адамеллитов отличаются преобладанием калишпата над плаггиоклазом, более кислым составом последнего, отсутствием амфибола, меньшим содержанием биотита и акцессориев (табл. 6). Структура пород, как правило, гипидиоморфно-зернистая.

Большинство выделений плаггиоклаза имеют незональное строение и олигоклазовый (№ 23—27) состав. Лишь в наиболее крупных кристаллах плаггиоклаза можно наблюдать зональное строение, при этом центральная часть зерна слагается андезином (до № 44).

Из темноцветных минералов присутствует биотит, образующий идиоморфные пластинки. Кварц, количество которого достигает 26—33%, как правило, ксеноморфен, но в некоторых разновидностях гранитов встречаются округлые, близкие к идиоморфным зерна. Наиболее крупные выделения кварца являются агрегатом нескольких ксеноморфных зерен. Акцессорные минералы в гранитах те же, что и в адамеллитах.

Мелкозернистые граниты являются фациальной разновидностью гранитов и встречаются как в составе крупных массивов, так и вдали от них в виде штоков и даек. Это светло-серые плотные породы, равномерно-

зернистые, часто слабо порфириовидные. Структура пород гранулитовая и гипидиоморфно-зернистая. Подсчет количественного минерального состава показывает, что преобладающим минералом является калишпат (свыше 42%), в большем количестве, чем плагиоклаз (25%), присутствует кварц (31%), биотит составляет 2–3%. Акцессорные минералы те же, что в гранитах, иногда появляется гранат (альмандин).

Плагиоклаз пород представлен незональными кристаллами альбит-олигоклаза. Крупные его выделения иногда слагаются олигоклазом № 20–25. Калишпат образует ксеноморфные зерна, часто сильно пелитизированные. Кварц присутствует в виде двух разновидностей – гранулитовой и ксеноморфной. Пластинки биотита, как и в гранитах, содержат основную массу акцессорных минералов.

Таким образом, по набору породообразующих минералов, их количеству и взаимоотношениям описываемые породы почти не отличаются от среднезернистых биотитовых гранитов.

Аплитовые породы в виде жил мощностью от 1 до 15 см развиты на разных участках всех описанных массивов и часто удалены от последних (иногда до нескольких сот метров). По составу и структурам аплиты очень похожи друг на друга во всех массивах, отличаясь только по размерам зерен. На основании этого признака их можно разделить на фельзитовидные аплиты и аплитограниты.

Первые по внешнему виду – сливные голубовато-серые породы с редкими порфировыми вкрапленниками полевых шпатов. Под микроскопом они состоят из мелкозернистой аплитовой основной массы, сложенной калишпатом (55%) и кварцем (23,6%) с небольшой примесью альбит-олигоклаза № 7–14 (11,4%). На фоне основной массы видны редкие порфировые выделения тех же минералов – кварца, калишпата, плагиоклаза, часто образующих сростки. Плагиоклаз порфириовидных выделений слабо зонален, внутренняя часть его сложена олигоклазом № 15–20, внешняя – альбитом № 7–10. Калиевый полевой шпат содержит пертиты распада и с кварцем образует графические прорастания. В ничтожно малых количествах встречаются темноцветные минералы, представленные биотитом в порфириовидных выделениях (1%) и магнетитом (0,2%) в основной массе. Вкрапленники корродируются материалом основной массы.

На контакте аплитов с вмещающими гранитами часто возникает зона закалки шириной 1–2 мм, состоящая из сростаний кварца и калишпата графической структуры. Второй тип аплитов отличается от первого более крупным размером зерен (они видимы невооруженным глазом), розоватым оттенком и почти полным отсутствием порфировых выделений.

Спессартиты – меланократовые мелкозернистые, плотные, с вишневым или зеленоватым оттенком породы. Главные составные части их: плагиоклаз № 40–55 в количестве 45–60% и амфибол – зеленовато-бурая роговая обманка – 20–40%. Иногда присутствуют кварц и пироксен в количестве нескольких процентов. Структура пород призматически-зернистая, лампрофировая. Широко развиты вторичные минералы: карбонат, хлорит, эпидот, пренит, актинолит. Роговая обманка фиксируется

в виде призмочек, всегда более крупных, чем лейсты плагиоклаза, и часто образует порфиновые выделения длиной до нескольких миллиметров.

Диоритовые порфириты — плотные темные породы с зеленоватым оттенком и с порфировыми выделениями светлого плагиоклаза № 42 в виде удлинённых таблиц. Кроме плагиоклаза, среди порфировых выделений появляется небольшое количество роговой обманки. Основная масса породы сложена этими же плагиоклазами и амфиболом с небольшой примесью стекла и кварца.

Диабазы — мелкозернистые, плотные, очень крепкие породы темного зеленовато-серого цвета, часто с концентрически-скорлуповатой отдельностью (дайки Усть-Микулинского гранитного штока). Главный породообразующий минерал — плагиоклаз № 55—65, содержащийся всегда в количестве 50—60%. Пироксен (5—10%) присутствует постоянно. Структура пород офитовая—долеритовая и диабазовая.

Между спессартитами, диабазами и диоритовыми порфиритами существует множество переходных разностей. Разности трудно отнести к какой-либо определенной группе пород, но роднятся они по преобладанию плагиоклаза и амфибола среди других породообразующих минералов и все отличаются широким развитием вторичных минералов — карбоната, хлорита, эпидота, пренита, почти всегда присутствует рудная вкрапленность пирротина.

Кварцевые порфиры — светлые породы с мелкозернистой или афанитовой массой. Состоят они преимущественно из кварца и калиевого полевого шпата. Подчиненное значение имеют плагиоклаз и биотит. В порфировых вкрапленниках наблюдаются изометричные выделения кварца, короткопризматические кристаллы калишпата и пироксидные тонкодвойникованного олигоклаза № 15—20. Биотит встречается редко. Структура основной массы фельзитовая, сферолитовая до микроаллотриоморфно-зернистой. Для описываемых пород характерны миароловые пустотки, выполненные окислами железа.

Гранит-порфиры, как и кварцевые порфиры, характеризуются преобладанием кварца и калиевого полевого шпата и низким содержанием биотита. Вкрапленники представлены теми же минералами, что и в кварцевых порфирах. Основная масса имеет микроаллотриоморфно-зернистую структуру, переходящую местами в гранофировую.

Вмещающими породами для верхнемеловых интрузий в описываемом районе являются терригенные осадочные породы юрского и нижнемелового возраста, представленные переслаивающимися пачками песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Это кварц-полевошпатовые, реже полимиктовые породы, содержащие в качестве акцессорных минералов сфен, циркон, апатит и рудные минералы. Наиболее тонкодисперсные разности пород богаты органическим веществом (Шашкина, 1966). По данным Э.П. Изоха и др. (1957), состав неизменных терригенных отложений соответствует гранодиориту (алевропелиты и глинистые сланцы) и граниту (песчаники) и отличается сильной пересыщенностью глиноземом.

Изменения на контакте с крупными интрузиями выражаются в образовании биотитовых роговиков, относящихся (по Гольдшмиту) к

амфиболитовой фации. Ширина такой зоны измеряется первыми сотнями метров. Роговики являются породами полностью перекристаллизованными, имеют лепидогранобластовую структуру и состоят из кварца, биотита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза с порфиробластами турмалина, граната, кордиерита, редко андалузита.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

В основу петрохимической характеристики гранитоидов района положена классификация их по SiO_2 (Заварицкий, 1950; Изох, Налетов, 1974). Нам представляется, что эта классификация является наиболее удобной и простой, она ясна по своему смыслу и хорошо согласуется с наблюдаемыми в природе петрографическими типами пород.

По содержанию SiO_2 породы комплекса подразделяются на 5 групп, что хорошо иллюстрируется расположением максимумов на статистико-петрохимической диаграмме (рис. 9): габбро (42–50% SiO_2), габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты (53–59%), гранодиориты (62–67%), адамеллиты (69–71%), граниты (72–75%). Габбро занимают площадь 3,4 км², диориты – 15,6, гранодиориты – 306, адамеллиты и граниты – 325 км².

Анализ вариаций содержания SiO_2 в породах (табл. 7,8) показывает, что главной особенностью образований комплекса является гетерогенность составов пород, входящих в указанные выше группы.

Наибольшие вариации (42–50 при среднем 45,29%) содержания кремнезема отмечаются в ловлягинских габброидах, которые отличны от среднего типа пород по Р. Дэли (48,2% SiO_2) пониженным содержанием. Для ассоциированных с габбро-диоритов Ловлягинского массива харак-

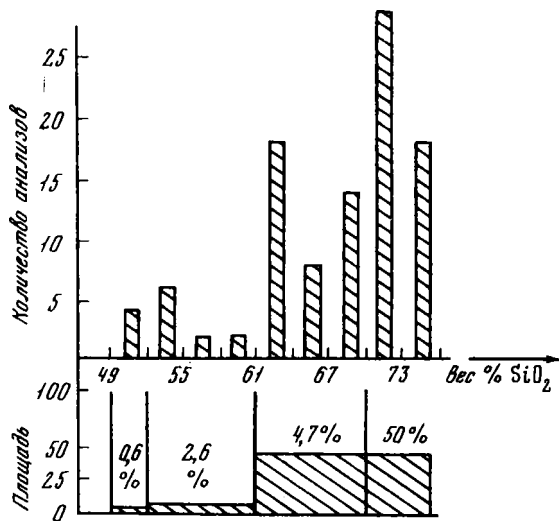


Рис. 9. Гистограмма распределения по типам пород интрузивных образований Центрального Сихотэ-Алия, построенная для каждого трехпроцентного интервала содержаний SiO_2

терно, напротив, повышенное относительно "среднего диорита" содержание кремнезема. Повышенные содержания SiO_2 обнаруживаются также в усть-микулинских диоритах, занимающих промежуточное между диоритом и тоналитом положение.

В гранодиоритах Приискового массива содержание кремнекислоты весьма стабильно — 62–64 при среднем 63,2%, т.е. более низкое, чем в соответствующем среднем типе пород по Р. Дэли (65%). Для подобных образований Нижнеарминского массива диапазон вариаций содержания SiO_2 значительно больший от 62 до 67%. Таким образом, приведенное сравнение показывает, что гранодиориты двухфазного Приискового массива более однородны по содержанию кремнезема, чем аналогичные фации монофазного Нижнеарминского массива.

В более кислых, чем гранодиориты, породах отмечаются высокие колебания содержаний SiO_2 (69–75%). Среди них четко выделяются две фациальные разновидности пород — адалеллиты (69–71% SiO_2) и граниты (72–75% SiO_2), встречающиеся в одних и тех же массивах. Нахождение адалеллитов совместно с гранодиоритами в одних массивах (и в сопоставимых объемах) не наблюдалось.

Анализ вариаций распределения окислов в породах (с учетом распределения SiO_2) на диаграмме Харкера показывает закономерное уменьшение содержания оснований и рост концентраций щелочных металлов с повышением кремнекислотности пород.

Фигуративные точки отдельных анализов группируются на диаграммах в линейные поля, отвечающие трем группам пород — габбро и диоритов, гранодиоритов, адалеллитов и гранитов (рис. 10, 11).

Наиболее характерной особенностью всех пород района является повышенная "калиевость". Это хорошо видно при сопоставлении усредненных по массивам составов диоритов, гранодиоритов, адалеллитов (см. табл. 8) со средними типами пород по Р. Дэли. Повышена для всех интрузий района и сумма щелочей за счет высокого содержания калия, так как содержание Na_2O остается практически одинаковым для всей гаммы пород от основных до кислых разновидностей.

Одной из характерных особенностей интрузивных пород района является преобладание закисного железа над окисным.

Примечательно, однако, что изменение содержания главных окислов в породах района носит закономерный, а не случайный характер. Это хорошо видно на примере гранодиоритов Приискового и Нижнеарминского интрузивов, различающихся не только средними содержаниями CaO , MgO , FeO , но и, в большей мере, вариациями их распределения. Так, гранодиориты Приискового массива характеризуются большей однородностью содержаний главных породообразующих окислов, чем нижнеарминские гранодиориты, в которых фиксируются весьма значительные, хотя и взаимосвязанные с изменениями SiO_2 , вариации содержаний главных породообразующих окислов.

Подобные различия хорошо соответствуют наблюдаемым геологическим данным. Так, петрохимически весьма однородные гранодиориты слагают первую фазу Приискового массива, вторая фаза которого представлена кислыми гранитами. Химически гетерогенные гранодиориты

Т а б л и ц а 7

Химический состав интрузивных пород Центрального Сихотэ-Алиня, % массы

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	69,16	71,18	71,16	70,22	70,30	75,30	72,24
TiO ₂	0,52	0,50	0,32	0,36	0,30	0,05	0,43
Al ₂ O ₃	14,05	13,25	14,84	13,47	14,55	12,84	12,72
Fe ₂ O ₃	2,33	0,07	0,00	0,54	0,46	0,00	0,69
FeO	2,69	2,33	2,65	3,27	3,09	1,10	2,51
MnO	0,08	0,10	0,09	0,07	0,11	0,04	0,05
MgO	0,52	1,34	0,41	0,73	0,38	0,10	0,41
CaO	2,30	2,01	1,60	2,02	1,70	0,56	1,58
K ₂ O	3,95	4,18	4,39	4,12	3,49	5,49	4,34
Na ₂ O	3,73	4,21	3,88	4,20	4,85	3,83	3,56
H ₂ O ⁺	—	—	0,37	0,08	0,37	0,54	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,00	0,10	0,00	0,00	—
П.п.п.	0,50	0,32	—	—	—	—	0,50
P ₂ O ₅	0,49	0,20	0,12	0,16	0,11	0,08	0,41
Σ	100,32	99,62	99,83	99,34	99,71	99,93	99,44

Т а б л и ц а 7 (продолжение)

Окислы	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	64,68	13,90	72,30	69,15	69,67	70,73	74,33
TiO ₂	0,59	0,66	0,07	0,44	0,60	0,36	0,28
Al ₂ O ₃	14,84	14,84	14,58	14,75	14,70	13,86	11,85
Fe ₂ O ₃	0,96	1,36	0,19	1,74	2,35	1,23	1,01
FeO	4,36	4,00	1,27	2,07	1,84	2,10	1,23
MnO	0,08	0,06	0,01	0,10	0,07	0,28	0,07
MgO	2,22	2,73	0,61	0,62	0,60	0,85	0,57
CaO	4,34	4,34	1,54	2,11	1,66	1,95	0,84
K ₂ O	3,33	3,46	6,14	4,10	4,01	4,65	5,96
Na ₂ O	3,49	3,32	3,65	3,22	4,01	3,19	3,30
H ₂ O ⁺	—	—	—	1,05	0,60	0,82	0,24
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,10	0,22	0,16	0,34
П.п.п.	0,75	0,93	0,15	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,06	0,00	0,03	0,04
Σ	99,64	99,60	100,51	99,45	100,32	100,21	100,06

П р и м е ч а н и е. Массив Среднеарминский: 1–5 – адалеллиты (1 – С-5113; 2 – С-5134; 3 – С-5130; 4 – С-5142; 5 – С-5179), 6–9 – граниты (6 – С-5126; 7 – С-5159; 8 – С-5164; 9 – С-5192); массив Присковый: 10–11 – гранодиориты (10 – С-4040; 11 – К-5121), 12–14 – граниты (12 – С-4037; 13 – С-4039; 14 – 258); массив Нижнеарминский: 15–17 – гранодиориты (15 – 086; 16 – 094; 17 – 151), 18 – гранит (094-7); массив Зиминский: 19–21 – адалеллиты (19 – С-1064; 20 – С-1006; 21 – С-1070), 22–23 граниты (22 – С-1077; 23 – С-1067); массив Усть-Микулинский диоритовый; 24–25 – диориты (24 – 139; 25 – 144); массив Усть-Микулинский гранитный: 26–27 – оливинсодержащие гранит-порфиры (26 –

8	9	10	11	12	13	14	15
73,18	72,74	62,44	62,86	74,52	73,38	72,84	64,82
0,31	0,60	0,86	0,66	0,29	0,29	0,31	0,62
12,99	12,99	16,70	16,04	12,99	13,25	14,05	14,31
0,45	0,48	0,95	0,62	0,17	0,37	0,99	0,15
1,07	2,33	4,55	4,67	2,37	2,37	1,27	5,63
0,06	0,07	0,02	0,12	0,04	0,06	0,03	0,08
0,62	0,10	2,93	2,67	0,51	0,61	0,71	2,22
1,58	2,01	5,32	4,77	1,12	0,98	1,40	3,78
4,58	3,88	2,45	2,60	4,56	4,41	4,26	3,59
4,37	3,89	3,81	3,88	3,49	3,65	3,97	3,16
—	—	—	0,73	—	—	—	—
—	—	—	0,14	—	—	—	—
0,12	0,39	0,40	—	0,14	0,30	0,48	2,23
0,14	0,26	—	0,26	—	—	—	—
99,47	99,74	100,43	100,02	100,20	99,67	100,31	100,59

23	24	25	26	27	28	29	30
72,78	55,12	59,28	70,84	71,76	52,76	52,88	58,46
0,40	0,98	0,89	0,16	0,29	0,94	1,34	0,97
12,46	16,95	15,90	14,85	15,39	16,96	17,23	16,43
0,92	0,95	3,56	1,91	1,13	1,47	1,28	1,60
1,64	7,79	5,08	0,78	1,19	7,34	8,06	4,83
0,07	0,09	0,10	0,03	0,04	0,15	0,16	0,11
0,65	4,65	3,03	0,25	0,51	4,55	5,07	3,21
1,39	5,88	5,32	0,66	1,12	7,91	6,33	5,92
5,05	2,50	2,81	5,91	3,93	2,31	2,13	3,36
3,70	3,60	3,49	3,48	2,88	3,31	3,31	3,08
0,43	0,60	—	0,86	0,95	—	—	—
0,24	0,16	—	0,43	0,18	—	—	—
—	—	0,54	—	—	1,29	0,37	1,19
0,03	0,26	—	0,06	0,14	0,49	0,37	0,36
99,76	99,53	100,00	100,22	99,51	99,48	99,56	99,52

С-3034; 27 — С-5037); массив Ловлягинский: 28–30 — диориты (28 — С-5065; 29 — С-5066; 30 — С-5092), 31 — оливиновое габбро (С-5098); массив Дерсу: 32 — гранит (С-5013); массив Водораздельный: 33–36 — граниты (33 — К-1555; 34 — К-1556; 35 — С-5022; 36 — С-5023); массив Дальнеарминский: 37–39 — адалеллиты (37 — 265; 38 — 267; 39 — 269); массив Горный: 40–41 — адалеллиты (40 — К-1592; 41 — К-1677), 42–43 — граниты (42 — К-1579; 43 — К-1660); массив Белогорский: 44–45 — адалеллиты (44 — К-1648; 45 — К-1692), 46–47 граниты (46 — К-1653, 47 — К-1646). 1–32 — Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, 33–39 — зона Центрального структурного шва, 40–47 — Главный антиклиниорий Сихотэ-Алиня.

Таблица 7 (окончание)

Окислы	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	43,42	72,90	73,75	73,70	72,78	74,82	70,16	68,42
TiO ₂	1,44	0,19	0,09	0,11	0,20	0,13	0,63	0,54
Al ₂ O ₃	16,96	13,62	13,91	14,32	13,62	12,94	14,57	13,78
Fe ₂ O ₃	3,58	1,31	0,22	0,20	0,58	0,39	1,51	2,38
FeO	9,31	3,23	1,94	1,72	2,42	2,05	2,33	4,12
MnO	0,22	0,08	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04
MgO	7,55	0,31	0,22	0,22	0,46	0,21	0,83	0,52
CaO	11,94	0,93	0,67	0,70	1,29	0,72	1,15	1,87
K ₂ O	0,96	2,74	4,55	4,68	5,41	4,26	4,13	4,13
Na ₂ O	1,94	3,91	3,96	3,86	3,28	3,62	3,65	3,24
H ₂ O ⁺	—	—	0,49	0,29	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,00	0,04	—	—	—	—
П.п.п.	2,37	0,30	—	—	0,18	0,30	0,40	0,49
P ₂ O ₅	0,73	0,14	0,11	0,07	0,02	0,11	0,12	0,04
Σ	100,42	99,66	99,97	99,96	99,60	99,61	99,53	99,57

Таблица 8

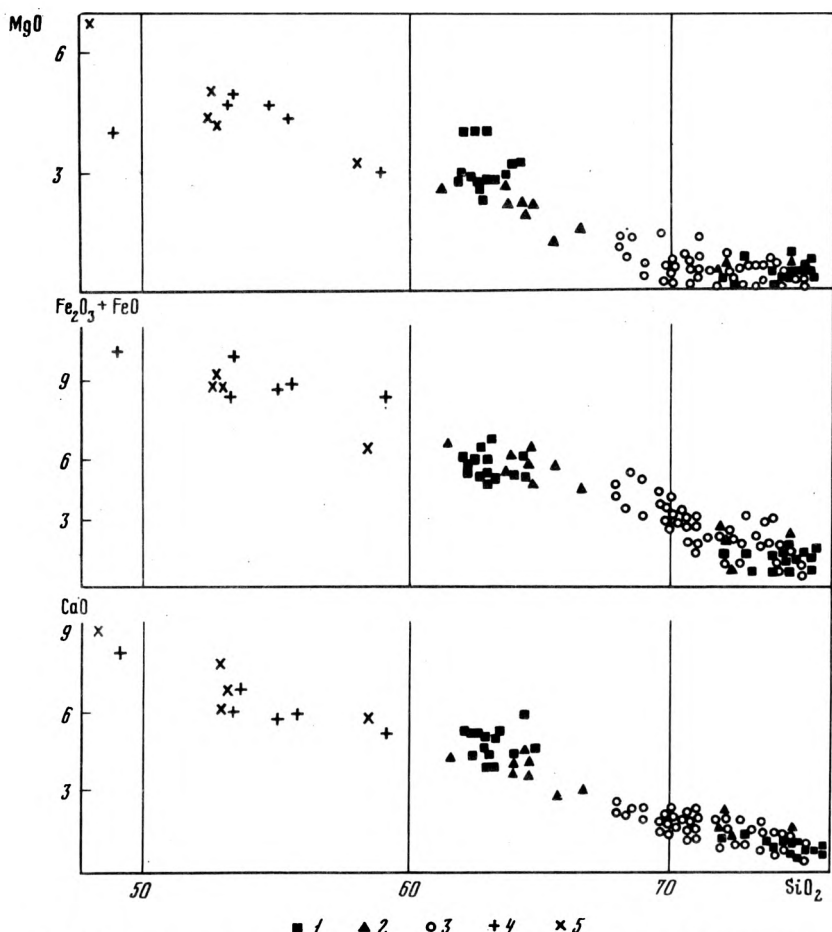
Статистические данные о распределении породообразующих окислов в гранитох

Массив	Порода	Количество проб	Параметры распределения	SiO ₂	Al ₂ O ₃
Приисковский	Гранодиориты	12	$\bar{x}$	63,25	15,72
			S^2	0,61	0,45
			S	0,78	0,67
			V	0,01	0,04
Нижнеарминский	"	10	$\bar{x}$	64,83	14,70
			S^2	4,00	4,09
			S	2,00	2,02
			V	0,03	0,14
Зимнинский	Адамеллиты	13	$\bar{x}$	70,62	13,70
			S^2	8,09	1,39
			S	2,84	1,18
			V	0,04	0,09
Приисковский	Граниты	15	$\bar{x}$	74,22	13,60
			S^2	1,14	1,55
			S	1,07	1,25
			V	0,01	0,09
Среднеарминский	"	16	$\bar{x}$	72,56	13,26
			S^2	3,90	1,01
			S	1,98	1,00
			V	0,03	0,08

39	40	41	42	43	44	45	46	47
69,94	70,90	70,98	72,22	76,30	71,46	68,82	72,36	73,67
0,41	0,53	0,36	0,16	0,15	0,35	0,55	0,28	0,28
14,61	13,89	14,00	14,10	11,69	13,58	14,30	13,94	12,20
1,32	0,00	0,44	0,28	0,57	0,00	0,00	0,35	0,53
2,68	3,38	2,95	1,94	1,63	2,95	4,03	2,05	2,16
0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,06	0,05
0,62	0,73	0,89	0,42	0,42	0,82	1,21	0,12	0,13
1,54	1,71	1,60	1,29	0,76	1,49	2,22	1,40	1,40
4,56	3,75	4,06	4,84	4,35	4,75	4,25	5,00	5,00
3,44	4,00	3,75	3,75	3,44	3,44	3,44	3,75	3,70
—	0,52	0,53	0,29	0,30	0,34	0,47	0,43	0,36
—	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,14	0,02	0,00
0,45	—	—	—	—	—	—	—	—
Сл.	0,15	0,17	0,15	0,11	0,13	0,17	0,09	0,12
99,63	99,60	99,78	99,52	99,74	99,33	99,63	99,85	99,60

дах Арминского комплекса, % массы

Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O
1,34	4,01	3,01	4,33	2,93	3,34
0,23	0,84	0,80	2,10	0,51	0,15
0,48	0,92	0,89	1,45	0,71	0,39
0,36	0,23	0,30	0,33	0,24	0,12
1,25	4,46	2,03	3,92	3,67	3,63
0,50	1,05	0,52	0,53	1,01	0,30
0,71	1,02	0,72	0,73	1,00	0,55
0,57	0,23	0,35	0,19	0,27	0,15
1,32	2,93	0,84	1,83	4,52	3,48
0,31	8,22	0,12	0,50	1,23	0,19
0,56	2,87	0,35	0,70	1,11	0,44
0,42	0,98	0,42	0,39	0,24	0,12
0,55	1,45	0,34	1,00	4,69	3,42
0,07	0,37	0,07	0,06	0,11	0,05
0,27	0,61	0,27	0,24	0,33	0,23
0,49	0,42	0,79	0,42	0,07	0,07
0,74	2,47	0,46	1,58	4,45	3,38
0,65	0,83	0,29	0,21	0,17	0,32
0,81	0,91	0,54	0,46	0,42	0,57
1,09	0,37	1,19	0,29	0,09	0,17

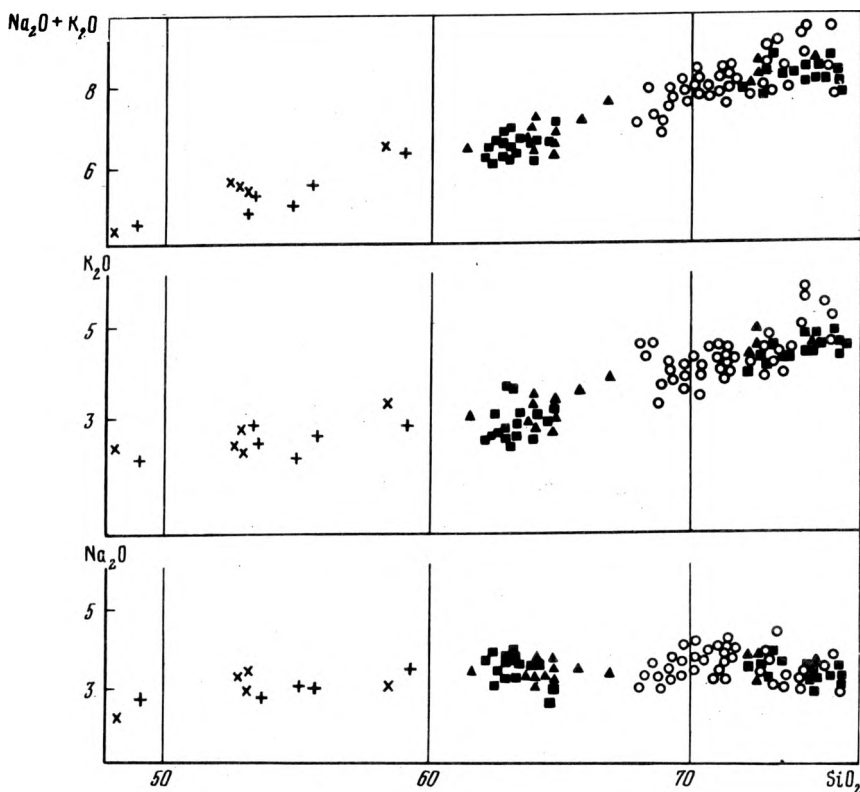


Р и с. 10. Вариационные диаграммы SiO_2 — MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, CaO для интрузивных пород

Массивы: 1 — Присковый; 2 — Нижнеарминский, 3 — Среднеарминский, 4 — Ловлягский; 5 — Усть-Микулинский

слагают однофазный Нижнеарминский интрузив. В связи с этим можно предположить, что постоянство состава гранитоидов может свидетельствовать о характере петрогенетических процессов: в одном случае гомогенность состава указывает на завершение процесса распределения исходных магм на гранодиорит и гранит, а в другом — лишь на начавшуюся дифференциацию.

Таким образом, по петрохимическим характеристикам гранитоиды района представляют собой гомодромно-прерывистый ряд пород, который естественно распадается на обособленные группы — габбро-диоритовую, гранодиорит-лейкогранитную и адалеллит-гранитную. Породы, представляющие названные группы, слагают автономные геологические тела, и на всех петрохимических диаграммах отвечающие их составу точки

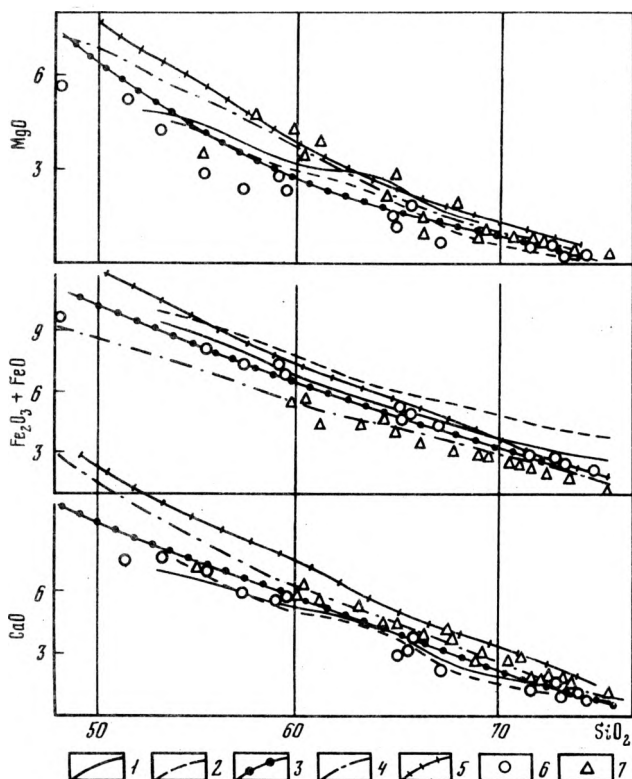


Р и с. 11. Вариационные диаграммы SiO_2 – Na_2O , K_2O и суммы их интрузивных пород

Условные обозначения см. на рис. 10

образуют самостоятельные и не перекрывающие друг друга поля. Петрохимические различия гранодиоритов и адалмеллитов особенно четко видны при сравнении пород крупных гранитоидных массивов: с одной стороны — Нижнеарминского и Приискового, с другой — Среднеарминского.

Гранодиориты Арминского района петрохимически тождественны породам "бачелазского" комплекса верховий р. Бикин: точки составов этих пород (Изох и др., 1957; устное сообщение И.З. Бурьяновой) на диаграммах Харкера располагаются в пределах единых с рассматриваемыми гранитоидами кривых. Петрохимическая тождественность этих образований подтверждает вывод Ю.А. Кузнецова (1964) об их принадлежности к единому ряду вулканогенных интрузивных формаций габбро-диорит-гранодиоритовой группы. От других орогенных магматических формаций, прежде всего от ряда батолитовых гранитоидных, рассматриваемые образования существенно отличаются по химизму. Для пород, относящихся к батолитам "пестрого" состава, характерны произвольные вариации породообразующих окислов, меньший диапазон колебаний SiO_2 , более низкое содержание K_2O и Na_2O . Эти типичные для автохтонных образований черты не характерны для гранитоидов района.

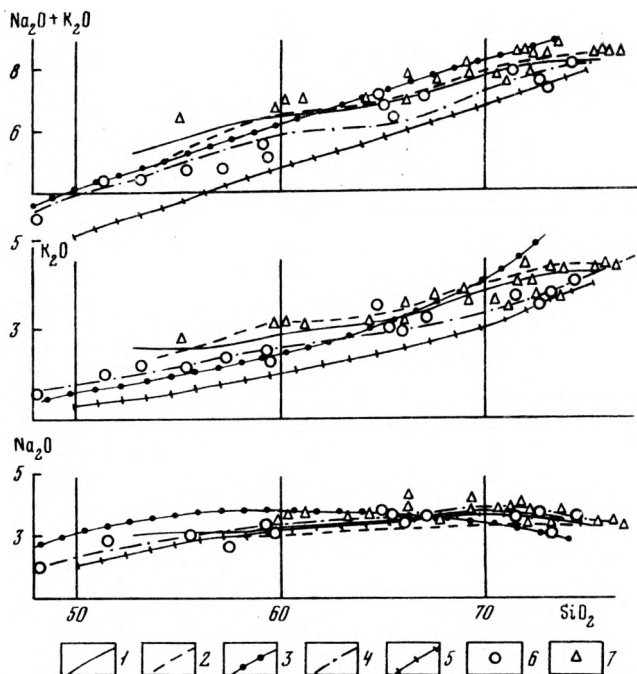


Р и с. 12. Вариационные диаграммы SiO_2 – MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, CaO для интрузивных пород

1 – Центрального Сихотэ-Алиня; 2 – верховий р. Бикин по И.З. Бурьяновой; 3 – вулканических и plutонических серий Охотского пояса (Устиев, 1963); 4 – батолита Айдахо (Larsen, 1958); 5 – Южно-Калифорнийского батолита (Larsen, 1958); 6 – средние составы изверженных пород по С.Р. Нокколдсу (Nockolds, 1954); 7 – Южно-Верхоянского синклиниория (Гринберг, 1970)

Петрохимическое сходство изученных пород с гранитоидами "бачелазского" комплекса представляется важным еще и потому, что последние сохранили тесную, вплоть до образования единых вулканоплутонических построек (Бурьянова и др., 1970), связь с эффузивами среднего и кислого состава (массивы Сихотэ, Аник, Центральный). Более того, по своим химическим особенностям арминские гранитоиды близки к магматическим породам ниже- и верхнемеловой вулканоплутонических формаций Охотского структурного пояса (Устиев, 1963), что хорошо видно по положению вариационных линий на диаграммах Харкера (рис. 12, 13). Отличия обусловлены лишь более значительной калиевостью арминских гранитоидов.

Средний состав арминских гранитоидов, как и интрузий верховьев р. Бикин, отличается повышенным (по сравнению с средним составом изверженных пород, по С.Р. Нокколдсу) содержанием железа и калия.



Р и с. 13. Вариационные диаграммы SiO_2 – Na_2O , K_2O и их суммы для интрузивных пород. Условные обозначения см. на рис. 12

Повышенное содержание железа характерно для всех разновидностей арминских гранитоидов от габбро до гранитов, калия — лишь для разновидностей с содержанием SiO_2 до 67%. В породах адалмелито-гранитной группы количество калия ниже (см. рис. 13). Содержание CaO и Na_2O во всех разновидностях гранитоидов несколько ниже среднего.

Сравнение арминских гранитоидов с интрузивными сериями мезозойского возраста, развитыми в пределах Тихоокеанского пояса — район Верхоянья, Монголо-Охотская область, Северо-Американское побережье (Южно-Калифорнийский батолит и батолит Айдахо), также показывает повышенную железистость, высокую калиевость и пониженную кальциевость первых. По высоким содержаниям калия арминские гранитоиды сопоставимы с гранитоидами Южного Верхоянья.

Генетические особенности рассматриваемых гранитоидов — их принадлежность к группе вулканогенных формаций — позволяют сравнивать их петрохимические характеристики с характеристиками пород типовых вулканических ассоциаций, используемых при сравнениях в качестве эталонов.

На диаграмме А.Н. Заварицкого точки составов интрузивных пород Арминского района располагаются между линиями, отвечающими составу вулканических ассоциаций Лассен-Пик и Сан-Франциско (рис. 14). Это поддерживает петрохимическое сходство рассматриваемых образо-

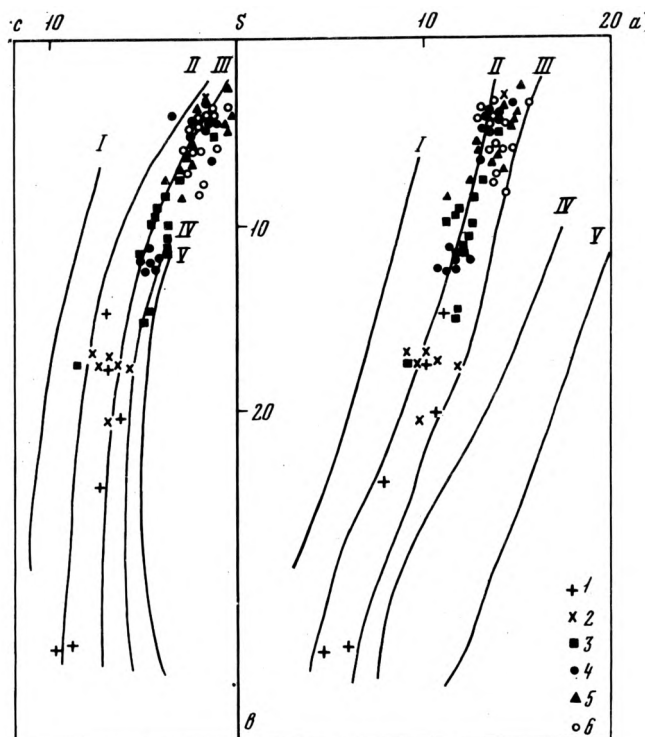


Рис. 14. Диаграмма химических составов интрузивных пород Центрального Сихотэ-Алиня

Массивы: 1 — Ловлягинский; 2 — Усть-Микулинский; 3 — Приисковый; 4 — Нижнеарминский; 5 — Среднеарминский; 6 — Зимнинский. Вариационные линии: I — типа Пеле, II — типа Лассен-Пик, III — типа Сан-Франциско, IV — типа Этны, V — типа Марос-Хейвуд

ваний с развитыми в пределах Тихоокеанского подвижного пояса магматическими ассоциациями, их соответствие "тихоокеанскому" типу магматизма (Заварицкий, 1950). К подобному же выводу пришла Т.В. Молчанова (1973), анализируя петрохимические особенности гранитоидов Сихотэ-Алиня и основываясь в первую очередь на особенностях распределения в них железа.

Таким образом, по петрохимическим свойствам гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня идентичны породам вулканоплутонических ассоциаций известково-щелочного ряда, обычных для зон мезозойской складчатости Тихоокеанского подвижного пояса, и отличаются повышенным содержанием в них калия, что является одним из характерных петрохимических свойств рассматриваемых гранитоидов. Петрохимические аналогии между гранитоидами Арминского района и породами типичных вулканоплутонических ассоциаций — один из характерных признаков принадлежности гранитоидов рассматриваемого района, утративших былую связь с эффузивными породами, к типу вулканогенных образований.

ТИПОМОРФНЫЕ И ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Изучение оптических свойств и химического состава породообразующих минералов имеет большое значение для корреляции магматических пород и дает чрезвычайно ценные сведения о характере эволюции магматических расплавов, их первоначальном составе. Они помогают восстановить условия формирования гранитных пород. Изучение химических особенностей минералов, кроме того, дает возможность оценить влияние режима кислотности—щелочности на поведение микроэлементов.

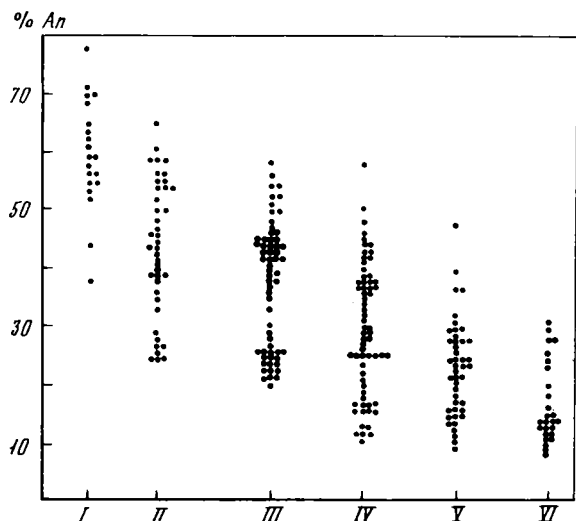
ПЛАГИОКЛАЗ

Плагиноклаз — существенная составная часть всех разновидностей интрузивных пород Арминского блока. В диоритах и гранодиоритах содержание его в породе составляет 44%, в адамеллитах и гранитах — соответственно 30 и 25%.

Кристаллы плагиноклаза имеют таблитчатую форму, степень идиоморфизма и удлиненность их падают по направлению от основных членов диорит-гранитного ряда к кислым. Так, в диоритах плагиноклаз образует удлиненные таблицы, в гранодиоритах и адамеллитах — широкие среднеудлиненные таблицы, в гранитах почти изометричные, а в мелкозернистых гранитах плагиноклаз представлен незональными зернами неправильной формы.

Плагиноклазы, как правило, полисинтетически sdвойникованы по альбитовому закону. Для них характерна зональность, четкая в диоритах и гранодиоритах и слабая, неясно выраженная, в адамеллитах. В гранитах слабо зональны наиболее крупные выделения плагиноклаза, остальные кристаллы имеют незональное строение. Центральная часть кристаллов плагиноклаза — резорбированное ядро — имеет изометричные очертания, сложена андезином высоких номеров (до лабрадора) и интенсивно замещена серицитом и хлоритом, редко с флюоритом. Иногда от ядер сохраняются только островные реликты. Редко можно наблюдать два или несколько ядер, окруженных общей андезиновой каймой. Ядра чаще отмечаются в плагиноклазах диоритов, реже — в плагиноклазах гранодиоритов и адамеллитов и практически отсутствуют в гранитах. Состав промежуточных зон, окружающих ядро, отвечает андезину № 48—42 и № 39—35 и олигоклазу № 30—25. В гранодиоритах зона № 39—35 составляет центральную часть и окружена зоной олигоклаза № 30—25.

Краевые каймы плагиноклаза неодинаковы по составу и строению в разных типах пород. Так, если в диоритах они чрезвычайно тонки и процент Al_2O_3 в них не опускается ниже 25, то в гранитах это хорошо развитые широкие зоны, состав которых колеблется в пределах 10—18% Al_2O_3 . Часто краевые каймы имеют извилистые внешние контуры, что можно объяснить стесненными условиями совместного роста с калишпатом и



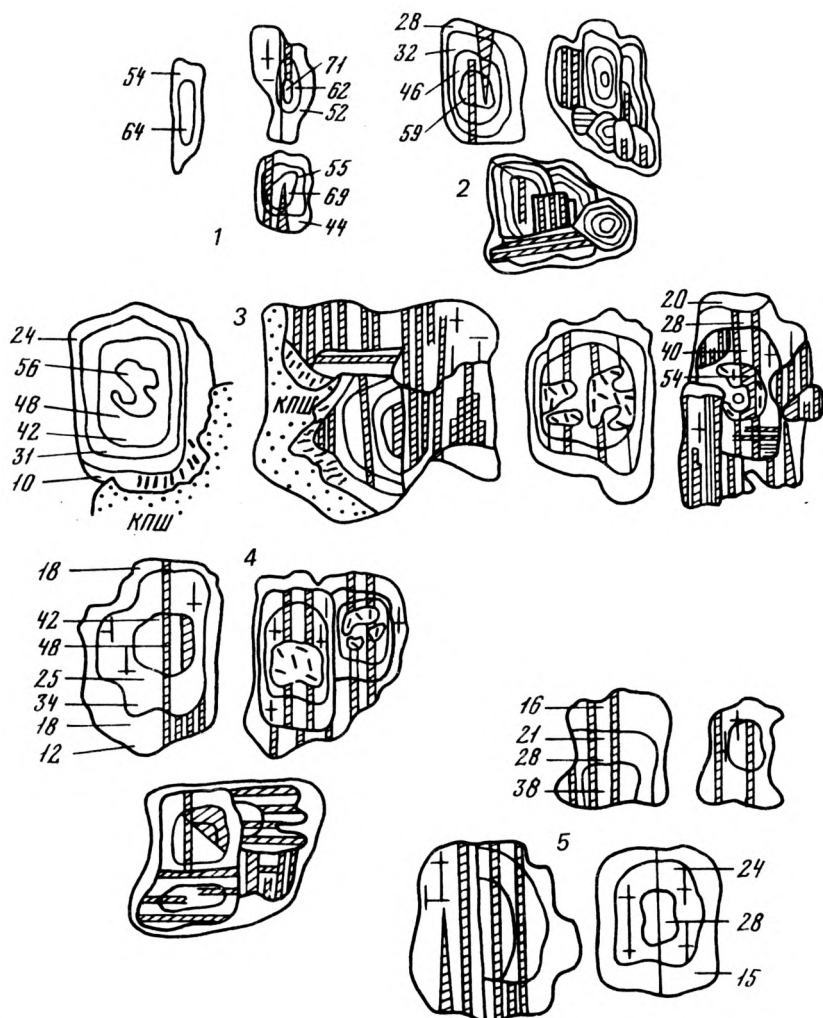
Р и с. 15. Диаграмма частоты распространения породообразующих плагиоклазов в интрузивных породах, построенная по содержанию в них An

I — габбро, II — диориты, III — гранодиориты, IV — адамеллиты, V — граниты, VI — мелкозернистые граниты

кварцем. Границы кислого плагиоклаза краевых кайм с калишпатом, как правило, реакционные: краевая кайма становится особенно широкой, и в ней возникают мирмекитовые вросстки.

Массовые определения номера плагиоклаза сделаны по замерам максимального угла погасания в зоне $\perp [010]$ (Соболев, 1964). В отдельных зонах кристаллов, когда позволяли размеры зон, производили замеры ориентировки индикатрисы и определяли номера плагиоклаза по диаграмме В.В. Никитина (Доброхотова, 1957). Результаты определений состава зональных плагиоклазов иллюстрируются диаграммой (рис. 15), а характер их зональности и структурные особенности строения отдельных зерен показаны на рис. 16. На рис. 15 хорошо видно, что для всех разновидностей гранитоидов Арминского блока составы плагиоклазов повторяются, а изменяется только ширина зон, отображаемая на графике количеством точек замеров. Наиболее резкая смена состава в зональных плагиоклазах наблюдается при переходе от лабрадорowego ядра № 50–60 к промежуточным зонам состава № 35–46 и при переходе от последних к краевым каймам. В этих случаях отмечаются наиболее четкие границы между зонами, что, вероятно, отражает резкую, а не постоянную смену условий кристаллизации плагиоклаза. Промежуточные зоны разного состава не имеют четких границ вследствие близости состава зон.

Плагиоклаз гранодиоритов и адамеллитов часто образует гломеропорфировые сростки неправильной формы, состоящие из 2–8 зональных кристаллов (см. рис. 16). Редко эти сростания происходят закономерно и общий кристалл имеет форму таблицы. Гломеропорфировые сростки образуются на стадии выделения из расплава андезина, но иногда можно



Р и с. 16. Зарисовки кристаллов плагиоклаза интрузивных пород

1 – габбро; 2 – диориты; 3 – гранодиориты; 4 – адамеллиты, 5 – граниты

наблюдать подобные сростки, образованные на раннем этапе кристаллизации плагиоклаза, о чем упоминалось ранее. В этом случае, как показано на рис. 16, несколько ядер более основного состава обрастают общей каймой андезин-олигоклаза.

Степень упорядоченности описываемых плагиоклазов определялась на диаграмме Слеммонса $2V - \%An$ (Slemmons, 1962) (рис. 17). Слабо упорядоченными ($\delta = 5-20$) являются центральные зоны (№40–42), более упорядоченными ($\delta = 40-70$) – срединные части кристаллов (№ 26–37), наиболее высокую упорядоченность ($\delta = 75-88$) имеют краевые зоны (№ 11–18). Эти данные показывают, что скорость падения

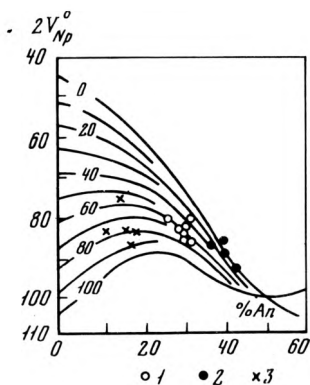


Рис. 17. Зависимость степени упорядоченности от $2V_{Np}$ и % An в плагиоклазах гранитоидов
1 — средние части кристаллов, 2 — центральные части кристаллов, 3 — краевые части кристаллов

температуры при кристаллизации различных зон плагиоклаза была неодинаковой. Краевые зоны формировались в условиях наиболее медленного ее понижения (Марфунин, 1962).

Таким образом, плагиоклазы гранитоидов Арминского блока кристаллизовались в гипабиссальных условиях и вследствие этого имеют зональное строение. Зональность немногочатна (до 5–6 зон в наиболее основных разностях пород). В диоритах, гранодиоритах и адамеллитах плагиоклазы ритмично зональны. Ядро с составом 50–60% анортита последовательно обрастает зонами 46–43, 39–35 и 30–22% An. В ассоциации с роговой обманкой находится плагиоклаз № 42–46, с биотитом — № 35–39, с калишпатом — № 22–26.

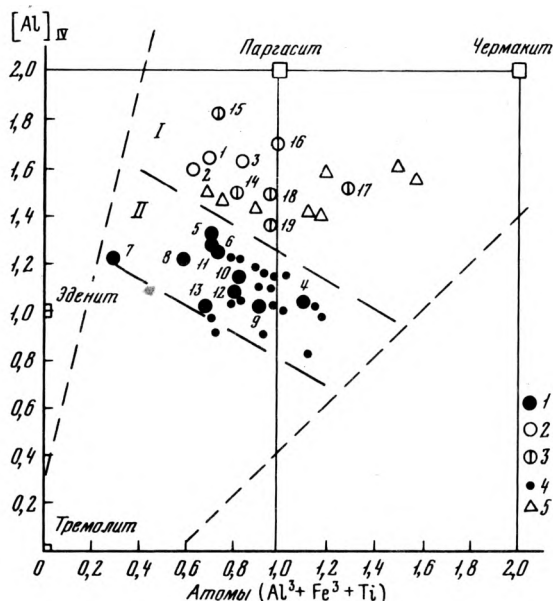
Наиболее упорядоченной кристаллической решеткой характеризуются краевые зоны кристаллов плагиоклаза, имеющие наиболее кислый состав. Составы плагиоклазов в гранодиоритах Арминского блока имеют несколько повышенную основность против стандартной в главных типах изверженных пород по Э.С. Ларсену (Войткевич и др., 1970).

АМФИБОЛ

Наиболее высокие содержания его отмечаются в диоритах Ловлягинского и Усть-Микулинского массивов — 14,3–28,1 ($\bar{x}$ = 20,2%) и 20,0–23,8 ($\bar{x}$ = 21,7%) соответственно. В гранодиоритах, где он является вторым, после биотита, темноцветным минералом, количество амфибола составляет 3,6–5,6% (при среднем 4,1%) для Нижнеарминского массива и 4,8–12,2 (при среднем 7,0%) для Приисковского массива. В адамеллитах содержание его не превышает 1,0% и возрастает до 1,5–3,9% лишь в присутствующих в них меланократовых включениях. Черные идиоморфные зерна амфибола равномерно распределены в массиве породы, изредка образуя скопления.

Размер минеральных зерен колеблется от долей миллиметра до 0,5 см по длинной оси, достигая в поперечнике 2 мм. Сколько-нибудь существенные морфологические различия амфиболов гранодиоритов Нижнеарминского и Приисковского массивов и адамеллитов Среднеарминского отсутствуют.

Амфибол содержит включения апатита, гораздо реже — циркона и ортита (до 0,2–0,3 объемн. %), изредка — более раннего плагиоклаза. Другие породообразующие минералы (биотит, калишпат, кварц) координируют зерна амфибола. Крайне редко можно наблюдать частичное замещение последнего биотитом. По времени выделения амфибол близок к плагиоклазу, предшествуя образованию минеральных ассоциаций с биотитом и



Р и с. 18. Диаграмма химических составов роговых обманок из верхнемеловых гранитоидов Центрального Сихотэ-Алия, выраженных в количествах атомов ($Al^{III} + Fe^{III} + Ti$) и Al^{IV} на формульную единицу

1 — из гранодиоритов Главного синклиория; 2 — из адамеллитов Главного антиклинория и Центрального структурного шва; 3 — из адамеллитов Главного антиклинория и Центрального структурного шва; 4 — из гранодиоритов различных структурно-фациальных зон Приморья; 5 — из адамеллитов Прибрежного антиклинория. 1–3 — данные в табл. 9 (номера на диаграмме соответствуют номерам анализов таблицы), 4–5 — по материалам Г.Б. Левашева (массивы Синегорский, Яковлевский, Ливадийский, Водопадненский, Дальненский, Валентиновский, Владимирский)

калишпатом. Чаще всего его идиоморфные кристаллы заключены между лейстами плагиоклаза № 30–40.

Химический состав амфиболов является одним из важных признаков их классификационного разделения и позволяет судить об условиях образования как самого минерала, так и содержащих его пород. Изученные амфиболы характеризуются высоким содержанием кальция (1,59–2,10 атома на формульную единицу), низким — калия (0,13–0,27) и умеренным — натрия (0,22–0,49) и принадлежат к подгруппе роговой обманки кальциевых амфиболов (Дир и др., 1966) (табл. 9, 10).

На диаграммах составов $Al_{IV} - (Al^{III} + Fe^{III} + Ti^{IV})$ и $Al_{IV} - (K + Na)$ фигуративные точки составов образуют два поля (рис. 18, 19). Точки, отвечающие составам амфиболов из адамеллитов Арминского блока, из верхнемеловых адамеллитовых интрузивов Главного антиклинория и Центрального структурного шва, располагаются в верхнем поле (I), как и точки амфиболов из адамеллитовых массивов Владимирского и Валентиновского Прибрежной антиклинальной зоны (Левашев и др. 1972). Для роговых обманок адамеллитов характерно высокое содержание тетраэдрического алюминия (1,4–1,8 ат. на ф.е.) при существенно

Таблица 9

Химический состав амфиболов из верхнемеловых гранитоидов Центрального

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41,09	41,36	40,57	45,65	45,13	45,22	46,47	45,63	45,95
TiO ₂	1,83	1,62	1,69	1,10	1,40	1,21	1,37	1,26	0,90
Al ₂ O ₃	10,23	9,60	9,35	7,47	7,62	7,07	7,08	7,03	7,34
Fe ₂ O ₃	2,05	2,41	4,34	5,88	3,50	5,19	1,67	4,81	4,52
FeO	20,77	22,30	21,22	11,64	12,73	11,23	15,16	13,00	10,84
MnO	1,00	0,40	0,85	0,60	0,57	0,59	0,54	0,60	0,67
MgO	6,44	6,22	5,42	10,30	12,06	13,04	12,66	12,61	11,58
CaO	19,36	10,19	10,01	12,42	10,92	10,71	8,75	10,16	12,90
K ₂ O	1,49	1,03	1,25	1,10	0,74	0,91	1,74	0,95	0,88
Na ₂ O	1,58	1,63	1,55	1,07	1,05	0,96	0,59	0,95	1,14
P ₂ O ₅	0,53	0,48	0,57	0,35	0,70	0,83	0,63	0,32	0,20
H ₂ O ⁻	0,40	0,49	0,89	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50
H ₂ O ⁺	1,76	1,88	1,91	2,17	3,18	2,72	3,22	2,27	2,61
F	0,80	0,55	0,87	0,00	0,27	0,34	0,29	0,24	0,90
Σ	100,33	100,25	100,56	100,19	99,87	100,02	100,17	99,83	100,43
F ₂ =0	0,29	0,23	0,47	0,00	0,11	0,14	0,12	0,10	0,13
Σ	100,04	100,02	100,19	100,19	99,76	99,88	100,05	99,73	100,30

Примечание. Главный синклинирий Сихотэ-Алиня. Среднеарминский массив: 1 — адамеллиты (обр. С-5113), 2—3 — гранит-порфиры, дайки (2 — С-5142; 3 — С-5151); Нижнеарминский: 4—8 — гранодиориты (4 — 082; 5 — 087; 6 — 094; 7 — 151; 8 — 155); Присковый: 9—12 — гранодиориты (9 — 162; 10 — 164; 11 — 166; 12 — С-4040); Ловлягинский: 13 — диорит (С-5092). Зона

варьирующих количествах высокочargedных ($Al^3 + Fe^3 + Ti^4$) и обменных ($K + Na$) катионов. Это указывает на увеличение роли чермакит-феррочермакитового и паргасит-феррогастингситового миналов в составе амфиболов адамеллитов по сравнению с амфиболами гранодиоритов Арминского блока (поле II), отвечающих составу обыкновенной роговой обманки. Роговые обманки гранодиоритов Центрального Сихотэ-Алиня близки по составу к амфиболам верхнемеловых гранодиоритовых массивов (Яковлевский, Водопадненский, Синегорский, Ливадийский, Дальненский) других структурно-фациальных зон Приморья (Левашев, 1971). В поле II находится также точка, отвечающая составу амфибола из диоритов Ловлягинского массива. Поля эти не перекрываются. Содержание Al_{IV} — один из характерных признаков, четко разделяющих роговые обманки гранодиоритов и адамеллитов на две самостоятельные группы.

При переходе от гранодиоритовых к адамеллитовым роговым обманкам в их составе, кроме Al_{IV} , увеличивается и количество щелочей, в первую очередь за счет повышения доли Na. Увеличение содержания катионов Na и K в обменном слое роговых обманок адамеллитов происходит не за счет замещения кальция щелочными катионами, а в результате увеличения заселения катионных позиций обменного слоя. Судя по дан-

Сихотэ-Алиня, % массы

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	46,15	45,62	46,35	46,51	41,50	38,28	40,38	40,53	41,13	44,85
	1,07	1,11	1,46	1,24	2,05	2,26	2,19	2,31	2,24	1,48
	7,62	7,28	7,22	6,73	8,75	10,21	10,67	8,13	8,52	8,98
	4,31	5,61	3,95	3,16	3,91	2,68	3,35	8,35	5,33	5,25
	10,48	10,55	11,72	13,31	18,94	19,93	19,43	16,77	18,87	10,18
	0,58	0,58	0,46	0,40	0,87	0,92	1,04	0,77	0,81	0,65
	13,62	13,63	11,98	11,66	6,80	6,10	5,70	6,11	6,17	12,32
	11,04	10,27	10,28	11,10	10,02	11,18	10,93	9,53	10,26	10,84
	0,83	0,90	1,11	1,10	1,28	1,11	0,88	1,11	1,29	0,85
	0,86	0,92	0,63	1,02	1,61	1,40	1,61	1,47	1,61	1,27
	0,66	0,67	0,45	0,22	0,50	1,26	1,18	1,03	1,37	0,46
	0,00	0,00	0,00	0,59	0,20	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
	2,59	2,59	3,85	2,14	2,74	2,18	1,75	2,86	1,86	2,64
	0,45	0,49	0,16	1,07	0,81	0,97	0,85	1,21	0,73	0,30
	100,26	100,22	99,62	100,25	99,99	100,34	99,96	100,18	100,01	100,04
	0,19	0,20	0,07	0,45	0,34	0,41	0,36	0,51	0,31	0,13
	100,07	100,02	99,55	99,80	99,65	99,93	99,60	99,67	99,70	99,91

Центрального структурного шва. Дальнеарминский массив: 14–16 – адалеллиты (14 – 275; 15 – 5213; 16 – 5232). Главные антиклинории Сихотэ-Алиня. Горный: 17 – адалеллит (К-1648); Белогорский: 18 – адалеллит (обр. К-1677); Усть-Дальненский: 19 – гранодиорит (обр. 259).

ным корреляционного анализа, это происходит параллельно с увеличением железистости амфибола.

Группа гранодиорит-диоритовых роговых обманок характеризуется более высокими содержаниями (см. табл. 9) SiO_2 и MgO , тогда как количество TiO_2 , Al_2O_3 , FeO и суммы щелочей в них ниже, чем в амфиболах из адалеллитов. Роговые обманки из гранодиоритов и диоритов близки друг к другу содержанием титана, количество которого увеличивается в них с ростом железистости минерала. Более титанисты роговые обманки адалеллитов; наибольшие содержания TiO_2 отмечаются в амфиболах Горного, Белогорского и Дальнеарминского массивов. Вариации содержания Fe_2O_3 более значительны в роговых обманках из нижнеарминских гранодиоритов, в которых, кроме биотита, присутствует еще и магнетит. Однородны по содержанию Fe^{3+} роговые обманки гранодиоритов Приискового массива, в которых магнетит обнаруживается не всегда. В целом же вариациями содержания Fe_2O_3 адалеллитовые амфиболы (2,05–8,35%) не отличаются от амфиболов гранодиоритов (1,67–5,88%), но существенно разнятся по содержанию FeO : 16,77–22,30% для первых и 10,18–15,16% для вторых.

Содержание фтора в роговых обманках возрастает с увеличением их

Т а б л и ц а 10

Кристаллохимические формулы амфиболов

	Номер образца								
	C-5113	C-5142	C-5151	082	087	094	151	155	162
K	0,13	0,20	0,25	0,22	0,14	0,18	0,18	0,19	0,18
Na	0,47	0,49	0,47	0,31	0,30	0,28	0,30	0,27	0,34
Ca	1,72	1,69	1,68	2,03	1,74	1,70	1,77	1,59	2,10
H ₃ O	—	—	—	—	0,82	—	—	—	0,38
Mn	0,13	0,06	0,11	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,09
Fe ²	2,69	2,89	2,79	1,48	1,59	1,39	1,87	1,59	1,38
Fe ³	0,23	0,28	0,52	0,68	0,40	0,59	0,19	0,53	0,52
Mg	1,49	1,43	1,27	2,34	2,68	2,88	2,80	2,75	2,62
Ti _{VI}	0,21	0,19	0,20	0,13	0,16	0,07	0,08	0,06	0,10
Al _{VI}	0,25	0,15	0,11	0,30	—	—	—	—	0,30
Si	6,37	6,40	6,38	6,96	6,75	6,70	6,71	6,70	6,98
Al _{IV}	1,63	1,60	1,62	1,04	1,25	1,24	1,22	1,22	1,02
Ti _{IV}	—	—	—	—	—	0,06	0,07	0,08	—
F	0,39	0,27	0,42	—	0,13	0,16	0,13	0,11	0,15
OH	1,61	1,73	1,58	1,21	1,56	1,84	1,87	1,89	0,92
O	22,50	21,30	21,51	22,0	22,0	21,35	21,15	21,07	22,0
$f_0 = \frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$	66,21	68,91	72,27	48,0	42,61	40,74	42,39	43,53	41,91
$l = \frac{\text{Al}}{\text{Al} + \text{Si} + \text{Mg} + \text{Fe}}$	14,85	13,72	13,63	10,46	10,57	9,63	9,54	9,34	10,30

железистости. Это отчетливо видно при сравнении содержаний фтора в роговых обманках гранодиоритов (0,9%) и адамеллитов (0,55–1,21%) и документируется положительными корреляциями F–Fe²⁺ ($r = 0,654$) и отрицательными F–Mg ($r = 0,603$) в амфиболах гранодиоритов.

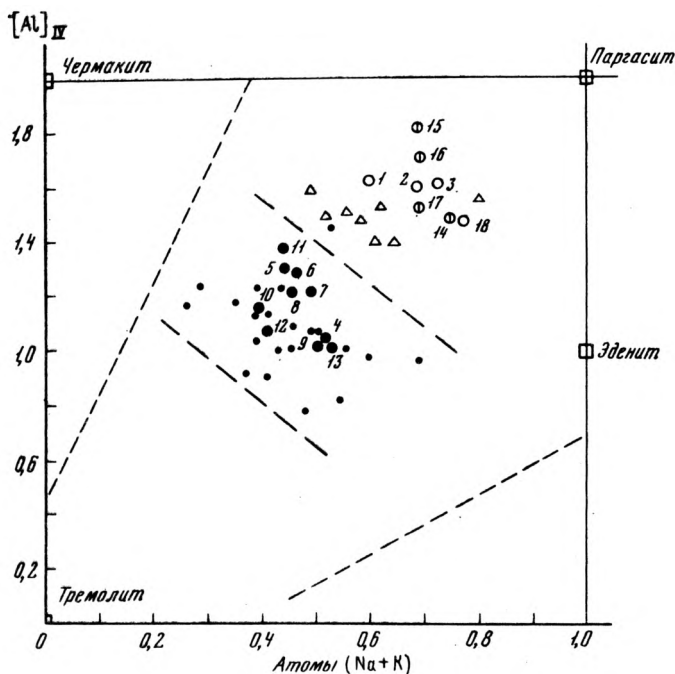
Глиноземистость роговых обманок из различных по основности пород различна. Для гранодиоритов характерны амфиболы с низким, относительно постоянным содержанием Al₂O₃ (7,03–7,62%), а для адамеллитов — со значительно варьирующим, но во всех случаях более высоким его содержанием (8,25–10,67%). С физико-химической точки зрения столь существенные различия в содержании Al₂O₃ и прежде всего тетраэдрического алюминия объясняются температурными условиями кристаллизации этих двух групп роговых обманок. С ростом температуры образования амфиболов увеличивается степень замещения Si–Al в тетраэдре (см. рис. 18), что фиксируется увеличением роли паргаситового минала в их составе (Смит Гордон, 1968). Согласно Н.В. Белову (1959), возможно и другое объяснение низкого содержания Al₂O₃ в роговых обманках гранодиоритов: основной плагиоклаз выделялся раньше амфибола, поэтому большая часть содержащегося в расплаве глинозема расходовалась на построение анортитовой составляющей плагиоклазов, а кристаллизовав-

Номер образца									
164	166	C-4040	C-5092	275	C-5213	C-5232	K-1648	K-1677	259
0,17	0,18	0,19	0,22	0,26	0,23	0,19	0,23	0,27	0,17
0,25	0,26	0,22	0,29	0,49	0,45	0,49	0,45	0,49	0,36
1,76	1,61	1,65	1,71	1,68	1,94	1,84	1,62	1,74	1,72
—	—	—	—	—	0,57	—	—	—	—
0,07	0,07	0,06	0,05	0,11	0,13	0,13	0,10	0,10	0,10
1,31	1,29	1,46	1,67	2,48	2,68	2,55	2,22	2,50	1,26
0,48	0,61	0,45	0,35	0,45	0,33	0,40	1,00	0,64	0,59
2,80	2,97	2,67	2,61	1,59	1,46	1,33	1,44	1,45	2,71
0,13	0,06	0,17	0,14	0,24	0,28	0,26	0,24	0,27	0,17
0,21	—	0,19	0,18	0,13	0,12	0,33	—	0,04	0,20
6,87	6,67	6,92	6,98	6,52	6,18	6,35	6,44	6,51	6,64
1,13	1,27	1,08	1,02	1,48	1,82	1,65	1,52	1,49	1,36
—	0,06	—	—	—	—	—	0,04	—	—
0,21	0,23	0,07	0,50	0,40	0,49	0,42	0,61	0,36	0,14
1,79	1,77	1,93	1,50	1,34	1,51	1,58	0,12	1,64	1,82
21,76	21,12	21,58	21,72	22,0	21,75	21,96	21,88	21,97	21,76
39,00	38,93	41,70	3,63	64,82	67,33	68,92	69,09	68,30	40,57
10,47	9,90	10,00	9,37	12,73	15,41	15,70	12,02	12,10	12,33

шиеся вслед за ним более кислый плагиоклаз и роговая обманка обеднялись этим компонентом.

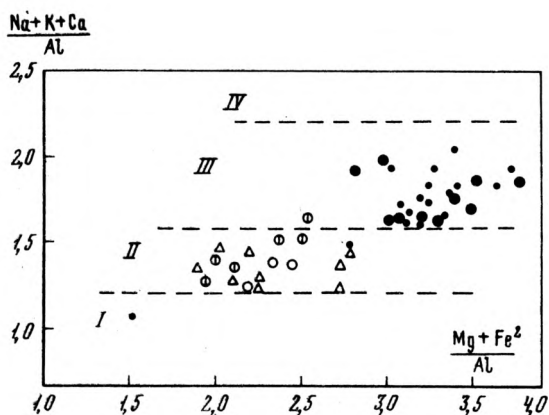
На предложенной В.С. Шкодзинским (1971) диаграмме (рис. 20) рассматриваемые амфиболы четко разделяются по щелочности. Точки составов роговых обманок из гранодиоритов Арминского района располагаются в пределах поля III, отвечающего породам субщелочной фации. Сюда же ложатся и точки амфиболов верхнемеловых гранодиоритовых интрузивов восточного обрамления Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны (Левашев, 1971). Амфиболы из адамеллитов Главного антиклинория располагаются почти полностью в пределах поля II. Сюда же попадают амфиболы гранитоидов приморской серии Прибрежного антиклинория. Образование их происходило в условиях умеренной щелочности — более низкой, чем в случае амфиболов гранодиоритов.

Химическим составом и уровнем вариации содержания главных окислов амфиболы арминских гранодиоритов близки к амфиболам из подобных по составу и возрасту пород других зон Приморья и из богатых кальцием молодых гранитоидов (табл. 11) Калифорнийского батолита (Dodge et al., 1968). В то же время от амфиболов Восточно-Иультинского массива, который рассматривается некоторыми исследователями (Ива-



Р и с. 19. Диаграмма химических составов роговых обманок из верхнемеловых гранитоидов Центрального Сихотэ-Алия, выраженных в количествах атомов (Na + K) и Al_{IV} на формульную единицу.

Условные обозначения те же, что на рис. 18



Р и с. 20. Диаграмма $\frac{Mg + Fe}{Al} - \frac{Na + K + Ca}{Al}$ в роговых обманках.

Условные обозначения те же, что на рис. 18

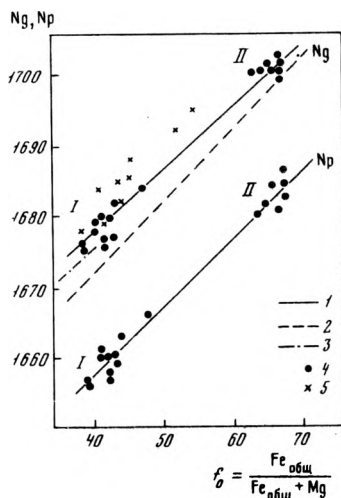


Рис 21. Характер отношения показателей преломления и железистости в роговых обманках гранодиоритов (I) и адамеллитов (II) Центрального Сихотэ-Алиния. 1 — кривая для определения железистости роговых обманок верхнемеловых гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиния; 2 — кривая В.С. Соболева для роговых обманок (Соболев, 1950); 3 — кривая для роговых обманок магматических верхнемеловых третичных образований Центральной Камчатки; крестиками показаны амфиболы из гранитных пород Сьерра-Невады (Dodge, 1968); кружки — амфиболы из гранитоидных пород Центрального Сихотэ-Алиния

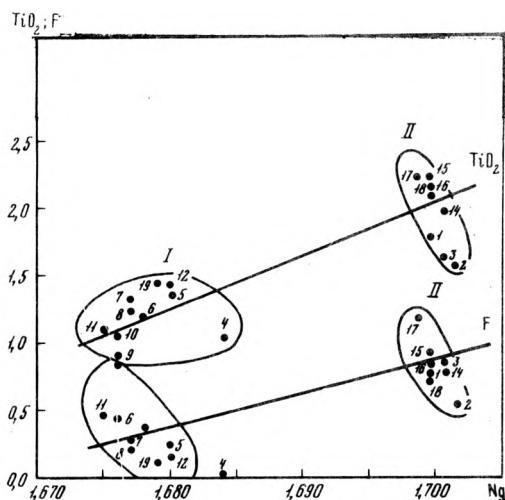


Рис. 22. Зависимость показателя преломления от содержания TiO_2 и F в роговых обманках гранодиоритов (I) и адамеллитов (II). Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 9

нов, 1970) как образование, тождественное Прийсковому массиву Арминского района, описываемые роговые обманки отличаются более высокими содержаниями SiO_2 и MgO и низкими Al_2O_3 и CaO . Состав амфиболов Восточно-Иультинского массива соответствует фации сравнительно высокой щелочности (поле IV, см. рис. 20).

Оптические константы проанализированных амфиболов приведены в табл. 12. Все зерна имеют прямую схему абсорбции, плеохроируют в зеленых тонах; двупреломление колеблется в пределах 0,016–0,020. По величине показателей преломления роговые обманки подразделяются на две четко обособленные группы. Первая включает роговые обманки гранодиоритов с показателями преломления $Ng = 1,675–1,684$; $Np = 1,656–1,666$. Вторая объединяет более железистые роговые обманки адамеллитов, имеющих и более высокие показатели преломления: $Ng = 1,699–1,702$; $Np = 1,680–1,686$. Значения $2V$ ($68–75^\circ$ для первых и $68–70^\circ$ для вторых) обнаруживают, как и показатель преломления, принадлежность роговой обманки к гранодиоритовой или адамеллитовой группе пород. Величина двупреломления (0,016–0,020) и величина угла $c : Ng$ ($16–20^\circ$) не зависят от их состава или фациальной принадлежности. По железистости и показателю преломления исследуемые роговые обманки также разделяются на две самостоятельные группы: гранодиоритовую ($f_0 = 38,9–$

Таблица 11

Средние содержания ($\bar{x}$) и коэффициенты вариации (v) окислов в роговых

Район	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Арминский	Гранодиориты	$\bar{x}$ 45,66	1,23	7,26	4,46
		v 1,2	14,0	3,8	30,7
Арминский, интрузивы Центрального шва и Главного антиклинория	Адамеллиты	$\bar{x}$ 49,61	2,02	9,39	4,05
		v 2,5	13,5	10,0	50,0
Структурно-фациальные зоны Приморья	Гранодиориты	$\bar{x}$ 46,66	1,43	7,08	4,97
		v 1,7	30,0	6,0	28,0
Прибрежная зона	Адамеллиты	$\bar{x}$ 42,33	1,52	9,24	6,93
		v 1,8	13,0	8,0	46,6
Восточный пультин	Гранодиориты	$\bar{x}$ 49,36	0,94	5,25	4,39
		v 2,0	11,4	7,0	44,0
Калифорнийский батолит (Dodge et al., 1968)	Кварцевые диориты, гранодиориты	$\bar{x}$ 45,9	1,12	8,22	4,45
		v 29,0	14,7	11,8	18,0

Таблица 12

Кристаллооптические константы амфиболов из гранитоидов Арминского

Константы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	.
Ng	1,700	1,702	1,701	1,684	1,680	1,678	1,677	1,677	1,676	
Np	1,681	1,686	1,685	1,666	1,660	1,660	1,658	1,659	1,657	
Ng-Np	0,019	0,016	0,018	0,018	0,020	0,018	0,019	0,018	0,019	
2V°	70	70	—	75	70-72	70-71	70	70-74	73	
c : Ng	18	18	—	17	17	18	20	10	17	

Примечание. Главный синклинорий Сихотэ-Алиня. Среднеарминский массив: 1 — адамеллиты (С-5113), 2-3 — гранит-порфиры, дайки (2 — С-5142; 3 — 5151); Нижнеарминский: 4-8 — гранодиориты (4 — 082; 5 — 087; 6 — 094; 7 — 151; 8 — 155); Приисковый: 9-12 — гранодиориты (9 — 162; 10 — 164; 11 — 166; 12 — С-4040); Ловлягинский: 13 — диориты (С-5092). Зона Цент-

48,0; Ng = 1,675-1,684) и адамеллитовую (f_0 = 66,2-72,0; Ng = 1,699-1,701). На диаграмме Ng, Np — f_0 точки, характеризующие исследуемые роговые обманки, группируются вблизи кривой, отличной от кривой В.С. Соболева (1950), образуя два самостоятельных поля (рис. 21), переходные зоны между которыми на диаграмме отсутствуют. Внутри выделяемых полей зависимость Ng, Np от f_0 выглядит более четкой для группы роговых обманок адамеллитов. Таким образом, оптические свойства изученных амфиболов определенно зависят от химического состава —

обманках магматических пород, % массы (по Левашеву и др., 1976)

FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	f ₀ , %	l, %	Количество проб
11,92	12,21	11,21	0,93	0,99	42,5	10,0	11
12,4	8,0	8,0	13,1	17,1	6,0	4,8	
19,78	6,12	10,31	1,18	1,56	68,2	13,7	
8,6	6,9	5,1	15,9	5,2	3,3	10,5	7
11,57	11,88	10,88	0,77	0,08	42,8	9,8	14
14,0	5,5	2,8	20,06	13,8	6,6	5,0	
14,60	8,52	10,26	1,0	1,39	57,6	13,2	
24,0	5,0	12,0	17,0	14,8	14,8	10,5	8
11,40	13,23	10,18	0,83	0,61	40,0	7,0	6
19,0	9,0	7,0	25,0	28,0	10,0	13,0	
12,92	11,13	11,82	0,72	1,02	46,0	12,7	
13,5	12,9	19,0	20,0	16,0	12,0	14,0	8

района и других верхнемеловых гранитоидов Приморья

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1,676	1,675	1,680	1,682	1,701	1,700	1,700	1,699	1,700	1,679
1,656	1,657	1,660	1,663	1,684	1,684	1,680	1,882	1,680	1,661
0,020	0,018	0,020	0,019	0,017	0,016	0,020	0,017	0,020	0,018
72	68-70	72	74	70	68	68	68-69	69	71
18	16	18	17	17	18	18	20	18	16

рального структурного шва. Дальнеарминский: 14-16 – адамеллиты (14 – С-5213; 15 – С-5232; 16 – 275). Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня. Горный: 17 – адамеллиты (К-1648); Белогорский: 18 – адамеллиты (К-1677); Усть-Дальненский: 19 – гранодиориты (259).

степени замещения Mg на Fe²⁺ и содержания Al_{IV}. Влияние других главных компонентов состава на изменение оптических свойств обнаруживается не столь отчетливо, хотя, например, отмечается, что Nr и Ng возрастают параллельно увеличению содержания Ti и F (рис. 22).

Содержания элементов-примесей в описываемых амфиболах приведены в табл. 13. Роговые обманки гранодиоритов Нижнеарминского и Приискового массивов (f₀ = 43 и 40% соответственно) характеризуются близкими концентрациями (г/т) Ni – 100 и 103, Cr – 213 и 228, Cu – 14

Т а б л и ц а 13

Распределение микроэлементов в роговых обманках гранитоидов Центрального

Массив	Порода	Mo	W	Sn	Ni	Co
Нижнеарминский	Гранодиорит	1,4 (5)	1,9 (5)	16 (5)	100 (5)	43 (5)
		1,2–1,5	1,1–3,1	6,8–21	79–130	35–50
Приисковый	"	0,3 (4)	3,2 (4)	7,7 (4)	103 (4)	38 (4)
		0,0–0,7	1,8–4,0	6,3–8,7	93–120	21–46
Среднеарминский	Адамеллит	0,5 (1)	0,5 (1)	35 (2)	16 (2)	87 (2)
				32–37	15–17	
	Адамеллит–порфир	0,5 (1)	0,4 (1)	100 (2)	–	–
				40–160		
Ловлягинский	Диорит	0,5 (1)	0,6 (1)	12,0 (1)	94 (1)	45 (1)
Дальнеарминский	Адамеллит	1,0 (3)	2,2 (3)	93 (3)	13 (2)	85 (2)
		0,0–2,0	0,5–4,0	69–120	15–21	
Белогорский	"	–	–	56 (1)	30 (1)	190 (1)
Горный	"			48 (2)	48 (2)	190 (2)
				45–51	25–71	130–260

П р и м е ч а н и е. В числителе – среднее содержание, в скобках – число проб; в знаменателе пределы колебаний.

Т а б л и ц а 14

Коэффициенты корреляции формульных компонентов амфиболов и породообразующих окислов в гранитоидах Арминского района ($n = 11$, $\rho_{\text{крит}} = 0,605$)

Компонент	K	Na	Fe ²	Mg	TiVI	AlVI
Амфибол	Na	0,62				
	Fe ²	0,71	0,87			
	Fe ³			–0,63		
	Mg	–0,69	–0,94	–0,92		
	Ti		0,88	0,75	–0,88	
	AlVI					0,61
	AlIV		0,80	0,78	–0,76	0,69
	F			0,65	–0,60	0,61
Порода	SiO ₂		0,74	0,78	–0,73	–0,87
	TiO ₂					–0,69
	Al ₂ O ₃			–0,64		–0,63
	Fe ₂ O ₃					
	FeO	–0,67	–0,62			–0,89
	MgO	–0,83	–0,84	0,83	–0,69	–0,90
	CaO	–0,81	–0,84	0,82	–0,68	–0,85
	Na ₂ O					
	K ₂ O		0,70	0,84	0,75	0,64

Сихотэ-Алиня, г/т

Cr	V	Cu	Sc	Zr	Pb	Zn
<u>213 (5)</u> 160–296	<u>212 (5)</u> 140–320	<u>14,3 (5)</u> 8,5–24	<u>49 (5)</u> 43–59	<u>52 (5)</u> 28–71	—	—
<u>228 (4)</u> 150–270	<u>140 (4)</u> 130–160	<u>12 (4)</u> 5,2–21	<u>42 (4)</u> 25–56	<u>60 (4)</u> 25–95	5,0 (1)	30 (1)
<u>11 (2)</u> 10–13	<u>97,5 (2)</u> 95–100	—	<u>285 (2)</u> 260–31	540 (1)	579 (1)	50 (1)
—	—	—	—	—	—	—
<u>830 (1)</u> <u>16 (2)</u> 7–25	<u>320 (1)</u> <u>155 (2)</u> 60–250	12 (1) 5,0 (1)	<u>45 (1)</u> <u>180 (2)</u> 130–230	25 (1) —	— 16 (1)	— 150 (1)
<u>35 (1)</u> <u>32 (2)</u> 30–34	<u>150 (1)</u> <u>160 (2)</u> 130–190	— —	<u>250 (1)</u> <u>140 (2)</u> 110–170	450 (1) 430 (1)	11 (1) <u>14 (2)</u> 9,5–19	98 (1) <u>77 (2)</u> 35–100

и 12, Zr — 52 и 60, Co — 43 и 38, Sc — 49 и 42. Исключение — ванадий: 212 и 140 г/т. Амфиболы диоритов Ловлягинского массива по содержанию Ni, Co, Cu, Sc близки к амфиболам гранодиоритов, но существенно отличаются от них по степени накопления Cr, Zr, V. Амфиболы адалеллитов с $f_0=66-69\%$ по содержанию микроэлементов резко отличаются от роговой обманки гранодиоритов. Так, концентрация Co и Sc в них в 2–5 раз выше, а Ni и Cr значительно ниже, чем в гранодиоритах. Содержание V остается примерно одинаковым. Вероятно, роговые обманки адалеллитов представляют собой иную типогеохимическую модификацию, уровень концентрации микроэлементов в которых соответствует специфическим условиям кристаллизации содержащих их пород. Содержание микроэлементов в них неодинаково для разных массивов. Так, для Горного и Белогорского массивов характерны более высокие концентрации Co (190 г/т) и Ni (90–48 г/т) по сравнению со Среднеарминским (Главный синклинорий) и Дальнеарминским (зона Центрального структурного шва) массивами.

Корреляционный анализ, производившийся в целях выяснения характера изоморфных замещений, только подтвердил уже известные связи между компонентами кристаллохимических формул роговых обманок в структуре амфиболов. Так, общая выборка (роговые обманки гранодиоритов и адалеллитов, табл. 14) обнаружила положительную связь Al_{IV} с Na, Fe^2 , Ti и отрицательную — только с Mg. Выявлена высокая корреляционная связь $Mg-Fe^2$, изоморфно замещающих друг друга, что вполне закономерно.

Попытка проанализировать эти же связи внутри каждой группы роговых обманок — гранодиоритовой и адамеллитовой — не подтвердила полученных по общей выборке корреляционных связей. Выявлена отрицательная связь $\text{Si}-\text{Al}_{\text{IV}}$ и $\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{3+}$. Корреляционный анализ подтвердил также, что химические свойства амфиболов изменяются в соответствии с химизмом породы. Так, содержание Mg в амфиболе определяется основностью породы (положительные коэффициенты корреляции Mg амфибола с MgO и CaO породы), а содержание Al_{IV} находится в прямой зависимости от количества SiO_2 и K_2O породы и в обратной — от количества TiO_2 , Al_2O_3 , MgO и CaO .

Таким образом, исследуемые амфиболы разделяются на две группы, соответствующие минералам гранитной и диорит-гранодиоритовой групп пород (Соболев, 1950; Костюк, Соболев, 1965), и резко различающиеся между собой по содержанию Al_{IV} , щелочей, MgO , SiO_2 , TiO_2 , F .

БИОТИТ

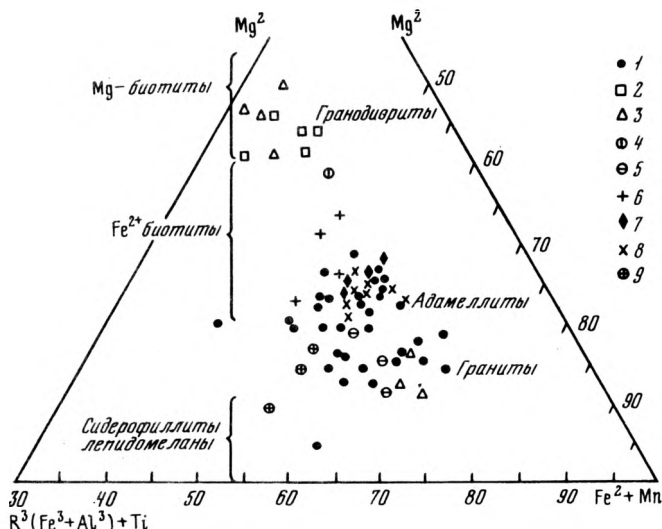
Железо-магнезиальные слюды являются характерной составной частью гранитоидов Арминского блока и присутствуют во всех типах пород. Содержание биотита в гранодиоритах 6,8–13,5 объемн. %, адамеллитах — 4,0–11,1%, гранитах — 2,9–4,9 и диоритах и монцонитах — 7,2–18%.

Биотит в гранодиоритах, адамеллитах и гранитах встречается в двух модификациях. Преобладают крупные (до 1,3 мм в диаметре) хорошо образованные кристаллы таблитчатого габитуса псевдогексагональных очертаний. Встречаются и резорбированные агрегаты, не несущие явных признаков изменения. Плеохроируют описываемые биотиты от серовато-желтого цвета по Nr до темно-бурого по $\text{Ng}=\text{Nm}$. Биотит, как минерал переменного состава, является весьма ценным источником информации об условиях кристаллизации широкой гаммы пород — от диоритов до лейкогранитов. В табл. 15 приведен 51 оригинальный химический анализ биотита, выполненный Е.А. Лаговской и С.П. Славкиной. Значения расчетных (по методу И.Д. Борнеман-Старынкевич) коэффициентов кристаллохимических формул даны в табл. 16.

По химическому составу выделяются три основные группы биотитов, соответствующие главным минеральным парагенезисам гранитоидов комплекса.

Первая группа включает слюды гранодиоритов, для которых характерны наиболее высокие содержания MgO (10,6–13,0%), SiO_2 (35,7–36,8%), K_2O (7,9–8,7) и TiO_2 (3,3%), незначительное присутствие фтора (0–0,5%) и марганца (0,5% MnO). Железистость биотитов этой группы 42–52%, глиноземистость 17,7–20,5%. Слюды гранодиоритов Приисковского массива выделяются своей низкой железистостью ($f_0 = 42–47\%$) и стабильно высокой глиноземистостью. Степень окисленности железа в биотитах этой группы варьирует в значительных пределах.

Вторая группа, которую образуют биотиты адамеллитов, отличается от первой низким содержанием магния (обычно 5–6%, очень редко 3,8 и 8,0%), высокой железистостью (60%), повышенной марганцевистостью (0,7–1,2%) и в отдельных случаях фтористостью (1,0–1,6%). Высоким со-



Р и с. 23. Соотношение между основными компонентами триоктаэдрической координации биотитов

Массивы: 1 – Среднеарминский; 2 – Нижнеарминский; 3 – Приисковский; 4 – Ловлягинский; 5 – Дерсу; 6 – Зиминский; 7 – Горный и Белогорский; 8 – Дальнеарминский; 9 – Водораздельный

держанием титана (3,6–5,1% TiO_2) выделяются слюды Белогорского, Горного, Дальнеарминского массивов, расположенных вне пределов Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Содержание Al_2O_3 в биотитах адамеллитов в целом ниже по сравнению со слюдами гранодиоритов. Повышенное (3,9–4,6%) количество воды (ОН-группа плюс избыточная H_2O) определено лишь в биотитах адамеллитов Зиминского массива.

Столь же отчетливо, как и предыдущие две, выделяется группа биотитов из разностей собственно гранитного состава ($\text{SiO}_2_{\text{пор}} 72\text{--}75\%$). Наиболее характерная их особенность – высокая железистость ($\text{FeO} > 22\%$) в сочетании с повышенным содержанием Al_2O_3 ($> 15\%$). В дополнение к этим признакам можно указать низкую титанистость ($< 2,5\% \text{TiO}_2$ в среднем), повышенное содержание MnO и пониженное K_2O в биотитах данной группы пород. На фоне, характеризующем химизм биотитов группы в целом, биотиты гранитов отдельных массивов имеют ряд специфических особенностей. Высокожелезистые слюды ($f_0 = 81\text{--}87\%$) Приискового массива, например, несущественно отличаются по глиноземистости от биотитов гранодиоритов того же массива. Столь же мало по величине коэффициента 1 отличаются слюды ряда адамеллит–гранит Среднеарминского массива.

На диаграмме М. Фостера (Foster, 1960) (рис. 23) рассмотренные железо-магнезиальные слюды также подразделяются на три группы: Mg-биотиту отвечают составы слюды гранодиоритов, Fe-биотиту – слюды адамеллитов, слюды гранитов отвечают составам, промежуточным между Fe-биотитами и сидерофиллит-лепидомеланами. Принципиально сходная группировка точек составов слюд получена нами и на диаграмме Mg –

Таблица 15

Химический состав биотитов из верхнемеловых гранитоидов Центрального

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34,79	35,48	35,20	34,99	36,03	35,30	34,58	34,80
TiO ₂	3,34	3,86	3,00	3,52	3,05	3,51	2,95	2,69
Al ₂ O ₃	13,46	13,21	13,39	13,49	14,50	13,43	14,30	14,03
Fe ₂ O ₃	5,82	1,96	5,67	5,00	6,86	2,15	0,00	6,25
FeO	22,01	24,44	20,69	22,80	21,42	24,18	28,53	23,59
MnO	0,81	0,68	0,78	0,70	0,77	0,87	0,79	0,74
MgO	5,67	6,18	5,64	5,98	4,95	6,01	3,81	3,82
CaO	1,04	0,98	1,18	0,77	0,30	1,05	0,71	0,98
K ₂ O	8,25	8,12	8,35	7,74	7,80	7,93	8,45	7,50
Na ₂ O	0,34	0,42	0,52	0,21	0,33	0,59	0,39	0,25
P ₂ O ₅	0,32	0,33	0,30	0,53	0,14	0,31	0,18	0,32
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,90	0,20	0,16	0,00	0,35	0,05
H ₂ O ⁺	3,39	3,11	3,08	3,26	3,09	3,27	3,69	4,09
F	0,97	1,46	1,20	1,58	1,10	1,68	1,54	0,93
Σ	100,21	100,23	100,02	100,77	100,50	100,28	100,27	100,21
F ₂ = 0	0,40	0,61	0,50	0,66	0,46	0,71	0,65	0,39
Σ	99,81	99,62	99,52	100,11	100,04	99,57	99,62	99,82

Таблица 15 (продолжение)

Окислы	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	36,15	36,00	36,02	36,85	36,42	36,78	36,55	34,80
TiO ₂	3,98	3,75	3,87	3,30	3,51	3,42	2,86	2,35
Al ₂ O ₃	14,52	12,75	13,59	14,61	15,33	15,25	15,95	14,55
Fe ₂ O ₃	6,09	5,72	4,35	7,04	4,21	1,70	2,58	8,55
FeO	15,02	15,52	15,63	12,25	14,52	15,49	17,26	21,76
MnO	0,37	0,45	0,40	0,43	0,36	0,19	0,26	1,38
MgO	10,62	11,10	11,89	11,80	12,31	13,02	10,63	3,06
CaO	0,66	1,01	1,03	1,34	0,82	0,61	1,28	0,90
K ₂ O	8,20	8,35	8,27	7,95	8,05	8,73	8,42	7,94
Na ₂ O	0,35	0,57	0,29	0,41	0,31	0,20	0,30	0,53
P ₂ O ₅	0,24	0,21	0,40	0,15	0,26	0,31	0,43	0,14
H ₂ O ⁻	0,00	0,60	0,00	0,60	0,00	0,00	0,00	0,40
H ₂ O ⁺	3,69	2,33	3,80	2,93	3,53	3,73	3,37	2,73
F	0,24	3,00	0,48	0,00	0,38	0,54	0,19	1,04
Σ	100,15	101,48	100,02	99,85	100,01	99,97	100,08	100,24
F ₂ = 0	0,10	1,26	0,20	0,00	0,16	0,23	0,08	0,33
Σ	100,05	100,22	99,82	99,85	99,85	99,74	100,00	99,81

Примечание. Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня. Среднеарминский массив: 1-8 - адамеллиты (1 - С-5112; 2 - С-5113; 3 - 102; 4 - 102-А; 5 - С-5119; 6 - С-5128; 7 - С-5169; 8 - 5179а), 9-10 - гранит-порфиры даек (9 - С-5142; 10 - С-5151); 11-15 - граниты (11 - С-5163; 12 - С-5165; 13 - С-5185; 14 - С-5192; 15 - С-5195); Нижнеарминский: 16-20 - гранодиориты (16 - 082; 17 - 087; 18 - 151; 19 - 155; 20 - 094); Присковый: 21-24 - гранодиориты (21 - 162; 22 - 164; 23 - 166; 24 - С-4040), 25-27 - граниты (25 - С-4037; 26 - С-4039; 27 - 258); Лявлягинский: 28 - диорит (С-5092); Зиминский:

Сихотэ-Алиня, % массы

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	35,49	35,49	35,44	34,33	33,99	34,81	33,52	35,70	35,81
	3,86	3,65	2,44	2,32	2,50	3,09	3,19	3,90	3,42
	12,87	13,74	15,25	17,49	15,84	15,14	15,33	14,27	13,96
	2,04	4,41	3,74	3,00	0,00	0,00	0,12	5,97	2,60
	25,09	21,64	25,64	26,16	29,83	28,05	29,03	15,23	18,36
	0,52	0,62	0,78	0,65	0,81	0,81	0,81	0,47	0,40
	6,03	6,43	3,56	2,88	2,88	4,17	3,31	10,78	11,18
	1,05	1,02	0,41	0,44	0,46	0,91	0,67	0,79	0,87
	8,57	8,28	7,38	6,93	8,07	7,81	8,14	8,30	7,91
	0,42	0,22	0,43	0,42	0,31	0,23	0,49	0,44	0,26
	0,25	0,31	0,31	0,25	0,18	0,35	0,30	0,22	0,27
	0,05	0,46	0,10	0,00	0,24	0,05	0,19	0,75	0,20
	3,42	2,53	3,56	3,85	4,56	3,38	3,80	3,12	4,46
	0,99	1,14	1,10	0,79	1,11	1,43	0,82	0,00	0,00
	100,46	100,09	100,14	100,01	100,78	100,44	99,79	100,00	99,76
	0,42	0,48	0,46	0,33	0,47	0,60	99,45	0,00	0,00
	100,04	99,61	99,68	99,68	100,31	99,84	99,45	100,00	99,76

	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	34,50	34,26	36,46	35,70	35,15	35,25	35,00	35,52	35,05
	2,25	2,54	2,92	3,15	3,20	3,45	3,10	3,01	2,74
	14,41	14,34	15,51	14,22	13,67	13,53	14,94	17,00	15,65
	6,96	2,84	0,08	4,67	6,97	6,18	2,28	0,00	1,59
	23,42	26,68	21,11	19,40	20,98	20,55	21,90	25,05	27,07
	1,16	1,10	0,25	0,34	0,48	0,43	0,40	0,96	0,61
	2,56	4,02	10,13	7,84	5,73	6,40	8,21	4,56	3,52
	1,07	0,69	0,82	0,99	1,09	0,95	0,70	0,56	0,98
	7,80	8,15	7,93	8,06	7,92	8,20	7,11	8,27	7,36
	0,50	0,46	0,32	0,32	0,30	0,41	0,45	0,26	0,28
	0,13	0,28	0,20	0,22	0,32	0,22	0,25	0,25	0,36
	0,95	0,19	0,39	0,00	0,10	0,15	0,50	0,15	0,15
	3,68	3,63	3,83	4,65	3,90	4,46	4,40	3,73	4,51
	0,96	1,06	0,49	0,00	0,24	0,16	0,70	0,62	0,29
	100,51	100,24	100,44	99,60	100,07	100,34	99,94	99,99	100,25
	0,10	0,45	0,21	0,00	0,10	0,07	0,29	0,26	0,12
	100,41	99,79	100,23	99,60	99,97	100,27	99,65	99,73	100,13

29-32 - адаллелиты (29 - С-1006; 30 - С-1067; 31 - С-1070; 32 - С-1008); Дерсу: 33-35 - граниты (33 - 356; 34 - 357; 35 - 362). Зона Центрального структурного шва. Водораздельный: 36-39 - граниты (36 - С-5022; 37 - С-5023; 38 - С-5026а; 39 - К-1559); Дальнеарминский: 40-45 - адаллелиты (40 - 267; 41 - 269-А; 42 - 275; 43 - С-5213; 44 - С-5229; 45 - С-5232). Главные антеклиноры Сихотэ-Алиня. Белогорский: 46-48 - адаллелиты (46 - К-1592; 47 - К-1677; 48 - К-1640); Горный: 49-51 - адаллелиты (49 - К-1692; 50 - К-1630; 51 - К-1648).

Таблица 15 (окончание)

Окислы	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	33,90	33,46	33,63	34,61	34,58	35,66	35,02	35,717
TiO ₂	1,71	2,98	1,18	2,36	2,77	3,72	4,10	4,16
Al ₂ O ₃	19,53	15,74	21,77	15,84	17,55	14,72	13,74	12,90
Fe ₂ O ₃	0,32	6,73	3,23	5,46	3,29	1,83	2,93	3,76
FeO	28,03	18,70	21,95	22,76	22,62	23,84	24,41	23,40
MnO	0,72	0,73	1,45	0,88	1,00	0,50	0,76	0,68
MgO	2,53	7,11	2,22	4,20	3,45	5,33	5,67	5,61
CaO	0,31	0,98	0,00	0,28	0,84	1,50	1,31	1,24
K ₂ O	6,84	7,30	7,37	8,59	7,04	7,78	7,88	8,15
Na ₂ O	0,33	0,34	0,34	0,19	0,34	0,45	0,42	0,59
P ₂ O ₅	0,18	0,23	0,30	0,09	0,46	0,50	0,41	0,40
H ₂ O ⁻	0,10	0,35	0,35	0,35	0,00	0,48	0,39	0,29
H ₂ O ⁺	4,76	4,78	5,21	3,84	5,28	3,18	2,73	3,24
F	0,32	0,47	0,61	0,84	0,68	0,73	0,81	0,90
Σ	99,76	100,01	99,61	100,29	99,90	100,22	100,58	100,49
F ₂ = 0	0,13	0,20	0,26	0,35	0,29	0,31	0,34	0,38
Σ	99,63	99,81	99,35	99,94	99,61	99,91	100,24	100,11

Таблица 16

Кристаллохимические формулы биотитов

	C-5112	C-5113	102	102-A	C-5119	C-5128	C-5169	C-5179a
K	0,87	0,84	0,88	0,80	0,81	0,83	0,88	0,80
Na	0,04	0,06	0,08	0,03	0,05	0,10	0,06	0,04
Ca	0,09	0,09	0,10	0,06	0,02	0,09	0,07	0,09
Mn	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
Fe ²	1,52	1,67	1,60	1,54	1,45	1,66	1,98	1,64
Fe ³	0,36	0,12	0,20	0,30	0,42	0,13	0,0	0,39
Mg	0,69	0,75	0,70	0,84	0,60	0,73	0,55	0,47
Ti ^{VI}	0,21	0,24	0,19	0,16	0,19	0,22	0,18	0,17
Al ^{VI}	0,17	0,17	0,25	0,11	0,29	0,20	0,24	0,25
Si	2,87	2,90	2,94	2,83	2,91	2,90	2,88	2,88
Al ^{IV}	1,13	1,10	1,06	1,17	1,09	1,10	1,12	1,12
F	0,25	0,38	0,31	0,40	0,28	0,44	0,39	0,24
OH	0,84	0,86	0,98	1,14	0,70	0,78	1,05	0,84
O	0,91	0,76	0,71	0,46	1,02	0,78	0,56	0,92
$f_0 = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	73,1	70,5	72,0	68,7	75,7	70,8	78,2	81,2
$l = \frac{\text{Al}}{\text{Al}+\text{Si}+\text{Mg}+\text{Fe}}$	19,3	18,9	19,4	18,8	20,4	19,3	20,1	20,3

43	44	45	46	47	48	49	50	51
34,74	34,26	34,26	34,64	34,49	34,38	34,40	34,87	34,37
3,88	3,62	4,46	4,93	5,13	4,30	4,95	5,36	5,41
14,10	14,06	14,18	12,77	12,63	12,63	12,56	11,74	12,03
3,69	4,46	1,10	3,52	4,47	5,02	1,65	4,69	2,73
23,01	23,37	25,59	22,85	23,08	24,32	23,99	22,33	24,22
0,17	0,67	0,65	0,54	0,53	0,71	0,43	0,43	0,40
6,18	5,15	5,97	5,95	5,80	4,15	6,76	6,11	6,07
1,23	1,32	1,43	1,52	1,46	0,90	1,32	1,45	1,01
8,28	8,09	7,49	7,24	7,75	6,67	8,16	7,23	8,44
0,17	0,21	0,21	0,38	0,39	0,45	0,34	0,42	0,45
0,62	0,55	1,03	1,03	0,75	0,64	0,85	0,59	0,83
0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00
2,68	2,95	2,62	3,52	3,37	4,52	3,48	3,49	3,06
1,01	0,93	0,98	0,80	0,73	1,03	1,28	1,41	1,58
99,76	99,64	99,97	99,88	100,58	99,99	100,17	100,12	100,60
0,42	0,34	0,41	0,34	0,31	0,45	0,54	0,59	0,67
99,34	99,25	99,56	99,54	100,27	99,55	99,63	99,53	99,93

C-5142	C-5151	C-5163	C-5165	C-5185	C-5192	C-5195	082	087
0,9	0,86	0,78	0,71	0,86	0,83	0,86	0,83	0,79
0,06	0,03	0,07	0,06	0,05	0,03	0,08	0,07	0,04
0,09	0,09	0,03	0,04	0,04	0,01	0,06	0,07	0,07
0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03
1,73	1,47	1,76	1,78	2,07	1,92	2,02	1,20	1,20
0,12	0,27	0,23	0,18	0,0	0,0	0,0	0,15	0,15
0,74	0,78	0,43	0,35	0,36	0,51	0,41	1,25	1,31
0,24	0,22	0,15	0,14	0,15	0,19	0,20	0,23	0,20
0,14	0,21	0,38	0,51	0,37	0,30	0,28	0,13	0,08
2,90	2,89	2,91	2,83	2,82	2,84	2,78	2,81	2,80
1,10	1,11	1,09	1,17	1,18	1,16	1,22	1,19	1,20
0,52	0,29	0,29	0,20	0,29	0,37	0,21	—	—
0,70	0,82	0,86	0,96	1,18	1,06	1,30	1,40	1,53
0,70	0,89	0,85	0,84	0,53	0,57	0,49	0,60	0,47
71,4	70,6	82,2	84,9	85,1	79,0	83,1	51,9	50,7
18,4	19,6	21,6	24,6	22,8	21,7	22,3	19,6	19,0

Т а б л и ц а 16 (продолжение)

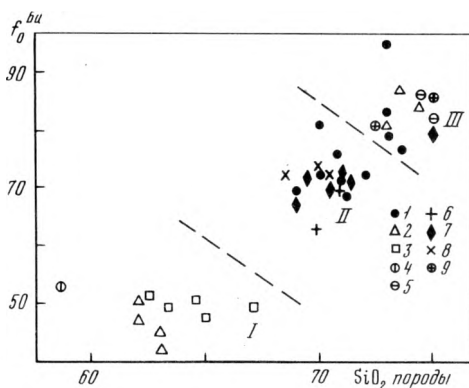
	151	155	094	162	164	166	C-4040	C-4037
K	0,82	0,84	0,83	0,78	0,79	0,85	0,77	0,84
Na	0,05	0,08	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05	0,08
Ca	0,06	0,08	0,08	0,11	0,07	0,05	0,07	0,08
Mn	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,10
Fe ²	0,98	1,13	1,02	1,00	0,93	1,00	1,13	1,82
Fe ³	0,36	0,24	0,26	0,22	0,24	0,10	0,16	0,24
Mg	1,24	1,32	1,39	1,36	1,41	1,49	1,24	0,38
TiVI	0,23	0,22	0,23	0,19	0,20	0,20	0,20	0,15
AlVI	0,17	0,05	0,07	0,19	0,20	0,20	0,25	0,31
Si	2,83	2,86	2,82	2,86	2,81	2,82	2,90	2,89
AlIV	1,17	1,14	1,18	1,14	1,19	1,18	1,10	1,11
F	0,06	0,75	0,12	—	0,09	0,13	0,04	0,27
OH	1,10	0,57	1,18	1,25	1,19	1,30	1,18	0,86
O	0,84	0,68	0,70	0,75	0,72	0,57	0,78	0,87
$f_0 = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	51,9	50,9	47,9	47,3	45,4	42,4	51,0	84,3
$l = \frac{\text{Al}}{\text{Al}+\text{Si}+\text{Mg}+\text{Fe}}$	20,0	17,7	18,5	19,6	20,5	20,3	19,9	21,0

Т а б л и ц а 16 (окончание)

	382	C-5022	C-5023	C-5026	K-1559	267	269-A	275
K	0,71	0,75	0,78	0,90	0,74	0,82	0,82	0,80
Na	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06	0,07	0,06	0,10
Ca	0,02	0,09	—	0,03	0,07	0,13	0,11	0,11
Mn	0,05	0,05	0,10	0,06	0,07	0,03	0,05	0,05
Fe ²	1,89	1,27	1,50	1,57	1,56	1,63	1,66	1,62
Fe ³	0,02	0,41	0,20	0,34	0,21	0,11	0,18	0,23
Mg	0,31	0,86	0,27	0,51	0,42	0,66	0,69	0,69
TiVI	0,10	0,18	0,07	0,15	0,17	0,23	0,25	0,26
AlVI	0,60	0,22	0,86	0,37	0,57	0,34	0,17	0,15
Si	2,74	2,71	2,75	2,84	2,86	2,92	2,85	2,90
AlIV	1,26	1,29	1,25	1,16	1,14	1,08	1,15	1,10
F	0,08	0,12	0,16	0,22	0,18	0,19	0,21	0,23
OH	1,37	1,13	0,89	0,90	0,67	0,03	0,98	0,79
O	0,55	0,75	0,95	0,88	1,05	0,98	0,81	0,98
$f_0 = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	86,0	66,1	86,3	78,9	80,8	72,5	72,7	72,8
$l = \frac{\text{Al}}{\text{Al}+\text{Si}+\text{Mg}+\text{Fe}}$	27,3	22,3	30,9	22,5	25,3	21,1	19,7	18,7

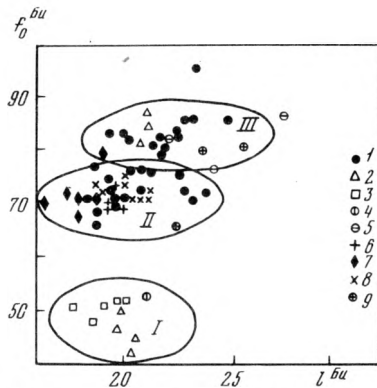
C-4039	258	C-5092	C-1006	C-1067	C-1070	C-1008	356	357
0,83	0,86	0,80	0,71	0,83	0,85	0,72	0,85	0,77
0,08	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,04	0,04
0,10	0,06	0,07	0,09	0,10	0,08	0,06	0,05	0,09
0,08	0,07	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,07	0,04
1,98	1,86	1,32	1,29	1,44	1,57	1,46	1,69	1,86
0,16	0,18	0,0	0,28	0,43	0,22	0,13	0,00	0,10
0,32	0,49	1,19	0,93	0,70	0,78	0,98	0,55	0,43
0,14	0,16	0,17	0,19	0,20	0,21	0,19	0,18	0,17
0,31	0,24	0,31	0,17	0,20	0,19	0,21	0,50	0,37
2,89	2,84	2,87	2,84	2,88	2,89	2,80	2,87	2,86
1,11	1,16	1,13	1,16	1,12	1,11	1,20	1,13	1,14
0,25	0,28	0,12	—	0,07	0,04	0,18	0,16	0,08
1,00	1,08	1,29	1,36	0,92	1,16	0,84	1,07	1,19
0,75	0,64	0,59	0,64	1,01	0,80	0,98	0,77	0,73
87,0	80,6	52,6	62,8	72,8	69,6	61,9	75,5	82,0
21,0	20,7	21,1	19,9	19,5	19,2	20,8	24,2	22,3

C-5213	C-5229	C-5232	K-1592	K-1677	K-1640	K-1692	K-1630	K-1648
0,89	0,86	0,78	0,76	0,82	0,71	0,85	0,76	0,86
0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,07	0,05	0,07	0,07
0,11	0,11	0,13	0,13	0,13	0,08	0,10	0,13	0,07
0,01	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03
1,61	1,63	1,74	1,58	1,59	1,70	1,66	1,55	1,68
0,23	0,28	0,07	0,22	0,28	0,31	0,11	0,29	0,17
0,77	0,64	0,72	0,74	0,71	0,52	0,83	0,75	0,75
0,25	0,17	0,27	0,31	0,32	0,27	0,31	0,33	0,34
0,13	0,24	0,16	0,11	0,07	0,15	0,06	0,05	0,03
2,74	2,86	2,79	2,87	2,84	2,89	2,84	2,90	2,85
1,26	1,14	1,21	1,13	1,16	1,11	1,16	1,10	1,15
0,27	0,25	0,25	0,21	0,19	0,27	0,33	0,38	0,41
0,99	0,92	1,06	0,84	0,84	0,90	0,94	0,63	0,79
0,74	0,83	0,69	0,95	0,97	0,83	0,73	0,99	0,80
70,6	74,9	71,5	70,9	72,5	79,4	68,1	72,4	71,2
20,6	20,3	20,5	18,6	16,1	18,9	18,3	17,3	17,8



Р и с. 24. Изменение железистости биотитов в зависимости от содержания кремнезема в гранитоидах

Условные обозначения см. на рис. 23. Поля: I – гранодиоритов, II – адамеллитов, III – гранитов



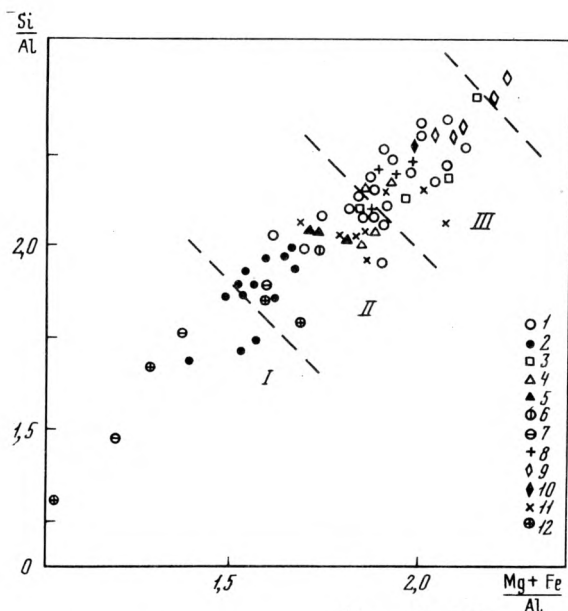
Р и с. 25. Соотношение между железистостью и глиноземистостью в биотитах

Условные обозначения см. на рис. 23. Поля: I – гранодиоритов, II – адамеллитов, III – гранитов

$(\text{Fe}^2 + \text{Fe}^3) - (\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Al}_{\text{VI}})$. Изложенное показывает, что изменение химических свойств биотитов в целом контролируется химическим составом пород, их кремнекислотностью. Это подтверждается частной диаграммой (рис. 24), показывающей изменение величины f_0 биотитов в зависимости от SiO_2 породы. Прямой корреляционный анализ зависимости компонентного состава биотитов Среднеарминского массива от состава содержащих их пород подтверждает этот вывод, и прежде всего для главных компонентов биотитов – железа и магния, обнаруживающих значимые и полярные (для этой пары) корреляционные связи с пороодообразующими окислами адамеллитов.

По соотношению основных параметров состава биотитов – железистости и глиноземистости, определяемых главным образом температурой и кислотно-основным режимом магматических систем, на диаграмме $f_0^{\text{Bi}} - I^{\text{Bi}}$ (рис. 25) выделяются три поля, соответствующие слюдам гранодиоритов, адамеллитов и гранитов. Биотиты первых двух групп близки по глиноземистости, но существенно различаются по железистости, т.е. их можно рассматривать как разнотемпературные образования, кристаллизовавшиеся в близких условиях кислотности–щелочности. Биотиты гранитов имеют в целом наивысшую железистость и глиноземистость.

Сравнение биотитов, представляющих фациальные и фазовые разновидности пород некоторых интрузивов, выявляет интересные детали. В двухфазном Приисковом массиве биотиты гранодиоритов и гранитов сходны по величине I , но сильно различаются по железистости. Очевидно, эволюция их составов контролировалась прежде всего температурой при мало изменяющейся кислотности–щелочности. Для биотитов фациально связанных разностей пород Среднеарминского массива, напро-



Р и с. 26. Диаграмма соотношения в биотитах $\frac{\text{Si}}{\text{Al}}$ и $\frac{\text{Mg} + \text{Fe}}{\text{Al}}$.

Среднеарминский массив: 1 – адалмеллиты, 2 – граниты; Нижнеарминский массив: 3 – гранодиориты; Приисковый массив: 4 – гранодиориты, 5 – граниты; Ловлягинский: 6 – диориты; шток Дерсу: 7 – граниты; Зиминский массив: 8 – адалмеллиты; Горный и Белогорский массивы: 9 – адалмеллиты, 10 – граниты; Дальнеарминский массив: 11 – адалмеллиты; 12 – граниты

тив, характерен взаимосвязанный рост железистости и глиноземистости, т.е. с падением температуры уменьшалась активность щелочей в расплавах, что фиксируют составы биотитов этой серии. Принципиально сходные данные получены и при анализе диаграммы $\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Al}_{\text{VI}} - \text{Fe}$, на которой точки составов биотитов группируются в пределах трех уже называвшихся выше полей.

Ф а ц и и к и с л о т н о с т и – щ е л о ч н о с т и гранитоидов комплекса. Как показали А.А. Маракушев и И.А. Тарарин (1965), глиноземистость биотитов, определяемая степенью замещения $\text{SiO}_2 + (\text{MgO} + \text{FeO}) \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3$, зависит от химической активности воды (температуры) и калия (щелочности). На предложенной ими для классификации малокальциевых гранитов и сиенитов диаграмме (рис. 26) биотиты разделяются на четыре класса. Точки составов биотитов пород Арминского комплекса располагаются в пределах I–III полей диаграммы. Полю III соответствуют биотиты нижнеарминских гранодиоритов, адалмеллитов Среднеарминского, Зимнего, Горного и Белогорского массивов. На границе III–II полей сосредоточены точки, отвечающие составам слюд гранодиоритов Приискового массива; вблизи этой области расположены и фигуративные точки слюд из лейкогранитов данного массива. Граничной (III–II) области

диаграммы соответствуют составы слюд переходных (от адамеллитов к гранитам) разностей пород Среднеарминского массива. Биотиты гранитов этого массива располагаются в пределах полей II и I. Наиболее "низкотемпературную" область диаграммы занимают высокоглиноземистые слюды штока Дерсу.

Приведенный анализ показывает, что "класс щелочности" биотитов далеко не всегда определяется парагенезисом. Хотя в целом для биотитов ряда гранодиорит—гранит отмечается соответствие составов пород и слюд, но отступлений от правила наблюдается очень много. Нередко в пределах одного поля диаграммы располагаются фигуративные точки биотитов из различных по составу пород — гранодиоритов, адамеллитов, гранитов.

Вместе с тем использование диаграммы выявляет целый ряд весьма ценных деталей, характеризующих глиноземистость в качестве чуткого индикатора изменения режима кислотности—щелочности при кристаллизации расплавов. Наиболее значительными изменениями активности калия в расплавах сопровождалась кристаллизация биотитов Среднеарминского массива; рост кислотности системы происходил параллельно со снижением температуры, что обеспечивало формирование широкой гаммы составов слюд (и пород) при их кристаллизации. По составу слюды образуют ряд, меняющий свойства от малоглиноземистых (высокотемпературных) к высокоглиноземистым (низкотемпературным), что соответствует нормальной дифференциационной тенденции эволюции расплавов.

О совершенно иных тенденциях можно говорить, сравнивая составы биотитов гранодиоритов и гранитов Приисковского массива. Несмотря на контрастность свойств самих пород, биотиты, содержащиеся в них, очень схожи. Температурный перепад при их кристаллизации, судя по диаграмме (см. рис. 26), был минимален. Это позволяет предположить, что дифференциация исходных расплавов происходила не в камере, а по пути продвижения магматической колонны, обеспечив кристаллизацию биотитов близкого состава в столь контрастных породах.

Т а б л и ц а 17

Состав биотитов гранитизированных пород зоны экзоконтакта, % массы

Окислы	Номер образца		Среднее из 5 анализов по массиву	Окислы	Номер образца		Среднее из 5 анализов по массиву
	C-5287	C-5288			C-5287	C-5288	
SiO ₂	35,92	35,60	35,94	Na ₂ O	0,07	0,44	0,38
TiO ₂	3,51	2,79	3,78	P ₂ O ₅	0,21	0,08	0,28
Al ₂ O ₃	19,18	18,85	13,82	H ₂ O ⁻	0,20	0,20	0,10
Fe ₂ O ₃	0,52	1,39	4,95	H ₂ O ⁺	3,87	4,68	3,48
FeO	18,64	19,24	15,95	F	0,22	0,26	0,62
MnO	0,27	0,16	0,42	Σ	99,87	99,75	99,79
MgO	9,19	7,65	11,11	F ₂ = 0	0,09	0,11	0,10
CaO	0,13	0,00	0,87	Σ	99,78	99,64	99,81
K ₂ O	7,94	8,41	8,21				

Состав биотита гранитизированных пород экзоконтакта, несомненно, интересен в петрогенетическом, металлогенетическом и геохимическом отношениях. В табл. 17 приводятся химические анализы биотитов из лейкократовых пород, располагающихся в экзоконтактовой зоне (мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м) — между гранодиоритами Нижнеарминского массива и вмещающими их ороговикованными породами. Для сравнения здесь же помещен средний химический состав биотитов (5 анализов) из гранодиоритов того же массива. Биотит экзоконтактовой зоны представлен крупночешуйчатыми выделениями, образующими кучные или ленточные скопления. Очевидно, этот биотит, как и сами содержащие его породы "лейкократовой оторочки" гранодиоритов Нижнеарминского массива, можно рассматривать как продукт гранитизации вмещающих терригенных пород.

По составу биотиты этой зоны существенно отличаются от слюд гранодиоритов. Эти отличия заключаются прежде всего в повышенной железистости и глиноземистости биотитов "лейкократовой оторочки" массива, что указывает на более низкую температуру их образования по сравнению с биотитом магматических пород. К числу второстепенных признаков рассматриваемых слюд относится пониженное содержание в них MnO и Fe_2O_3 . Содержание фтора минимальное; количество воды несколько повышенное.

Проведенные исследования химического состава биотитов позволяют заключить следующее:

1. Биотиты в гранитоидах района относятся к числу ранних минералов. Они кристаллизовались совместно с андезин-олигоклазом, но несколько позднее амфиболов, предшествуя выделению ассоциации альбит — олигоклаз + калишпат + кварц.

2. По химическим свойствам выделяются три группы биотитов, каждая из которых соответствует определенным петрографическим типам пород — гранодиоритам, адамеллитам, гранитам. Наиболее контрастны по составу слюды двух главных петрографических типов пород района — гранодиоритов и адамеллитов. В гранитах независимо от их принадлежности к названным двум группам пород, характера взаимоотношений (фазных или фациальных) их с гранодиоритами или адамеллитами состав железо-магнезиальных слюд оказывается весьма близким.

3. Железистость слюд зависит от кремнекислотности пород, т.е. в конечном счете определяется степенью дифференциации расплавов, что согласуется с данными С.Р. Нокколдса (Nockolds, 1954); для гранодиоритов $f_0^{Bi} = 48\%$, для адамеллитов $f_0^{Bi} = 71\%$, для гранитов $f_0^{Bi} = 84\%$. Глиноземистость биотитов контролируется характером парагенезисов: для биотит-роговообманковых гранодиоритов и адамеллитов $I^{Bi} = 19\%$, для биотитовых гранитов $I^{Bi} = 23\%$.

4. Химический потенциал воды и калия независимо от парагенезиса предопределяется термодинамическими параметрами исходных расплавов. Судя по диаграмме Маракушева—Тарарина, биотиты контрастных по составу пород нередко могли формироваться при близкой температуре или сопоставимой величине химической активности калия в расплавах.

5. Биотиты гранодиоритов и адамеллитов характеризуются примерно равными содержаниями алюминия октаэдрического ($Al_{VI} = 0,15$ и $0,19$ ф.е. соответственно) и тетраэдрического ($Al_{IV} = 1,16$ и $1,12$ ф.е. соответственно). Это один из признаков, подчеркивающих генетическую самостоятельность гранодиоритов и адамеллитов, поскольку в случае формирования этих пород в ходе дифференциации одних и тех же расплавов адамеллиты, как более "кислые" породы, должны были бы содержать и более глиноземистый биотит. Для пород генетически единого ряда так и происходит: глиноземистость слюд растет параллельно увеличению содержания SiO_2 в гранитах.

КАЛИНАТРОВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Калинатовый полевой шпат содержится во всех разновидностях интрузивных пород Арминского блока, но количество его существенно варьирует, составляя $2,8-13,5\%$ в монцодиоритах, $7,3-27,3\%$ в гранодиоритах, $22,8-30,9\%$ в адамеллитах и $32,7-42,2\%$ в гранитах от общего объема пород. Обычно калишпат представлен микро- или криптопертитом и является одним из поздних по времени кристаллизации минералов. В равномерно-зернистых монцодиоритах, гранодиоритах и гранитах калишпат образует небольшие неправильной формы зерна с тонкими микропертитам. В порфировидных гранодиоритах, адамеллитах и гранитах присутствуют два морфологически различных типа калишпата, отличающихся незначительно по времени образования. Первый тип — мелкие неправильных очертаний зерна с нитевидными параллельными пертитам распада, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу и замещающие его. По форме выделений они идентичны с калиевым полевым шпатом равномерно-зернистых гранитоидов. Второй тип калишпата представлен крупными (до $1-1,5$ см в длину) выделениями призматической формы, которые придают породе порфировидный облик. Они распределяются в породах неориентированно и за пределами массивов не встречаются. Содержание порфировидных выделений калишпата в гранитоидах изменяется от $1-3$ до $15-20\%$. Как показали подсчеты для Среднеарминского массива, наибольшее количество порфировидного калишпата отмечается в наиболее основных разновидностях пород (табл. 18).

Характерно также, что общее количество калиевого полевого шпата (первого и второго типа) для каждой разновидности пород (гранодиорит, адамеллит, гранит) остается постоянным, т.е. увеличение количества порфировидного калишпата влечет за собой уменьшение его в основной массе, и наоборот.

Описываемые крупные выделения калишпата имеют характерное внутреннее строение. Пертиты распада в них имеют вид широких грубо-параллельных лент. Замеры ориентировки микропертитов показали, что они располагаются по мурчисонитовой спайности кристаллов.

Другая характерная особенность порфировидного калишпата — постоянное присутствие в них включений кислого плагиоклаза, часто ориентированных параллельно удлинению кристаллов калишпата. Этот плагиоклаз обладает рядом отличительных черт: он слабо зонален (цент-

Таблица 18

Количество порфиroidных выделений калишпата в гранитоидах
Среднеарминского массива различной основности

Номер образца	SiO ₂ пор.	Количество порфиroidных выделений, %
C-5186	66,62	15
C-5113	69,16	10
102	70,08	6
C-5159	72,24	2
C-5164	73,18	—

ральная часть — кислый олигоклаз, краевая — альбит), часто тонко полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону и по краям имеет зону червеобразных вrostков мирмекита. Гораздо реже встречаются включения биотита, обычны и включения кварца в виде ихтиоглиптов, расположенные редкими группами и угасающие в группе одновременно. Последние образуют подобие графических структур. Подобные порфиroidные образования калишпата в гранитоидах описаны многими исследователями (Антипин, Кузьмин, 1969; Иванов, 1970; Ферштатер, Бородин, 1975, и др.). На основании изучения состава и свойств самих порфиroidных выделений и включенных в них биотита, кислого плагиоклаза и кварца Г.Б.Ферштатером и Н.С.Бородиной (1975) было показано, что порфиroidные выделения калишпата образовались в магматическую стадию и не являются метасоматическими образованиями.

Изучение составов и структурного состояния калишпатов проводилось рентгенографическим¹ и химическим методами, в основном на порфиroidных кристаллах второго типа. Аналитический материал сведен в табл. 19 и 20. Было изучено 46 проб калишпата из порфиroidных и равномерно-зернистых разновидностей гранодиоритов, адамеллитов, гранитов и пегматитов Арминского блока и сопредельных территорий. Степень рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$) определялась по отражениям (131) и ($\bar{1}\bar{3}1$) по формуле $\Delta\rho = 12,5 (d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}1})$ (Goldsmith, Laves, 1954), где d — межплоскостное расстояние. Степень рентгеновской упорядоченности ($\delta\rho$) вычислялась по формуле П.К. Регланда (Ragland, 1970) $\delta\rho = \frac{9,063 + 2\theta (060) - 2\theta (204)}{0,340}$, позволяющей определять структурное со-

стояние полевого шпата в интервале между максимальным — низким альбитом, с одной стороны, и ортоклазовой серией — с другой. Для интервала ортоклазовая серия и санидин — высокий альбит П.К. Регланд предлагает другую формулу, которая здесь не приводится. Обе формулы выведены на основании установленной Т.Л. Райтом эмпирической зависимости меж-

¹ Рентгенографическая съемка производилась Т.Б. Афанасьевой (лаборатория физических методов исследований ДВГИ) на дифрактометре УРС-50И с медным излучением в области 2θ 19–52° ($I = 5$ ма, $V = 30$ кв, $PC = 40$ при скорости 1/2° в минуту).

Т а б л и ц а 19

Состав и структурное состояние калиевых полевых шпатов порфирированных

Массив	Порода	Номер образца	$\frac{Jor}{JAb}$	$2\theta_{131}$	$2\theta_{1\bar{3}1}$
Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Арминский район					
Среднеар- минский	Адамеллит	C-5112	1,6	29,90	—
	"	C-5159	2,4	29,88	—
	"	C-5161	1,2	29,88	—
	"	C-5184	1,3	29,90	—
	"	C-5193	2,4	29,85	—
	"	102	2,0	29,82	—
	"	102-A	2,5	29,85	—
	"	102-D	3,2	29,82	—
	Гранит	C-51-23	1,9	29,95	—
	"	C-5134	2,2	29,85	—
	"	C-5144a	2,2	29,85	—
	"	C-5147	1,7	29,87	—
	"	C-5163	2,1	29,85	—
	"	C-5164	2,0	29,90	—
	"	C-5179c	1,9	29,90	—
	"	C-5194	2,2	29,83	—
	"	III	1,4	29,82	—
	Включение	C-5128	5,2	29,87	—
	"	C-5144	2,1	29,85	—
	Пегматит	C-5150	2,0	29,85	—
Зимнинский	Приконтактовая фация с аплитовидной основной массой	331	1,1	29,90	—
	Миароловая пустота, вы- полненная калишпатом и кварцем	334-A	1,8	29,82	—
	Дайка гранит-порфира	C-5142	3,4	29,90	—
Приисковый	Адамеллит	C-1061	1,2	29,85	—
	"	C-1058	2,1	29,85	—
Нижнеармин- ский	Гранит	258	5,1	29,85	—
	"	C-4037		29,85	—
	Гранодиорит	101		29,85	—
	"	087	1,3	29,85	—
Забывтый	"	155	2,4	29,85	—
	Гранит-порфир	081	3,9	29,90	—
	"	173	1,1	29,60	30,06
	"	C-5019	1,0	29,92	—
Дерсу	Пегматит	174	1,4	29,75	30,10
	Гранит	C-5007	1,5	29,65	30,17
	"	065	3,7	29,70	30,09
Усть-Мику- линский	"	0298	1,5	29,85	—
	"	C-5046	2,5	29,95	—
Лютинкин- ский	"	C-5056	3,6	29,55	29,65

выделений в гранитоидах Центрального Сихотэ-Алиня

Δρ	Or		δρ	Ab	
	2θ ₀₆₀	2θ ₋₂₀₄		2θ ₀₆₀	2θ ₋₂₀₄
Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Арминский район					
0-0,2	41,76	50,68	0,420	42,56	—
0-0,2	41,75	50,66	0,441	42,50	—
0-0,2	41,78	50,73	0,332	42,30	—
0-0,2	41,78	50,68	0,479	42,46	—
0-0,2	41,73	50,68	0,332	42,45	—
0-0,5	41,73	50,64	0,450	42,48	51,13
0-0,2	41,73	50,70	0,273	42,48	51,10
0-0,2	41,73	50,70	0,272	—	—
0-0,3	41,76	50,66	0,479	42,50	—
0-0,2	41,76	50,63	0,568	42,45	—
0-0,3	41,78	50,68	0,479	42,48	51,11
0-0,2	41,73	50,68	0,332	42,50	—
0-0,5	41,73	50,63	0,479	42,51	—
0-0,2	41,76	50,68	0,420	42,56	—
0-0,5	41,68	50,65	0,244	42,48	51,16
0-0,5	41,71	50,61	0,479	42,40	—
—	41,73	50,70	0,273	—	—
0-0,2	41,76	50,68	0,420	42,45	—
0-0,2	41,71	50,61	0,479	42,45	—
0-0,4	41,71	50,61	0,479	42,45	—
0-0,4	41,78	50,68	0,479	42,40	—
0-0,4	41,73	50,58	0,626	42,45	—
0-0,2	41,76	50,73	0,273	42,50	—
0-0,2	41,78	50,68	0,479	42,56	51,18
0-0,3	41,74	50,64	0,469	42,46	51,14
0-0,5	41,71	50,63	0,421	42,50	—
0-0,5	41,71	50,66	0,332	42,55	—
—	41,72	50,67	0,332	—	—
—	41,73	50,70	0,273	51,16	—
—	41,73	50,70	0,273	—	—
0-0,5	41,76	50,66	0,479	42,54	51,16
0,563	41,79	50,64	0,626	42,51	51,13
0-0,5	41,84	50,71	0,568	42,60	—
0,438	41,74	50,61	0,568	42,54	—
0,637	41,78	50,61	0,685	—	—
0,563	41,76	50,63	0,568	42,45	51,19
0-0,5	41,76	50,74	0,244	42,48	51,14
0-0,5	41,78	50,71	0,391	42,54	51,16
0,727	41,78	50,61	0,685	—	—

Т а б л и ц а 19 (окончание)

Массив	Порода	Номер образца	$\frac{J_{ог}}{J_{Ab}}$	$2\theta_{131}$	$2\theta_{151}$
Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня					
Горный	Адамеллит	K-1630	2,5	29,82	—
	"	K-1692	2,7	29,90	—
Центральный структурный шов					
Дальнеар-минский	"	C-5247	1,7	29,90	—
	"	C-5205	2,5	29,85	—
	"	269-A	3,1	29,85	—
	"	275		29,85	—
	"	267	2,0	29,85	—
	"	C-5235	2,2	29,85	—

Т а б л и ц а 20

Химический состав калишпатов из гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня, % массы

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	63,80	64,65	64,80	66,50	65,61	69,97	65,80
TiO ₂	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	19,14	18,70	19,01	18,73	18,68	18,57	18,36
Fe ₂ O ₃	0,25	0,30	0,30	—	0,28	0,13	0,35
MnO	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05
MgO	0,09	0,04	0,14	—	0,05	0,14	0,04
CaO	1,48	1,44	1,11	1,12	0,94	0,65	1,19
Na ₂ O	2,42	2,96	3,30	2,81	2,61	4,00	4,51
K ₂ O	11,58	10,53	10,53	10,91	11,12	10,00	8,72
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,11	0,06	0,06	—	0,11
H ₂ O	0,82	0,85	0,35	0,44	0,60	—	0,50
Σ	99,72	99,65	99,70	99,90	99,99	99,51	99,64

П р и м е ч а н и е: 1-2 — гранодиориты Нижнеарминского массива (1 — 101; 2 — 155); 3-4 — биотитовые граниты Среднеарминского массива (3 — 102; 4 — 102-A); 5-6 — граниты Приискового массива (5 — 258; 6 — 111); 7 — гранит-порфиры штока Забытого (173).

Кристаллохимические формулы и молекулярные составы изученных калишпатов показаны ниже:

101	K _{0,68} Na _{0,24} Ca _{0,07}	Si _{2,96} Al _{1,04} O ₈	или	Or ₆₉ Ab ₂₄ An ₇
155	K _{0,62} Na _{0,30} Ca _{0,08}	Si _{2,98} Al _{1,02} O ₈	или	Or ₆₂ Ab ₃₀ An ₈
102	K _{0,64} Na _{0,30} Ca _{0,06}	Si _{2,97} Al _{1,02} Fe _{0,01} ³⁺ O ₈	или	Or ₆₄ Ab ₃₀ An ₆
102-A	K _{0,60} Na _{0,28} Ca _{0,06}	Si _{3,0} Al _{1,0} O ₈	или	Or ₆₄ Ab ₃₀ An ₆
258	K _{0,64} Na _{0,24} Ca _{0,05}	Si _{2,99} Al _{1,00} Fe _{0,01} ³⁺ O ₈	или	Or ₆₉ Ab ₂₆ An ₅
111	K _{0,60} Na _{0,36} Ca _{0,04}	Si _{3,0} Al _{0,99} Fe _{0,01} ³⁺ O ₈	или	Or ₆₀ Ab ₃₆ An ₄
173	K _{0,52} Na _{0,42} Ca _{0,06}	Si _{3,0} Al _{0,98} Fe _{0,02} ³⁺ O ₈	или	Or ₅₂ Ab ₄₂ An ₆

$\Delta\rho$	Og		$\delta\rho$	Ab	
	$2\theta_{060}$	$2\theta_{\bar{2}04}$		$2\theta_{060}$	$2\theta_{\bar{2}04}$
Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня					
0—0,4	41,71	50,65	0,332	42,40	—
	41,70	50,70	0,185	42,60	—
Центральный структурный шов					
0—0,2	41,73	50,70	0,273	—	—
0—0,2	41,71	50,70	0,215	42,48	51,19
—	41,73	50,70	0,273	42,45	51,10
—	41,72	50,70	0,244	42,51	51,19
—	41,75	50,72	0,273	—	—
—	41,71	50,68	0,273	42,54	51,26

ду параметрами элементарной ячейки и 2θ отражений ($\bar{2}01$), (060), ($\bar{2}04$) в областях 2θ 21–22°, 41–42°, 50–51° соответственно (Wright, 1968). Состав твердого раствора калиевой фазы определялся по формуле $Op = -92,19 \times 2\theta (\bar{2}01) + 2031,71$ (Wright, 1968).

Определение валового состава пертитов производилось по отношению интенсивностей отражений ($\bar{2}01$) калишпатовой и альбитовой фаз пертита по методу Кюльмера (Kueller, 1960). Применение метода, несмотря на его неточность, вполне оправдано тем, что описываемые калишпаты однообразны в генетическом отношении, и тем, что в данное время совершенно невозможно произвести гомогенизацию образцов (Марфунин, 1962). Как показали расчеты, содержание альбитовой составляющей в твердом растворе примерно одинаково для всех исследованных образцов. Оно не превышает 5 мол. %, т.е. находится в пределах точности метода, и поэтому состав твердого раствора не приводится в таблице. Результаты рентгенографических исследований показаны на диаграммах, отображающих зависимость упорядоченности калишпата и альбита пертитов от 2θ ($\bar{2}04$) и (060) (рис. 27, 28).

Различие углов $2V$ калишпата порфириовидных выделений и основной массы выявляется только статистически (рис. 29). В гранодиоритах и адаметеллитах значения угла $2V$ калишпатов основной массы превышают значение этого угла порфириовидных выделений на несколько градусов. В гранитах это различие менее отчетливо, хотя и здесь оно сохраняется. Отсюда следует, что калишпаты основной массы более упорядочены (Марфунин, 1962).

Анализ полученного материала позволяет сделать следующие выводы.

1. Калишпаты гранодиоритов характеризуются низко упорядоченным по сравнению с гранитами состоянием ($\delta\rho = 0,273-0,332$) (см. рис. 27). Рентгенографически они моноклинны ($\Delta\rho = 0$) и имеют в валовом составе пертитов сравнительно высокое содержание альбитового компонента, достигающее 34–47%.

2. Рентгеновская триклинность калишпатов гранитов колеблется в

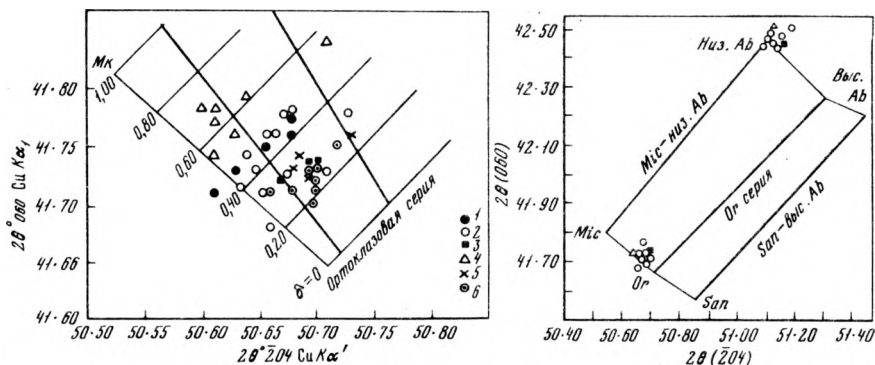


Рис. 27. Диаграмма структурного состояния калишпат-пертитов из гранитоидов Центрального Сихотэ-Алия в интервале максимальный микроклин—ортоклазовая серия

1 — граниты Среднеарминского массива; 2 — адамеллиты Среднеарминского массива; 3 — гранодиориты Нижнеарминского массива; 4 — граниты грейзенизированных штоков (Дерсу, Забытый); 5 — дайки гранит-порфиров; 6 — массивы зоны Центрального структурного шва (Дальнеарминский) и Главного антиклинория (Горный, Белогорский)

Рис. 28. Диаграмма структурного состояния калишпата и альбита пертитов из гранитоидов Центрального Сихотэ-Алия

Условные обозначения см. на рис. 27

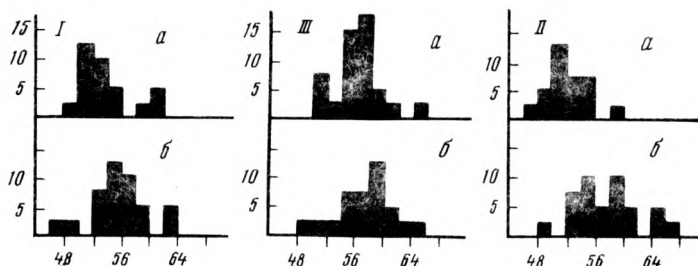


Рис. 29. Гистограмма углов 2V калиевых полевых шпатов порфировидных выделений (а) и основной массы (б) гранитоидов

I — гранодиориты, II — адамеллиты, III — граниты

пределах 0,2–0,5, на что указывает увеличение ширины пика (131). Калишпаты всех фациальных разновидностей гранитов (равномерно-зернистых, порфировидных средне- и мелкозернистых) имеют примерно одинаковую упорядоченность, равную 0,273–0,479. При этом в равномерно-зернистых гранитах разброс точек очень мал — 0,420–0,479. Содержание альбитовой составляющей в них остается примерно постоянным — 36–40%, в то время как в порфировидных разностях эти вариации более значительны — 26–41%. Очевидно, кристаллизация равномерно-зернистых гранитов происходила в более стабильных условиях.

3. При сравнении калишпатов из верхнемеловых гранитоидных массивов различных структурно-фациальных зон Приморья видно, что калишпаты Арминского блока характеризуются более высокой степенью упоря-

доченности, чем калишпаты верхнемеловых гранитоидов Центрального структурного шва (Дальнеарминский массив) и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Горный массив). В гранитных массивах Прибрежной антиклинальной зоны (Валуй и др., 1973) упорядоченность калишпатов колеблется в очень широком интервале — от максимального микроклина ($\delta_p = 1$) до высокого ортоклаза ($\delta_p = 0$). В гранитоидах Арминского района максимальные микроклины отсутствуют, и только в грейзенизированных гранитных штоках встречаются промежуточные микроклины с $\delta_p = 0,6-0,7$.

4. В дайках биотит-амфиболовых гранитов содержится калишпат менее упорядоченный, чем в гранитах ($\delta_p = 0,273-0,332$), что, вероятно, указывает на их более высокотемпературные условия формирования или относительно быструю кристаллизацию.

5. В грейзенизированных гранитных штоках (Дерсу, Лютинкинский, Забытый) калишпаты триклинны (в области $2\theta = 30^\circ$ появляются два пика — 131 и $\bar{1}\bar{3}1$), имеют наиболее высокую степень упорядоченности (0,568–0,715) и рентгеновской триклинности (0,563–0,737). В мелких же адамеллит-гранитных массивах (Зимнинский) преобладают калишпаты с меньшей степенью упорядоченности ($\delta_p = 0,300-0,450$).

6. Сравнительно высокую степень упорядоченности (0,626) имеет калишпат из миароловых пустот в эндоконтактной зоне Среднеарминского массива. Это явление, не характерное для других частей массива, указывает, вероятно, на преобладающую приуроченность автометасоматических образований к узкой приконтактной полосе.

7. Калишпаты пегматоидных шлиров центральных частей изученных интрузивов по степени упорядоченности, как правило, не отличаются от вмещающих их гранитов. Так, для шлировых пегматитов Среднеарминского массива $\delta_p = 0,273$ и 0,479, для Приискового — $\delta_p = 0,509$.

Данные рентгеноструктурного анализа выявили закономерное увеличение степени упорядоченности калишпатов в породах последовательно формировавшегося ряда. Для всех членов ряда характерна низкая и средняя степень упорядоченности калишпатов с высоким содержанием в них альбитового компонента. Более упорядоченные калишпаты — промежуточные микроклины и высокие ортоклазы, фиксирующие проявление автометасоматических и наложенных постмагматических процессов, — присутствуют только в узких эндоконтактных зонах и в грейзенизированных гранитах мелких штоков. Высокоупорядоченные калишпаты — максимальные микроклины — отсутствуют в гранитоидах Арминского района.

9. Значительные содержания альбита, растворенного в калиевой фазе калишпатов арминских гранитоидов, позволяют сделать вывод о достаточно высоких температурах кристаллизации описываемых гранитоидов (Tuttle, Bowen, 1958).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

По минеральному и химическому составу среди гранитоидов Арминского района выделяются два естественных геологически обособленных ряда пород — гранодиорит-гранитный и адалеллит-гранитный. Оба ряда имеют сходные черты: гомодромную последовательность внедрения, дискретность составов, гранитный состав конечных членов. Эти же особенности, являющиеся результатом кристаллизационной дифференциации магмы, характерны, по Г.Б. Ферштатеру, для гранитоидных серий Урала, Казахстана, Приморья (Ферштатер, Бородин, 1975). Кристаллизация гранодиоритов и адалеллитов, несмотря на очевидные различия в составе, происходит по принципиально единому механизму, отвечающему поэтапному выделению минеральных агрегатов. Как в гранодиоритах, так и в адалеллитах она начинается с выделения андезина № 40—50, образующего центральные части плагиоклазовых индивидов, идиоморфных зерен роговой обманки и биотита. Указанная минеральная ассоциация соответствует первому этапу кристаллизации расплавов. На втором этапе происходит кристаллизация олигоклазовых кайм плагиоклазовых зерен и агрегата калиевого полевого шпата и кварца.

Исходя из минерального состава пород, а также из данных химического анализа пород и минералов, можно рассчитать состав Ро—Би—Пл (I) и

Таблица 21

Химический и нормальный состав продуктов разных этапов (I—III)

Порода, минерал	Гранодиорит					
	обр. С-4040			обр. 087		
	I	II	III	I	II	
SiO ₂	62,44	52,6	78,0	64,66	55,3	
Al ₂ O ₃	16,70	19,4	12,8	16,30	21,3	
Fe ₃ O ₃	0,95	2,0	—	1,01	1,9	
FeO	4,55	7,7	—	3,70	7,0	
MgO	2,93	5,1	—	2,06	4,0	
CaO	5,32	7,7	1,8	3,69	5,7	
Na ₂ O	3,81	4,2	3,2	3,62	4,4	
K ₂ O	2,45	1,3	4,2	2,58	0,4	
Σ	99,15	100,0	100,0	97,62	100,0	
Кварц	15,6	—	15,6	18,2	—	
Ортоклаз	9,4	—	9,4	14,2	—	
Альбит	33,4	23,0	10,4	30,4	19,5	
Анортит	17,7	14,3	3,4	17,6	14,2	
Биотит	10,4	10,4	—	12,5	12,5	
Амфибол	13,3	13,3	—	7,1	7,1	
	99,8	61,0	38,8	100,0	53,3	

Кв—КПШ—Ол (II) этапов кристаллизации гранодиоритов Приисковского и Нижнеарминского и адамеллитов Среднеарминского и Зимнинского массивов (табл. 21). Расчеты, проведенные для каждого типа пород (параллельно по двум пробам), показали хорошую сходимость результатов. На раннем этапе кристаллизуется более половины гранодиоритового расплава; состав кристаллизата в этом случае соответствует габбро. Состав остаточного продукта, отвечающего второму этапу кристаллизации, ультракислый (78–79% SiO_2). Поэтапная кристаллизация характерна и для адамеллитовых расплавов, но количество фракционируемых на первом этапе минеральных фаз не превышает в этом случае 36% общего объема породы (см. табл. 21). Состав остаточного продукта такой же, как и в первом случае.

Судя по приводимым Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной (1975) данным, температурный разрыв между первым и вторым этапом кристаллизации расплава равняется 200° .

Для восстановления температурных условий становления гранитоидных пород района были использованы известные минералогические термометры: амфибол-плагноклазовый, амфибол-биотитовый, биотит-плагноклазовый (Перчук, 1970) и двуполевошпатовый (Рябчиков, 1965). Температуры равновесия, полученные по амфибол-биотитовому термометру, определяются в $650\text{--}700^\circ$ (13 определений), в то же время температура амфибол-плагноклазового равновесия явно занижена — $550\text{--}570^\circ$ (15 определений). Заниженную температуру начала кристаллизации гранитного расплава дает также биотит-плагноклазовый термометр —

кристаллизации гранодиоритов и адамеллитов, % массы

Гранодиорит		Адамеллит					
обр. 087		обр. С-1006			обр. С-5113		
III	I	II	III	I	II	III	
78,1	69,67	54,3	78,8	69,16	53,2	79,1	
12,5	14,70	20,2	12,1	15,05	20,7	11,8	
—	2,35	6,3	—	2,33	5,6	—	
—	1,84	5,2	—	2,69	7,5	—	
—	0,60	1,7	—	0,52	1,4	—	
1,5	1,66	3,4	0,6	2,30	2,5	0,6	
2,8	4,10	7,2	2,4	3,95	7,2	2,7	
5,1	4,01	1,7	6,1	3,73	1,9	5,8	
100,0	98,84	100,0	100,0	98,73	100,0	100,0	
18,2	25,5	—	25,5	25,4	—	25,4	
14,2	23,6	—	23,6	22,0	—	22,0	
10,9	35,0	21,1	13,9	37,3	22,7	14,6	
3,4	7,5	5,3	2,2	6,4	4,6	1,8	
—	7,4	7,4	—	8,4	8,4	—	
—	1,0	1,0	—	0,5	0,5	—	
46,7	100,0	34,8	65,2	100,0	36,2	63,8	

600–620° (9 определений). Учитывая большую чувствительность плагиоклаза к постмагматическим изменениям и повсеместно встречаемое в гранитоидах замещение раннего (основного) плагиоклаза более кислой разновидью, более достоверными следует считать температуры, полученные по амфибол-биотитовому термометру. Распределение альбитовой молекулы между сосуществующими калишпатом и плагиоклазом позволило определить температуру конца кристаллизации (II этапа) описываемых гранитоидов – 520–540°. Температура, определенная по диаграмме И.Д. Рябчикова (1965), близка к истинной. Таким образом, разница между температурой начала и конца кристаллизации для арминских гранитоидов определяется в 130–160°.

Нанесение составов пород (магм) и продуктов кристаллизации остаточного расплава на тройную диаграмму Ab–Or–Q показывает, что кристаллизация остаточного расплава адалеллитов и гранодиоритов соответствовала условиям кристаллизации кварц-полевошпатовой котектики при давлении водяного пара около 500 бар. Сравнение валового состава пород с составом продуктов второго этапа их кристаллизации показывает, что формирование гранодиоритов и адалеллитов сопровождалось существенным изменением содержания воды в расплавах. Можно предположить, что наибольшее удаление летучих (воды) происходило в период между кристаллизацией минералов первого и второго этапа, поскольку этому периоду соответствует резкий перепад величины давления водяного пара, что фиксируется резким изменением состава продуктов кристаллизации.

Пространственная обособленность гранодиоритов и адалеллитов, слагающих самостоятельные интрузивные тела в пределах Арминского тектоблока, и целый ряд минералогических и геохимических признаков (состав роговых обманок и биотитов, содержание элементов группы железа в роговых обманках обеих групп пород) позволяют заключить, что адалеллиты и гранодиориты не являются производными одной и той же магмы. Пространственная разобщенность гранодиоритов и адалеллитов отмечается и для всего Приморья в целом. Так, в зоне наиболее интенсивного проявления гранитоидного верхнемелового–палеогенового магматизма (в Прибрежном антиклинальном поднятии) преобладающую роль в строении массивов играют роговообманково-биотитовые адалеллиты и биотитовые граниты, тесно ассоциированные с эффузивами. Для зоны Главного синклиналии Сихотэ-Алиня и Центрального структурного шва типично присутствие как адалеллитов, так и гранодиоритов, слагающих разобщенные массивы. Далее на запад, в зоне Главного и Партизанского антиклинорий, развиты крупные однофазные массивы, в которых

Т а б л и ц а 22

Средние составы гранодиоритов Синегорского и Прискового массивов, % массы

Массив	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
Синегорский	62,5	0,7	16,5	1,7	
Присковый	63,3	0,6	15,5	1,2	

главной фациальной разновидностью являются адамеллиты. Гранодиориты здесь отсутствуют. В зоне Западного Сихотэ-Алинского шва, отделяющего Ханкайский срединный массив от обрамляющего его эпиплатформенного Уссурийского прогиба, развита синегорская гранодиорит-гранитная серия (с преобладанием гранодиоритов) — крайняя западная из верхне-меловых серий Сихотэ-Алия.

Весьма характерно также, что гранодиориты из разных структурно-фациальных зон характеризуются удивительным сходством. Это проявлено как в валовом составе пород (табл. 22), так и в составе темноцветных породообразующих минералов. Обращаясь к приведенным в табл. 22 данным, можно видеть, что состав гранодиоритов Синегорского массива, расположенного в краевой части Ханкайского срединного массива, и Приисковского интрузива, представляющего гранодиориты Арминского тектоноблока Главного синклинория, оказывается весьма близким. Оба массива имеют сходное строение. Они сложены породами контрастного состава — гранодиоритами и лейкогранитами. Гранодиориты этих массивов имеют близкий минеральный состав и идентичный порядок выделения главных породообразующих минералов.

Как отмечалось выше, роговые обманки синегорских гранодиоритов идентичны по своему химическому составу амфиболам гранодиоритов арминского тектоноблока. Различия в катионном составе амфиболов и вариации минералообразующих окислов незначительны, что подтверждается не только простым сравнением химических анализов, но и их пересчетом по алгоритму "потенциальные функции". Достаточно близкий химический состав имеют и биотиты рассматриваемых гранодиоритов (табл. 23). Минералы переменного состава являются достаточно точными индикаторами физико-химических условий минералообразования. В данном случае, несмотря на различия в геотектоническом положении синегорских и арминских гранодиоритов, минеральный состав этих пород и состав присутствующих в них железо-магнезиальных силикатов оказываются весьма сходными.

Внеорогенная природа гранитоидов, представляющих синегорскую серию (Левашев, 1971; Левашев, Говоров, Стрижкова, 1972), не вызывает сомнения, ведь внедрение верхнемеловых гранитоидов в краевой части Ханкайского срединного массива, как и в некоторых других структурно-фациальных зонах Приморья, происходило вне всякой связи с предшествовавшим орогенным этапом развития территории. "Внескладчатые" (телеорогенные) интрузии щелочноземельных гранодиоритов краевой зоны Ханкайского массива прорывают не только протерозойские

FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Количество анализов
3,3	2,2	4,5	3,9	3,4	12
4,2	2,4	4,6	3,6	3,3	22

Т а б л и ц а 23

Средние составы биотитов и амфиболов гранодиоритов Синегорского (I) и Арминского (II) комплексов (n — число анализов)

Компонент		Биотит		Амфибол	
		I, n = 14	II, n = 11	I, n = 14	II, n = 11
Весовые содержания	SiO ₂	38,52	36,30	46,66	45,66
	TiO ₂	2,30	3,52	1,43	1,23
	Al ₂ O ₃	15,71	14,55	7,08	7,26
	Fe ₂ O ₃	5,38	4,41	4,97	4,46
	FeO	13,02	15,40	11,58	11,92
	MgO	11,57	11,52	11,88	12,21
	CaO	2,19	0,94	10,88	11,21
	K ₂ O	6,49	8,25	0,77	0,93
	Na ₂ O	0,41	0,34	0,98	0,99
Атомные количества	K	0,63	0,81	0,15	0,19
	Na	0,06	0,06	0,30	0,29
	Ca	0,18	0,08	1,74	1,79
	Fe ²	0,85	1,06	1,44	1,49
	Fe ³	0,30	0,20	0,54	0,50
	Mg	1,32	1,33	2,64	2,69
	Al ^{VI}	0,36	0,15	0,18	0,14
	Si	2,96	2,84	6,93	6,82
	Al ^{IV}	1,04	1,16	1,07	1,15
	f ₀	45,9	48,2	42,8	42,5

кристаллические породы фундамента, но и палеозойские син- и посторогенные граниты, а также андезито-базальты, имеющие, по Л.Ф. Назаренко, позднепермский возраст.

Изложенное позволяет заключить, что формирование верхнемеловых гранодиоритов в зоне активизации древних структур Ханкайского массива и в мезозойском геосинклинальном трое Главного синклинория происходило при весьма сходных физико-химических условиях и не зависело от предшествовавшего геологического развития территории. Этот вывод, как нам представляется, имеет важное значение для пони-

Т а б л и ц а 24

Средний состав терригенных пород и гранодиорита, % массы

Название	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Терригенные породы	67,3	0,8	13,6	2,0
Гранодиорит	63,3	0,6	15,5	1,2

мания природы гранитоидного магматизма в пределах Арминского тектоноблока.

Вопрос о генезисе исходных магм относится к числу традиционных проблем геологии. Поскольку области генерации расплавов недоступны для непосредственного изучения, высказываются различные точки зрения, основанные на косвенных признаках и экспериментальных данных. Обсуждаются обычно две основные модели:

1) интрузивные члены вулкано-интрузивных ассоциаций являются дифференциатами глубинных магм (базальтовых, андезитовых, дацитовых), выплавлявшихся в нижней коре или в верхней мантии и взаимодействующих в дальнейшем с породами верхнего структурного этажа;

2) гранитоидные расплавы формировались в результате плавления геосинклинальных осадочных толщ в ходе миграции очага магмообразования из "Базальтового" в "гранитный" слой.

Согласно последней точке зрения предполагается не только гетерогенность состава интрузивной серии, но и генетическая самостоятельность формирования расплавов, исходных для пород каждой интрузивной фазы, входящей в гранитоидную серию (Кузнецов, 1964).

Накопленные к настоящему времени геологические данные противостоят концепции "вертикальной миграции очага", особенно той ее части, которая трактует формирование гранодиоритовых расплавов в результате палингенного плавления осадочных пород верхней сиалической оболочки. Приведем некоторые факты, противоречащие, как нам представляется, концепции палингенного формирования гранодиоритов.

1. Все верхнемеловые гранитоидные серии Сихотэ-Алиня имеют гомодромную последовательность формирования: наиболее основные и тугоплавкие породы образуются раньше, а кислые (легкоплавкие) завершают формирование серий. Это строго установленный факт, свидетельствующий о том, что формирование гранитоидных серий не связано с последовательным плавлением пород коры, так как в этом случае наблюдалась бы антидромная последовательность, обусловленная сменой процесса выплавления низкотемпературной эвтектики плавлением субстрата с формированием расплавов повышенной основности.

2. Согласно имеющимся данным, состав гранодиоритов удивительно однообразен в массивах, расположенных в самых различных структурных зонах Сихотэ-Алиня. Это свидетельствует о том, что химический и минеральный состав гранодиоритов не зависит от состава вмещающих пород. Более того, эти признаки никак не связаны с характером глубинного строения территорий, в пределах которых они размещаются. Синегорские гранодиориты залегают в зоне, где не только отсутствуют геосин-

FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Количество проб
3,3	2,3	1,8	2,4	2,2	105
4,2	2,4	4,6	3,6	3,3	22

клинальные терригенные образования, но и, как показывают геофизические исследования, устанавливается резкое сокращение мощности гранитно-гнейсового слоя (Радкевич и др., 1975). В противоположность отмеченному гранитоидные массивы западной части Арминского района расположены в области с увеличенной мощностью земной коры и достаточно мощным, судя по данным ГСЗ, "гранитным" слоем.

3. Палеозойские терригенно-кремнисто-вулканогенные комплексы, развитые в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, рассматриваются в качестве фундамента мезозойских осадочных комплексов Главного синклинория и возможного субстрата при формировании расплавов, исходных для арминских гранитоидов. В табл. 24 приводятся данные А.А. Асипова, характеризующие средний состав этих образований в сравнении со средним составом гранодиоритов Приисковского массива.

Это сопоставление позволяет заметить обогащенность последних такими тугоплавкими основаниями, как CaO и Al_2O_3 , привнос которых в область магмообразования маловероятен. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о невозможности образования кальциево-щелочных гранитоидов в результате полного плавления геосинклинальных терригенно-вулканогенных образований, состав которых близок к составу пород, охарактеризованных данными табл. 24.

Таким образом, концепция палингенного формирования магм, родоначальных для повышенно-основных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня, встречается с целым рядом возражений и противоречит имеющимся геологическим данным. Поэтому наиболее приемлемой представляется концепция формирования гранитоидов в результате дифференциации глубинных магм. Подобная точка зрения наиболее соответствует рассмотренным геологическим и петрографическим материалам.

Ю.А. Кузнецов (1964) совершенно справедливо относил гранитоиды Главного синклинория Сихотэ-Алиня к группе габбро-гранитных вулканогенно-интрузивных формаций. Достаточно часто наблюдаемая совмещенность интрузивных и вулканогенных фаций в пределах "кальдероплутон", практически единый во всех случаях порядок формирования интрузивных серий — от основных к кислым, закономерно повторяющийся порядок кристаллизации минералов, в целом соответствующий температурам плавления главных порообразующих окислов (CaO — 2570° , MgO — 2500° и т.д.), поэтапная кристаллизация гранитоидов, в ходе которой происходит сегрегация продуктов ранней кристаллизации фаз, по составу близких к габбро, — все эти, как и многие другие, признаки свидетельствуют о вулканогенно-интрузивной природе арминских гранитоидов и едином (дифференциационном) механизме их образования. Изложенное выше подтверждает предположение о двух родоначальных магмах для интрузивных рядов адамеллит-гранитного и гранодиорит-гранитного. В вулканогенном поясе Сихотэ-Алиня устанавливается четкая генетическая связь андезитов с гранодиоритами и липаритов с гранитами (Говоров, 1974; Кузнецов, 1964; Фаворская, 1969; Баскина, 1965). На данном этапе изучения проблемы наиболее вероятным признается, что для интрузивов гранодиорит-гранитного ряда исходной была андезитовая магма, а для адамеллит-гранитного ряда — риодацитовая.

Далее будут описаны грейзеновые рудопоявления, ассоциирующие со штоками кислых гранитов (Забытый, Дерсу, Усть-Микулинский). Аналогичные грейзеновые и кварцево-жильные рудопоявления связаны с типичным адалеллит-гранитным крупным Среднеармянским массивом. Имеющиеся данные не позволяют окончательно решить вопрос о связи редкометального оруденения гранитных штоков с породами адалеллитового или гранодиоритового ряда. Вероятнее всего, редкометальная (Sn, W) грейзеновая минерализация свойственна только адалеллит-гранитным интрузиям, поскольку в гранодиорит-гранитных массивах рудопоявления подобного ряда не встречены.

В пользу связи высокотемпературных олово-вольфрамовых проявлений грейзеновой и кварцевой формации, развитых в западной части Главного синклинория Сихотэ-Алиня, с гранитоидами определенного типа свидетельствует не только пространственная их ассоциация с интрузивами адалеллит-гранитного ряда, но и высокий геохимический фон Sn и W в породах данного типа. Подобная картина наблюдается и в других зонах Сихотэ-Алиня — в Главном и Партизанском антиклинориях, в зоне Центрального шва, где с петрографически сходными адалеллит-гранитными интрузивами связаны высокотемпературные оловянные и вольфрамовые проявления кварцевого и грейзенового типов. Адалеллиты интрузивов Главного и Партизанского антиклинориев, а также зоны Центрального шва можно считать геохимически специализированными на олово и вольфрам. Это подчеркивается повышенным геохимическим фоном Sn, W в породах и наличием связанных с гранитоидами данного типа непромышленных высокотемпературных и кварцево-жильных оловянно-вольфрамовых месторождений (Говоров и др., 1972). Процессы грейзенизации и альбитизации, проявившиеся в гранитоидах этого типа, могли сопровождаться значительным перераспределением Sn, W и летучих минерализаторов, что, возможно, указывает на ведущую роль механизма эманационной дифференциации при формировании рудных месторождений, связанных с гранитоидами этой зоны Сихотэ-Алиня.

Вместе с тем гиабиссальные условия кристаллизации расплавов определяют специфичность этого процесса, несомненно отличного от камерно-эманационного пути эволюции кислых магматических расплавов в глубинных условиях. Именно тесной связью интрузивного и вулканогенного процессов, нестабильностью условий кристаллизации расплавов, происходивших практически в открытой системе и обусловивших большую степень выноса находившегося в магме рудного вещества, объясняются незначительные масштабы минерализации, связанной с адалеллитами данного типа. При достаточно мощной и непроницаемой кровле камерно-эманационная дифференциация протекает полно, обеспечивая формирование крупных гидротермальных месторождений Sn и W (Вознесенское, Иультинское на Чукотке).

Отсутствие в пределах гранодиоритовых массивов рудопоявлений олова и вольфрама кварцевого и грейзенового типов указывает на то, что гранодиориты, вероятнее всего, относятся к другой рудно-петрографической ассоциации. В западной части Армянского района вблизи гранодиорит-гранитного Приискового массива расположены месторождения

(Туенгинское, Геолог) переходного типа — промежуточного между месторождениями касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций (Радкевич, 1956). Это позволяет связывать их формирование с эволюцией расплавов, исходных для гранитоидов гранодиорит-гранитного ряда. Последние рассматривались (Говоров, 1974; Govorov et. al., 1974) как продукты гравитационной и конвективно-эвтектической дифференциации андезитовых магм в интрузивных столбах большой радиальной протяженности. Действительно, определяемая геофизическими методами протяженность магматических колонн достигает 15–20 км. Это способствовало накоплению и поэтапному (по мере продвижения колонны вверх) отгону рудоносных гидротерм и летучих соединений в надьинтрузивную зону. На раннем этапе формировались широко развитые в Сихотэ-Алине метасоматически измененные породы — биотитовые роговики и пропилиты (Размахнин, Размахнина, 1966). Поздние стадии рудно-магматического процесса совпадали с периодом образования нередко залеченных дайками глубоко уходящих трещин, служивших путями поступления рудоносных гидротерм из глубинных остаточных очагов. Постоянная ассоциация в рудах литофильных (Sn, W) и халькофильных (Cu, Pb, Zn) элементов указывает на их возможное поступление как из располагавшихся на промежуточном уровне длительно сохранявшихся очагов кислого состава, так и из глубинных участков магматических колонн, где сосредоточивались продукты, фракционированные в ходе дифференциации исходных магм.

Геохимическое своеобразие процессов кристаллизации расплавов, исходных для андезит-гранодиоритовой серии, выражается в весьма необычном распределении Sn и Pb в породах. С ростом кремнекислотности и калиевости последовательно формировавшихся дифференциатов не происходило накопления этих элементов. Для данного типа гранитоидов более характерно уменьшение содержания Sn и Pb в завершающих дифференциационную серию пород лейкократовых калиевых гранитах. Наиболее благоприятными для развития гидротермально-рудного процесса были случаи, когда магма останавливалась на глубине, не изливаясь на поверхность, сопровождаясь при этом более полной дифференциацией расплавов и необратимо протекавшими процессами миграции рудных компонентов в конвектировавших колоннах (Кадик и др., 1971).

Изложенное позволяет связывать формирование сульфидно-касситеритовой минерализации с эволюцией андезит-гранодиорит-лейкогранитных вулcano-интрузивных серий молодых терригенных прогибов Сихотэ-Алия в результате поэтапной дифференциации или ликвации основных расплавов.

СВЯЗЬ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ГИПАБИССАЛЬНЫМИ ГРАНИТОИДАМИ

Проблема связи оруденения с гранитоидами — одна из важных тематических разработок петрологии, геохимии и металлогении; от ее решения зависят чрезвычайно важные практические результаты. Непосредственная связь оруденения с интрузиями в Центральном Сихотэ-Алине устанавливается только для месторождений касситерит-кварцевой группы, содержащих вольфрамит и молибденит, к которым в описываемом районе относятся кварцево-жильные и грейзеновые рудопроявления и месторождения.

Связь же оруденения силикатно-касситеритовых с сульфидами месторождений с интрузиями остается во многом дискуссионной. Приводимые ниже примеры весьма показательны, так как хорошо иллюстрируют связь как кварц-касситеритовых, так и силикатно-касситеритовых проявлений с гипабиссальными гранитоидами.

Месторождение *З а б ы т о е* приурочено к штоку гранитных пород и осадочным породам провеса кровли штока (рис. 30). Вмещающие шток гранитов и рудные тела осадочные породы представлены сильно ороговикованными песчано-сланцевыми отложениями ранне-позднемелового возраста.

Породы штока интенсивно альбитизированы и частично грейзенизированы, а роговики — грейзенизированы. Рудные тела месторождения представлены жилами и прожилковыми зонами субмеридионального или северо-восточного простирания, не превышающими по длине 300—600 м. Жилы локализируются в трещинах сколового характера и секут как шток гранитов, так и осадочные породы. Главные жильные минералы — кварц, топаз, флюорит, мусковит, цинвальдит, гранат, из рудных — арсенипирит, халькопирит, висмутин, пирит, касситерит, молибденит, вольфрамит.

По мере удаления от интрузива наблюдается зональность, выражающаяся в смене одного типа оруденения другим. В самом штоке гранитов и в его экзоконтактовой части развито главным образом молибден-вольфрамовое оруденение. По направлению к флангам рудного поля на удалении от интрузии локализуется олово-вольфрамовое оруденение. На наибольшем удалении от штока развито сульфидное оруденение.

Околожильные изменения довольно интенсивны, имеют мощность до 2 м и представлены кварцевыми, кварцево-слюдистыми, кварцево-топазовыми, кварцево-хлоритовыми грейзенами. Постепенно грейзены переходят в грейзенизированные породы.

Таким образом, месторождение пространственно и генетически связано с гранитной интрузией позднемелового возраста. Гидротермально-пневматолитические руды месторождения, по классификации оловорудных месторождений, близки к кварцево-топазовому типу кварцево-касситеритовой формации (Радкевич, 1956).

Усть-Микulinское месторождение приурочено к субмеридиональной тектонической зоне, в которой расположена цепочка гранитных

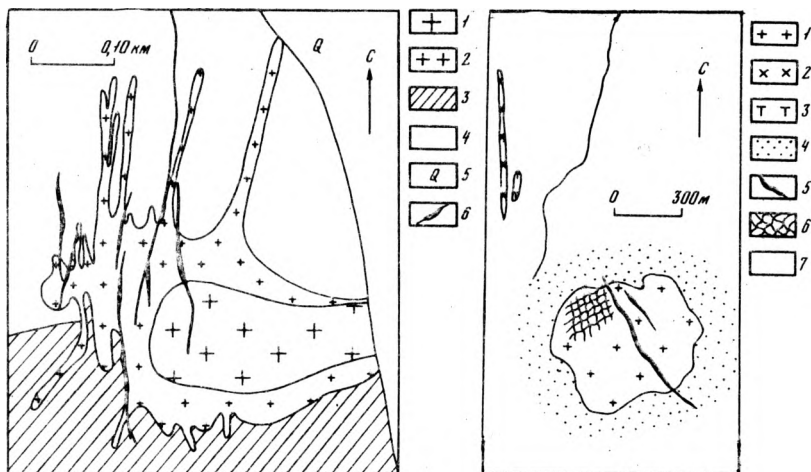


Рис. 30. Схематическая карта олово-вольфрамового месторождения Забытого (по Э.М. Размахниной)

1 — гранит-порфиры; 2 — мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; 3 — песчаники с прослоями глинистых сланцев; 4 — сланцы; 5 — четвертичные отложения; 6 — рудные жилы и зоны, сопровождаемые околожильными грейзенами

Рис. 31. Схематическая карта Усть-Микулинского олово-вольфрамового месторождения (по И.М. Церману)

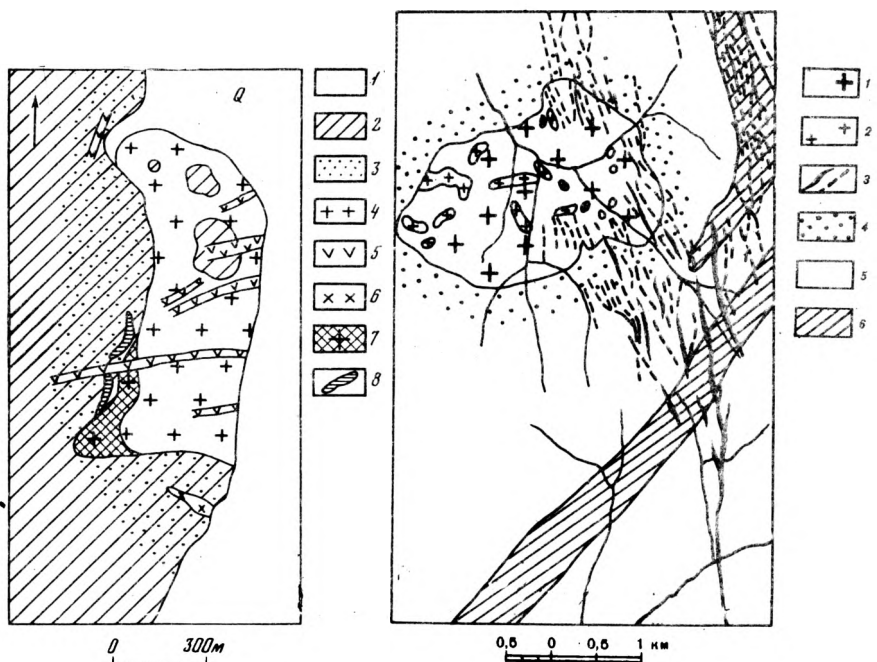
1 — гранит-порфиры (слабогрейзенизированные); 2 — диориты; 3 — порфири-ты; 4 — контактово-метаморфизованные породы; 5 — рудные тела; 6 — участок штокверкового оруденения; 7 — песчано-сланцевая толща

интрузий. С одной из интрузий этой зоны — штоком гранит-порфиров и связано месторождение. Южнее этого штока закартировано штокообразное тело роговообманковых диоритов, а севернее обнажается небольшой массив биотитовых мелкозернистых гранитов.

Район месторождения сложен песчано-сланцевой толщей нижней юры с резким преобладанием глинистых сланцев над песчаниками. Осадочные породы собраны в складки северо-восточного простирания, вокруг штока осадочные породы превращены в роговики (рис. 31).

Гранит-порфиры штока подверглись грейзенизации, которая усиливается в альбандях кварцевых жил и в локальных зонах трещиноватости.

Как правило, рудные тела месторождения представлены минерализованными грейзенизированными зонами дробления и кварцевыми жилами и сопровождаются дайками порфиров. Контакты рудных тел с вмещающими породами распыльчатые. Оруденение всегда неравномерное и плохо выдержанное по простиранию — в виде неравномерной вкрапленности или гнездовых скоплений. За пределами штока гранитов рудные тела имеют более четкие контакты, мощность их сокращается и они быстро выклиниваются. В северо-западной части штока (в эндоконтактовой) закартирован участок штокверкового оруденения. Главные минералы рудных тел — кварц, полевой шпат, мусковит, флюорит, касситерит и вольфрамит. Им сопутствуют арсенопирит, пирит, халькопирит. Месторо-



Р и с. 32. Схематическая карта рудопроявления Музейного (по П.Г. Недашковскому)

1 – четвертичные отложения; 2 – алевролиты с тонкими прослоями полимиктовых песчаников; 3 – контактовые роговики; 4 – биотитовые граниты; 5 – дайки диоритовых порфиров и спессартитов; 6 – дайки керсантитов; 7 – зона грейзенизации; 8 – жилы пегматитов

Р и с. 33. Схематическая карта оловянно-полиметаллического месторождения Зимнего (по А.Н. Ивакину)

1 – граниты среднезернистые биотитовые порфировидные; 2 – граниты мелкозернистые; 3 – рудные тела установленные и предполагаемые; 4 – ореол контактово-измененных пород; 5 – глинистые сланцы; 6 – песчаники с прослоями глинистых сланцев

рождение является типичным представителем кварц-касситеритовой формации.

Рудопроявление Музейное. Район рудопроявления сложен алевролитами раннемелового возраста, гранитоидами штока, прорывающими и метаморфизирующими алевролиты, и жильными образованиями (рис. 32). Шток гранитов представляет собой однофазный интрузив площадью 0,15 км², сложенный среднезернистыми биотитовыми гранитами, местами катаклазированными, окварцованными и хлоритизированными. Из жильных образований нами были встречены альмандиновые гранит-порфиры, спессартиты, керсантиты, диоритовые порфиры. В апикальной части гранитного штока развиваются пегматиты в виде небольших шпиров и жил.

Гранитоиды штока и вмещающие их боковые породы обогащены теми элементами, руды которых обнаружены в грейзеновых образованиях штока, – оловом, вольфрамом, молибденом. Метасоматически изменен-

ные граниты и грейзеновые образования приурочены к южной окраине штока. В пределах этого участка развиты в разной степени измененные биотитовые граниты и зоны сплошных кварц-мусковитовых грейзенов с гнездово-прожилковой рудной минерализацией вольфрамита, молибденита и касситерита. К северу гнездово-прожилковые образования сменяются зоной дробления с интенсивным выщелачиванием. В строении метасоматических зон наблюдается определенная зональность. В центральных участках зоны слагаются в основном кварцем и мусковитом, а в периферических — реликтовым полевым шпатом, хлоритизированным биотитом с небольшим содержанием кварца и мусковита.

Так как рудопроявление располагается в апикальной части гранитного штока, можно уверенно говорить не только о пространственной, но и о генетической связи его с гранитами штока.

Зимнее оловянно-полиметаллическое месторождение. Площадь месторождения сложена песчано-алевролитовой толщей ранне-позднеюрского возраста, в составе которой преобладают песчаники. Осадочные породы района собраны в складки северо-восточного простирания, среди которых выделяется несколько антиклиналей и синклиналей. В северной части площади закартирован небольшой (4 км^2) шток порфировидных биотитовых адамеллитов, вытянутый в широтном направлении (рис. 33).

Порфировидная структура пород обусловлена крупными (до 1 см в длину) выделениями калиевого полевого шпата. Прорван шток дайкообразными телами аплитовидных гранитов. Осадочные породы на контакте со штоком биотитизированы. В пределах штока — в провесах кровли и экзоконтактовой его части встречены зоны грейзенизации и жилы кварц-арсенопиритового состава. Рудное поле приурочено к крупной меридиональной зоне повышенной трещиноватости. Длина этой зоны 10–11 км. Мощность зоны по простиранию не выдержана: она увеличивается с юга на север от 100–200 м до 2–3 км. В районе массива гранитоидов зона расщепляется на две мощные субпараллельные ветви шириной до 2 км каждая.

Основными рудоконтролирующими структурами месторождения являются сколовые трещины и зоны интенсивного дробления и смятия с крупными полостями. Сколовые трещины характеризуются значительной глубиной заложения (полного выклинивания рудных тел не устанавливается на глубине 400 м), они же контролируют дайки дорудных порфиров.

Рудные тела вытягиваются в южном направлении от штока гранитов, обнаруживая температурную зональность в смене парагенезисов рудных минералов при удалении от массива; высокотемпературные кварцево-арсенопиритовые жилы сменяются кварцево-сульфидными и, наконец, полиметаллическими (с карбонатами). Повышенные содержания олова приурочены к кварц-сульфидным жилам.

Рудные тела характеризуются значительной протяженностью (иногда до нескольких километров), имеют жиллообразную форму с частыми раздувами и резкими уменьшениями мощности и представлены минерализованными зонами дробления.

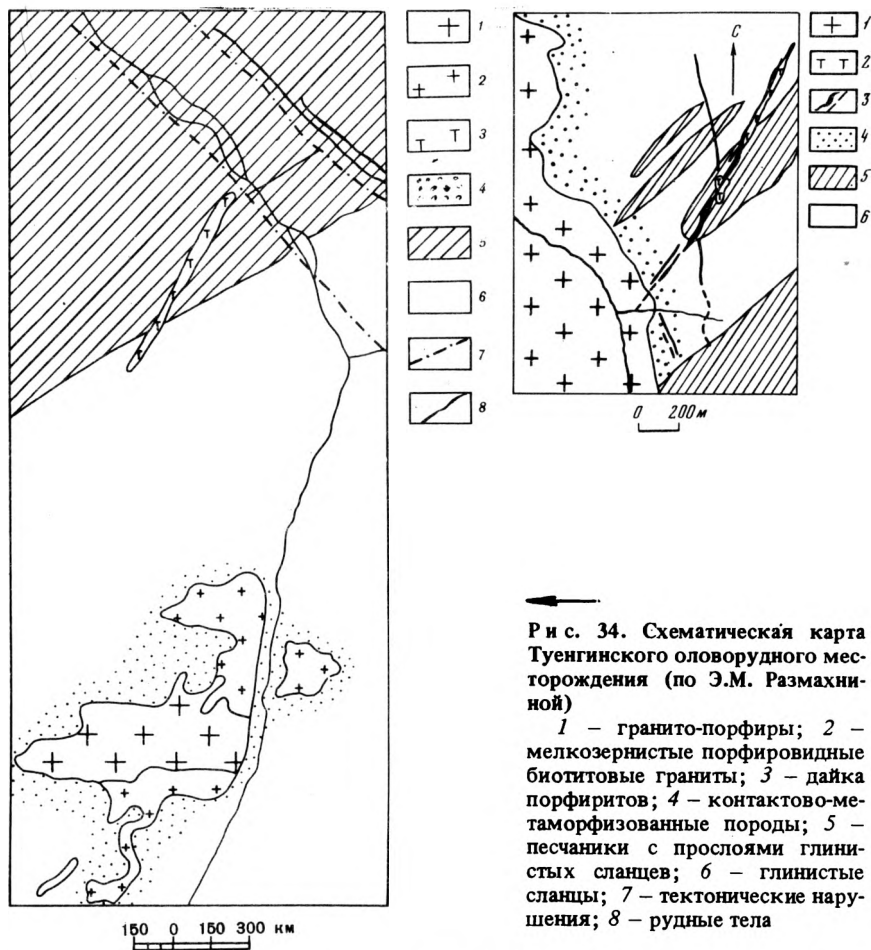


Рис. 34. Схематическая карта Туенгинского оловорудного месторождения (по Э.М. Размахниной)

1 – гранито-порфиры; 2 – мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; 3 – дайка порфиров; 4 – контактово-метаморфизованные породы; 5 – песчаники с прослоями глинистых сланцев; 6 – глинистые сланцы; 7 – тектонические нарушения; 8 – рудные тела

Рис. 35. Схематическая карта касситерит-кварц-сульфидного рудопроявления ручья Геолог (по Э.М. Размахниной)

1 – биотитовые порфировидные граниты Приискового массива; 2 – порфиры; 3 – рудные зоны (установленные и предполагаемые); 4 – контактово-метаморфизованные породы; 5 – песчано-глинистые и глинистые сланцы; 6 – песчаники

Туенгинское оловорудное месторождение расположено в бассейне р. Туенгу (правый приток р. Бол.Уссурка) вблизи Приискового гранодиорит-гранитного массива (рис. 34). Рудное поле сложено юрско-валанжинскими глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками. Осадочная толща смята в складки субширотного простирания, которые усложняют крыло крупной антиклинальной структуры.

В районе месторождения, в 1,5 км на юг от рудного поля, известен шток гранитных пород, аналогичных штоку месторождения Забытое. Осадочные породы вокруг гранитного штока ороговикованы и окварцованы.

ваны. Непосредственно в рудном поле вскрыты мощные дайки порфиритов.

Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, жилами кварца и телами более сложного строения. В их составе — кварц, кальцит, пирротин, сфалерит, реже галенит и флюорит. Околожилные изменения выражаются в сильной карбонатизации, реже в хлоритизации и актинолитизации вмещающих пород. По классификации Е.А. Радкевич (1956) месторождение относится к переходному типу — промежуточному между месторождениями касситерит-кварцевой формации и касситерит-сульфидной. В возрастном отношении на месторождении четко выделяются три стадии минералообразования: кварц-топазовая с богатым Sn, сульфидно-хлоритовая с бедным Sn, кальцитовая (безоловянная).

К этому же штоку гранит-порфиоров приурочено рудопроявление Ростиславское, обнаруживающее более тесную пространственную связь с гранитами. В грейзенизированных породах кровли штока вскрыты кварц-вольфрамитовые прожилки с молибденитом и флюоритом. По мере удаления от интрузии они сменяются прожилками сульфидов.

Рудопроявление ручья *Геолог* приурочено к экзоконтактовой части Приискового массива (рис. 35). Вмещающими оруденение породами являются аркозовые песчаники юрского возраста, переслаивающиеся с глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами. В результате контактовых воздействий гранитоидного массива вмещающие породы окварцованы и биотитизированы. В рудном поле месторождения закартировано много даек порфириров, аплитов, микрогранитов, пегматитов и штоков кварцевых диоритов. Рудные тела представлены зонами дробления осветленных и обохренных песчаников с тонкими сетчатыми кварцево-сульфидными прожилками, содержащими касситерит. В этих же зонах дробления встречаются кварцево-сульфидные с касситеритом рудные тела, приуроченные к трещинам северо-восточного и северо-западного простирания. Редко наблюдаются кварц-касситеритовые прожилки.

Главные минералы рудных тел — кварц, арсенопирит и пирит, в меньшем количестве находится касситерит и только в верхних частях рудных тел встречается вольфрамит. С удалением от интрузива в рудных зонах заметно уменьшается содержание арсенопирита, а на значительном удалении от массива гранитов состав рудных тел становится касситерит-кварцевым. Распределение касситерита в рудных телах очень неравномерное. Граниты и ороговикованные вмещающие породы на отдельных участках сильно грейзенизированы.

Рассмотренных примеров, конечно, недостаточно для всеобъемлющего анализа доказательств связи рудной минерализации с гипабиссальными гранитами Сихотэ-Алиня. Тем не менее о наличии такой связи говорит ряд прямых геологических признаков, которые следует упомянуть:

- связь оловянной минерализации с гранитными штоками и не вскрытыми эрозией куполами;

- приуроченность рудных тел к системе трещин, контролирующей размещение жильных гранитных пород и апофиз гранит-порфиоров (Забывое);

- наличие четкой температурной зональности в смене минеральных парагенезисов рудных тел при удалении от гранитного массива (Зимнее);

наличие в районе месторождений переходного типа — промежуточного между месторождениями касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций (Туенгинское);

наличие на силикатно-касситеритовых проявлениях ранних высоко-температурных минеральных ассоциаций (кварц-топазовой), характерных для гранитогенного рудообразования (Туенгинское).

Основываясь на перечисленных выше геологических признаках связи оловянной минерализации с гипабиссальными гранитоидами, следует признать, что несомненный интерес должны представлять геохимические признаки рудоносности гранитоидов этого типа.

ГЕОХИМИЯ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ

К настоящему времени по геохимии олова, вольфрама, свинца, цинка, золота являющихся характерными рудными металлами Сихотэ-Алинской металлогенической области, накоплен обширный материал. Несмотря на это, изучение геохимии рудогенных элементов продолжается, поскольку позволяет подойти к решению вопроса о механизме накопления рудных элементов. Изучение геохимии олова послужило мощным толчком к изучению фундаментальных и прикладных вопросов геохимии рудогенных элементов. Концепция "геохимической специализации" магматических пород, геохимических индикаторов "рудоносных гранитов" была первоначально сформулирована по данным изучения распределения олова в породах и минералах (Барсуков, Павленко, 1956; Барсуков, 1957), получив дальнейшее развитие в работах В.С. Коптева-Дворникова и М.Г. Руб (1960). Изучению геохимии олова, его распределению в породах и минералах гранитоидов различных районов посвящено много работ (Таусон и др., 1966.; Коваленко и др., 1968; Дмитриев и др., 1969; Федчин, Федчина, 1970; Баскина, 1965). Работы В.Л. Барсукова и Н.А. Дурасовой (1966) в Кавалеровском и Комсомольском рудных районах выявили необычный характер распределения олова в гранитоидных сериях Сихотэ-Алиня. Эти данные послужили первым толчком к пересмотру сложившихся к тому времени представлений о неизменно фиксируемом повышении содержания олова в ряду последовательно формировавшихся пород. Последующие работы, в том числе исследования автора (Стрижкова, 1971), показали не случайный, а закономерный (в ходе формирования магматических комплексов внешней зоны Тихоокеанского пояса) характер этого явления. Большое значение для развития исследований по геохимии олова в названном выше районе имели работы И.Н. Говорова с соавторами (Говоров и др., 1966; Говоров, Недашковский и др., 1970; Говоров, Мишкин и др., 1970; Говоров и др., 1972; Говоров, Левашев, 1973).

По сравнению с оловом геохимия вольфрама изучена в меньшей степени. Причины тому, очевидно, низкий кларк вольфрама и несомненные трудности в аналитическом его определении. В изучении различных вопросов геохимии вольфрама большое значение имели работы И. и В. Ноддаков (J., W., Noddack, 1931), Е. Сенделла (Sandell, 1946), П. Джеффри (Jeffery, 1959), А.П. Виноградова и др. (1958), З.В. Студениковой и др. (1960), Г.Ф. Ивановой (1963), Г.Ф. Ивановой, Е.Г. Бутузовой (1968), Г.Б. Левашева (Левашев и др., 1971а, 1971б, 1972, 1974), И.Н. Говорова (Говоров и др., 1970).

Геохимии свинца, цинка и золота посвящено мало специальных работ. Поведение Pb и Zn применительно к специфическим условиям притихоокеанских районов рассматривалось И.К. Никифоровой (1966) и И.Н. Говоровым (Говоров и др., 1972), а геохимии золота в магматических процессах посвящена монография В.Г. Моисеенко, М.А. Михайлова, В.Г. Сахно (1975).

Ниже рассматриваются материалы по геохимии рудогенных элементов в гранитоидах с учетом их гипабиссальной природы формирования.

Средневзвешенное содержание олова в гранитоидах Арминского блока составляет 5,5 г/т, что почти в 2 раза превышает кларк. Распределение Sn в породах различных фаз представляется следующим. Габбро и диориты содержат 4,5 и 4,4 г/т олова. В гранодиоритах концентрация данного элемента колеблется от 4,4 до 5,8 г/т. Максимальное содержание Sn в гранодиоритах устанавливается в породах Нижнеарминского массива, отличающихся меньшей основностью. Концентрация олова в адамеллитах и гранитах комплекса (5,7–6,2 г/т) в целом такая же, как и в гранодиоритах.

Анализ содержаний Sn в зависимости от состава пород показывает (рис. 36), что в процессе становления гранитов вначале, с ростом калиево-сти, в породах происходит небольшое накопление олова, сменяющееся затем незначительным уменьшением его концентраций при значительном росте калиево-сти.

Таким образом, согласно статистическим данным, различные гранитоиды Арминского блока характеризуются весьма близкими и невысокими содержаниями олова — 4,3–6,2 г/т. Пределы колебаний велики, 2,1–11 г/т, и практически одинаковы для различных по основности фаций гранитоидов (табл. 25). Эти вариации не связаны, как показало петрографическое изучение пород, с проявлением в них постмагматических наложенных процессов. Сходная картина обнаруживается и при сравнении распределений Sn в породах других верхнемеловых интрузивов Центрального Сихотэ-Алиня. Такое снивелированное распределение олова в гранитоидах, отличающихся, судя по величине индекса Ларсена–Нокколдса, степенью дифференциации, содержанием кремнекислоты и калия, является нео-

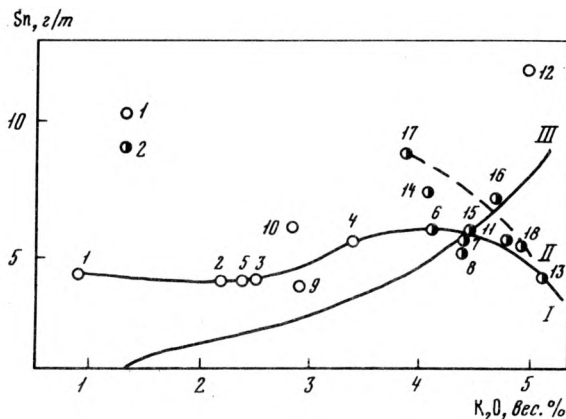


Рис. 36. Характер распределения олова в интрузивных породах Центрального Сихотэ-Алиня

1 — габбро, диориты и гранодиориты; 2 — адамеллиты и граниты. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 25. Распределение олова: I — в интрузивных породах Главного синклинория Сихотэ-Алиня и интрузиях Центрального структурного шва, II — в гранитоидах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, III — по А.П. Виноградову (1962)

Т а б л и ц а 25

Распределение олова (г/т) в верхнемеловых интрузивных породах Центрального Сихотэ-Алиня

Массив	Порода	xSn			K ₂ O	Количество проб
		Среднее	S	V		
		От – до				
Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Арминский район						
Ловлягинский	Габбро	4,5	—	—	0,9	2
		3,8–5,2			0,8–1,0	
Ловлягинский	Диориты	4,4	1,39	0,31	2,2	14
		3,4–6,3			2,1–2,3	
Усть-Микулинский	"	4,3	2,74	0,63	2,5	21
		2,1–6,5			2,0–2,8	
Нижнеарминский	Гранодиориты	5,8	2,14	0,37	3,3	52
		3,1–14			3,0–4,0	
Приисковый	"	4,4	—	—	2,4	16
		2,8–6,3				
Среднеарминский	Адамеллиты	6,2	2,46	0,39	4,1	53
		2,3–11			3,9–4,3	
Зимнинский	"	5,7	1,99	0,35	4,4	20
		3,4–9,5			3,3–5,0	
Приисковый	Граниты	5,5	1,80	0,33	4,4	22
		2,5–9,4			4,3–4,6	
Среднеарминский	Включения	4,1	—	—	2,9	9
		3,2–9,3			2,2–3,6	
Зимнинский	"	6,3	—	—	2,9	13
		2,5–8,5			2,4–3,3	
Забытый	Гранитпорфиры штоков	5,8	—	—	4,8	14
		2,1–8,0			4,0–5,9	
Лютинкинский	"	12,0	—	—	5,0	2
		8,7–15,0			4,7–5,3	
Усть-Микулинский	Граниты штоков	4,4	1,92	0,44	5,1	8
		2,2–11,0			4,9–5,5	
Дерсу	"	7,6	2,77	0,37	4,1	37
		2,6–11,0			3,4–4,5	
Зона Центрального структурного шва						
Дальнеарминский	Адамеллиты	6,1	2,22	0,36	4,3	21
		3,4–9,5			4,1–4,6	
Водораздельный	Граниты	7,3	—	—	4,7	3
		3,8–11,0			4,3–5,4	

Таблица 25 (окончание)

Массив	Порода	xSn			K ₂ O	Количество проб
		Среднее	S	V		
		От — до				
Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий						
Белогорский	Адамеллиты	8,8	—	—	3,9	3
		6,7—11,0			3,8—4,1	
Горный	"	5,6	—	—	4,9	4
		3,8—7,4			4,2—5,7	

бычным. В геохимической литературе нет ни описания, ни объяснения подобных тенденций поведения олова.

Обычно при описании распределения олова в генетически связанных сериях пород указывается на последовательное увеличение его содержания с ростом кремнекислоты и калиевости пород; такой тип распределения соответствует "калбинской модели" (Барсуков, Дурасова, 1966). В арминских гранитоидах обнаруживается совершенно иной характер распределения. Несмотря на значительно возрастающую кремнекислотность и калиевость пород (от гранодиоритов к гранитам), накопления олова не происходит (Левашев, Стрижкова, Голубева, 1971а).

Анализ распределения Sn в породообразующих минералах показывает, что среднее содержание олова в наиболее раннем из темноцветных минералов — роговой обманке составляет 29,6 г/т (13 проб) при колебании от 6,3 до 120 г/т и среднеквадратичном отклонении, равном ± 32 г/т. Приведенные данные указывают на весьма неравномерное распределение Sr в роговой обманке гранитоидов Арминского блока. Анализ корреляционных связей олова обнаруживает устойчивую зависимость уровня накопления его в роговых обманках от состава последних. Высокие положительные корреляции фиксируются у олова с K, Na, Fe², Ti, Al_{IV}, F, отрицательные — с Mg кристаллохимических формул роговых обманок (табл. 26). Отсюда следует, что изоморфному вхождению Sn в амфиболы способствует повышенная щелочность и фтористость систем. По кристаллохимическим свойствам только титан, очевидно, является изоморфно замещаемым оловом компонентом, тогда как сильные связи олова с прочими катионами лишь фиксируют наиболее благоприятные условия, при которых происходили такие замещения. В этом смысле чрезвычайно интересна высокая корреляционная связь Sn с Al_{IV}, замещение которым кремния в тетраэдре алюмосиликатов рассматривается как показатель высокотемпературных условий их образования (Соболев, 1949; Смит Гордон, 1968).

Как показывает анализ корреляционных матриц, включавших, помимо состава роговых обманок, данные о химизме представляемых ими гранитоидов, уровень накопления Sn в этих минералах контроли-

Т а б л и ц а 26

Парные коэффициенты корреляции олова с компонентами кристаллохимических формул роговых обманок, а также породообразующими окислами гранитоидов

Компоненты	Роговая обманка	Биотит	Окислы	Sn в роговой обманке	Sn в биотите
K	0,767	0,111	SiO ₂	0,827	0,201
Na	0,917	0,279	TiO ₂	-0,647	-0,183
Fe ²	0,925	-0,121	Al ₂ O ₃	-0,596	-0,386
Mg	-0,940	0,026	FeO	-0,693	0,050
Ti	0,807	0,026	CaO	-0,874	-0,067
Al _{IV}	0,931	-0,178	K ₂ O	0,756	0,039
F	0,595	-0,299	MgO	-0,913	-0,159
$\bar{x}$ Sn *	29,6	14,5			
S	32,1	15,6			

* n = 13; S_{крит} = 0,553

руется вариациями петрогенных окислов пород. Значимые отрицательные корреляционные связи наблюдаются у олова с TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, а положительные — с SiO₂ и F. Очевидно, на ранних этапах эволюции исходных для повышенно-основных гранитоидов расплавов олово накапливается в процессе их дифференциации.

Биотит — наиболее широко распространенный железо-магнезиальный минерал арминских гранитоидов. В биотитах амфиболсодержащих разностей картина распределения олова отлична от рассмотренной выше. Содержание Sn в биотитах почти в 2 раза ниже, чем в амфиболах, составляя в среднем 14,5 г/т (S = 15,6) при колебаниях от 2,2 до 150 г/т. Если учитывать отмеченные выше тенденции к накоплению Sn на ранних этапах дифференциации расплавов, то двукратное уменьшение по сравнению с более ранними Fe—Mg алюмосиликатами среднего уровня концентрации этого элемента в биотитах — явление необычное. Столь же примечательно отсутствие значимых корреляционных связей между оловом и компонентами биотитов. Отсутствие корреляций Si с Fe² и Mg в биотитах амфиболсодержащих разностей гранитоидов свидетельствует о нарушении или видоизменении обычных кристаллохимических взаимосвязей этого элемента. Обычно в биотитах накопление олова контролируется уровнем железистости, возрастающей параллельно с ростом их глиноземистости, и соответствует нормальным геохимическим тенденциям, фиксирующим накопление олова в ходе дифференциации расплава и размещение в структуре биотита по схеме Mg² + Fe³ + Ti⁴ — Fe² + Al³ + Sn⁴ (Левашев и др., 1971). Установленное распределение Sn в Fe—Mg алюмосиликатах арминских гранитоидов не соответствует вышеуказанным тенденциям: содержание олова в биотитах не только не возрастает, а, как это подчеркивалось ранее, снижается. Сравнивая распределение олова в биотитах гипабиссальных (биотит-роговообманковых) гранитоидов с распределением олова в биотитах роговообманковых гранитоидов других районов,

Т а б л и ц а 27

Средние содержания (числитель) и стандартные отклонения (знаменатель) олова и фтора, а также вариации некоторых коэффициентов биотитов арминских и иультинских гранитоидов (по А.А. Стрижковой, Г.Б. Левашеву)

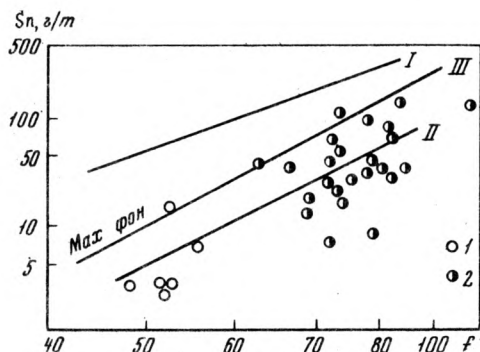
Гранитоиды	Количество проб	Sn	F*	Al	Fe	Fe ³	Темно-цветный минерал
				Al+Fe+Mg+Si	Fe+Mg	Fe ² +Fe ³	
Арминские $f_{\text{Би}}^0 < 70\%$	15	14	0,16	24,7	58,4	13,9	Ро+Би
		12	0,21	1,8	8,9	7,3	
$f_{\text{Би}}^0 > 70\%$	22	49	0,24	26,4	77,7	8,1	Би
		32	0,10	3,6	5,2	6,3	
Среднеарминские	15	48	—	25,2	75,9	7,7	Би
		40		2,5	5,1	6,6	
Восточно-Иультинские	11	46	0,16	22,6	50,6	6,9	Ро+Би
		39	0,09	1,4	3,9	0,6	
Западноиультинские	8	219	0,24	27,5	77,4	4,7	Би
		76	0,09	4,7	9,0	4,4	

* F дается в формульных единицах, Sn — в г/т.

например Восточно-Иультинского массива (Чукотка), мы видим, что последние содержат в 3,5 раза больше олова, чем биотиты аналогичных пород Арминского блока (табл. 27). Из приводимых в таблице материалов хорошо видно, что столь значительные различия уровней накопления олова в биотитах этих гранитоидов не связаны с особенностями химического состава минералов-концентраторов, а по-видимому, обусловлены иными причинами. Очень низкие, не зависящие от уровня железистости концентрации олова установлены и в биотитах пород повышенной основности батолита Сьерра-Невада в Калифорнии (Dodge et al., 1969).

Биотиты биотитовых гранитов Арминского блока характеризуются в целом более высокими содержаниями олова, чем биотиты гранодиоритов и адалеллитов. Средние содержания Sn увеличиваются с 15,2 г/т в биотитах зимнинских адалеллитов до 50 г/т в биотитах гранитов второй фазы Приискового массива. При этом уровень накопления олова в биотитах контролируется железистостью последних, оставаясь крайне низким в сравнении с близкими им по железистости слюдами гранитов Казахстана, Забайкалья, Монголии, Чукотки (Левашев и др., 1972) (рис. 37).

Еще меньше концентрации олова в высокожелезистых биотитах интрузивов зоны Центрального структурного шва — 35–37 г/т (f_0 72–83%) и массивов Главного антиклинория — 14–20 г/т (f_0 71,7–72,8%). Такие низкие содержания Sn необычны для высокожелезистых биотитов. По этому признаку биотиты гранитных массивов зоны Центрального структурного шва и Главного антиклинория еще в большей мере, чем граниты Арминского блока, отличаются от железо-магнезиальных слюд интрузив-



Р и с. 37. Зависимость содержания олова от железистости биотитов

I — кривая зависимости для биотитов оловосодержащих гранитов, II — кривая зависимости для биотитов из гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня, III — расчетная линия максимальных фоновых содержаний Sn в биотитах гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня, разграничивающая ореолы точек кривых I и II

ных пород районов развития касситерит-кварцевых месторождений, например Иультинского (см. табл. 27).

Как в арминских, так и в иультинских гранитоидах биотиты имеют первично-магматическую природу, кристаллизовались вслед за плагиоклазом и не затронуты постмагматическими изменениями. Поэтому отличия уровней накопления олова в биотитах не могут быть объяснены различиями во времени их кристаллизации или мобилизацией данного элемента при постмагматических процессах. Железистость, степень окисления железа и содержание фтора в этих биотитах близки. Весьма значительные различия обнаруживаются лишь в уровне глиноземистости: оловосодержащие биотиты западноиультинских гранитов являются более глиноземистыми. Последнее обстоятельство лишний раз подчеркивает влияние режима кислотности-щелочности на поведение микроэлементов в магматических расплавах. Образование биотита в условиях пониженной щелочности способствует вхождению Sn в структуру биотита; повышенная щелочность магматических систем препятствует этому процессу.

Т а б л и ц а 28

Средние содержания и коэффициенты накопления олова в минералах Арминских гранитоидов

Массив	Порода	В поро- дах, г/т	Pl	Ро	Би	Кпш	Кв
Нижнеармин- ский	Гранодио- рит	5,5	3,9 7,1	7,1 0,2	3,5 0,6	1,7 0,3	—
Присковый	Гранит	5,8	—	—	50 8,6	4,1 0,7	2,2 0,4
Среднеармин- ский	Адамеллит	6,5	3,5 5,4	7,5 0,4	33 5,1	1,9 0,3	0,4 0,06
Зиминский	"	5,6	—	6,3 0,5	15 2,7	1,8 0,3	0,2 0,03

П р и м е ч а н и е. В числителе — средние содержания, г/т, в знаменателе — коэффициенты накопления; расположение минералов в таблице соответствует порядку их кристаллизации.

Светлые лейкократовые минералы гранитоидов содержат олово в количествах, близких к порогу чувствительности аналитических методов. Для плагиоклаза, калишпата, кварца устанавливается близкий уровень фиксации элемента — 0,2—4,1 г/т, что указывает на невысокую степень контаминационного и абсорбционного захвата (табл. 28).

Полученные фактические данные относительно уровней накопления олова в последовательно кристаллизовавшихся Fe—Mg минералах уже невозможно объяснить влиянием только кристаллохимических факторов или режимов кислотности—щелочности систем. Для гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня характерно, что по мере дифференциации расплавов кристаллохимические мотивы поведения микроэлементов приобретают второстепенное значение.

Наличие такого рода процессов обуславливало совместную миграцию летучих и рудогенных элементов, поведение которых в этом случае определялось не кристаллохимическим сродством с петрогенными компонентами гранитоидных расплавов, а физико-химическими особенностями и самим механизмом кристаллизации последних (Левашев, 1971). Подобный механизм сепарации олова наблюдается и в ряду последовательно формировавшихся гранитоидов других комплексов, в которых, так же как в верхнемеловых гранитоидах Сихотэ-Алиня, содержание Sn не увеличивается с повышением калиевого и кремнекислотного пород (Барсуков, Дурасова, 1966).

СВИНЕЦ И ЦИНК

Геохимия этих халькофильных элементов в гранитоидных породах изучена достаточно подробно (Таусон, 1960). Для свинца считается доказанным тесное геохимическое родство с калием, за которым он следует в магматическом процессе, накапливаясь в каркасных алюмосиликатах. Цинк же, напротив, в силу геохимического сродства с магнием, следуя за своим элементом-хозяином, фиксируется на раннем этапе кристаллизации и входит в структуру магнезиальных минералов (табл. 29). Такая полярность в поведении свинца и цинка несомненно интересна как для решения вопросов петрогенезиса гранитоидных пород, так и для обсуждения проблемы их потенциальной металлоносности.

Содержание свинца в породах Арминского блока изменяется от 5,8 г/т в габброидах до 15,2 г/т в гранитах, что едва достигает соответствующих кларков (6 и 15 г/т) по К.К. Турекьяну и К.Н. Ведеполу (см. Войткевича и др., 1970) и значительно ниже кларков (8 и 20 г/т) по А.П. Виноградову (1962).

В гранитоидах Восточного Забайкалья (Кузьмин, Антипин, 1972), геохимически детально изученных, средние содержания свинца составляют 24—42 г/т. Эти цифры в 2—3 раза превышают содержание свинца в гранитоидах (от диоритов до гранитов) Арминского блока.

Обычная тенденция к накоплению свинца с увеличением в породах содержания калия выдерживается далеко не всегда. Это отмечается как в отдельных массивах, так и в Арминском блоке в целом. Различные по основности породы содержат одинаковые количества свинца (габбро

Таблица 29

Параметры распределения свинца и цинка в гранитоидах Центрального Сихотэ-

Массив	Порода	Количество проб	Pb			
			$\bar{X}$, г/т	S^2	V	Закон
1	2	3	4	5	6	7
Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня						
Ключ Ловлягин	Габбро	2	$\frac{5,8}{4,7-6,9}$	—	—	—
"	Диориты	10	$\frac{6,5}{3,4-14}$	15,34	0,61	Норм.
Усть-Микулинский		11	$\frac{7,7}{3,7-12}$	14,37	0,54	"
Приисковый	Гранодиориты	6	$\frac{5,9}{5,2-6,7}$	—	—	—
Нижнеарминский		21	$\frac{12,4}{5,5-20}$	11,58	0,28	Норм.
Среднеарминский	Адамеллиты	34	$\frac{13,2}{5,9-21}$	17,47	0,32	"
Зимнинский		13	$\frac{10,5}{2,8-20}$	39,75	0,67	"
Приисковый	Граниты	13	$\frac{15,2}{5,5-24}$	30,45	0,36	"
Нижнеарминский		6	$\frac{15}{12-20}$	—	—	—
Среднеарминский	Включения	7	$\frac{9}{2,9-18}$	—	—	—
Зимнинский		8	$\frac{9,4}{4,5-21}$	—	—	—
Усть-Микулинский	Граниты штоков	16	$\frac{7,5}{4,1-12}$	5,43	0,32	Норм.
Усть-Микулинский шток	Ксенолиты оливковых гранитов	4	$\frac{9}{3-14}$	—	—	—
Зона Центрального шва						
Дальнеарминский	Адамеллиты	24	$\frac{16,4}{11-18}$	43,03	0,40	Норм.
Водораздельный	Граниты	3	$\frac{12}{9-19}$	—	—	—

Алиня

Zn				Zn/Pb	Индекс дифференциации пород	K ₂ O
$\bar{X}$, г/т	S ²	V	Закон			
8	9	10	11	12	13	14
Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня						
121	—	—	—	21	—7,82	0,9
93—150						0,8—1,0
67,8	387	0,29	Норм.	11	1,07	2,2
45—87						2,1—3,3
65	294,50	0,25	”	8,6	2,59	2,5
43—84						2,0—2,8
49	—	—	—	8,3	5,10	2,4
49—53						
47,9	153,75	0,26	Норм.	3,8	7,25	3,3
22—69						3,0—4,0
33,5	79,20	0,27	”	2,5	11,76	4,1
18—64						3,9—4,3
38	92,69	0,29	”	3,6	11,38	4,4
20—69						3,3—5,0
24,8	70,17	0,34	”	1,8	12,43	4,4
10—63						4,3—4,5
20	—	—	—	1,3	12,01	4,1
16—22						3,0—4,8
64	—	—	—	1,3	12,01	4,1
48—98						2,2—3,6
74	—	—	—	7,9	7,90	2,9
47—95						2,4—3,3
24,7	33,93	0,23	Норм.	3,1	12,91	5,1
18—25						4,9—5,5
88	—	—	—	10	11,80	4,7
48—150						4,6—4,8
Зона Центрального шва						
56,5	629,3	0,36	Норм.	4,7	11,48	4,3
37—85						4,1—4,6
21	—	—	—	1,7	12,80	4,7
17—26						4,3—5,4

Т а б л и ц а 29 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня						
Усть-Дальнин- ский	Гранодиори- ты	1	5,9	—	—	—
Белогорский	Адамелли- ты	2	20 19–21	—	—	—
Горный		4	18 13–25	—	—	—

и диориты массива ключа Ловлягина, гранодиориты и граниты Нижнеарминского массива, диориты Усть-Микулинского массива и гранодиориты Приисковского массива). Лишь в Приисковом гранодиорит-гранитном массиве содержания свинца растут пропорционально повышению калиевости и общего индекса дифференцированности пород. Эти различия свидетельствуют о несомненной геохимической специфике таких крупных интрузивов Арминского блока, как Нижнеарминский и Приисковский. Вероятно, более высокая калиевость нижнеарминских гранодиоритов обусловила и более высокую степень накопления свинца в них по сравнению с аналогичными породами Приисковского массива. Интересно, что близкие по составу гранитные породы обоих массивов, несмотря на существенно различное содержание калия (3,5 и 4,4 вес. %), характеризуются одинаковым уровнем накопления в них свинца.

Как видно на рис. 38, отмечается определенная закономерность в поведении свинца и калия. Так, накопление свинца с ростом калиевости происходит до определенного предела. В разностях гранитов, содержащих 4% K_2O и более, концентрация свинца снижается. Это может свидетельствовать о выносе свинца при кристаллизации богатых калием расплавов.

Цинк в гранитоидах Арминского блока распределен закономерно. Содержание его уменьшается от габбро к гранитам по мере понижения магнезиальности и роста "дифференцированности" пород.

По К.К. Турекьяну и К.Н. Ведеполю (см. Войткевич и др., 1970), средняя распространенность цинка в калевых гранитоидах оценивается в 60 г/т; гранодиориты Арминского блока обычно содержат 47–49 г/т

Т а б л и ц а 30

Коэффициенты корреляций петрогенных окислов со свинцом и цинком в диоритах и гранодиоритах Арминского района ($n = 20$, $\rho = 0,44$)

Элемент	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO
Pb	0,70	-0,60	-0,69	-0,47	-0,53	-0,65
Zn	-0,60	0,61	0,59	0,58	0,34	0,63

8	9	10	11	12	13	14
Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня						
45	—	—	—	7,3	6,28	2,75
46	—	—	—	2,3	11,14	3,9
41-51						3,8-4,1
44	—	—	—	2,4	11,78	4,9
35-55						4,2-5,7

цинка. Тенденция к понижению содержания цинка сохраняется и в гранитах. Аномально высокие содержания цинка отмечаются лишь в гранитах Зимнинского интрузива, вблизи которого расположено касситерит-сульфидное месторождение, а также в ксенолитах оливиновых гранит-порфиров (88 г/т) из Усть-Микулинского штока. Наличие пироксена, оливина, магнетита в последних дает основание предполагать, что цинк изоморфно фиксировался в магниевых и железосодержащих минералах.

Таким образом, закономерное распределение свинца и цинка в породах габбро-гранитного ряда косвенно указывает на общий генетический механизм формирования этих контрастных по составу пород. Другим признаком, подчеркивающим генетическое единство пород комплекса, можно считать в общем низкий геохимический фон свинца и цинка в гипабиссальных гранитоидах района. Основой такого рода аномалий, по видимому, являются остаточное фракционирование и вынос совместно с летучими свинца из богатых калием расплавов, накопление и аккумулятивное удаление цинка при дифференциации магматических расплавов, поступающих в верхние магматические камеры уже существенно обедненными этим элементом. Отчетливо фиксируемые распределением в породах различия в поведении свинца и цинка обусловлены, вероятно, значительной разницей их ионных радиусов ($Ri_{Zn} = 0,83 \text{ \AA}$, $Ri_{Pb} = 1,32 \text{ \AA}$ по В.М. Гольдшмидту). Столь большой ионный радиус свинца делает практически невозможным его вхождение в феррические минералы с замещением магния или железа ($Ri_{Mg} = 0,78 \text{ \AA}$; $Ri_{Fe} = 0,83 \text{ \AA}$).

CaO	K ₂ O	Ni	Co	Cr	V	Pb
-0,71	0,77	-0,61	-0,60	-0,61	-0,50	—
0,45	-0,56	0,35	0,49	0,46	0,32	-0,39

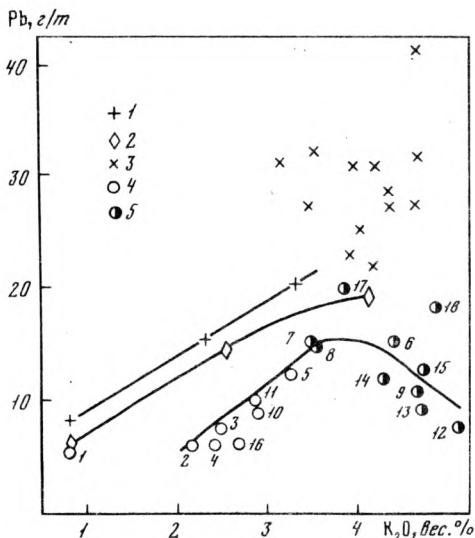


Рис. 38. Характер распределения свинца в интрузивных породах Центрального Сихотэ-Алия

1 — распространённость свинца по А.П. Виноградову (1962); 2 — распространённость свинца по К. Турекьяну и К. Велеполю (см. Войткевич и др., 1970); 3 — гранитоиды Восточного Забайкалья (Кузьмин, Антипин, 1972); 4 — габбро, диориты и гранодиориты Центрального Сихотэ-Алия; 5 — адамеллиты и граниты Центрального Сихотэ-Алия. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 29

Свинцово-цинковое отношение в породах комплекса закономерно уменьшается от ранних дифференциатов к поздним, достигая наименьшего значения в наиболее кислых гранитах Приискового массива (см. табл. 29).

Анализ корреляционных связей цинка с породообразующими окислами и микроэлементами группы железа показывает, что в основных членах ряда (диоритах и гранодиоритах) свинец обнаруживает положительные значимые связи только с K_2O и SiO_2 . С остальными породообразующими окислами и микроэлементами он имеет значимые отрицательные связи.

В противоположность свинцу цинк имеет значимые положительные связи со всеми породообразующими основаниями и микроэлементами. Исключения являются K_2O и SiO_2 , с которыми цинк связан значимо отрицательно (табл. 30).

Результаты количественного спектрального анализа мономинеральных фракций из интрузивных пород района показали, что основная масса свинца концентрируется в калишпате, где он изоморфно замещает калий (табл. 31). В биотитах содержание свинца почти в 10 раз ниже, чем объясняется Б.И. Злобиным (Злобин и др., 1965) особенностями расположения иона калия в структуре биотита. В относительно повышенных количествах свинец устанавливается в плагиоклазе, магнетите и амфиболе.

Основная масса цинка сосредоточена в биотите, где он замещает Mg и Fe^{2+} . Присутствие свинца и цинка в кварце, вероятно, не связано с изоморфным замещением, что доказано работами Л.В. Таусона (1960), Л.В. Таусона и Л.А. Кравченко (1956).

Изложенный материал показывает наличие существенных различий в поведении свинца и цинка при кристаллизации магматических расплавов. Полярность их поведения подтверждается не только данными распределения в сериях пород, но и корреляционным анализом связей этих эле-

Т а б л и ц а 31

Содержание свинца и цинка в породообразующих минералах гранодиоритов и гранитов Арминского района, г/т

Элемент	Магнетит	Амфибол	Биотит	Плагио- клаз	Калишпат	Кварц
Pb	33 (4)	9,9 (7)	5,2 (3)	27 (3)	45 (6)	7,1 (3)
	11–50	5,0–19	5,0–5,6	18–43	38–59	4,1–9,3
Zn	210 (4)	73 (7)	70 (6)	12 (1)	9,2 (2)	17,2 (3)
	130–290	30–150	45–110		8,9–9,5	8,5–23

ментов с петрогенными окислами. Положительные и значимые корреляционные связи свинца с кремнием и калием подтверждают хорошо известные тенденции к накоплению этого элемента в ходе дифференциации расплавов. Но в отличие от хорошо известных по геохимической литературе примеров (Забайкалье, Памир) уровень накопления Pb в поздних, наиболее кислых и богатых калием гранитах оказывается весьма незначительным. Порой показатели среднего содержания Pb в них близки к содержанию в гранитоидах повышенной основности. Очевидно, свинец не только накапливается в ходе дифференциации, но и интенсивно выносится при кристаллизации расплавов в гипабиссальных условиях.

ЗОЛОТО

Приводимые ниже данные в какой-то мере характеризуют распределение кларков золота в породах и минералах гранитоидных комплексов Центрального Сихотэ-Алиня.

Согласно средним и единичным определениям, содержание золота в породах колеблется от 0,4 до $10 \times 10^{-7}\%$. Главной тенденцией, контролирующей распределение золота, является уменьшение его содержания по мере снижения основности, с ростом кремнекислотности пород. В габбро и диоритах устанавливается наиболее высокое содержание Au — $10\text{--}8,5 \times 10^{-7}\%$; в гранодиоритах оно снижается до $6,5\text{--}2,4 \times 10^{-7}\%$ и достигает минимальных значений, $2,0\text{--}0,4 \times 10^{-7}\%$, в адаллелитах и гранитах. Очевидная специализация пород повышенной основности на золото подчеркивается не только его накоплением в габбро и диоритах, это подтверждается характером распределения его в гранодиоритах, показывающих четкую зависимость уровня содержания Au от основности пород (табл. 32). На этом общем фоне хорошо заметны аномалии распределения акцессорного золота; его пониженное относительно нормального уровня содержание в усть-микулинских диоритах и возрастающая концентрация в адаллелитах Белогорского массива.

Среди породообразующих минералов наиболее высокие содержания Au отмечаются в магнетитах — $18\text{--}72 \times 10^{-7}\%$ (табл. 33). Для каркасных, цепочечных и слоистых алюмосиликатов из гранодиоритов арминского комплекса характерны в целом близкие содержания. На этом фоне ано-

Т а б л и ц а 32

Распределение золота в верхнемеловых гранитоидах Центрального Сихотэ-Алиня
($n \cdot 10^{-7}\%$)

Массив	Порода	Количество проб	$\frac{x}{\text{От} - \text{до}}$	Индекс дифференциации пород
Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Арминский район				
Ловлягинский	Габбро	2	$\frac{10,0}{8,1-12,0}$	-7,82
Ловлягинский	Диориты	7	$\frac{8,5}{4,7-17,0}$	1,07
Усть-Микулинский		2	$\frac{2,0}{1,3-2,8}$	2,59
Нижнеарминский	Гранодиориты	4	$\frac{2,4}{1,6-3,7}$	7,20
Приисковый		4	$\frac{6,5}{4,5-8,6}$	5,10
Среднеарминский	Адамеллиты	2	$\frac{2,0}{0,4-3,6}$	11,80
Приисковый	Граниты	3	$\frac{1,5}{0,7-2,8}$	12,40
Нижнеарминский		1	1,9	12,01
Среднеарминский		2	$\frac{0,25}{0,2-0,3}$	
Лютинкинский	Гранит-порфиры штоков	1	0,8	
Усть-Микулинский	Граниты мелких массивов	2	$\frac{0,8}{0,5-1,1}$	12,91
Дайковое поле месторождений Ср. Микула и Зимнее	Диоритовые порфириты	8	$\frac{1,4}{0,7-8,7}$	
Главный антиклиниорий Сихотэ-Алиня				
Усть-Дальнинский	Гранодиорит	1	1,6	6,28
Белогорский	Адамеллит	1	8,5	11,14
Белогорский	Гранит	1	1,1	
Горный		1	0,4	
	Дайки диоритовых порфиритов	3	$\frac{1,0}{0,6-1,7}$	

Т а б л и ц а 33

Распределение золота ($n \cdot 10^{-7} \%$) в минералах верхнемеловых гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня

Массив	Порода	Магнетит	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц
Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Арминский район							
Средне-арминский	Адамеллит	—	—	$\frac{5,6 (6)}{1,9-35,0}$	$\frac{5,2 (2)}{2,9-7,5}$	$\frac{5,9 (3)}{2,2-29,0}$	—
	Гранит	—	—	$\frac{5,0 (13)}{0,4-30,0}$	9,7 (1)	8,8 (1)	3,7 (1)
Нижне-арминский	Гранодиорит	$\frac{72,5 (3)}{3,2-210,0}$	4,3 (1)	$\frac{5,8 (9)}{1,5-16,0}$	$\frac{5,3 (4)}{2,0-16,0}$	$\frac{17,0 (2)}{2,0-9,7}$	4,3 (1)
	Гранодиорит	18,0 (1)	1,4 (1)	1,4 (1)	—	—	—
Приисковый	Гранит	—	—	$\frac{2,2 (3)}{1,2-2,7}$	48,0 (1)	18,0 (1)	$\frac{-3,6 (2)}{3,2-4,0}$
	Адамеллит	—	—	1,2 (1)	6,6 (1)	—	—
Зиминский	Диорит	31,0 (1)	7,4 (1)	8,0 (1)	—	—	—
Ловлягинский	Гранит	—	—	—	—	—	—
Главный антиклиниорий Сихотэ-Алиня							
Горный	Адамеллит	—	—	2,7 (1)	—	—	—
	Гранит	—	—	1,5 (1)	—	—	—
Белогорский	Адамеллит	—	—	6,6 (1)	—	—	—
Зона Центрального структурного шва							
Дальне-арминский	—	120 (1)	$\frac{3,7 (3)}{1,8-7,6}$	3,2 (1)	$\frac{35,5 (4)}{4,0-37,0}$	$\frac{5,5 (2)}{2,7-8,4}$	—
	Гранит	—	—	$\frac{8,0 (3)}{1,0-17,0}$	—	—	7,8 (1)

мальные содержания золота устанавливаются в калиевых полевых шпатах. Последнее особенно характерно для адамеллитов Дальнеарминского массива, поскольку Au обнаруживает тенденцию к накоплению в поздних калиевых минералах. В кварце гранитоидов фиксируется довольно однообразный фон распределения золота.

Это один из характерных рудогенных элементов района, в пределах которого известны многочисленные вольфрамовые проявления в основном высокотемпературной кварцево-грейзеновой формации. Непосредственно вблизи изученной территории расположено вольфрамовое месторождение Восток-2 (Степанов, 1970; Левашев, 1971; Иванова, 1975).

Среднее содержание вольфрама, рассчитанное с учетом преобладающих фациальных разновидностей, в гранитоидах бачелазской серии, включающей арминские гранитоиды, составляет 2,0 г/т (Левашев и др., 1972). Для пород Арминского блока эта величина определяется нами в 2,2 г/т ($W = 171$). В описываемых гранитоидах содержания вольфрама несколько выше кларковых значений (табл. 34), что характерно для различных по основности пород — от диоритов до гранитов. Так, в диоритах Усть-Микулинского и Ловлягинского штоков оно составляет 1,1–1,4 г/т. В гранодиоритах содержание вольфрама возрастает до 1,7 и 2,2 г/т (Нижнеарминский и Приисковый массивы).

Адамеллитам присущи наиболее высокие концентрации этого элемента: Среднеарминский массив — 4,9 г/т, Зимнинский — 9,7 г/т. В гранитах содержание W остается на том же уровне, что и в адамеллитах (Среднеар-

Таблица 34

Распределение вольфрама в верхнемеловых гранитоидах Центрального Сихотэ-Алиня, г/т

Массив	Порода	Количество проб	$\frac{x}{\text{От — до}}$	S	V
1	2	3	4	5	6
Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Арминский район					
Ловлягинский	Габбро	2	1,2 0,5–2,0	—	
Ловлягинский	Диориты	10	1,4 0,8–2,4	0,95	0,68
Усть-Микулинский		12	1,1 0,5–2,0	0,61	0,50
Нижнеарминский	Гранодиориты	23	1,7 0,5–3,0	0,80	0,48
Приисковый		6	2,2 1,0–4,0	—	—
Среднеарминский	Адамеллиты	20	4,9 0,5–10,0	3,25	0,65
Зимнинский		13	9,7	12,85	1,32
Приисковый	Граниты	14	1,1 0,5–2,0	0,43	0,38

Т а б л и ц а 34 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Среднеарминский		5	2,9 0,5–6,0	—	—
Среднеарминский	Включения	7	1,7 0,5–1,8	—	—
Зимнинский		7	1,4 0,5–2,8	—	—
Забытый	Гранит-порфир штоков	9	1,7 0,8–2,8	—	—
Байлазский	Граниты мел- ких массивов	4	5,1 2,0–10,0	—	—
Усть-Микулин- ский		11	2,8 0,7–6,4	2,17	0,77
Дерсу		28	2,3 0,5–3,0	1,75	0,76
Зона Центрального структурного шва					
Дальнеарминский	Адамеллиты	24	2,6 0,5–4,0	1,57	0,60
Водораздельный	Граниты	3	3,6 2,8–4,8	—	—
Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня					
Белогорский	Адамеллиты	5	3,0 2,4–4,0	—	—
Горный		6	3,2 2,0–4,8	—	—

минский массив – 2,9 г/т), либо понижается до кларковых значений (Приисковый массив – 1,1 г/т). Небольшая неоднородность распределения характерна для диоритов и гранодиоритов ($S^2 = 0,37-0,89$). Наименьшими значениями этой величины отличаются граниты Приискового массива ($S^2 = 0,18$). Крайней неравномерностью распределения вольфрама характеризуются адамеллиты (для Среднеарминского массива $S^2 = 10,6$, для Зимнинского – 165). С породами Среднеарминского массива, отличающимися высоким геохимическим фоном W, связаны многочисленные мелкие вольфрамитовые рудопроявления.

Анализируя общую картину распределения W в породах, можно видеть ту же тенденцию в его поведении, которая характерна для Sn и Pb, – накопление его на ранних этапах дифференциации и снижение его содержания на последующих стадиях. Например, в Приисковом массиве в гранитах содержание вольфрама снижается в 2 раза относительно уровня

Т а б л и ц а 35

Распределение вольфрама в минералах гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня, г/т

Массив	Порода	Магнетит	Роговая обманка	Биотит	Плаггиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц
Среднеарминский	Адамеллит	—	$\frac{0,7 (2)}{0,5-1,0}$	$\frac{2,9 (11)}{0,5-7,0}$	$\frac{1,9 (5)}{1,0-2,8}$	$\frac{1,4 (8)}{0,5-4,0}$	$\frac{3,6 (5)}{2,0-6,0}$
	Гранит	—	—	$\frac{2,2 (13)}{1,0-5,0}$	2,8	—	6,0 (1)
Нижнеарминский	Гранодиориты	$\frac{19,0 (2)}{10,0-28,0}$	$\frac{2,0 (5)}{1,1-3,1}$	$\frac{1,4 (5)}{0,5-2,3}$	$\frac{3,6 (5)}{1,5-5,0}$	$\frac{1,7 (5)}{1,0-3,0}$	1,0 (1)
	Приисковый	—	$\frac{3,2 (4)}{1,8-4,0}$	$\frac{1,3 (4)}{1,0-1,7}$	—	—	—
	Гранит	—	—	$\frac{1,9 (3)}{1,7-2,0}$	1,6 (3)	$\frac{1,6 (4)}{0,5-2,8}$	$\frac{1,0 (4)}{0,5-1,5}$
Ловлягинский	Диорит	20,0 (1)	0,6 (1)	1,8 (1)	—	—	—
Зимнинский	Адамеллит	—	—	1,7 (1)	1,0 (2)	1,0 (1)	3,0 (1)
Дерсу	Гранит	—	—	$\frac{2,6 (3)}{2,0-4,0}$	2,0 (1)	0,8 (1)	—
Горный	Адамеллит	—	$\frac{5,1 (2)}{3,0-7,2}$	$\frac{3,1 (4)}{2,2-4,0}$	—	—	—
Белогорский	—	—	5,0 (1)	$\frac{3,1 (2)}{2,2-4,0}$	—	—	—
Дальнеарминский	—	—	$\frac{1,5 (4)}{0,5-4,0}$	$\frac{2,7 (6)}{1,2-4,7}$	1,0 (1)	$\frac{1,4 (4)}{0,7-2,4}$	$\frac{7,5 (3)}{7,0-8,0}$
Водораздельный	Гранит	—	—	$\frac{3,4 (4)}{0,5-5,7}$	—	2,0 (2)	$\frac{4,4 (2)}{2,8-6,0}$

накопления его в гранодиоритах. Таким образом, если тенденция к накоплению W в ходе дифференциации расплавов является определяющей для геохимии этого элемента, то столь же вероятен его вынос из кислых расплавов, образованием которых завершился процесс. Вероятно, в ходе дифференциации изменяются кристаллохимические свойства одного из породообразующих минералов плаггиоклаза — минерала-носителя этого элемента. Г.Б. Левашевым и П.Г. Недашковским (1971) было показано 110

уменьшение содержания W с ростом содержания альбитовой составляющей в плагиоклазах. В биотитах же с ростом кислотности расплавов (с понижением температуры) вольфрам может накапливаться (Левашев, 1971; Недашковский и др., 1972). На уровень накопления (фиксации) вольфрама в породе, как известно, влияет целый ряд других факторов: режим летучих, динамика их отделения от расплавов, характер комплексобразования. В одних случаях W может почти полностью сохраняться в породе в виде собственных минералов, а в других условиях он практически полностью выносится в надынтрузивную зону.

Из анализа данных по распределению W в минералах (табл. 35) вытекает следующее.

1. В роговых обманках содержание его отчетливо возрастает по мере снижения щелочности и роста кремнекислотности пород.

2. В биотитах общая картина распределения W имеет более сложный характер. По сравнению с гранодиоритами в адамеллитах содержание W возрастает, а затем снижается в слюдах гранитов. Указанный характер распределения W, вероятно, не зависит от концентрации элемента в расплавах, а определяется режимом кислотности—щелочности и возможностями эманационной экстракции W из расплавов (Левашев, 1971).

3. Среди плагиоклазов наиболее высокие содержания W установлены в андезин-олигоклазах гранодиоритов (3,6 г/т), тогда как в олигоклазе гранитов средние содержания его уменьшаются до 1–2 г/т.

4. В калишпате содержания W варьируют в пределах 0,8–2 г/т (средние данные), колебания эти имеют незакономерный характер.

5. Кварц — наиболее поздний породообразующий минерал гранитоидов. Структура его абсолютно не подходит для изоморфного размещения вольфрама. Тем больший интерес представляют случаи стабильного повышения его содержания в кварце гранитоидов некоторых массивов: 3,6 г/т в адамеллитах Дальнеарминского, 3,6 г/т в адамеллитах и 6,0 г/т в гранитах Среднеарминского и 4,4 г/т в гранитах Водораздельного интрузива. Учитывая, что с породами первого и второго массива связаны вольфрамовые рудопроявления, материалы, полученные нами, позволяют надеяться на возможность разработки кварцевметрического метода перспективной оценки вольфрампродуктивных гранитоидных комплексов.

6. Магнетит характеризуется наиболее высоким уровнем концентрации вольфрама — 19–20 г/т, т.е. магнетит выполняет роль минерала-концентратора.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ ЖЕЛЕЗО-МАГНИЕВЫМИ МИНЕРАЛАМИ

Изучение распределения микропримесей в последовательно кристаллизовавшихся Fe–Mg минералах гранитоидов имеет важное значение для анализа свойств этих элементов. Кроме того, накопление такого рода данных, возможно, поможет в решении петрогенетических вопросов. Сведения о распределении микроэлементов в сосуществующих железо-магнезиальных фазах приводятся в работах Ф.В. Доджа с соавторами по гранитоидам Калифорнийского батолита и разлома Сан-Андреас (Dodge et al., 1968, 1969, 1970).

Т а б л и ц а 36

Распределение микроэлементов в сосуществующих железо-магнезиальных ми

Номер образца	Массив	Порода	Минерал	Zn	V
162	Приисковский	Гранодиорит	Po	25	350
			Би	100	140
C-4040			Po	95	130
			Би	43	160
087	Нижнеарминский	„	Mg	170	950
			Po	47	210
			Би	830	120
101	•	„	Mg	630	1700
			Po	—	450
155		„	Mg	190	2300
			Po	39	320
			Би	110	—
	Ловлягинский				
C-5064		Кварцевое габбро	Mg	100	3000
			Po	25	360
C-5092		Диорит	Би	17	1150
C-5113	Среднеарминский	Адамеллит	Po	540	100
			Би	220	46
C-5112		„	Po	200	95
			Би	320	55
K-1677	Белогорский	„	Po	450	150
		„	Би	300	23
K-1648	Горный	„	Po	430	130
	„	„	Би	450	120
K-1613	„	„	Po	95	190
			Би	87	190
275	Дальнеарминский	„	Po	170	250
			Би	250	65
C-5213		„	Po	790	60
			Би	63	190

П р и м е ч а н и е. Магнетит анализировался Т.В. Ланковой, биотит и роговая обманка — Э.Д. Голубевой и Т.В. Ланковой.

Полученные нами материалы приведены в табл. 36. Она характеризует распределение элементов группы Fe и рудных элементов преимущественно в роговой обманке и биотите гранодиоритов и адамеллитов массивов Главного синклиория и Главного антиклиория Сихотэ-Алиня. В некоторых массивах (Усть-Дальнинский, Нижнеарминский, Ловлягинский) присутствует третья железо-магнезиальная фаза — магнетит. Порядок кристаллизации минералов: магнетит—роговая обманка—биотит. В этом же направлении происходит увеличение содержания минералов.

Ванадий, вероятнее всего, в трехвалентном состоянии замещает Fe^{3+} , занимая октаэдрическую позицию. Наиболее высокие концентрации отмечаются в магнетитах, причем магнетиты габбро и гранодиоритов

нералах гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня, г/т

	Cr	W	Co	Ni	Sn	f ₀	Содержание минералов
215		1,8	47	155	3,7	41,9	4,8
160		1,0	23	79	2,6	47,3	9,5
150		3,1	21	89	8,7	41,7	12,2
130		1,0	28	71	3,4	51,0	9,2
1100		28,0	46	87	24		0,4
170		2,0	42	110	21	42,6	7,8
140		1,5	21	66	9	50,7	16,8
1600		2	50	150	33	—	0,2
310		—	44	135	4	45,6	4,1
1300		10	64	170	25		0,3
710		2	42	130	21	43,5	3,6
190		—	24	79	61	50,9	8,6
3100		20	85	195	30		0,5
330			45	94	12	43,6	14,3
170			38	63	6	52,6	15,8
13	0,5		87	17	32	66,2	0,3
11	2,4		8,5	16	70,5	11,1	11,8
10	—		87	15	37	66,0	0,6
13	1,0		8,9	6,9	26	73,1	8,5
35	5,0		190	30	56	68,30	3,6
5	4,0		47	9,1	26	72,5	4,8
30	3,0		130	25	51	69,09	0,2
23	2,2		71	13	16	71,1	6,8
34	7,2		260	71	45	50,00	—
85	4,0		95	39	81	55,00	—
25	0,5			140	89	64,8	2,1
11	2,0		14	9,5	30	72,8	6,0
6,8	17,6		85	15	69	67,3	1,0
13	8,0		10	8	12	70,6	8,5

уровнем его накопления практически не отличаются. Обычно в Ро и Би диоритов и гранодиоритов содержание V выше, чем в тех же минералах пород адамеллитового ряда. Абсолютные значения содержания ванадия уменьшаются в ряду последовательно кристаллизовавшихся Fe—Mg минералов.

Х р о м. как и ванадий, в изверженных породах имеет валентность, равную трем. Для Fe—Mg-содержащих силикатов предусматриваются сложные схемы гетеровалентного размещения $—Cr^{+3}$ на место Fe^{+2} и Mg^{+2} с параллельной компенсацией заряда в обменной группе (Смит Гордон, 1968).

Распределение Cr в Fe—Mg минералах весьма близко к распределению ванадия. Магнетит габбро и гранодиоритов обнаруживает наибо-

лее высокие его концентрации. В гранодиоритах кристаллизовавшиеся вслед за магнетитом роговая обманка и биотит содержат хром в существенно меньшем количестве. Картина распределения Cr по фазам будет совершенно иной, если принять во внимание количественные соотношения самих минералов концентраторов и носителей хрома. Оказывается, что общее его количество определяется прежде всего соотношениями самих железо-магнезиальных фаз — Ро и Би, содержание которых в породах варьируют в широких пределах. Биотит, являясь самым поздним и наиболее распространенным Fe—Mg минералом, накапливает хром, нередко в количествах, превышающих его общее содержание в более ранних железо-магнезиальных фракциях. При этом не наблюдается сколь-нибудь четкой зависимости между содержанием Cr в минерале и количеством последнего в породе.

Более высокожелезистые роговая обманка и биотит адалеллитов содержат хром в меньших количествах. При этом упоминавшиеся выше основные тенденции распределения хрома между биотитами и роговыми обманками сохраняются и здесь.

Вольфрам принадлежит к подгруппе хрома (подгруппа VIA периодической системы), отличаясь от него большей валентностью (+4) и большим атомным весом. В кристаллохимическом отношении он ближе всего к титану.

Среди Fe—Mg минералов гранодиоритов наиболее высокие его концентрации устанавливаются в магнетите. Пока трудно однозначно решить, связано ли такое повышение с попаданием в пробу зерен вольфрамовых минералов или же обусловлено изоморфным входжением W в магнетит. В последовательно кристаллизовавшихся вслед за магнетитом минералах (Ро и Би) концентрация вольфрама неуклонно снижается.

Повышенные содержания W обнаруживают Ро и Би адалеллитов. В данном случае мы имеем дело с более высокоглиноземистым парагенезисом, чем в гранодиоритах, кристаллизовавшихся при повышенной активности щелочей в расплавах. Поэтому повышение содержания W в Fe—Mg минералах адалеллитов закономерно и отражает влияние режима кислотности—щелочности в магматических расплавах. Высокая активность щелочей препятствует входжению вольфрама в Fe—Mg алюмосиликаты, тогда как рост кислотности способствует этому процессу (Левашев, Лаговская, 1971; Левашев, Говоров, Стрижкова, Гречищева, 1972; Левашев, Недашковский, 1971).

Кобальт во многом весьма сходен с двухвалентным железом. Тем не менее закономерно непрерывное уменьшение его содержания в ходе кристаллизационной дифференциации, причем скорость убывания Co в этом случае соразмерна со скоростью удаления Mg (Смит Гордон, 1968). Действительно, во всех случаях (см. табл. 36) ранние Fe—Mg фазы содержат Co больше, чем более поздние. Минимальный разрыв в концентрациях Co в последовательно кристаллизовавшихся Fe—Mg минеральных фазах отмечается в гранодиоритах. Более неравномерным распределением кобальта характеризуются роговообманково-биотитовые пары адалеллитов. Этот элемент преимущественно фиксируется в роговых обманках, тогда как в биотитах содержание Co в 2—10 раз ниже. Наиболее высоким

коэффициентом распределения Co ($K_{\text{Амф-Би}}^{\text{Co}} = 8-10$) отличаются адаметеллиты Среднеарминского и Дальнеарминского массивов. Менее значительный разрыв ($K_{\text{Амф-Би}}^{\text{Co}} = 2-5$) в распределении кобальта между Ро и Би отмечается для адаметеллитов Главного антиклинория. Железо-магнезиальные алюмосиликаты последних отличаются, кроме того, более высокими содержаниями Co , чем близкие им по железистости минералы адаметеллитов Главного синклинория и Центрального шва.

Н и к е л ь — двухвалентный элемент группы железа, испытывающий, как указывает Гордон Смит (1968), более сильное фракционирование, чем кобальт. Сравнение распространенности этих двух элементов показывает более высокий уровень накопления никеля в Fe-Mg минералах гранодиоритов по сравнению с Co . Железо-магнезиальные алюмосиликаты адаметеллитов, напротив, характеризуются более низкой концентрацией никеля относительно распространенности Co в этих минералах. Указанные особенности распределения микроэлементов, очевидно, обусловлены различием ионных радиусов: $\text{Ni}(0,69\text{\AA})$, близкий к $\text{Mg}(0,66\text{\AA})$, а $\text{Co}(0,72\text{\AA})$ — к $\text{Fe}(0,74\text{\AA})$. Поэтому вполне естественна более высокая "никеленосность" магнезиальных минералов гранодиоритов на фоне железистых парагенезисов адаметеллитов.

Полученные данные о распределении элементов группы железа в Fe-Mg минералах выявляют характерные особенности поведения микроэлементов, позволяющие подразделить их на две подгруппы. Первая включает Ni и Co , преимущественно концентрирующиеся в ранних минеральных фазах, в силу чего кристаллизовавшиеся вслед за ними минералы существенно обедняются этими элементами. Ко второй относятся ванадий и хром, тоже концентрирующиеся в ранних минералах. Вместе с тем в позднее всех кристаллизовавшемся биотите наибольшее количество содержится Cr и V , что особенно характерно для гранодиоритов. Очевидно, в процессе кристаллизации исходных для них расплавов высокочargedные элементы (Cr^{3+} , V^{3+}) не претерпевают столь значительного раннего фракционирования, как Ni^{2+} и Co^{2+} , а сохраняются в значительном количестве до самых поздних этапов этого процесса. Поэтому следует ожидать, что Cr и V частично могли выноситься в надинтрузивную зону наряду с другими высокочargedными элементами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе материалы с достаточной полнотой характеризуют петрологические и геохимические особенности гипабиссальных гранитоидов (относящихся, по Ю.А. Кузнецову, к типу вулканических гранитоидных формаций), развитых в пределах южной части переходной от континента к океану зоны. Эти гранитоидные образования, входящие в единый пространственно-временной Арминский комплекс, подразделяются на две генетически самостоятельные ассоциации: (габбро)-гранодиорит-гранитную и адамеллит-гранитную, состав глубинных расплавов которых, поступавших в интрузивные камеры, отвечал андезитовому и риодацитовому.

В целом гранитоиды изученного района характерны для интрагеоантиклинальных поднятий, образование которых, по всей видимости, отвечало этапу формирования островодужной системы западной части Главного синклинория Сихотэ-Алиня.

Кристаллизация гранодиоритов, очевидно, начиналась при движении глубинных расплавов в интрузивную камеру с выделениями магнетита, андезина (№ 50—40), амфибола ($f_0 = 39\text{--}42\%$), а позднее биотита ($f_0 = 42\text{--}52\%$), и т.е. сегрегата, по составу соответствующего габбро. В результате этого процесса обособлялся эвтектический остаточный расплав (плагиоклаз—калишпат—кварц), кристаллизация которого завершалась уже в магматической камере в гипабиссальных условиях. Для адамеллитов не обнаруживается столь контрастных по минеральному составу парагенезисов, фиксирующих последовательные этапы кристаллизации; их кристаллизация начиналась с выделения среднежелезистого биотита ($f_0 = 69\text{--}73\%$), амфибола ($f_0 = 66\text{--}72\%$) и олигоклаза (№ 39—35%), а заканчивалась образованием более кислого плагиоклаза (№ 26—22), ортоклаза и кварца в приповерхностных условиях.

При становлении интрузивов в гипабиссальных и приповерхностных условиях поведение рудных элементов в ходе кристаллизации расплавов определялось не кристаллохимическими факторами, обычными для условий умеренных и больших глубин, а контролировалось физико-химическими параметрами магматических систем и прежде всего режимом отделения летучих и активностью щелочей. Эманационная дифференциация, по-видимому, играла ведущую роль в процессе отделения и рудоконцентрации металлов в связи с интрузивами адамеллитовой ассоциации, с которыми в районе связаны многочисленные высокотемпературные грейзеновые и кварцево-жильные оловянно-вольфрамовые проявления. Близкоповерхностные условия кристаллизации расплавов предопределяли специфику процесса, несомненно отличного от камерно-эманационной эволюции кислых магматических расплавов мезо-абиссальных зон. Частичной потерей (рассеяние, эксталяционный вынос) рудных элементов, по-видимому, обусловлены незначительные размеры такого типа месторождений в районе. При формировании гранодиорит-гранитных массивов эманационное концентрирование рудогенных элементов играло подчиненную роль. Поэтапная кристаллизация продвигавшихся вверх расплавов,

по-видимому, обеспечила отгонку рудных элементов в форме гидроксил-комплексов в надынтрузивные зоны.

Изучение распределения олова в породообразующих минералах подтверждает принципиальную возможность выноса рудных элементов в период, предшествовавший полной кристаллизации расплавов. Как следствие этого представляется вполне вероятной преимущественная связь касситеритово-сульфидных проявлений с невоскрытыми интрузивами гранодиорит-гранитной ассоциации, тогда как кварц-касситеритовая минерализация теснейшим образом связана с адалеллит-гранитными интрузиями.

- Антипин В.С., Кузьмин М.И.* Геохимические особенности калиевых полевых шпатов гигантопорфировидных гранитоидов Восточного Забайкалья. — Геол. и геофиз., 1969, № 4, с. 29–37.
- Барсуков В.Л.* К геохимии олова. — Геохимия, 1957, № 1, с. 36–45.
- Барсуков В.Л.* О проблеме источника рудного вещества. — В кн.: I Международный геохимический конгресс: Тезисы докладов. М., 1971, с. 213–215.
- Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — Геохимия, 1972, № 12, с. 1515–1540.
- Барсуков В.Л., Дурасова Н.А.* Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород района развития сульфидно-касситеритовых месторождений. — Геохимия, 1966, № 2, с. 168–179.
- Барсуков В.Л., Павленко Л.Н.* Распределение олова в гранитоидных породах. — Докл. АН СССР, 1956, т. 149, № 3, с. 589–592.
- Баскина В.А.* Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулканоплутонических формаций. М.: Наука, 1965, 212 с.
- Баскина В.А., Фаворская М.А.* Возраст изверженных пород Иманского блока (Восточный Сихотэ-Алинь), определенный К-Аг методом. — Докл. АН СССР, 1969, 184, № 4, с. 905–908.
- Бевзенко П.Е.* Типы интрузивных гранитоидных формаций юга Дальнего Востока. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 29–54.
- Белов Н.В.* Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. — В кн.: Геохимия элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 95–101.
- Бурдэ А.И.* Структурно-магматические факторы контроля редкометального и полиметаллического оруденения в Арму-Иманском районе. В кн.: Материалы к Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, Владивосток, 1960, вып. 1, с. 10–14.
- Бурдэ А.И., Мостовой В.К.* Структурно-фациальные зоны Средней части Главного синклинория Сихотэ-Алиня. — Геол. и геофиз., 1965, № 4, с. 164–168.
- Бурыянова И.З., Бевзенко П.Е., Барвинок Ю.В. и др.* Гранитоидные интрузивы Центрального Сихотэ-Алиня. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 101–103.
- Валуи Г.А., Афанасьева Т.Б., Нарнов Г.А.* Структурно-оптические типы калинатровых полевых шпатов малоглубинных гранитоидов. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 285–289.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–572.
- Виноградов А.П., Вайнштейн Э.В., Павленко Л.Н.* Вольфрам и молибден в изверженных горных породах. — Геохимия, 1958, № 5, с. 399–409.
- Власов Г.М.* Некоторые особенности развития магматизма Тихого океана. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 79–90.
- Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970, 277 с.
- Геология СССР. Т. 32. Приморский край, ч. I. М.: Недра, 1969. 430 с.
- Говоров И.Н.* Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Проблемы Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1973, вып. 10, с. 153–176.
- Говоров И.Н.* Физико-химические условия минералообразования и геохимия рудного процесса, связанного с гранитоидами: Автореф. докт. дисс. М., 1974. 70 с.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б.* Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимические особенности. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 235–249.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б., Недашковский П.Г. и др.* Формационно-петрогеохими-

- ческое расчленение гранитоидных комплексов Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 99–116.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б., Радкевич Е.А., Стрижкова А.А. Позднемезозойские гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимическая специфика. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 2, с. 418–421.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Голубева Э.Д. Геохимическая специфика позднемеловых гранитоидных серий Приморья. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1971, с. 312–315.
- Говоров И.Н., Мишкин М.А., Липкина М.И. и др. Распределение акцессорных элементов в породах фундамента Приморской металлогенической области. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса, Владивосток, 1970, с. 159–166.
- Говоров И.Н., Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Недашковский П.Г. Роль литогенеза, магматизма и метаморфизма в формировании рудных полей Дальнего Востока. — В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 5–9.
- Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашев Г.Б. и др. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 83–145.
- Грачева А.А., Левашев Г.Б., Стрижкова А.А. Калий-аргоновая датировка позднемеловых гранитоидов из различных геоструктурных зон Приморья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 81–82.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.И. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 215 с.
- Дир У.Л., Хауи Р.А., Зусман Д. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 2–3.
- Дмитриев Л.Б., Барсуков В.Л., Дурасова Н.А. Смена парагенезиса как фактор распределения рудного вещества в гранитах. — Геохимия, 1969, № 3, с. 461–485.
- Доброхотова Б.С. Практическое руководство к освоению метода Е.С. Федорова в петрографии. М.: Госгеолтехиздат, 1957, 65 с.
- Заваарихский А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 320 с.
- Злобин Б.И., Певцова Л.А., Классова Н.С. Распределение свинца и металлогеническая специализация в варисских гранитоидах повышенной основности. — Геохимия, 1965, № 7.
- Иванов Б.А. К стратиграфии мела южного Сихотэ-Алиня. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 4, с. 57–76.
- Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972, 133 с.
- Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, с. 601–609.
- Иванов В.С., Худоложкин В.О., Никитина Н.М. Об условиях кристаллизации вкрапленников щелочного полевого шпата и происхождения пертитов в гранитоидах (на примере некоторых интрузивов Северо-Востока СССР). — Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1970, ч. 99, сер. 2, вып. 4, с. 411–423.
- Иванова В.Л. Петрология гранитоидов района месторождения Восток: Автореф. канд. дис. Владивосток, 1975, 20 с.
- Иванова Г.Ф. О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. — Геохимия, 1963, № 5, с. 470–476.
- Иванова Г.Ф., Бутузова Е.Г. Особенности распределения вольфрама, олова, молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1968, № 6, с. 689–699.
- Изох Э.П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня. — Геол. и геофиз., 1966, № 1, с. 32–43.
- Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. — Труды ВСЕГЕИ, 1957, т. 21, 246 с.

- Изох Э.П., Налетов Б.Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. — Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 2, с. 205–219.
- 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, 332 с.
- Ичетовкин И.В. Биотиты из позднемезозойских гранитоидов Яно-Колымской области. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии, М.: Наука, 1972, с. 167–180.
- Каюк А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971, 267 с.
- Коваленко В.И., Легейдо В.А., Петрова Л.Л., Пополитов Э.И. Олово и бериллий в щелочных гранитоидах. — Геохимия, 1968, № 9, с. 1078–1088.
- Коваль П.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1972, № 8, с. 957–971.
- Конгев-Дворников В.С., Руб М.Г. Интрузивы гранитоидной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 29–43.
- Конгев-Дворников В.С., Руб М.Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964, с. 7–24.
- Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А. и др. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 5, с. 37–51.
- Костюк Е.А., Соболев В.С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка — актинолит в метаморфических породах. — Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 4, с. 898–901.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 386 с.
- Кузьмин М.И., Антипин В.С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 132–186.
- Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1969. 20 с.
- Левашев Г.Б. Геохимия олова и вольфрама в позднемезозойских гранитоидных сериях Приморья: Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1971. 20 с.
- Левашев Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М.: Наука, 1978. 143 с.
- Левашев Г.Б., Говоров И.Н., Стрижкова А.А., Гречищева А.П. Вопросы региональной геохимии вольфрама Приморья. — Геохимия, 1972, № 4, с. 460–478.
- Левашев Г.Б., Голубева Э.Д., Говоров И.Н. Вольфрам в основных, средних и кислых вулканитах континентальной части Тихоокеанского пояса (на примере Сихотэ-Алиня). — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 434–437.
- Левашев Г.Б., Лаговская Е.А. О некоторых условиях вхождения вольфрама и молибдена в амфиболы. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1, с. 199–202.
- Левашев Г.Б., Недашковский П.Г. Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1971, с. 68–75.
- Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Голубева Э.Д. Геохимия олова в гранитоидах различных структурно-формационных зон Приморья. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1041–1057.
- Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Голубева Э.Д. и др. Об уровне концентрации олова в биотитах и некоторых физико-химических аспектах кристаллохимии Sn и W. — В кн.: Материалы II сессии Совета по научным основам геохимических методов поисков. Иркутск, 1971а, с. 30–37.
- Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Голубева Э.Д., Старков Г.Н. Критериальная роль Fe–Mg силикатов гранитоидов. — В кн.: Тезисы Международного геохимического конгресса. М., 1971б, т. 2, с. 670–672.
- Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Голубева Э.Д. О признаках и факторах специализации оловоносных гранитоидов в приложении к биотитам. — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 2, с. 445–448.

- Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Москаленко Ю.С., Кулик Р.И. Особенности химического состава роговых обманок верхнемеловых гранитоидов Сихотэ-Алиня в сравнении с другими районами Тихоокеанского подвижного пояса. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 429–432.
- Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Славкина С.П., Москаленко Ю.С. О зависимости показателя светопреломления от состава биотитов гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 2, с. 443–436.
- Легейдо В.А. Геохимия олова в гранитоидах Восточной Сибири. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Гранитизация, граниты и пегматиты. М., 1973, т. 3, кн. 2, с. 348–355.
- Литвинов В.Л. О соотношении показателей преломления и железистости биотитов. — В кн.: Минералогический сборник. Львов, 1966, № 20, вып. 1, с. 107–112.
- Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 21–32.
- Лобач-Жученко С.Б., Яскевич Н.И. О составе биотитов из гранитов юго-западной Карелии как одним из критериев генезиса гранитов. — Изд-во АН СССР. Сер. геол., 1966, № 6, с. 39–46.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1965, № 3, с. 20–37.
- Марфунин А.С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78. 275 с.
- Материков М.П., Павловский А.Б. К вопросу о магматических источниках оруденения и об относительной глубине формирования месторождений касситеритокварцевой и касситерито-сульфидной формаций. — Сов. геол., 1959, № 9.
- Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Сахно В.Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. М.: Наука, 1975. 102 с.
- Молчанова Т.В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса. — Геотектоника, 1973, № 1, с. 81–96.
- Недашковский П.Г., Полевских Р.И., Стрижкова А.А., Назаров М.Н. Геохимия редких и рудных элементов в гранитоидах Дальнего Востока. М., Деп. ВИНТИ. 1972. 252 с.
- Некрасов Н.Н. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966, 382 с.
- Никифорова И.К. Петрология юрских гранитоидных интрузий западной части Бикинского прогиба, их послемагматические изменения и рудоносность. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 195–217. Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. — В кн.: Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР. М.: Наука, 1967, вып. 25. 190 с.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 390 с.
- Радкевич Е.А. Металлогенические зоны Приморья и особенности их развития. — В кн.: Вопросы геологии южной части Дальнего Востока и Забайкалья. Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3, с. 3–42.
- Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 19. 110 с.
- Радкевич Е.А., Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении. — Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 3–14.
- Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 58. 130 с.
- Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 242–252.
- Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. Арму-Иманская и Кемская структурно-фациальные подзоны среднего Сихотэ-Алиня и разделяющий их Дуговой разлом. — Сов. геол., 1967, № 1, с. 93–105.

- Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 33. 359 с.
- Рябчиков И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 49–60.
- Смит Гордон. Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 474 с.
- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1949, 331 с.
- Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — В кн.: Минералогический сборник Львовского геологического общества 1950, № 4, с. 3–19.
- Соболев В.С. Федоровский метод. М.: Недра, 1964. 284 с.
- Степанов Г.Н. Минерало-петрографические особенности и генезис месторождения Восток-2 (Приморье): Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1970. 20 с.
- Стрижкова А.А. Распределение вольфрама в гранитоидах Арминского комплекса. — В кн.: Тезисы III Всесоюзного совещания по минералогии, геохимии и генезису вольфрамовых месторождений. Л., 1971, с. 76–77.
- Стрижкова А.А. Особенности петрографии и геохимии гранитных штоков Арму-Иманского района. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 63–65.
- Студеникова З.В., Глинкина М.И., Корнилова К.И. К геохимии вольфрама и молибдена. — В кн.: Международный геологический конгресс, XXI сессия: Докл. советских геологов. Геохимические циклы. М., 1960, с. 178–186.
- Тausон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 230 с.
- Тausон Л.В., Кравченко Л.А. Особенности распределения Pb и Zn по минералам каledonских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). — Геохимия, 1956, № 1, с. 81–90.
- Тausон Л.В., Кузьмин М.И., Легейдо В.А. Сравнительное поведение олова в оловяноносных и неоловяноносных гранитах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1966, № 2, 161–168.
- Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 161–192.
- Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиня. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 7. 306 с.
- Фаворская М.А. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969, 263 с.
- Федчин Ф.Г., Федчина Г.Н. Магматические породы и оловянная минерализация Хинган-Олонойской вулканической зоны. — В кн.: Взаимоотношение оруденения и магматизма. М.: Наука, 1970, с. 99–110.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 286 с.
- Ферштатер Г.В., Бушляков И.Н., Бородин Н.С. Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и роговыми обманками гранитоидов Урала. — Геохимия, 1970, № 9, с. 1066–1077.
- Фотиади Э.Э., Николаевский А.А., Кравченко Ю.В. и др. Геофизическое изучение тектонического строения и глубинной структуры земной коры внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке: Труды сессии отделения наук о земле и Сибирского отделения АН СССР на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 6–21.
- Шашкина В.П. Зависимость околорудных изменений вмещающих пород от особенностей химизма интрузивных пород на примере одного касситеритно-сульфидного месторождения Приморья. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 253–272.
- Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8. 280 с.

- Шкодзинский В.С. Глиноземистость роговых обманок, клинопироксенов и биотитов как показатель щелочности-кислотности при процессах минералообразования. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971. с. 287—296.
- Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Наука, 1969, 207 с.
- Dodge F.C.W., Papike J.J., Mays R.E. Hornblendes from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. — J. Petrol., 1968, vol. 9, N 3, p. 378—410.
- Dodge F.C.W., Ross D.C. Coexisting hornblendes and biotites from granitic rocks near the San-Andreas fault, California. — J. Geol., 1970, vol. 79, N 2, p. 158—172.
- Dodge F.C.W., Smith V.C., Mays R.E. Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. — J. Petrol., 1969, vol. 10, N 2, p. 250—271.
- Foster M.D. Interpretation of the composition of lithium micas. — U.S. Geol. Survey. Prof. Pap., 1960, vol. 354 E, p. 114—147.
- Govorov I.N., Levashev G.B., Strishkova A.A., Golubeva E.D. Correlation between mineralization and granitoid magmatism and the problems of sources of ore material in the Pacific folded area. In: Metallization associated with acid magmatism. Praha, 1974, vol. 1, p. 331—334.
- Goldsmith J.R., Laves F. The microcline-sanidine stability relations. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1954, vol. 5, N 1, p. 100—118.
- Jeffery P.I. The geochemistry of tungsten with special reference to the rock of the Uganda Protectorate. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 16.
- Kuellermer F.J. X-ray intensity measurement on perthitic materials. 2. Data from natural alkali feldspars. — J. Geol., 1960, vol. 68, N 3, p. 307—323.
- Larsen E.S., Schmidt R.J. A reconnaissance of the Idaho batholith and comparison with the southern California batholith. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1958, vol. 1070-A.
- Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, vol. 65, N 10.
- Noddack J., Noddack W. Die Geochemie des Rheniums. — Z. Phys. Chem., 1931, Bd. A 154, S. 207.
- Ragland Paul C. Composition structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton. — Lithos. 1970, vol. 3, N 2, p. 167—189.
- Sandell E.B. Abundance of tungsten in igneous rocks. — Amer. J. of Sci., 1946, vol. 244, N 9.
- Stemmons D.B. Observation on order-disorder relations of natural plagioclase. 1. A method of evaluating order-disorder. — Norsk. geol. tidsskr., 1962, bd. 42, halvbing 2, s. 533—554.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, N 74, p. 1—153.
- Wright T.L. X-ray and optical study of alkali feldspar: 11. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 20 values for three reflections. — Amer. Mineral., 1968, vol. 53, N 1/2, p. 88—104.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Особенности геологического положения гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня	6
Геолого-петрографическая характеристика гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня	12
Строение и морфология интрузивных тел	12
Петрографическая характеристика пород	22
Петрохимические особенности гранитоидов	30
Типоморфные и типохимические признаки породообразующих минералов гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня	41
Плагиоклаз	41
Амфибол	44
Биотит	56
Каликатровый полевой шпат	68
Некоторые особенности формирования гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня	76
Связь рудной минерализации с гипабиссальными гранитоидами	85
Геохимия рудогенных элементов в гранитоидах	92
Олово	93
Свинец и цинк	99
Золото	105
Вольфрам	108
Особенности распределения микроэлементов между железо-магниевыми минералами	111
Закключение	116
Литература	118

Алина Алексеевна Стрижкова

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Утверждено к печати Дальневосточным геологическим институтом ДВНЦ АН СССР

Редактор издательства Л.Г. Васютинская. Художник А.А. Камаев

Художественный редактор Т.П. Поленова, Технический редактор Н.М. Бурова

ИБ № 17066

Подписано к печати 02.07.80. Т — 08585. Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,8. Уч.-изд.л. 8,6

Тираж 600 экз. Тип. зак. 1312. Цена 1р. 30к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12