АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ПРИОХОТЬЯ

Ответственный редактор
Г. А. Гринберг

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1976

УДК 551.263.0361.0367+553.4(571.62)

В сборнике освещаются новые данные по геологии и петрологии позднемезозойских гранитоидных интрузивов, стратиграфии и петрохимии вулканических образований. Выделяются конкретные магматические формации и обосновывается их возрастное положение. Рассматриваются некоторые общие вопросы строения вулканического пояса и эволюция магматизма в разные этапы его формирования. В отдельных статьях обобщены результаты изучения золоторудных проявлений и геохимических особенностей вулканических пород и гранитоидов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами вулканологии, магматизма и рудной минерализации.

В $\frac{20805-736}{055(02)-76}$ 155—75

© Издательство «Наука», 1976.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Природа окраинноматерикового Охотско-Чукотского вулканического пояса и его место в тектоно-магматической эволюции мезозоид — одна из кардинальных проблем магматической геологии Северо-Востока СССР. Хотя структурное единство обширных вулканических полей окраин континента отчетливо выявилось уже на первых сводных геологических и тектонических картах Северо-Востока СССР, составленных более тридцати лет назад, многие вопросы магматизма Охотско-Чукотского пояса остаются еще неясными и являются предметом дискуссий. Существуют различные представления о времени заложения вулканического пояса, о его тектоническом положении и связи мезокайнозойского вулканизма и интрузивного магматизма пояса с развитием сопредельных мезозойских и кайнозойских складчатых систем.

Наиболее важное значение в познании общих особенностей строения и магматизма Охотско-Чукотского пояса имеют работы Е. К. Устиева, который впервые выделил особый тип краевых тектоно-магматических структур и показал их важную роль в тектоническом развитии восточной части азиатского континента. В ряде публикаций Е. К. Устиевым (1959, 1963, 1969) рассмотрены особенности состава вулканических и интрузивных образований разных этапов структурной эволюции вулканического пояса; показано промежуточное положение магматических формаций пояса, отражающее общую перипацифическую зональность. На примере Охотско-Чукотского вулканического пояса Е. К. Устиевым обоснована тесная генетическая взаимосвязь процессов вулканизма и плутонизма и выделен особый класс вулкано-плутонических формаций. Эти работы получили, как известно, широкое признание советских и зарубежных геологов.

Тектоническое строение и вулканизм северной части Охотско-Чукотского пояса освещены в работах В. Ф. Белого (1959, 1961, 1962, 1969). Чукотская ветвь пояса благодаря работам В. Ф. Белого в настоящее время изучена наиболее полно. Северо-Охотский район вулканического пояса изучался И. М. Сперанской (1962—1964, 1968). Ее работы посвящены вопросам стратиграфии и петрографии меловых вулканических толщ. В ряде статей детально описаны игнимбриты и рассмотрены условия их образования.

Непосредственно интересующая нас юго-западная часть вулканического пояса, наложенная на Охотский срединный массив, изучалась главным образом в процессе геологосъемочных работ. Геологическое строение территории Ульинского наложенного прогиба и некоторые вопросы его формирования рассматриваются в статье Г. Н. Чертовских (1964). Стратиграфическое положение вулканогенных толщ, особенности состава вулканических и интрузивных пород юго-западной части пояса изучались Ф. Ф. Вельдяксовым, В. Г. Корольковым, Е. Г. Песковым, Р. Б. Умитбаевым и др.

В настоящем сборнике излагаются результаты тематических исследований магматизма юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, проводившихся сотрудниками лаборатории магматических формаций Института геологии Якутского филиала СО АН СССР в период 1966—1971 гг. Итоги этих исследований освещены также в статьях тематического сборника «Магматизм Северо-Востока СССР».

Г. А. ГРИНБЕРГ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА

Рассматриваемый отрезок Охотско-Чукотского вулканического пояса наложен на Охотский срединный массив и частично на мезозойские складчатые структуры его обрамления. В строении Охотского срединного массива отчетливо различаются два структурных комплекса — архейский кристаллический фундамент, представляющий глубокометаморфизованные в условиях гранулитовой фации гнейсы и кристаллические сланцы (охотский метаморфический комплекс), и осадочный чехол, сложенный отложениями рифея, палеозоя и мезозоя, которые по мощностям и фациальным особенностям резко отличаются от одновозрастных отложений обрамляющих срединный массив прогибов (Гринберг, 1968). Восточной границей Охотского массива является Нют-Ульбейская зона глубинного разлома меридионального направления; на западе срединный массив ограничен зоной северо-восточного, близкого к меридиональному простирания Билякчанского глубинного разлома.

В пределах Охотского срединного массива вулканический пояс резко расширяется, причем контур распространения вулканических полей в общем совпадает с границей северной части Охотского срединного массива.

Почти сплошное развитие вулканитов в пределах срединного массива и резкое уменьшение ширины вулканического пояса в обрамляющих массив прогибах связано, вероятно, с тем, что в «сухие» гранулитовые породы фундамента срединного массива внедрялись относительно «сухие» магматические расплавы проникавшие до дневной поверхности и образовавшие обширные вулканические поля кислых эффузивов и малоглубинные гранитоидные интрузивы. Неглубокое залегание кристаллического фундамента, вероятно, исключало возможность трансвапоризации магматических расплавов. Можно думать, что в пределах обрамляющих срединный массив прогибов, выполненных мощными толщами мезозойских, палеозойских осадочных пород, в основании которых залегают протерозойские образования амфиболитовой фации метаморфизма, генерировались более водонасыщенные кислые магматические расплавы, обладавшие меньшей способностью вертикального перемещения. Исходя из этих представлений, северная граница Охотского срединного массива должна совпадать с северной границей распространения эффузивов. Показательно, что обширные поля игнимбритов, развитые в северной части массива, характерны именно для краевых частей жестких срединных массивов (Короновский, Милановский, 1966). С другой стороны, длительно развивавшиеся глубинные разломы близкого к меридиональному простиранию западного и восточного ограничений Охотского срединного массива, несомненно, также способствовали проникновению вулканических и интрузивных образований пояса далеко в глубь мезозоид.

Формирование Охотского срединного массива как тектонического элемента мезозоид Яно-Колымской системы закончилось в конце средней — начале верхней юры. В позднем мезозое (поздняя юра — мел) Охотский срединный массив претерпел существенные преобразования.

связанные с развитием наложенного Охотско-Чукотского вулканического пояса. В его пределах в это время формировались наложенные впадины и горстообразные поднятия; активизировались и вновь закладывались многочисленные разломы, создавшие сложную блоковую структуру вулканического пояса.

Основными тектоническими элементами рассматриваемой юго-западной части вулканического пояса являются Ульинская и Куйдусунская наложенные впадины и разделяющее их Охото-Кухтуйское поднятие (рис. 1). В пределах этих крупных структур выделяются более мел-

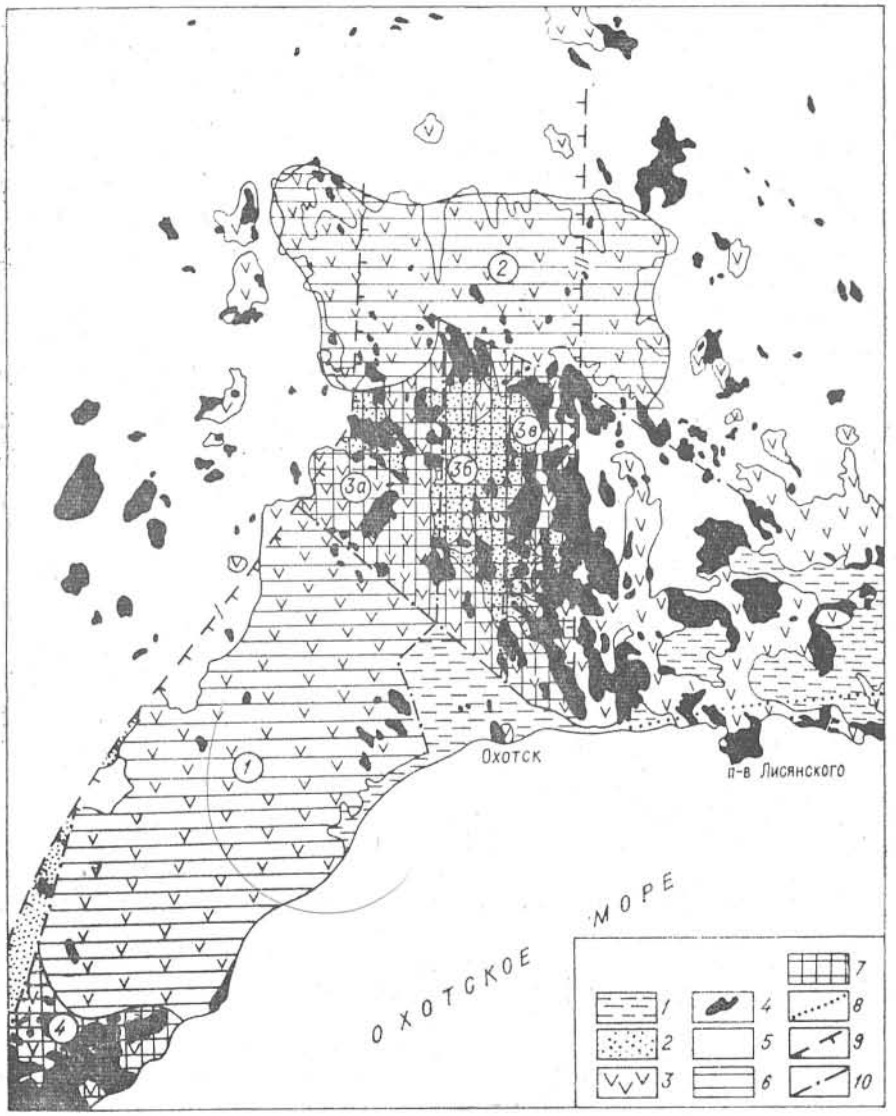


Рис. 1. Схема тектонического районирования юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса.

1 — неоген-четвертичные впадины; *2* — домеловые породы фундамента и чехла Охотского срединного массива; *3* — вулканические породы Охотско-Чукотского пояса; *4* — позднемезозойские интрузивы гранитоидов; *5* — мезозоиды складчатого обрамления Охотского срединного массива. Структурные элементы юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса; *6* — наложенные впадины (цифры в кружках): *1* — Ульинская, *2* — Куйдусунская; *7* — поднятия (цифры в кружках): *3* — Охото-Кухтуйское (*3а* — Аркинский блок, *3б* — Кухтуйский блок, *3в* — Ульбейский блок), *4* — Улканское; *8* — граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса; *9* — зоны глубинных разломов: I — Биляк-чанская, II — Нют-Ульбейская; *10* — границы структурных элементов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса.

кие тектонические блоки, отражающие блоково-мозаичное строение фундамента вулканического пояса.

Ульинская наложенная впадина. Выделена впервые под названием Ульинского наложенного прогиба Г. П. Чертовских (1964), представляет наиболее крупный тектонический элемент Охотской ветви вулканического пояса. Расположена в юго-западной части срединного массива, вытянута в северо-восточном направлении почти на 350 км от истоков р. Ульи до р. Охоты. Ширина ее достигает 150 км. В пределах впадины преобладают верхнемеловые вулканогенные образования, общая площадь которых составляет около 25—30 тыс. км². В краевых частях обнажаются эффузивы нижнемеловой андезитовой формации. Обширные площади занимают покровы палеогеновых платобазальтов.

На юго-западе Ульинская впадина граничит с Улканским поднятием, в пределах которого вскрываются докембрийские и палеозойские породы фундамента вулканического пояса и нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования. К этому поднятию приурочен крупный позднемезозойский Улканский интрузив преимущественно гранодиоритового состава, а также интрузивы палеозойского возраста. Палеозойские осадочные и магматические породы Улканского поднятия представляют, по-видимому, северо-восточную ветвь палеозойских складчатых сооружений Монголо-Охотского пояса. Вдоль западной и северо-западной границ Ульинской впадины протягивается Верхне-Майское краевое поднятие Охотского срединного массива, в пределах которого вскрываются архейские породы фундамента массива. Верхне-Майское поднятие отделяет Ульинскую впадину от Южно-Верхоянского синклинория и Юдомо-Майского района палеозойской консолидации. С запада поднятие ограничивается зоной Билякчанского глубинного разлома, к которому приурочены многочисленные гранитоидные интрузивы позднемезозойского и верхнепалеозойского возраста. С этим разломом сопряжена система субмеридиональных разломов в западной части Ульинской наложенной впадины, контролирующая размещение субвулканических интрузивов позднемелового возраста.

К юго-западу от Ульинской впадины, там, где вулканический пояс наложен на структуры Южно-Верхоянского синклинория и Юдомо-Майского рифейского многосинклинального прогиба, выполненные мощными толщами осадочных пород, ширина вулканического пояса резко сокращается. Однако широко развитые в Юдомо-Майском районе позднемезозойские интрузивы, несомненно, относятся к интрузивам Охотского пояса. О возможных причинах меньшей распространенности кислых вулканогенных образований за пределами Охотского срединного массива говорилось выше.

Охото-Кухтуйское поднятие. Расположено к востоку от Ульинской впадины. Граница между этими структурными элементами проходит по зоне Нетер-Кухтуйского глубинного разлома, отчетливо фиксирующегося по геологическим и геофизическим данным. По особенностям развития вулканогенных толщ и интрузивных образований здесь выделяются три блока: западный, центральный и восточный, ограниченные разломами меридионального простирания. Необходимо еще раз подчеркнуть, что нами рассматриваются позднемезозойские структуры, возникшие в результате раздробления Охотского срединного массива в процессе формирования вулкано-плутонических комплексов наложенного Охотско-Чукотского вулканического пояса.

В отличие от Ульинской наложенной впадины в пределах Охото-Кухтуйского поднятия широко распространены гранитоидные интрузивы, а меловые вулканогенные толщи имеют сравнительно меньшую мощность. В пределах западного (Аркинского) блока развиты главным образом нижнемеловые вулканогенные образования. Меньшим распространением пользуются верхнемеловые эффузивы дацитового и липа-

ритового состава, в основном приуроченные к южной и северной окраинам блока, пограничным с Ульинской и Куйдусунской впадинами. Относительно широко в пределах данного блока развиты субвулканические массивы дацитового и липаритового состава, а также малоглубинные гранитные интрузивы.

В пределах центрального (Кухтуйского) блока Охото-Кухтуйского поднятия сохранились лишь сравнительно небольшие части покровов меловых вулканитов, залегающие на триасовых, пермских, рифейских отложениях или непосредственно на породах архейского кристаллического фундамента. Мощность вулканических толщ по сравнению с сопредельными блоками Охото-Кухтуйского поднятия здесь резко сокращена. Нижнемеловые эффузивы в разрезах часто отсутствуют или имеют небольшую мощность. Кухтуйский блок представляет наиболее поднятую часть Охото-Кухтуйского поднятия. Поднятие этого блока началось еще в ранний этап формирования вулканического пояса и сопровождалось внедрением гранитоидных интрузивов. В результате были эродированы отложения осадочного чехла и вскрыты породы кристаллического фундамента срединного массива.

В пределах восточного (Ульбейского) блока Охото-Кухтуйского поднятия развиты более мощные, чем в Кухтуйском блоке, толщи вулканогенных пород. Чрезвычайно широко развиты здесь позднемезозойские гранитоиды Нют-Ульбейского массива. Этот наиболее крупный в Охото-Чукотском поясе гранитоидный интрузив приурочен к Нют-Ульбейскому глубинному разлому восточного ограничения Охотского срединного массива. Ряд более мелких интрузивов блока связан с оперяющими этот структурный шов разломами.

Куйдусунская наложенная впадина. Расположена севернее Охото-Кухтуйского поднятия. Граница между этими тектоническими элементами недостаточна ясна. Условно она проводится по линии разлома северо-западного простирания, ограничивающего с севера выходы кристаллического фундамента Кухтуйского блока. По геофизическим данным, здесь намечается резкая гравитационная ступень (Шапошников, Шапошникова, 1961). Широкое развитие игнимбритов дацитового и липаритового состава, которые во многих районах приурочены к окраинам срединных массивов (Милановский, Короновский, 1966), подтверждает предположение о том, что основная по площади часть Куйдусунской впадины наложена на северную окраину Охотского срединного массива. Восточная и западная части ее выходят за пределы Охотского массива — здесь ее фундаментом являются складчатые структуры мезозоид восточного и западного обрамления массива.

Вулканогенные образования Куйдусунской наложенной впадины до последнего времени оставались слабо изученными. На Тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000 (В. Ф. Белый и др., 1964) они исключены из состава Охотско-Чукотского вулканического пояса и отнесены к образованиям орогенного этапа развития мезозоид. Работами В. И. Соловьева (1973) доказано, что в Куйдусунской впадине развиты вулканические формации, которые по возрасту и по составу сходны с вулканическими формациями других районов внешней зоны Охотско-Чукотского пояса.

В пределах северной Чукотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса выделяются внешняя и внутренняя зоны (Белый, 1969; Белый, Тильман, 1966; и др.). В юго-западной части пояса эти зоны до последнего времени не выделялись и весь Охотский отрезок относился к внешней зоне вулканического пояса.

В районе п-ова Лисянского А. Г. Бахаревым изучена мощная вулканогенно-осадочная толща, в составе которой присутствуют спилиты, диабазы, агломератовые лавы и туфы. Сходна она с геосинклинальной вулканогенно-осадочной толщей верхнеюрского — валанжинского возра-

ста западной части Корякско-Камчатской складчатой области. В северной части пояса она слагает основание внутренней зоны. Исходя из этого, район п-ова Лисянского относится нами к внутренней зоне вулканического пояса (см. рис. 1).

Существуют разные представления о времени заложения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Е. К. Устиев (1959, 1963, 1969) считал, что заложение Охотско-Чукотского пояса на гетерогенном фундаменте произошло в конце верхней юры — начале нижнего мела. И. М. Сперанская (1963, 1964, 1968), В. Ф. Белый и др. (1964), В. Ф. Белый, С. М. Тильман (1967), В. Ф. Белый (1969) пришли к выводу о заложении вулканического пояса в начале апта.

Кратко остановимся на данных о возрасте нижних членов континентальных вулканогенных толщ юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. Для сопредельного с рассматриваемым охотским отрезком вулканического пояса района Западного Приохотья Е. Т. Бельтеневым и Е. Л. Лебедевым (1968) установлен верхнеюрский возраст джелонской свиты, нижняя подсвита которой сложена континентальными вулканогенно-осадочными породами, а верхняя — преимущественно наземными лавами андезитового состава. Верхнеюрский возраст свиты обоснован ископаемой флорой, среди которой содержатся руководящие виды, характерные для верхней юры Восточной Сибири. Верхнеюрские андезиты перекрыты толщей эффузивов кислого состава (липариты, дациты, фельзиты), которые по палеоботаническим данным относятся к валанжину — нижнему готериву. Хотя континентальные вулканиты Западного Приохотья (Удский прогиб) не включается в состав Охотско-Чукотского пояса, широкое развитие верхнеюрского вулканизма в этом районе должно учитываться при обсуждении возраста нижних членов разреза вулканических толщ сопредельного охотского отрезка пояса.

К северо-востоку от Западного Приохотья в пределах охотского отрезка вулканического пояса, наложенного на Охотский срединный массив, в нижней свите преимущественно андезитового состава содержатся растительные остатки нижнемелового возраста. В бассейне р. Кетанды из разреза нижней андезитовой толщи собрана флора, датирующая, по заключению В. А. Зимина, верхнеюрский — нижнемеловой (но не выше апта) возраст пород. Позже из этого же обнажения была собрана флора, которая, по заключению В. А. Вахрамеева, также датирует нижнемеловой возраст толщи (Гринберг, 1968). По двум определениям калий-аргоновым методом возраст андезитов этой толщи 132 млн. лет (Гринберг, Ненашев, 1963). В основании разреза вулканогенных образований Охотского района, по данным Ф. Ф. Вельдяксова и Н. И. Шутова (правобережье р. Ульбеи) и Е. Г. Пескова (бассейн р. Гусинки), залегает толща песчаников, алевролитов, туфопесчаников и туфов, в которой содержатся растительные остатки верхнеюрского возраста. Верхнеюрские континентальные отложения залегают с резким несогласием на более древних образованиях. В бассейне р. Ульи из нижней части амкинской свиты преимущественно дацитового состава, залегающей выше андезитовой свиты, А. Г. Бахаревым (см. статью в настоящем сборнике) собрана флора, которая, по определению В. А. Вахрамеева, соответствует верхнему апту — альбу. Исходя из этого, возраст верхней части нижележащей мощной андезитовой толщи и не может быть моложе апта.

Все эти данные позволяют считать, что формирование нижних членов вулканогенной толщи Охотской ветви пояса началось в самом начале нижнего мела или в конце верхней юры.

Заложение вулканического пояса в конце верхней юры — начале нижнего мела (возможно, не везде строго одновременно) сопровождалось излияниями лав базальтового и андезитового состава. Покровы

базальтов и андезитов во внешней зоне вулканического пояса залегают на размытой поверхности разновозрастных, более древних образований, но наиболее молодыми породами основания вулканического пояса являются осадочные породы (конгломераты, песчаники, гравелиты) верхнеюрского возраста.

В рассматриваемом районе юго-западной части Охотско-Чукотского пояса вулканические образования раннего этапа развития пояса объединяются в андезитовую формацию. В составе ее резко преобладают лавы и туфы андезитового состава при подчиненном развитии базальтов, андезито-базальтов (преимущественно в низах разрезов), редко дацитов, липарито-дацитов и липаритов.

Андезитовая формация Охотско-Чукотского вулканического пояса выделяется почти всеми исследователями, хотя объем ее и возрастное положение трактуются по-разному. Е. К. Устиев (1963), впервые выделивший андезитовую формацию, показал, что она относится к нижнемеловому этапу вулканизма, охватывающему весь нижний мел от неокома до апта-альба, а местами и сеномана. И. М. Сперанская (1963) выделяет андезитовую формацию апт-туронского возраста, считая при этом, что заложение вулканического пояса произошло в апте. Тот же возраст андезитовой формации северной части пояса называет В. Ф. Белый (1969). Как подчеркивается этими исследователями, андезитовая формация при преобладающем распространении андезитов имеет пестрый состав, а в соседних районах на одном стратиграфическом уровне иногда залегают разные по составу породы от базальтов до липаритов.

Полученные в последние годы данные по стратиграфии вулканогенных толщ района Охотского срединного массива позволяют уточнить существующие представления о возрастном положении андезитовой формации. В пределах Ульинской наложенной впадины и ее северной окраины, сопредельной с Охото-Кухтуйским поднятием, к андезитовой формации относятся ассоциации пород преимущественно андезитового состава ульбериканской свиты. В составе последней наряду с андезитами, особенно в верхней половине свиты, присутствуют андезито-дациты и дациты. На породах ульбериканской свиты залегает амкинская свита преимущественно дацитового состава, выделяемая нами в качестве самостоятельной дацитовой формации. Нижняя и верхняя возрастные границы дацитовой формации на основе новых сборов ископаемой флоры А. Г. Бахаревым устанавливаются достаточно точно в пределах альба (возможно, верхи апта) — турона (низы коньякского яруса). Эти данные не позволяют поднять верхнюю границу андезитовой формации выше апта.

Следует заметить, что если в юго-западной части Охотско-Чукотского пояса различия между андезитовой (верхняя юра — нижний мел) и дацитовой (альб — турон) формациями вполне отчетливы, то в районах северного побережья Охотского моря и северного Чукотского отрезка вулканического пояса в составе нижне-верхнемеловой (до турона включительно) вулканогенной толщи преобладают андезиты, хотя породы дацитового состава присутствуют в разрезах этой толщи в заметных количествах.

Андезитовая и дацитовая формации Охотского массива, с одной стороны, и андезитовая формация северной части Чукотской ветви пояса — с другой, включают родственные ассоциации вулканических пород. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому подтверждает это: точки составов пород андезитовой и дацитовой формаций Ульинской впадины располагаются вдоль одной вариационной линии, близкой к вариационной линии эффузивной серии Йеллоустонского парка. Вариационные линии андезит-дацитовой серии Ульинской впадины и андезитовой формации северной Чукотской ветви вулканического пояса на левой и правой частях диаграммы практически совпадают, что говорит

о сходстве химического состава ассоциаций пород раннего этапа вулканизма разных районов Охотско-Чукотского пояса.

Образование двух самостоятельных формаций (андезитовой и дацитовой) в юго-западной части пояса может быть связано с существованием в районе Охотского срединного массива промежуточного магматического очага и с процессом дифференциации в нем первичной (мантийной) андезитовой магмы.

При обсуждении условий образования пород андезитовой и дацитовой формаций должна учитываться возможность контаминации первичных магматических расплавов, одним из показателей которой является характер колебания отношения $\frac{K_2O}{Na_2O}$ в породах вулканических серий. На диаграмме $\frac{K_2O}{Na_2O} - SiO_2$ (рис. 2) видно, что в породах андезитовой и дацитовой формаций Ульинской впадины отношение $\frac{K_2O}{Na_2O}$ резко колеблется даже для близких по содержанию SiO_2 пород. Это связано, вероятно, с преобладанием в составе этих формаций пирокластических пород при существенной роли литокластических туфов. Однако и в лавах отношение калия к натрию колеблется в широких пределах, что может быть объяснено процессами ассимиляции ксенолитов.

Образование самостоятельной дацитовой формации является, вероятно, специфической особенностью проявления позднемезозойского вулканизма в пределах Охотского срединного массива с увеличенной мощностью земной коры. Количественные соотношения андезитов и дацитов раннего этапа вулканизма в пределах Охотского массива и его обрамления как будто согласуются с этим предположением.

В Охотском районе выше амкинской свиты преимущественно дацитового состава (дацитовая формация) залегает хетанинская свита, в составе которой резко преобладают двупироксеновые андезито-базальты при подчиненной роли базальтов. В верхах свиты изредка встречаются андезито-дациты. Хетанинская свита в основном слагается лавами при незначительном количестве пирокластического материала. Резкое отличие по составу пород хетанинской свиты от нижележащей дацитовой толщи амкинской свиты и от перекрывающих кислых эффузивов уракской является основанием для выделения хетанинской свиты в качестве самостоятельной андезито-базальтовой формации. Нижняя возрастная граница последней определяется ее залеганием на породах дацитовой формации альб-туронского возраста. Перекрывающая хетанинскую свиту толща кислых эффузивов уракской свиты соответствует концу позднего мела (поздний сенон — дат). Судя по этим данным, возраст андезито-базальтовой формации не выходит за пределы сенона.

В отличие от вулканизма раннего этапа развития Охотско-Чукотского пояса, в течение которого происходило накопление огромных толщ пирокластических пород, в сенонское время преобладали трещинные излияния и формировались преимущественно лавовые толщи с очень низким эксплозивным индексом. Другой характерной особенностью сенонского вулканизма является весьма выдержанный состав лав андезито-базальтовой формации. Отношение калия к натрию в породах андезито-базальтовой формации колеблется в небольших пределах, что может свидетельствовать о незначительной роли процессов ас-

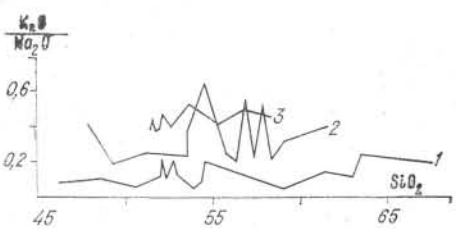


Рис. 2. Зависимость изменения отношений K_2O/Na_2O от содержаний SiO_2 в породах спилито-диабазовой (1); андезитовой (2); андезито-базальтовой (3) вулканогенных формаций.

социации (см. рис. 2). Это позволяет предположить, что состав пород андезито-базальтовой формации отвечает составу первичной глубинной магмы.

Более поздняя (поздний сенон — дат) уракская свита в Охотском районе залегает на хетанинской свите и более ранних вулканогенных образованиях амкинской свиты. В составе уракской свиты присутствуют породы только кислого состава: липариты, дациты, трахилипариты и их туфы. Характерной особенностью свиты является сильная степень сваренности туфов, представляющих часто типичные игнимбриты. По этому признаку уракская свита и ее аналоги в северной части пояса выделяются под названием игнимбритовой формации (Сперанская, 1964; Белый, 1969). Поскольку высокая степень сваренности туфов липаритового состава (не везде одинаковая) отражает лишь фациальные особенности, а не состав, мы называем эту формацию трахилипаритовой. Другая не менее характерная особенность трахилипаритовой формации — четкая связь с вулкано-тектоническими структурами, в центральной части которых располагаются породы жерловой фации, субвулканические тела или гипабиссальные интрузивы гранитоидов.

Позднемеловая трахилипаритовая формация распространена практически на всей территории Охотско-Чукотского вулканического пояса, причем возрастное положение, состав пород и фациальные особенности с удивительным постоянством выдерживаются в различных районах Охотского и Чукотского отрезков пояса.

В отличие от раннего этапа, в течение которого в Охотском районе образовалась андезит-дацитовая ассоциация вулканических формаций, в конце позднего мела образовались резко контрастные по составу андезито-базальтовая и трахилипаритовая формации. Эти разные типы ассоциаций вулканических формаций соответствуют разным этапам тектоно-магматической эволюции Охотско-Чукотского вулканического пояса. Наиболее поздней является палеогеновая базальтовая формация, широко распространенная во всех районах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Главная роль в ее составе принадлежит оливиновым и двупироксеновым базальтам, наряду с которыми присутствуют двупироксеновые андезито-базальты и редко туфы основного состава. К этой же формации принадлежат многочисленные дайки и мелкие штоки базальтов, андезито-базальтов и долеритов, прорывающие все вулканические толщи мелового возраста. Залегание палеогеновых базальтов — в виде обширных по площади лавовых плато. По сравнению с позднемеловой (сенонской) андезито-базальтовой формацией палеогеновые базальты содержат больше щелочей при повышенном значении отношения калия к натрию. Это отражает общую тенденцию увеличения щелочности базальтов более поздних этапов магматизма.

Выше рассматривались вулканические формации внешней зоны Охотской ветви вулканического пояса. К внутренней зоне пояса относится п-ов Лисянского (см. рис. 1). Здесь, по данным А. Г. Бахарева, вскрывается толща основных и средних вулканогенных пород, в составе которой присутствуют спилиты, диабазы, миндалекаменные базальты, агломератовые лавы и туфы, а в верхних частях разреза — андезито-дациты, кварцевые альбитофиры, туфы и туфобрекчии среднего состава. Породы в различной степени изменены — альбитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы. Анализ вулканических пород показывает резкое преобладание натрия над калием. В основных разновидностях пород количество натрия достигает 5—6 вес. %, при содержании калия менее 1%. По химическому составу рассматриваемые породы п-ова Лисянского резко отличаются от базальтов и андезитов внешней части пояса (см. рис. 2). Среди вулканических пород наблюдались прослои вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Хотя органических остатков в изученных разрезах не обнаружено, но по особенностям строения,

петрографическому и химическому составу пород осадочно-вулканогенная толща п-ова Лисянского очень сходна с эвгеосинклинальной осадочно-вулканогенной толщей верхнеюрского — валанжинского возраста западной части Анадырско-Корякской области. Эта толща является основанием внутренней зоны северного Чукотского отрезка вулканического пояса (Белый, 1969). Исходя из отмеченного сходства, мы относим осадочно-вулканогенную толщу п-ова Лисянского к спилито-диабазовой формации верхнеюрского — валанжинского возраста. Эта формация перекрывается континентальными вулканогенными породами андезито-дацитового состава нижнемелового (?) возраста.

Все эти данные позволяют считать, что район полуострова принадлежит к внутренней зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса. Границей между внешней и внутренней зонами пояса в данном районе, вероятно, служит глубинный разлом близкого к широтному простирания, к которому приурочена цепочка вытянутых в этом направлении гранитоидных интрузивов, расположенных севернее п-ова Лисянского.

Для выяснения тектонической природы и эволюции мезокайнозойского вулканизма Охотской ветви вулканического пояса принципиальное значение имеют данные о тектоническом строении территории сопредельной северной части Охотского моря. В работе М. С. Маркова и др. (1967) показано, что Охотская ветвь вулканического пояса непосредственно граничит с областью верхнемеловой складчатости, расположенной в северной части Охотского моря. Южная и юго-восточная граница вулканического пояса проводится этими авторами вблизи северного побережья моря. Для области верхнемеловой складчатости характерна сокращенная мощность современной земной коры и большая расчлененность рельефа поверхностей раздела в коре. По данным сейсмических исследований, в северной части Охотского моря выделяется Северо-Охотский прогиб, вытянутый в субширотном направлении и непосредственно примыкающий на севере к Охотской ветви вулканического пояса.

Е. Н. Меланхолина считает, что «по структурному положению, размерам, форме поперечного сечения и сейсмическим характеристикам осадков Северо-Охотский прогиб сходен с Западно-Сахалинским» (Меланхолина, 1973, с. 149). По периферии Тихого океана миогеосинклинальные прогибы типа Западно-Сахалинского и сопряженные с ними вулканические пояса окраин континентов, в том числе и Охотско-Чукотский пояс, как показала Е. Н. Меланхолина «...существовали как парные структуры, напоминавшие отчасти сочетание современных островных дуг и глубоководных желобов» (Меланхолина, 1973, с. 157).

В свете этих положений становится очевидным, что заложение на окраине континента не только Чукотской, но и Охотской ветвей вулканического пояса причинно связано с развитием мезокайнозойской геосинклинально-складчатой системы северо-западной периферии Тихого океана. Каждому этапу вулканизма Охотско-Чукотского пояса соответствуют определенные этапы тектоно-магматической эволюции кайнозойской (по времени складчатости) Корякско-Камчатской геосинклинально-складчатой области. Наиболее ранняя верхнеюрская — нижнемеловая андезитовая формация образовалась одновременно с эвгеосинклинальной спилит-диабазовой формацией верхнеюрского — нижнемелового возраста сопредельной геосинклинальной области и обе являются членами единого латерального ряда одновозрастных магматических формаций (Гринберг, 1973). Позднемеловой и палеогеновый этапы андезито-базальтового вулканизма Охотско-Чукотского пояса — андезито-базальтовая (сенон) и базальтовая (палеоген) формации — могут сопоставляться по времени образования соответственно с сенонским и олигоцен-раннемиоценовым этапами офиолитового магматизма, эвгеосинклинальных прогибов Корякско-Камчатской области.

Происхождение мезокайнозойских вулканических формаций Охотско-Чукотского пояса может объясняться исходя из модели образования андезитов островных дуг и окраин континентов, предложенной А. Э. Рингвудом (1972). Согласно этой модели, при погружении океанической коры под континент в зоне Беньофа происходит эклогитизация океанических базальтов и при дальнейшем опускании — частичное плавление кварцевых эклогитов с образованием расплавов андезитового состава.

По поводу положения зоны Беньофа в разные этапы мезокайнозойской тектоно-магматической эволюции северо-западной периферии Тихого океана можно сказать следующее. Для раннего этапа развития Охотско-Чукотского вулканического пояса глубоководный желоб, соответствующий выходу на поверхность фокальной зоны, вероятно, протягивался вблизи современного северного побережья Охотского моря. Один из участков этого желоба в верхнеюрское — нижнемеловое время, возможно, располагался на месте Северо-Охотского прогиба, непосредственно примыкающего на севере к Охотской ветви вулканического пояса.

Исходя из этого, андезитовая и дацитовая формации раннего этапа развития Охотской ветви вулканического пояса могут сопоставляться с соответствующими формациями современных островных дуг и окраин континентов. К позднему этапу развития Охотской ветви вулканического пояса относится существенно иная ассоциация вулканических формаций: контрастные по составу андезито-базальтовая (сенон) и трахилипаритовая (поздний сенон — дат). Совокупность их характерна для внутриматериковых вулканических поясов. Появление этих формаций в Охотско-Чукотском поясе в поздний этап его развития, вероятно, связано со смещением в конце позднего мела зоны Беньофа в сторону океана.

Каждому этапу тектонического развития северо-западной части Тихоокеанского пояса отвечает латеральный ряд одновозрастных, но различных по составу магматических формаций (Гринберг, 1973). Последовательное перемещение приокеанических геосинклинальных прогибов вызывало соответствующее смещение латеральных рядов и связанное с этим сложное сочетание разновозрастных магматических формаций в разных районах Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Таким образом, на всем протяжении юго-западного отрезка Охотско-Чукотского пояса он непосредственно граничил с развивавшейся в позднем мезозое — кайнозое приокеанической геосинклинально-складчатой системой. С эволюцией последней хронологически и генетически тесно связаны и заложение на гетерогенном основании окраинноматерикового вулканического пояса, и последовательность образования составляющих его вулкано-плутонических формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., «Наука», 1969. 175 с.

Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1 : 2 500 000). — В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, с. 3—28.

Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника, история геологического развития и общие черты металлогении Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 17—26.

Бельтенев Е. Б., Лебедев Е. Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 2, с. 407—410.

Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968. 186 с.

Гринберг Г. А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 9—26.

Гринберг Г. А., Ненашев Н. И. Геологический и абсолютный возраст вулканогенных образований бассейна р. Кетанды (Охотско-Чукотский вулканический пояс). — В кн.: Труды XI сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 284—287.

Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967. 222 с.

Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., «Наука», 1973. 172 с.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Роль туфолавоигнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры. — В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 266—281. (Тр. II Всесоюзн. вулканологического совещания).

Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 7—26.

Сперанская И. М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря. — «Геол. и геофиз.», 1962, № 2, с. 25—42.

Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканогенных формаций юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. — «Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1963, вып. 16, с. 67—105.

Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. — «Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1949, вып. 4, с. 30—51.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — «Советская геология», № 3, 1959, с. 3—27.

Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверж. пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 161—182.

Чертовских Г. Н. Ульинский наложенный прогиб. — «Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1964, вып. 17, с. 27—39.

Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Востока СССР по геофизическим данным. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 3, с. 42—47.

Ю. Д. НЕДОСЕКИН

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ НЮТ-УЛЬБЕЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Нют-Ульбейский гранитоидный массив является типичным примером гетерогенных интрузивов, в понимании Е. К. Устиева (1949). Он состоит из ряда пространственно сопряженных массивов (Нижне-Инский, Нижне-Ульбейский, Асиберганский, собственно Нют-Ульбейский и др.), приуроченных к единой зоне глубинного разлома и не всегда отделенных друг от друга вмещающими осадочными и вулканогенными породами.

Неоднородное строение Нют-Ульбейского массива отмечалось Г. Г. Кайгородцевым, Г. А. Гринбергом, Г. Н. Чертовских, Ф. Ф. Зельдяксовым, Р. Б. Умитбаевым, А. И. Чигрик, Е. Г. Песковым и др., проводившими геологосъемочные работы на территории Нют-Ульбейского массива в 1943—1963 гг. Согласно их данным, выделяются гранитоиды нижнемелового и верхнемелового возраста. Формирование нижнемеловых интрузивов происходило в несколько фаз. С наиболее ранней связано внедрение габбро и близких по составу пород, с последующей — диоритов, кварцевых диоритов и с более поздней основной фазой — гранодиоритов. Заканчивался нижнемеловой магматизм внедрением плагиогранитов и гранит-порфиров. Гранитоиды верхнемелового возраста представлены биотитовыми, лейкократовыми и субщелочными гранитами, а также граносиенитами и кварцевыми сиенит-порфирами.

Р. Б. Умитбаев (1969) объединяет интрузивные породы габбро-

гранодиорит-плагиогранитной серии в Инский, а лейкократовые субщелочные граниты в ульбейский интрузивно-эффузивный комплекс позднемелового возраста.

В. Ф. Белый, И. М. Сперанская, Е. К. Устиев (1970) выделяют в северной части массива две возрастные группы гранитоидов: доверхнемеловые аляскитовые граниты и позднемеловые многофазные интрузивы гранодиорит-гранитного состава.

В настоящей статье излагаются результаты тематических исследований Нют-Ульбейского гранитоидного массива, проводившихся автором в 1967—1969 гг.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Нют-Ульбейский гранитоидный массив занимает обширную территорию около 8000 кв. км в междуречье Ульбея — Иня. В меридиональном направлении он протягивается от побережья Охотского моря на расстояние около 220 км при ширине от 40 до 75 км (рис. 1).

В тектоническом отношении массив приурочен к Нют-Ульбейской зоне глубинного разлома, ограничивающей с востока Охотский срединный массив (Гринберг, 1968). Эта длительно развивавшаяся зона состоит из двух крупных разломов субмеридионального простирания (Асиберганский и Ульбейский) и ряда более мелких разломов того же направления между ними.

Восточный Асиберганский разлом проходит по водоразделу рек Нют — Асиберган и непосредственно ограничивает с востока Охотский массив. Он четко отделяет различные по литолого-фациальному составу и мощностям пермские отложения чехла срединного массива и обрамляющих складчатых структур и хорошо подтверждается результатами геофизических исследований. Так, на территории срединного массива осадочные толщи пермского возраста, по данным Г. А. Гринберга Ф. Ф. Вельдяксова, Е. Г. Пескова и Р. Б. Умитбаева, представлены лагунно-континентальными отложениями с остатками ископаемой флоры, мощность которых не превышает 1400—1800 м. К востоку от разлома в бассейне р. Нют характер разреза пермских пород резко меняется и характеризуется присутствием морских отложений с фауной мощностью 4500—5000 м.

По данным аэромагнитной съемки, Асиберганский разлом является пограничным между областью линейного строения в междуречье Ульбея — Нют и областью слабоаномального поля в бассейне р. Иня. Последнее связано с глубоким погружением кристаллического фундамента в этом районе. Детальная гравиметрическая съемка также подтверждает резкую ступень фундамента по этому разлому (Вельдяксов и др., 1970).

Западный Ульбейский разлом проходит по долине р. Ульбея и прослеживается далеко на север в бассейне р. Индигирки. Этот разлом отчетливо фиксируется по различию условий осадконакопления верхнепалеозойских отложений в междуречье Ульбея — Иня и центральных частях Охотского массива. По данным Р. Б. Умитбаева (1969), в разрезе нижнепермских пород по долине р. Асиберган присутствуют как лагунно-континентальные, так и типично морские фации, в то время как к западу от разлома морские фации полностью отсутствуют.

Таким образом, достаточно очевиден по крайней мере допермский возраст заложения Нют-Ульбейской зоны разломов. С неоднократной активизацией этой зоны в позднем мезозое связаны двухфазное строение Нют-Ульбейского массива и многочисленные субвулканические тела более молодого возраста.

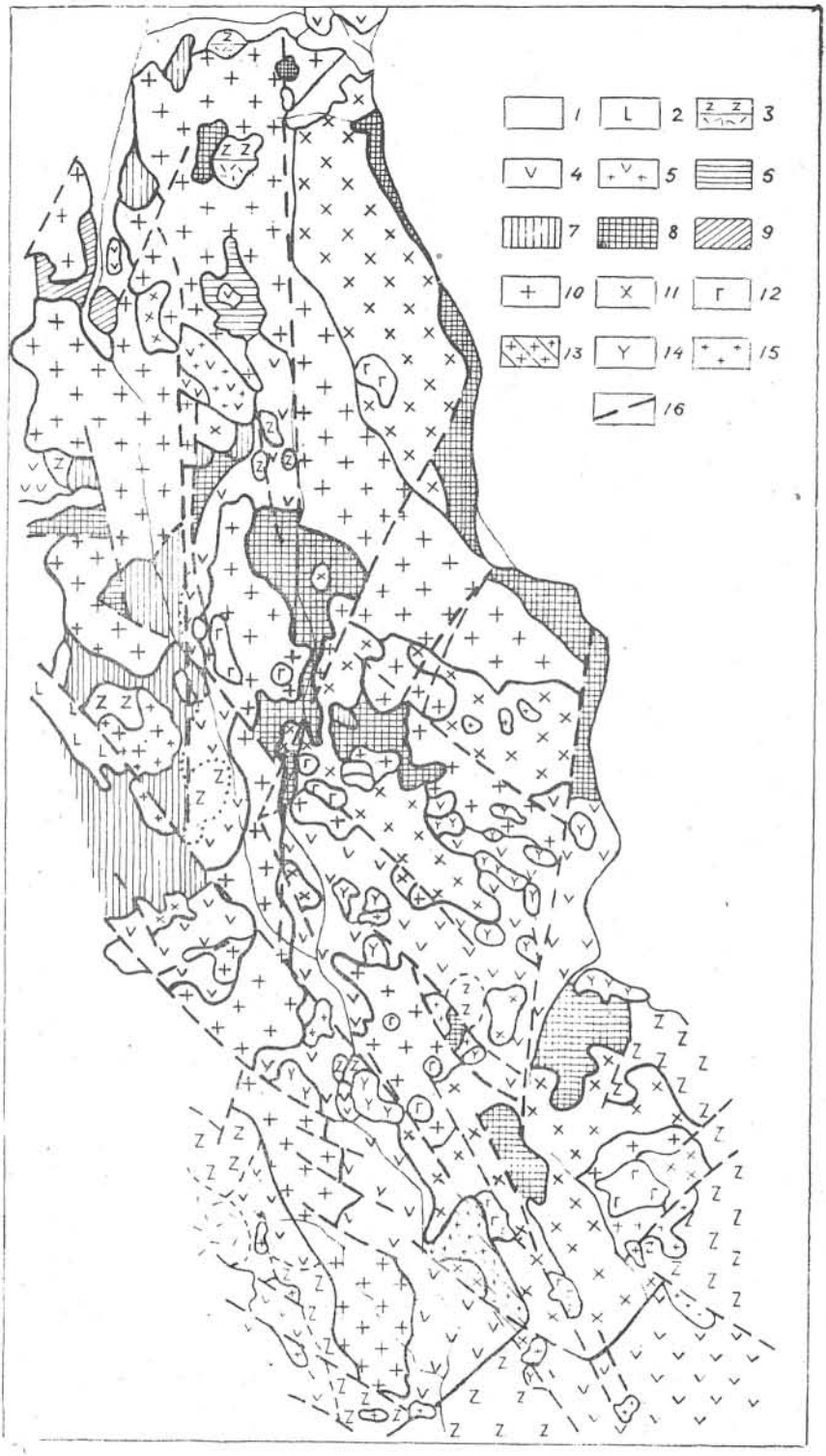


Рис. 1. Геологическая карта Нют-Ульбейского интрузива (по данным Г. Н. Чертовских, Г. Г. Кайгородцева, Г. А. Гринберга, И. М. Сперанской, Ф. Ф. Вельдяксова, Р. М. Умитбаева, А. И. Чигрик, Е. Г. Пескова и Ю. Д. Недосекина).

1 — четвертичные отложения; *2* — палеогеновые эффузивы основного состава (андезито-базальты, андезиты и их туфы); *3* — верхнемеловые эффузивы кислого состава (дациты, липариты с прослоями туфов дацитов); *4* — нижнемеловые эффузивы среднего состава (андезиты, дациты с прослоями их туфов, алевролитов и углисто-глинистых сланцев; *5* — гранитизированные нижнемеловые андезиты и дациты; *6* — юрские вулканические (андезито-дациты и их туфы) и осадочные породы (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники); *7* — триасовые отложения песчаников, алевролитов и сланцев; *8* — пермские осадочные породы — гравелиты, песчаники, алевролиты и сланцы; *9* — девонские осадочные отложения известково-глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, туфопесчаников и известняков; *10* — биотитовые граниты (K_2); *11* — гранодиориты (K_1); *12* — габбро-нориты; *13* — субвулканические тела субщелочных липаритов (Pg); *14* — субвулканические тела дацитового состава (K_2); *15* — субвулканические тела гранит-порфиров и липаритов (K_2); *16* — разломы.

Линейная вытянутость пород различных фаз внедрения и поперечная зональность, выражающаяся в преимущественном распространении гранодиоритов в восточной, а гранитов — в центральной и западной частях массива, подчеркивает закономерную связь их пространственного размещения с субмеридиональной зоной разломов. Не менее четко выражена структурная связь гранитоидов с оперяющими разломами, которые контролируют размещение цепочек интрузивов, ориентированных в северо-западном направлении. Они прослеживаются во внутренней зоне Охотского срединного массива и вплотную примыкают к структурному шву сочленения. К этим разломам приурочены в основном продукты последней фазы интрузивного процесса позднемезозойского времени (Ульбериканский, Нюлькалинский интрузивы). В узлах пересечения главного субмеридионального и оперяющих северо-западных разломов отмечается наиболее интенсивное развитие процессов наложенного высокотемпературного послемагматического метасоматоза.

Нют-Ульбейский массив прорывает осадочные и вулканогенные породы каменноугольного, пермского, триасового и мелового возраста. Наиболее древние, верхнепалеозойские отложения на территории Нют-Ульбейского междуречья представлены глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с остатками ископаемой флоры, алевролитами, а также песчаниками, гравелитами и конгломератами. Общая мощность их не превышает 1400—1850 м. В бассейнах рек Нют и Иня, по данным Ф. Ф. Вельдяксова и Р. Б. Умитбаева, в разрезе пермских пород присутствуют сланцы, гравелиты, песчаники и алевролиты с обильной морской фауной. Общая мощность их 4500—5000 м.

Позднетриасовые отложения карнийского и норийского ярусов представлены песчаниками, алевролитами и сланцами мощностью 250—300 м. Наиболее обширные площади в пределах Нют-Ульбейского междуречья слагают вулканические породы нижне- и верхнемелового возраста. В разрезе нижнемеловых эффузивов (ульбериканская свита) в бассейне р. Ульберикан преобладают андезиты, наряду с которыми отмечаются дациты и их туфы. В верхних частях разреза наблюдается тонкое переслаивание андезитов, туфов дацита, пепловых туфов липарита, алевритов и углисто-глинистых сланцев. Из прослоев осадочных пород и пепловых туфов нами были собраны растительные остатки, которые определены профессором В. А. Вахрамеевым. В образцах обнаружены *Cladophlebis* sp; *Ctenis* sp; *Taeniopteris* sp; *Ginkgo* sp; *Pityophyllum* ex. gr. *nordenskioldii* Heer. По заключению В. А. Вахрамеева, растительные остатки не противоречат предполагаемому нижнемеловому возрасту, о чем свидетельствуют и обрывки листьев *Ctenis* sp., часто встречающиеся в нижнемеловых отложениях Якутии и Дальнего Востока и крайне редко в верхнеюрских породах.

Абсолютный возраст андезитов ульбериканской свиты соответствует интервалу 102—198 млн. лет (табл. 1). При интерпретации калий-аргоновых определений абсолютного возраста вулканогенных пород необходимо учитывать возможное их удревнение (Бигаева, 1968).

Вулканогенные породы верхнемелового возраста представлены липаритами, дацитами и их туфами мощностью 500—600 м.

Приуроченность интрузива к зоне глубинных разломов определяет форму и характер контактовых взаимоотношений его с вмещающими осадочно-вулканогенными породами. В большинстве случаев (руч. Ульберикан и р. Ульбея, левобережье рч. Асиберган, правобережье р. Иня) наблюдаются прямолинейные (субмеридионального и северо-западного направлений) линии контакта с вертикальными или близкими к ним углами падения. В центральной части Нют-Ульбейского интрузива на правобережье руч. Асиберган (руч. Финальный) поверхность контакта биотитовых гранитов совпадает с плоскостью напластования осадочных пород пермского возраста.

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста гранитоидов Нют-Ульбейского массива и вмещающих покровных эффузивов

Проба	№ образца	Порода	Абсолютный возраст, млн. лет	Место взятия пробы
А-2629	24/2	Андезит	198	Руч. Ульберикан
А-2645	72	—	170	Там же
А-2630	31	—	102	»
А-2452	300	—	150	Р. Ульбея
А-2644	119	Дацит	110	Руч. Ульберикан
А-2640	188	Липарит	97	Субвулканическое тело (р. Ульбея)
А-2631	255	—	106	Субвулканическое тело (правобережье р. Ульбеи)
А-2455	88/1	Габбро-норит	130	Руч. Нимганджа — левый приток р. Асиберган
А-2461	523	Амфиболизированное габбро	144	Руч. Малый Туучак — левый приток р. Ульбеи
А-2636	97	—	140	Водораздел рек Ульбея — Ульберикан
А-2634	293	—	212	Р. Иня
А-2638	232	Диорит	105	Водораздел рек Иня — Ульбея
А-2459	339	Гранодиорит	126	Руч. Урультин — левый приток р. Асиберган
А-2457	41/1	»	118	Руч. Перевальный — левый приток р. Асиберган
А-2452	211	»	111	Руч. Гай — прав. приток р. Нют
А-2635	150	Гранит	122	Руч. Ульберикан
А-2454	160	»	130	Там же
А-2637	172	»	82	Водораздел рек Ульбея — Ульберикан
А-685	116	»	121	Руч. Финальный — правый приток р. Асиберган
А-2458	33	Плагиогранит	104	Руч. Параллельный
А-2460	452	Калишпатизированный гранит	126	Р. Ульбея
А-2641	188/4	Ксенолит гранита в субвулкане липаритов (обр. 188)	82	Там же
А-2642	188/1	То же	91	»

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

Вмещающие осадочно-вулканогенные породы в различной степени ороговикованы. В экзоконтакте гранодиоритов с песчано-глинистыми сланцами во внутренней зоне роговиков шириной до 1 м присутствует минеральная ассоциация силлиманит — андалузит — корунд — шпинель — калишпат — плагиоклаз — биотит — магнетит, которая по мере удаления сменяется гранат-кордиерит-биотит-калишпат-плагиоклаз-кварц-магнетитовой ассоциацией, прослеженной на расстоянии до 400 м от контакта массива.

В экзоконтакте более поздних биотитовых гранитов с песчано-глинистыми сланцами внутренняя зона представлена биотит-кварц-калишпат-магнетитовыми роговиками, которые на расстоянии 300 м переходят в пятнистые сланцы с редкими псевдоморфозами мусковита по андалузиту и многочисленными кучными обособлениями мелкочешуйчатого биотита. Во внешних частях контактового ореола (в 1,5 км от контакта) метаморфизм проявляется лишь в развитии редких чешуек биотита, хлорита и серицита. Контактовый метаморфизм песчаников и гравелитов (руч. Нонкичан) выражается в перекристаллизации цемента осадочных пород в зоне непосредственного контакта с образованием гранобластовых агрегатов следующего состава: биотит — кварц — полевые шпаты — магнетит. По мере удаления от контакта на расстоя-

нии около 1 км по цементу развивается только мелкочешуйчатый биотит, содержание которого постепенно уменьшается, и он полностью исчезает на расстоянии 3 км от контакта массива.

Нижнемеловые андезиты в зоне контакта с биотитовыми гранитами (руч. Ульберикан) во внутренних частях ореола ороговикования превращены в типичные гранобластовые роговики плагиоклаз-кварц-магнетит-актинолит-биотитового состава. В 30 см от контакта в роговиках появляются участки с лепидогранобластовой структурой. В 350 см в андезитах отмечается обильное развитие иголочек бесцветного амфибола по микролитовой основной массе. Эти породы прослежены на расстоянии 60 м и затем сменяются андезитами с микролитовой основной массой, среди которых встречаются кучные скопления мелкочешуйчатого биотита. В 200 м от контакта — неизмененные андезиты.

В дацитах верхнемелового возраста, расположенных в непосредственной зоне контакта с биотитовыми гранитами, порфировидные выделения олигоклаза № 18 сохраняются, а основная масса имеет гранобластовую структуру и сложена плагиоклазом, ортоклазом, кварцем и мелкочешуйчатым биотитом.

Таким образом, судя по минеральным ассоциациям, метаморфизованные вмещающие породы в экзоконтакте гранодиоритов являются более высокотемпературными, чем в зоне контакта с гранитами, и относятся к верхней границе амфибол-роговиковой фации (Ревердатто, 1970).

Исходя из наблюдаемой мощности толщи вулканогенных пород верхнемелового возраста (500—600 м) и особенностей контактового метаморфизма кислых эффузивов нижних частей разреза, глубина становления интрузива, вероятно, не превышала 400—500 м.

Формирование Нют-Ульбейского массива происходило в две разновременные фазы. С первой фазой связано образование кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов и плагиогранитов, а со второй — «такситовых» гранодиоритов, биотитовых гранитов. Среди гранитоидов массива встречаются небольшие тела пород основного состава — габброноритов, габбро-диоритов, которые при геологическом картировании относились к ранней фазе формирования Нют-Ульбейского интрузива. Распространены они крайне ограничено и наблюдаются в виде небольших по размерам тел ($S=1—16$ км^2) только в пределах массива, нигде не встречаясь в виде самостоятельных интрузий, прорывающих вмещающие осадочные и эффузивные толщи. Нами было изучено семь выходов основных пород, три из которых территориально расположены в поле развития гранодиоритов (ручьи Перевальный и Гай, рч. Нимганджа), а четыре — в биотитовых гранитах (ручьи Финальный, Нелькандже, Малый Туучак, р. Иня). Характер взаимоотношений гранитоидов первой и второй фазы внедрения с габбро-норитами неодинаковый.

В зоне контакта гранодиоритов с основными породами постоянно наблюдаются промежуточные разновидности диоритового состава мощностью от нескольких десятков метров до 300—600 м. При этом в размещении различных по составу пород вокруг габброидов намечается определенная последовательность: габбро-нориты — габбро-диориты — кварцевые диориты — гранодиориты. Кварцевые диориты и гранодиориты связаны между собой постепенными взаимопереходами, а контакт между кварцевыми диоритами и габбро-диоритами отчетливый, но не резкий (фото 1 *).

В зоне контакта с биотитовыми гранитами габбро-нориты интенсивно биотитизированы и амфиболизированы. В них наблюдаются многочисленные метасоматические амфиболовые жилы (фото 2) и инъекции гранитного состава.

---

* Фотографии см. в разделе «Приложение».

В эндоконтактовой зоне Нют-Ульбейского интрузива на контакте с вмещающими осадочными породами пермского возраста иногда появляется маломощная (40—60 см) краевая оторочка мелкозернистых такситовых диоритов, которые через 200-метровую зону тоналитов постепенно сменяются гранодиоритами.

Преобладающим распространением среди гранодиоритов первой фазы пользуются гранодиориты, слагающие восточную и юго-восточную часть массива общей площадью около 3200 км². Они отчетливо прорывают и метаморфизуют нижнемеловые андезиты ульбериканской свиты. В зоне контакта их с дацитами амкинской свиты нигде не обнаружено признаков метаморфизма эффузивов, что позволяет говорить о нижнемеловом возрасте образования гранодиоритов. Геологические наблюдения согласуются с результатами определения абсолютного возраста гранодиоритов — 126—111 млн. лет.

Плагиограниты в Нют-Ульбейском интрузиве пользуются незначительным распространением и так же, как и гранодиориты, относятся нами к первой фазе формирования массива. Они слагают небольшое тело площадью около 8 км² и по времени проявления являются несколько более поздними по отношению к вмещающим гранодиоритам, о чем свидетельствует интрузивный контакт между ними с мелкозернистой аплитовидной оторочкой (мощностью 1,0—1,5 см) в плагиогранитах (фото 3). Абсолютный возраст плагиогранитов 104 млн. лет. В плагиогранитах и гранодиоритах (водораздел ручьев Перевальный — Параллельный) отмечаются кварцевые жилы с вкрапленностью молибденита, вольфрамита и халькопирита.

Основная площадь развития гранитоидов второй фазы внедрения сложена биотитовыми гранитами и их метасоматически измененными разновидностями. В эндоконтакте с андезитами встречаются неравномерно-зернистые «такситовые» породы гранодиоритового состава, содержащие многочисленные ксенолиты перекристаллизованных эффузивов. Эти гибридные породы прослежены на расстоянии от 120 до 420 м от контакта.

В краевых зонах биотитовых гранитов с вмещающими осадочными и вулканогенными породами обычно наблюдается аплитовая оторочка шириной не более 0,5 м, которая сменяется среднезернистыми лейкократовыми гранитами, связанными постепенными взаимопереходами с крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Лейкократовые граниты, имеющие интрузивный контакт с биотитовыми гранитами, рассматриваются совместно с жильными аплитовидными гранитами как поздняя фаза дополнительных интрузий.

По отношению к гранодиоритам биотитовые граниты являются более поздними, что доказывается многочисленными наблюдениями резких интрузивных контактов между ними. При этом в непосредственном контакте в гранитах хорошо выражена зона закалки мощностью от 2 до 12 см, сложенная аплитами (фото 4), которые по мере удаления к центральным частям, массива сменяются среднезернистыми гранитами, а последние — более крупнозернистыми их разностями. Биотитовые граниты прорывают и метаморфизуют нижнемеловые андезиты ульбериканской и дациты амкинской свит (сеноман — турон) в среднем течении р. Ульбериканн.

Большое количество обломков биотитовых гранитов отмечается в субинтрузивных телах липаритов (фото 5), прорывающих нижнемеловые андезиты в районе нижнего течения р. Ульбея. Небольшие по размерам (1—2 см) обломки гранитов встречены также в прослое мелкообломочных туфов, залегающих среди липаритов амкинской свиты (сеноман — турон) на водоразделе рек Ульбея — Иня. Гранитоиды интрузивов прорваны субэффузивными дайками кварцевых порфиров и андезитов.

Исходя из вышеизложенного, нижняя возрастная граница формирования биотитовых гранитов не древнее турона. Определение абсолютного возраста гранитов (см. табл. 1) дает большой разброс цифр в пределах 130—82 млн. лет.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД РАННЕМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА

Габбро-нориты. Мелкозернистые до среднезернистых темно-серые породы с размером зерен 1—2 мм, состоящие из плагиоклаза (59—70%), гиперстена (23—25%), клинопироксена (до 4%), магнетита (4,0—7,0%) и апатита. Структура породы призматически-зернистая с элементами протокластической. Плагиоклаз наблюдается в зернах призматической, таблитчатой и неправильной форм. По преимуществу не зональный и содержит 45—66% анортитовой составляющей. В редких зональных кристаллах ядро представлено битовнитом № 78—86, которое корродируется внешней зоной андезина № 36—52. В краевых частях зонального плагиоклаза отмечаются включения гиперстена.

Гиперстен встречается в короткопризматических зернах с хорошо выраженным плеохроизмом в розоватых тонах. Часто образует мелкозернистые кучные обособления совместно с магнетитом. Оптические свойства: $cNg=0$; $2V=56—72°$; $Ng'=1{,}695—1{,}705$; $Np'=1{,}680—1{,}694$. Химические анализы гиперстенов и их кристаллохимические формулы приведены в табл. 2. Из вторичных минералов по гиперстену развивается хлорит, иддингсит.

Диопсид ($cNg=42—44°$; $2V=52—56°$) обрастает гиперстен и встречается также в виде самостоятельных короткопризматических зерен.

В гранитизированных габбро-норитах в контакте с гранитами появляются крупные порфировидные выделения кали-натрового полевого шпата (1—2 см), который отчетливо замещает плагиоклаз и насыщен резорбированными включениями его. По мере удаления от контакта содержание ортоклаза и ксеноморфного кварца уменьшается (рис. 2), а в межзерновых пространствах и часто в виде метасоматических жилок развивается зеленая, иногда пятнистая роговая обманка ($cNg=16$; $2V=-74°$; $Ng'=1{,}660$; $Np'=1{,}647$) и мелкочешуйчатый биотит ($Ng=Nm=1{,}672$).

Химические анализы амфиболов и биотитов приведены нами в таблицах 4 и 6.

Таблица 2

Химический состав гиперстенов из габбро-норитов

Компонент	63/9	87	238/1
SiO_2	53,24	52,63	51,61
TiO_2	0,11	0,23	0,38
Al_2O_3	2,19	2,87	3,29
Fe_2O_3	1,39	1.11	0,35
FeO	14,73	18,17	20,20
MnO	0,68	0,75	0,67
MgO	25,90	21,34	20,69
CaO	0.68	1,57	1,86
Na_2O	—	0,09	0,09
K_2O	—	0,09	0,11
H_2O+	0.99	0,37	0,21
P_2O_5	—	0,45	0,23
	—	—	
Сумма .	100,10	99,68	99,69
f'	25,8 мол. %	33,5 мол. %	35,9 мол. %

Кристаллохимические формулы:

Обр. 63/9—$(Mg_{1,41}Fe^{2}_{0,45}Fe^{3}_{0,04}Ca_{0,03}Ti_{0,002}Mn_{0,02}Al_{0,04})_{1,99}Si_{1,95}Al_{0,05)2,0}O_6$.

Обр. 87—$(Mg_{1.18}Fe^{2}_{0.57}Fe^{3}_{0,03}Ca_{0,06}Ti_{0,01}Mn_{0,02}Al_{0,09})_{1,96}(Si_{1,96}Al_{0,04})_{2,0}O_6$.

Обр. 238/1—$(Mg_{1,15}Fe^{2}_{0,63}Fe^{3}_{0,01}Ca_{0,07}Ti_{0,01}Mn_{0,02}Al_{0,06})_{1,95}(Si_{1,92}Al_{0,08})_{2,0}O_6$.

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР. Аналитики Г. Т. Матросова (обр. 63/9), Е. Б. Галайская (обр. 87, 238/1).

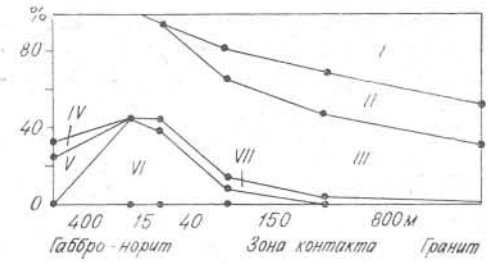


Рис. 2. Диаграмма изменения количественного минерального состава при гранитизации габбро-норитов.

I — кварц; II — ортоклаз; III — плагиоклаз; IV — диопсид; V — гиперстен; VI — амфибол; VII — биотит.

Амфиболизация проявлена почти повсеместно и амфиболизированными габбро сложена большая часть площади выходов основных пород среди гранитов. Габброиды, залегающие среди гранодиоритов, в основном представлены неизмененными габброноритами.

Габбро-диориты. Это мелкозернистые до среднезернистых серые породы с размером зерен от 1 до 3 мм. Количественный минеральный состав (%): плагиоклаз — 68; кварц — 8,3; биотит — 12,0; амфибол — 8,6; клинопироксен — 1,4; гиперстен — 0,7; магнетит — 1,0 и единичные мелкие зерна калинатрового полевого шпата. Отмечаются переходы к габбро-норитам, при этом в габбро-диоритах увеличивается содержание гиперстена и полностью исчезают амфибол, биотит, кварц. Структура породы призматически-зернистая, гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая.

Плагиоклаз наблюдается в таблитчатых зональных зернах, ядро которых часто представлено лабрадором № 68—65, а в некоторых случаях битовнитом № 80. Эти ядра корродируются окружающей зоной андезина № 48—46. В нормально зональных зернах отмечается следующая смена составов от центра к периферии: андезин № 48 — андезин № 40—38. В краевой зоне присутствуют включения амфибола. На контакте с калинатровым полевым шпатом в плагиоклазе наблюдаются мирмекитовые вростки кварца.

Гиперстен и диопсид встречаются в виде реликтовых остатков в зеленом амфиболе ($Ng'=1{,}684$; $Np'=1{,}658$), который обрастается более поздним биотитом ($Ng=Nm=1{,}662$). Биотит корродируется кварцем и включен в последний. Химические анализы биотитов приведены в табл. 6.

Кварц и калинатровый полевой шпат являются наиболее поздними выделениями и заполняют промежутки между зернами плагиоклаза.

Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит, циркон.

Кварцевые диориты характеризуются неравномернозернистым строением с размером зерен 2—4 мм и состоят (в %) из плагиоклаза (56—68), калинатрового полевого шпата (9—10), кварца (21—15), биотита (7—3), амфибола с реликтами моноклинного пироксена (7—3), магнетита (до 1), апатита, сфена, циркона *. Структура гипидиоморфнозернистая в сочетании с призматически-зернистой и пойкилитовой. Наиболее ранние выделения в кварцевых диоритах представлены зональным плагиоклазом, ядро которых сложено лабрадором № 55—54, отчетливо корродируемым андезином № 38. При нормальной зональности ядро содержит 48% анортитовой составляющей, а периферические зоны — 36%. В андезине № 38—36 встречены включения идиоморфных зерен амфибола. Зеленая роговая обманка с плеохроизмом от зеленого до желтого ($cNg=18$; $2V=-70°$; $Ng'=1{,}677$; $Np'=1{,}649$) по краям зерен и трещинкам спайности отчетливо замещается коричневым биотитом ($Ng\simeq Nm=1{,}652$).

Криптопертитовый промежуточный ортоклаз ($cNm=3—5°$; $2V=-52—62°$) и кварц являются резко ксеноморфными и содержат включения резорбированных зерен плагиоклаза и роговой обманки.

---

* Описание акцессорных минералов в гранитоидах Нют-Ульбейского интрузива см. в статье И. С. Ипатьевой настоящего сборника.

Тоналиты — темно-серые среднезернистые породы (размер зерен от 2 до 4 мм), состоящие (в %) из плагиоклаза (50—62), калинатрового полевого шпата (3—8), кварца (22—30), биотита (7—15), амфибола с реликтами моноклинного пироксена (1—8), магнетита (до 1), апатита, циркона, ортита, сфена. Структура гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз в нормально зональных зернах содержит 32—38% анортитовой составляющей в центральных частях и 24% в краевых зонах. Состав резорбированных ядер, как и в кварцевых диоритах,— лабрадор № 54. Амфибол отчетливо плеохроирует в желто-зеленых тонах и по оптическим свойствам ($cNg=17—20$; $2V=-68—72°$; $Ng=1{,}676$, $Np'=1{,}648$) относится к обыкновенной роговой обманке. Биотит ($Ng=Nm=1{,}655$) является более поздним.

В тоналитах наряду с криптопертитовым промежуточным ортоклазом присутствуют зерна с хорошо выраженной микроклиновой решеткой. Кварц наблюдается в ксеноморфных зернах с неравномерным облачным погасанием.

Гранодиориты среднезернистые, редко порфировидные, породы, размер зерен которых варьирует от 2 до 4,5 мм. Появление порфиробласт калинатрового полевого шпата (1×2 см) в них связано с проявлением процессов наложенного послемагматического метасоматоза.

В южной (междуречье Ульбея — Иня) и центральных частях (водораздел рр. Асиберган — Нют) массива гранодиориты характеризуются довольно выдержанным количественным минеральным составом (%): плагиоклаз (41—53), калинатровый полевой шпат (10—17), кварц (20—35), биотит (3—10), амфибол (1—7), магнетит (до 1), апатит, сфен, циркон, ортит.

Значительные колебания содержаний породообразующих минералов с отклонением состава пород до роговообманково-биотитовых адамеллитов наблюдаются на севере в верховьях руч. Гай — левый приток р. Нонкичан (плагиоклаз — 31—53%, калинатровый полевой шпат — 14—26, кварц — 21—40, биотит — 1—6; амфибол — 0—5, магнетит — до 1%; апатит, сфен, циркон, ортит).

Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками призматически-зернистая, пойкилитовая.

Наиболее ранние выделения плагиоклаза представлены андезином № 44—50, которые резорбируются андезином № 30—35. При нормальной зональности ядро сложено андезином № 29—35, иногда до № 42, средние зоны № 20—25, а краевые — олигоклазом № 11—22. Зеленая роговая обманка ($cNg=18—21$; $2V=70—72°$; $Ng'=1{,}662—1{,}676$; $Np'=1{,}643—1{,}654$) содержит реликты моноклинного пироксена и встречается в виде включений в олигоклазе № 20—23, а в северных участках — в плагиоклазе № 36—42. Нередко она сама включает зерна незонального андезина № 30—35. Биотит с плеохроизмом от коричневого до желтого ($Ng\simeq Nm=1{,}657—1{,}662$) в одних случаях является явно более поздним по отношению к роговой обманке, обрастает ее и развивается по трещинкам спайности, в других случаях роговая обманка содержит включения хлоритизированных пластинок биотита. Калинатровый полевой шпат представлен неправильной формы зернами с криптопертитовыми врастками альбита. По оптическим свойствам ($cNm=5—15$; $2V=48—74°$) относится к высокому и промежуточному ортоклазу. Кварц выполняет межзерновые пространства и иногда находится в микропегматитовом срастании с ортоклазом.

Плагиограниты — среднезернистые породы с размером зерен 1—2 мм. Количественный минеральный состав (%): плагиоклаз (50—60), калинатровый полевой шпат (7—9), кварц (26—36), биотит (4—7), магнетит (до 0,5); циркон, апатит. Структура гипидиоморфнозернистая. В плагиоклазе при нормальной зональности ядро содержит 28—35, а краевые — 18—20% анортитовой составляющей. В отдельных случаях

отмечается резорбция андезина № 46, слагающего ядро зонального зерна, андезином № 20. В олигоклазе периферических зон включены мелкие пластинки биотита, плеохроирующего в красно-бурых тонах ($Ng=Nm=1{,}652$). Кристаллизация биотита закончилась после плагиоклаза, о чем свидетельствуют присутствие биотита в межзерновых пространствах плагиоклаза и выполнение трещинок в нем. В краевых частях и по плоскостям спайности он замещается бесцветным мусковитом, который присутствует также в виде лучистых и розетковидных агрегатов. Калинатровый полевой шпат образует ксеноморфные зерна и по оптическим свойствам ($cNm=6—11$; $2V=80°$) относится к промежуточному ортоклазу.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ВЕРХНЕМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА

Биотитовые граниты — светло-серые или розовато-серые часто порфировидные мелко- средне- и крупнозернистые породы с размером зерен от 2 до 10 мм. Некоторые различия минерального состава и структурных особенностей обусловлены различными условиями становления отдельных частей массива и проявлением процессов послемагматического метасоматоза (Недосекин, 1973).

Крупнозернистые биотитовые граниты, слагающие большую часть площади Нют-Ульбейского массива, характеризуются следующими вариациями количественного минерального состава (%): плагиоклаз (19—39), калинатровый полевой шпат (25—58), кварц (20—45), биотит (1—4), магнетит (до 1), апатит, циркон, ортит, сфен. Структура гипидиоморфнозернистая, значительно завуалированная более поздними метасоматическими процессами с участками пойкилитовой и микропегматитовой.

Относительно идиоморфные зерна плагиоклаза большей частью незональны и содержат 10—14% анортитовой составляющей. При нормальной зональности ядра сложены олигоклазом № 13—24, средние зоны — альбит-олигоклазом № 20—11, а краевые — альбитом № 20—11. В южной части Нют-Ульбейского массива в биотитовых гранитах наблюдается резорбция ядра олигоклаза № 21 альбитом № 10.

В альбитовой оторочке на контакте с кали-натровым полевым шпатом отмечаются мирмекитовые вростки кварца. Вторичный альбит № 2—5 в виде призматических кристаллов развивается в межзерновых пространствах.

Первичномагматический калинатровый полевой шпат в ксеноморфных зернах представлен криптопертитовым высоким и промежуточным ортоклазом ($cNm=4—8°$; $-2V=60—66°$). Метасоматический решетчатый микроклин ($cNm=7—18°$; $2V=—78—88°$) с многочисленными ветвистыми пертитами замещения слагает порфировидные выделения (1×2,5 см) или неправильной формы зерна, отчетливо замещающие плагиоклаз и содержащие включения высокого ортоклаза.

Кварц обычно наблюдается в неправильных или изометричных зернах, иногда в микропегматитовом срастании с решетчатым микроклином.

Биотит с плеохроизмом в коричневых тонах ($Ng\approx Nm=1{,}658—1{,}682$) включен в краевых зонах плагиоклаза и обрастает последний, выполняя межзерновые пространства, что позволяет говорить о выделении биотита из расплава, после того, как основная масса плагиоклаза была закристаллизована. По трещинкам спайности и краям зерен биотит, калинатровый полевой шпат и плагиоклаз в периферических частях массива замещаются мусковитом.

Среднезернистые лейкократовые граниты состоят (в %) из плагиоклаза (18—34), калинатрового полевого шпата (39—46), кварца (20—42), биотита (0,2—0,6), мусковита, магнетита, апатита, циркона, ортита. Структура породы гипидиоморфнозернистая, участками аллотриоморфнозернистая и микропегматитовая. Наиболее ранние выделения представлены плагиоклазом № 16—17. Пластинки темно-коричневого биотита $Ng \approx Nm = 1{,}652—1{,}659$ встречаются обычно в межзерновых пространствах, а также в виде включений в микроклине. Калинатровый полевой шпат наблюдается в виде ксеноморфных криптопертитовых зерен и имеет следующие оптические константы: $cNm = 6—7°$; $-2V = 60—66°$. Согласно классификации А. С. Марфунина, он относится к промежуточному ортоклазу. Кварц присутствует в ксеноморфных и нередко изометричных зернах. Микрографические срастания его с калинатровым полевым шпатом объясняются развитием более поздних метасоматических процессов, с которыми также связано присутствие мусковита, межзернового альбита и решетчатого микроклина ($2V = 88—90°$).

Аплитовидные граниты массива имеют следующий количественный минеральный состав (%): плагиоклаз (29), калинатровый полевой шпат (33), кварц (38), биотит, мусковит, магнетит, апатит, циркон, ортит, сфен. Структура аплитовая, участками микропегматитовая. Незональный плагиоклаз содержит 8—10% анортитовой составляющей. По трещинкам спайности в нем и в межзерновых пространствах развивается темно-коричневый биотит $Ng \approx Nm = 1{,}643—1{,}649$. Калинатровый полевой шпат представлен пелитизированными криптопертитовыми зернами и по оптическим свойствам ($cNm = 18°$; $2V = -72°$) относится к нерешетчатому микроклину. Кварц встречается в ксеноморфных зернах и микропегматитовых срастаниях с микроклином.

Гранодиориты эндоконтактовой фации гранитов — темно-серые мелко-среднезернистые породы (0,8—3,0 мм) с неравномерным распределением темноцветных минералов. Количественный минеральный состав (%): плагиоклаз (40—47), калинатровый полевой шпат (9—23), кварц (—29—30), биотит (3—4), амфибол (4—10), магнетит (до 1). Структура гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз наблюдается в зональных зернах, ядро которых содержит 27, а краевые зоны — 16% анортита. Зеленая роговая обманка в неправильных формах зерен совместно с более поздним мелкочешуйчатым биотитом образует кучные скопления. Калинатровый полевой шпат представлен высоким ортоклазом ($cNm = 4—6°$; $2V = -58—60°$). Из акцессорных минералов встречены магнетит, сфен и апатит.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Химические анализы пород массива и данные их пересчета по методу А. Н. Заварицкого приведены в табл. 3 и нанесены на диаграмму (рис. 3). На диаграмме отчетливо видно обособленное поле точек состава основных пород. На правой части диаграммы (плоскость aSb) по мере уменьшения содержания темноцветных минералов (параметр b) от пород диоритового состава к гранодиоритам и гранитам щелочность пород (параметр a) закономерно возрастает. При этом гранодиориты южной части массива и их эндоконтактовые фации характеризуются большей величиной a, чем в центральных и северных частях массива. Почти все гранодиориты первой фазы, за исключением плагиогранитов и двух образцов гранодиоритов, относятся к нормальному ряду.

Более поздние биотитовые граниты относятся как к нормальному, так и к пересыщенным глиноземом типам. Наклон векторов правой части диаграммы показывает, что количество избыточного кальция, не

Номер образца, название породы и место взятия	SiO_2	TiO_2	Aj_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Обр. 63/9. Габбро-норит (руч. Финальный)	49,02	0,46	19,06	1,80	6,94	0,11	11,09	8,68	1,27	0,18
Обр. 238/11. Габбро-норит (руч. Гай)	49,18	1,16	18,53	4,14	6,92	0,33	4,26	9,72	3,18	0,63
Обр. 87. Габбро-норит (руч. Нимганджа)	48,73	0,97	18,79	3,95	5,66	0,24	5,02	10,58	3,26	0,36
Обр. 307. Амфиболизированные габбро (р. Иня)	46,44	0,33	19,31	0,73	5,38	0,30	7,93	16,00	1,08	0,12
Обр. 66/1. Амфиболизированное габбро (руч. Малыш)	46,69	1,04	16,40	3,19	5,86	0,15	6,62	11,17	2,71	0,57
Обр. 255/3. Габбро-диорит (верховье руч. Гай)	58,40	0,81	17,33	2,03	4,39	0,13	3,38	6,58	3,57	2,04
Обр. 254/2 »	56,54	1,13	18,39	1,63	4,75	0,12	3,28	7,01	3,61	1,69
Обр. 282/6. Гранитизированное габбро (р. Иня)	58,84	0,82	17,19	2,27	4,54	0,17	3,02	6,37	3,69	1,33
Обр. 282/3 »	64,97	0,36	17,33	1,73	2,59	0,09	1,55	3,80	4,77	1,95
Обр. 201. Кварцевый диорит (верховье руч. Гай)	60,25	0,66	17,57	2,44	3,69	0,12	3,28	5,92	2,95	1,97
Обр. 37. Тоналит (верховье руч. Параллельный)	66,16	0,33	16,64	1,16	2,52	0,07	2,49	4,59	3,26	2,08
Обр. 261/12. Гранодиорит в эндоконтактовой зоне (р. Ульбея)	64,11	0,56	16,18	2,13	3,17	0,10	1,90	5,01	3,60	2,33
Обр. 231/1. Гранодиорит (верховье руч. Гай)	65,36	0,36	17,20	0,90	2,01	0,10	1,94	4,86	4,10	2,25
Обр. 182. Гранодиорит (верховье руч. Гай)	67,56	0,25	17,44	0,98	1,62	0,05	1,79	3,39	3,66	2,94
Обр. 124. Гранодиорит (водораздел рек Нимганджа — Энтыгчак)	67,32	0,37	15,38	1,47	2,71	0,07	1,90	4,04	3,92	2,27
Обр. 31. Гранодиорит (верховье руч. Параллельного)	66,44	0,43	15,35	1,54	3,23	0,08	1,90	4,18	3,96	2,15
Обр. 258/1. Гранодиорит (р. Ульбея)	66,76	0,48	15,18	1,53	3,05	0,07	1,90	3,59	3,97	2,76
Обр. 251. Гранодиорит (р. Ульбея)	65,10	0,59	14,33	0,69	3,59	0,23	1,49	5,71	3,86	3,01
Обр. 33. Плагиогранит (верховье руч. Параллельного)	70,16	0,22	16,82	0,27	1,89	0,07	0,97	3,39	3,60	2,02
Обр. 167. Биотитовый гранит (правобережье р. Иня)	72,12	0,25	13,71	1,00	1,98	0,08	0,78	1,19	4,42	3,72
Обр. 58. Биотитовый гранит (руч. Финальный)	71,32	0,14	15,62	Не обн	1,62	0,03	0,79	1,41	3,60	4,91
Обр. 69. Биотитовый гранит (руч. Финальный)	74,20	0,15	12,44	0,76	1,98	0,03	0,39	0,86	3,51	4,20
Обр. 547. Биотитовый гранит (водораздел рек Ульбея — Асиберган)	73,56	0,21	13,04	1,08	2,12	0,03	0,42	1,94	3,83	3,38
Обр. 396/1. Гранит (левобережье р. Ульбея)	73,52	0,23	13,29	0,99	1,80	0,06	0,68	1,19	4,75	3,01
Обр. 298. Биотитовый гранит (левобережье р. Иня)	76,43	0,10	11,63	0,85	1,11	0,07	0,33	0,45	3,62	5,80
Обр. 282. Биотитовый гранит (левобережье р. Иня)	73,22	0,38	12,94	0,66	2,78	0,08	1,09	0,76	2,94	5,16
Обр. 238. Биотитовый гранит (водораздел рек Ульбея — Иня)	74,02	0,10	12,33	0,72	2,15	0,13	0,74	1,71	4,16	3,44
Обр. 178. Биотитовый гранит (правобережье р. Ульбея)	73,84	0,06	12,61	0,47	2,42	0,15	0,62	1,28	4,13	3,90

Таблица 3 (начало)

дов Нют-Ульбейского массива

H_2O-	H_2O+	P_2O_5	CO_2	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	F	Σ	Аналитик
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,20	1,06	0,08	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	—	99,75	Е. Б. Галайская
Не обн.	2,19	0,36	—	Не обн.	0,005	»	0,02	100,62	Д. А. Кулагина
0,05	1,78	0,69	—	Не обн.	0,004	»	0,02	100,04	»
Не обн.	1,34	Не обн.	0,36	—	Не обн.	»	—	99,33	Л. Н. Цабул
0,30	2,18	0,44	—	Не обн.	0,008	»	Не обн.	100,03	Д. А. Кулагина
—	0,77	0,27	0,46	»	Не обн.	»	—	100,16	А. П. Алферова
—	0,88	0,51	0,46	—	»	»	—	100,00	»
—	1,07	0,16	Не обн.	—	0,01	»	0,03	99,50	Е. Б. Галайская
—	0,61	0,10	Не обн.	—	0,01	»	0,03	99,88	»
—	1,12	0,16	Не обн.	—	Не обн.	»	—	100,13	»
—	0,65	0,12	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	—	100,07	Е. Б. Галайская
—	0,64	0,08	»	—	0,01	»	0,04	99,84	»
—	0,35	0,06	»	—	0,01	»	0,05	99,53	»
—	0,72	0,11	»	—	Не обн.	»	—	100,51	»
Не обн.	0,69	0,22	»	0,005	0,01	»	0,07	100,44	З. Ф. Паринова
»	0,64	0,21	»	0,005	0,013	»	0,05	100,17	»
0,02	0,70	0,17	»	0,0035	0,01	»	0,07	100,24	»
—	1,18	0,13	0,18	—	0,01	»	—	100,08	Л. Н. Цабул
—	0,60	0,11	Не обн.	—	0,004	»	—	100,12	Е. Б. Галайская
Не обн.	0,64	0,17	»	0,0035	0,005	»	0,07	100,14	З. Ф. Паринова
—	0,48	0,04	»	—	0,014	»	—	99,97	Е. Б. Галайская
»	0,90	0,21	—	0,0034	0,015	Не обн.	Не обн.	99,65	Д. А. Кулагина
—	0,68	0,14	Не обн.	0,005	0,02	»	0,04	100,49	З. Ф. Паринова
—	0,34	0,22	»	0,005	0,01	»	0,06	100,16	»
—	0,16	Не обн.	»	—	0,01	»	0,03	100,58	Е. Б. Галайская
—	0,49	»	»	—	0,01	»	0,03	100,53	»
—	0,48	0,07	»	—	0,01	»	—	100,06	Л. Н. Цабул
—	0,17	Не обн.	»	—	0,008	»	—	99,65	»

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Обр. 183. Измененный гранит (правобережье р. Ульбея)	74,82	0,10	12,41	1,06	2,05	0,09	0,93	0,76	3,75	3,45
Обр. 68. Биотитовый гранит (р. Ульбернкан) . . .	73,44	0,07	12,85	1,06	2,24	0,18	0,10	1,14	4,64	3,90
Обр. 135, то же	73,82	0,13	13,28	1,18	1,24	0,09	0,27	0,75	4,16	4,08
Обр. 121. Лейкократовый гранит (верховье р. Нимганджа)	77,01	Сл.	11,85	1,13	0,90	0,05	0,41	0,15	3,79	4,53
Обр. 183. Аплит (правобережье р. Нют)	76,80	Сл.	11,83	1,27	0,40	Сл.	0,11	0,60	2,86	5,60

Числовые характеристики

№ образца	S	a	c	b	a′	f′	m′	c′	n	t	φ	Q
63/9	57,3	3,1	10,8	28,8	4,4	28,9	66,7	—	91,1	0,7	5,3	—2,4
238/1	60,3	8,4	8,9	22,4	—	49,5	34,3	16,2	88,8	1,7	16,8	—5,1
87	59,9	8,2	9,2	22,7	—	41,4	39,2	19,4	93,7	1,5	15,5	—5,8
307	56,2	2,6	12,3	28,9	—	22,0	49,4	28,6	94,5	0,52	2,3	—5,1
66/1	58,8	7,0	7,8	26,4	—	32,9	43,6	23,5	88,0	1,5	10,6	+5,8
255/3	68,6	11,0	6,4	14,0	—	44,3	42,5	13,2	72,8	1,0	12,6	+8,8
254/2	68,2	10,8	7,4	13,6	—	46,4	42,6	11,0	76,5	1,4	11,1	+17,4
282/6	69,7	10,5	6,7	13,1	—	50,5	39,8	9,7	80,5	1,0	15,0	+11,7
282/3	74,7	13,3	4,7	7,3	10,3	54,1	35,6	—	79,0	0,46	22,0	+18,1
201	71,2	9,7	7,3	11,8	—	50,0	49,5	0,5	70,0	0,90	18,7	+24,7
37	75,5	10,2	5,6	8,7	11,1	39,7	49,2	—	70,5	0,36	11,1	+25,0
261/12	74,3	11,4	5,3	9,0	—	55,0	35,9	9,1	70,5	0,65	20,6	+20,5
231/1	75,4	12,4	5,5	6,7	—	42,7	50,0	7,3	73,6	0,46	12,5	+20,5
182	75,8	12,1	4,1	8,0	33,6	28,6	37,8	—	65,1	0,36	10,0	+23,3
124	76,3	11,8	4,3	7,6	—	50,9	42,0	7,1	73,0	0,44	16,1	+24,7
31	75,5	11,8	4,3	8,4	—	52,8	38,2	8,9	74,0	0,45	15,5	+23,1
258/1	75,6	12,7	3,7	8,0	—	52,9	39,5	7,6	68,6	0,50	16,0	+22,1

Примечание. Количество H_2O в сумму не входит.

входящего в состав анортитовой составляющей, относительно выдержано в гранитоидах первой фазы внедрения. Некоторые изменения этой величины в биотитовых гранитах определяются неодинаковым количеством апатита и сфена в гранитах различных участков массива.

На левой части диаграммы (плоскость *cSb*) гранитоиды первой фазы формирования отличаются от гранитов второй фазы резко повышенным количеством полевошпатовой извести при постепенном характере изменения этой величины в породах первой фазы. Это объясняется наличием интрателлурических ядер основного плагиоклаза в породах гранодиоритового состава и их отсутствием в гранитах.

Для гранитоидов южной части Нют-Ульбейского массива характерно преобладание натрия над калием ($n>60$). Повышенное содержание калия отмечается в биотитовых гранитах северной части массива.

Для каждой петрографической разновидности пород индекс дифференциации (I_d=Орт+Аб+Кв) рассчитан по Торнтону и Таттлу (Thornton, Tuttle, 1960) и построены вариационные диаграммы, где по оси абсцисс отложен I_d, а по оси ординат — весовые количества K_2O, Na_2O, CaO и отношение K_2O/Na_2O (рис. 4). На этих диаграммах хорошо виден резкий разрыв величины индекса дифференциации в интервале 77—86 между породами гранодиоритового и гранитного комплексов.

В поведении отдельных элементов с увеличением I_d намечается ряд особенностей. Содержание Na_2O изменяется незначительно и остается

Окончание табл. 3

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
—	0,46	»	»	—	0,01	»	0,03	99,91	Е. Б. Галайская
—	0,49	0,05	»	—	0,006	»	—	100,16	Л. Н. Цабул
0,24	0,92	0,05	»	0,016	0,015	»	0,03	100,03	З. Ф. Паринова
0,28	0,58	0,04	»	0,012	0,025	»	0,02	100,49	»
0,08	0,92	Сл.	0,13	0,008	0,02	»	0,01	100,56	»

по А. Н. Заварицкому

№ образца	S	a	c	b	a′	f′	m′	c′	n	t	φ	Q
251	73,8	12,7	3,1	10,4	—	39,6	24,0	36,4	66,0	0,73	5,2	+19,1
33	78,3	10,6	4,1	7,0	48,0	28,9	23,1	—	73,5	0,26	2,9	+31,3
167	79,7	14,6	1,4	4,3	7,7	63,1	29,2	—	64,7	0,33	18,5	+28,2
58	78,7	14,5	1,6	5,2	46,1	28,3	25,6	—	52,7	0,17	0,0	+36,8
69	81,7	13,3	1,0	4,0	21,6	61,7	16,7	—	55,5	0,16	15,0	+35,8
547	81,3	12,9	2,0	3,8	—	74,2	17,2	8,6	63,1	0,24	24,1	+34,8
396/1	80,6	14,3	1,4	3,7	1,8	67,8	30,4	—	70,5	0,24	21,4	+31,2
298	81,8	15,4	0,8	2,0	—	48,4	25,8	25,8	48,6	0,08	0,0	+32,0
282	79,5	13,3	1,0	6,2	21,9	50,0	28,1	—	46,6	0,41	8,3	+31,4
238	81,0	13,4	1,1	4,5	—	57,1	25,7	17,2	64,6	0,08	11,4	+34,1
178	80,6	14,2	1,1	4,1	—	66,1	24,2	9,7	62,0	0,08	9,7	+31,7
183/69	80,8	12,6	0,9	5,7	25,0	48,9	26,1	—	62,4	0,08	14,8	+35,5
68	80,3	15,2	0,6	3,9	—	78,3	5,0	16,7	64,6	0,08	21,7	+29,6
135	81,2	14,7	1,0	3,1	20,8	66,7	12,5	—	60,4	0,16	29,1	+32,0
121	82,7	14,2	0,2	2,9	17,8	60,0	22,2	—	55,6	0,0	31,2	+36,8
183	83,9	13,7	0,8	1,6	4,0	84,0	12,0	—	43,8	0,0	60,0	+39,6

практически постоянным в гранитоидах разного состава и возраста. Отношение K_2O/Na_2O резко возрастает в позднемеловых биотитовых гранитах за счет увеличения в них K_2O. Наиболее высокие содержания окиси калия наблюдаются в лейкократовых гранитах и аплитах фазы дополнительных интрузий и в биотитовых гранитах, измененных процессами послемагматического автометасоматоза, что свидетельствует о накоплении калия в остаточных растворах при формировании верхнемеловых интрузивов. Кроме того, увеличение K_2O, отражающее общую зональность в размещении различных по щелочности пород Тихоокеанского пояса, отмечается в однотипных неизмененных биотитовых гранитах в направлении с юга на север от побережья Охотского моря.

С увеличением индекса дифференциации в гранитоидах закономерно уменьшается содержание окиси кальция, но между породами нижнемелового и верхнемелового возраста отмечается разрыв. Последний наиболее отчетливо фиксируется на треугольной диаграмме K — Na — Ca (рис. 5), где точки составов разновозрастных гранитоидов Нют-Ульбейского интрузива обособляются в виде двух отдельных полей. При этом в верхнемеловых гранитах по мере уменьшения содержания кальция наблюдается калиевая тенденция изменения состава лейкократовой составляющей, а в нижнемеловой гранодиорит-плагиогранитной серии — натровая. Эти разновозрастные породы хорошо отличаются и по харак-

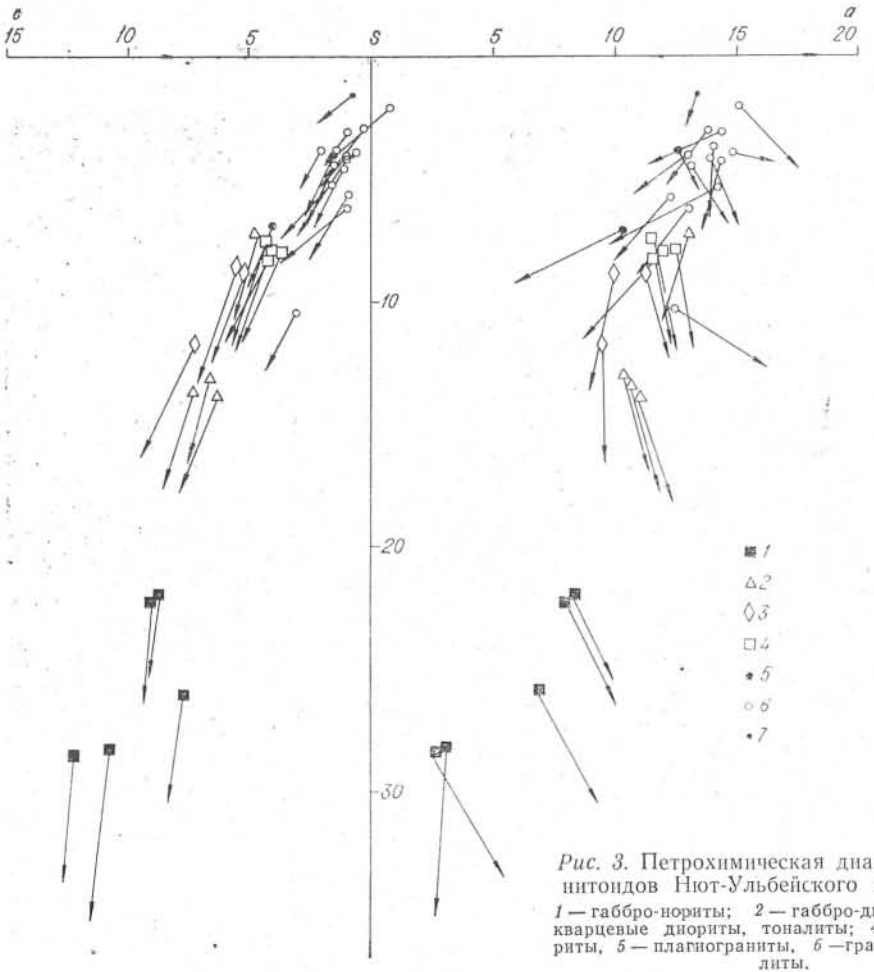


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Нют-Ульбейского интрузива.

1 — габбро-нориты; *2* — габбро-диориты; *3* — кварцевые диориты, тоналиты; *4* — гранодиориты, *5* — плагиограниты, *6* —граниты; *7* —аплиты.

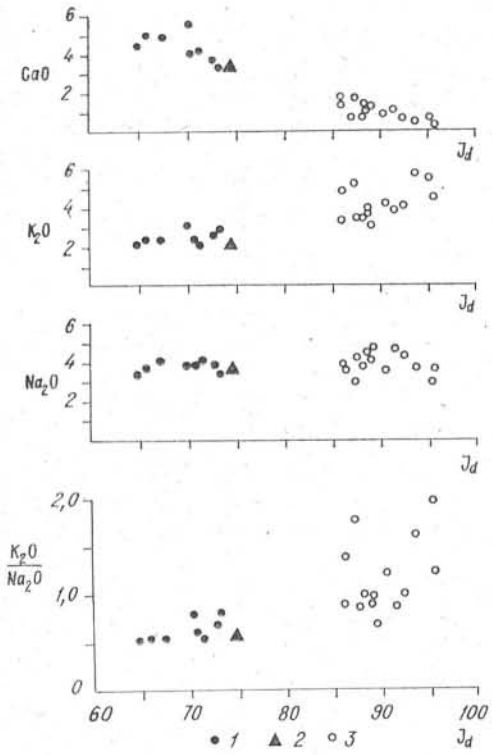


Рис. 4. Зависимость изменений содержаний окислов CaO, K_2O, Na_2O и отношения K_2O/Na_2O в гранитоидах от величины индекса дифференциации *Id*.

1 — гранодиориты (K_1); *2*— плагиограниты (K_1); *3* — биотитовые граниты (K_2).

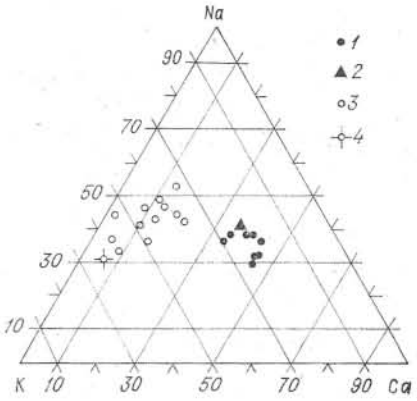


Рис. 5. Диаграмма $Na_2O—K_2O—CaO$ для гранитоидов Нют-Ульбейского интрузива.

1 — гранодиориты (K_1); *2* — плагиогранит (K_1); *3* — биотитовый гранит (K_2); *4* — аплит (K_2).

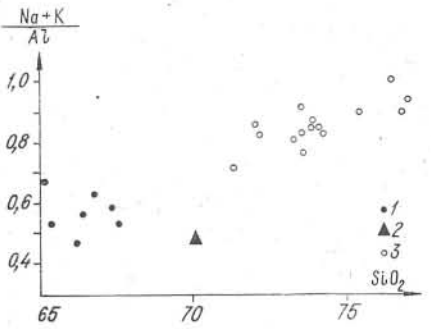


Рис. 6. Диаграмма $\frac{Na + K}{Al} — SiO_2$.

1 — гранодиориты (K_1); *2* — плагиограниты (K_1); *3* — биотитовые граниты (K_2).

теру изменения коэффициента агпаитности $Ka = \frac{Na + K}{Al}$, мол. % в каждой из них. На вариационной диаграмме (рис. 6) видно, что по мере возрастания кремнекислотности пород в верхнемеловых гранитоидах коэффициент агпаитности закономерно увеличивается, а в нижнемеловой серии — понижается.

Таким образом, отмеченные выше различия пород первой и второй фаз формирования Нют-Ульбейского интрузива по петрохимическим параметрам А. Н. Заварицкого, значительный разрыв их по величине I_d и разная щелочная тенденция в ходе формирования пород каждой серии наряду с другими признаками, свидетельствуют о правомерности отнесения их к самостоятельным интрузивным комплексам.

СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Плагиоклаз является одним из наиболее распространенных минералов, который присутствует в зональных и реже незональных зернах во всех интрузивных разновидностях Нют-Ульбейского массива. Изучение состава зональных кристаллов и взаимоотношений между зонами позволило выделить два типа зональности: 1) с признаками резорбции и 2) нормальную прерывную.

Первый тип характеризуется реакционными взаимоотношениями между основным ядром и окружающей более натровой оболочкой. Резорбция ранних генераций плагиоклаза происходит не только по периферии зерен, но проникает и далеко в центральные части, определяя причудливые очертания реликтовых ядер.

Соотношения состава резорбированных ядер и периферических зон неодинаковы в породах разного состава. В кварцевых диоритах эндоконтактовой фации состав резорбированного ядра — лабрадор № 55, а периферической зоны — андезин № 38. Резорбированное ядро № 54—49 и более кислая кайма № 34—32 отмечаются в тоналитах. В гранодиоритах ранняя генерация плагиоклаза содержит 46—50% анортита и отчетливо корродируется окружающей зоной андезина № 30—35. В плагиогранитах такие взаимоотношения отмечаются между плагиоклазом № 46 и 20. Следует отметить, что реликтовые ядра, как правило,

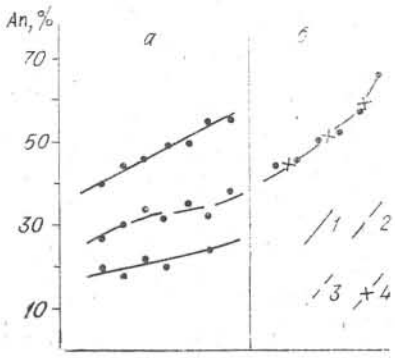


Рис. 7. Изменение содержания анортита в интрателлурических ядрах (1), резорбирующих их зонах (2), периферических частях (3), незональных плагиоклазах габброидов (4).

а — кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты; *б* — габбро.

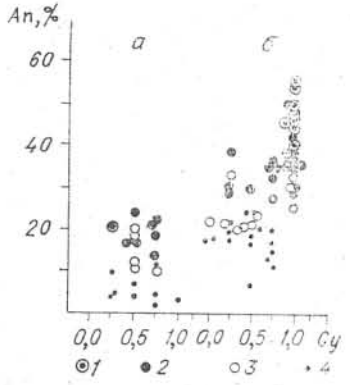


Рис. 8. Диаграмма состав — степень упорядоченности плагиоклазов.

а — граниты; *б* — кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты. *1* — резорбированные ядра; *2* — окружающие их зоны и ядра нормальной зональности; *3* — средние зоны; *4* — краевые зоны.

не зональны, а окружающие их зоны № 32—35 в плагиоклазах пород тоналит-гранодиоритового состава имеют четко выраженное зональное строение с понижением содержания анортитовой составляющей в краевых частях до 24—18%.

На сводной диаграмме (рис. 7) результатов определения составов различных зон кристаллов из габбро и гранитоидов первой фазы отчетливо видна почти прямолинейная зависимость изменения содержания анортита в ядрах и разъедающих их зон. Одновременно изменяется основность периферических частей зерен плагиоклаза. Обращает внимание сходство составов резорбированных ядер плагиоклаза в гранитоидах первой фазы формирования и в незональных зернах из габбро-норитов.

В большинстве случаев плагиоклазы имеют нормальную прерывную зональность с отчетливыми контактами между зонами, ядро которых в диоритах представлено андезином № 48, в тоналитах, гранодиоритах и плагиогранитах — андезином № 38—30, в биотитовых гранитах олигоклазом № 24—18. По составу они несколько основнее или равны зонам резорбирующих реликтовые ядра.

Краевые зоны содержат 34—36% анортитовой составляющей в кварцевых диоритах, 24 — в тоналитах, 22—17 в гранодиоритах, 20 — в плагиогранитах и 12—8% в биотитовых гранитах. Более натровая альбит-олигоклазовая (№ 15—7) оторочка в породах гранодиоритового состава и альбитовая (№ 5—3) в гранитах обычно отмечается на контакте зерен плагиоклазов с кали-натровым полевым шпатом.

Важным параметром, характеризующим структурное состояние плагиоклазов, является степень упорядоченности. Данные определения этой величины, по диаграмме А. С. Марфунина (1962), показывают, что реликтовые ядра основного плагиоклаза, так же как и незональные зерна в габбро-норитах, характеризуются наиболее высокой степенью упорядоченности, которая нигде не опускается ниже 1,0 (рис. 8). В кородирующих их зонах и зернах нормальной прерывной зональности она варьирует в пределах от 0,5 до 1,0. При сравнении степени упорядоченности в различных по составу зонах в пределах единого монокристалла в большинстве случаев отмечается уменьшение этой величины от центра к периферии или она остается практически постоянной. В целом же

можно говорить о более высокой структурной упорядоченности ранних генераций плагиоклаза и переходной — в более поздних выделениях.

Относительно происхождения коррозионных взаимоотношений между плагиоклазами разного состава существует несколько точек зрения. Наиболее распространено объяснение их образования результатом ассимиляции магмой вмещающих пород. Э. П. Изох и Ю. Б. Казицын (1959) на основании изучения плагиоклазов Мяо-Чанской интрузивной серии пришли к выводу, что резорбция возможна только между плагиоклазами различного структурного типа, границы которых соответствуют 30—35 и 70% анортита.

Вэнс (Vance, 1965) описал «пятнистую» зональность плагиоклазов из интрузивных и эффузивных пород, в которых корродированное ядро и окружающие зоны относятся к одному структурному типу. При этом разъеденные ядра он рассматривает как реликты интрателлурических вкрапленников, кристаллизующихся из расплава на больших глубинах. Резорбция их обусловлена падением гидростатического давления при подъеме водонедосыщенной магмы в верхние горизонты земной коры.

Фрезер (Fraser, 1966) в дискуссии о пятнистой зональности, описанной Вэнсом (Vance, 1965), придерживается мнения об образовании ее вследствие метасоматического замещения основного плагиоклаза более кислым при двусторонней диффузии. В свете этих представлений резорбированные ядра плагиоклазов гранитоидов первой фазы внедрения Нют-Ульбейского массива, по-видимому, следует рассматривать как интрателлурические вкрапленники. Дальнейшее растворение их и последующая кристаллизация более кислых зональных плагиоклазов обусловлены изменением термодинамических условий при поступлении водоненасыщенной магмы в близповерхностную камеру.

Коррозия плагиоклаза № 21 альбитом в биотитовых гранитах обусловлена более поздним процессом послемагматической метасоматической альбитизации. Низкая степень упорядоченности средних и периферических зон плагиоклаза, вероятно, связана с относительно быстрой кристаллизацией гранитоидов в условиях малоглубинного формирования интрузива.

Амфибол широко распространен в гранитоидах первой фазы формирования массива и полностью отсутствует в поздних биотитовых гранитах. Структурные взаимоотношения роговой обманки с другими породообразующими минералами, рассмотренные выше при петрографическом описании пород, свидетельствуют о кратковременном и относительно раннем выделении ее по отношению к биотиту, калинатровому полевому шпату и кварцу в гранодиоритах северной части массива. В гранодиоритах южной части массива наблюдается длительная кристаллизация амфибола совместно с биотитом, альбит-олигоклазом и, возможно, калинатровым полевым шпатом, так как в последних встречены включения слегка корродированных, а также хорошо ограниченных кристаллов роговой обманки. В габбро-норитах амфибол имеет метасоматический генезис.

Химические анализы амфиболов и их кристаллохимические формулы, пересчитанные по катионному методу (И. Д. Борнеман-Старынкевич, 1964), приведены в табл. 4.

Л. Л. Перчук (1970) установил зависимость распределения кальция в сосуществующих амфиболах и плагиоклазах от температуры. С ростом температуры амфибол постоянной кальциевости сосуществует со все более основным плагиоклазом. Сравнение кальциевости амфибола $\left(X_{Ca}^{Амф} = \frac{Ca}{Ca + Na + K}\right)$ из однотипных гранодиоритов, расположенных в разных участках массива, показывает рост этой величины в породах, в южной части массива при одновременном уменьшении основности сосуществующего с ним плагиоклаза (табл. 5).

Таблица 4

Химический состав амфиболов

Компонент	№ образца								
	201	37	261/12	231/1	182	31	258/1	251	63/9
SiO_2	46,86	47,68	47,17	47,96	49,00	47,96	48,03	48,48	49,33
TiO_2	1,32	0,96	1,59	0,68	0,98	1,01	1,60	1,24	1,00
Al_2O_3	6,92	6,69	6,88	5,84	4,74	5,14	6,02	5,92	6,25
Fe_2O_3	3,83	4,22	4,58	3,34	3,75	5,90	3,37	4,00	3,32
FeO	11,15	11,86	10,49	10,06	9,70	10,47	10,43	10,24	9,16
MnO	0,40	0,57	0,51	0,80	1,03	0,66	0,47	0,54	0,20
MgO	14,14	13,33	13,41	14,43	14,36	12,17	14,61	14,24	15,64
CaO	11,22	11,47	11,85	12,00	11,73	12,47	11,55	12,30	12,45
Na_2O	0,74	0,74	0,67	0,80	1,15	1,00	1,13	0,63	0,52
K_2O	0,71	0,45	0,60	0,61	0,52	0,58	0,65	0,43	0,28
H_2O^+	2,17	1,56	1,87	2,45	2,63	2,60	2,07	1,49	1,87
Li_2O	0,0008	0,0008	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Rb_2O	Не обн.	Не обн.	»	»	—	»	0,004	»	»
Cs_2O	»	»	»	»	—	»	Не обн.	»	»
P_2O_5	—	0,22	0,38	0,70	0,60	0,15	0,32	0,49	0,24
F	0,22	0,20	0,19	0,15	0,15	0,23	0,33	0,22	0,05
CO_2	0,07	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	—	—
Σ	99,95	99,95	100,19	99,82	100,34	100,34	100,58	100,22	100,31
Поправка $F=O_2$	0,09	0,08	0,08	0,06	0,06	0,10	0,13	0,09	0,02
Сумма	99,86	99,87	100,11	99,76	100,28	100,24	100,45	100,11	100,29

Кристаллохимические формулы амфиболов

Ca	1,74	1,77	1,85	1,89	1,84	2,00	1,73	1,91	1,90
Na	0,21	0,21	0,19	0,23	0,33	0,29	0,31	0,17	0,14
K	0,12	0,09	0,11	0,11	0,09	0,11	0,12	0,07	0,05
X	2,07	2,07	2,15	2,23	2,24	2,40	2,16	2,15	2,09
Mg	3,07	2,88	2,91	3,16	3,14	2,72	3,15	3,08	3,32
Fe^{2+}	1,35	1,44	1,28	1,24	1,19	1,31	1,26	1,24	1,09
Mn	0,05	0,07	0,06	0,10	0,13	0,08	0,06	0,06	0,03
Fe^{3+}	0,42	0,45	0,51	0,37	0,42	0,67	0,37	0,44	0,36
Al^{VI}	0,11	0,16	0,24	0,13	0,12	0,22	0,16	0,18	0,20
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Y	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Si	6,79	6,91	6,87	7,05	7,19	7,20	6,96	7,04	7,03
Ti	0,14	0,10	0,18	0,08	0,11	0,12	0,17	0,13	0,11
Al^{IV}	1,07	0,99	0,95	0,87	0,70	0,68	0,87	0,83	0,86
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	21,27	21,46	21,80	21,75	21,96	22,61	21,55	21,85	21,49
(OH)	2,63	2,44	2,10	2,18	1,97	1,28	2,30	2,05	2,49
F	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07	0,11	0,15	0,10	0,02
f′	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
f°	36,6	39,6	38,1	33,7	33,9	42,1	34,1	35,3	30,4
$\frac{K}{K+Na}$	23,7	23,8	28,5	23,0	26,0	33,9	22,7	26,2	24,8
$\frac{K+Na}{K+Na}$	36,3	30,0	36,7	32,4	21,4	27,5	27,9	29,1	26,3
$\frac{K+Na}{Al}$	0,28	0,26	0,25	0,34	0,51	0,44	0,41	0,23	0,18
K_{Al}	9,2	8,9	9,4	7,8	6,4	7,0	8,0	7,9	8,2

Примечание. Анализированные амфиболы: обр. 201 — из кварцевых диоритов северной части массива (верховье руч. Гай); обр. 37 — из тоналитов центральной части массива (верховье руч. Параллельного); обр. 261/12 — из гранодиоритов эндоконтактовой зоны южной части массива (р. Ульбея); обр. 231/1 — из гранодиоритов, обогащенных темноцветными минералами северной части массива (верховье руч. Гай); обр. 182 — из гранодиоритов северной части массива (водораздел руч. Меркурий — Нют); обр. 31 — из гранодиоритов центральной части массива (верховье руч. Параллельного); обр. 258/1 и 251 — из гранодиоритов южной части массива (р. Ульбея); обр. 63/9 — из метасоматической жилы в габбро-норитах (руч. Финальный). Аналитики: обр. 258/1 — Е. Б. Галайская; обр. 201, 37 — Г. Т. Матросова; обр. 261/12, 251, 63/9 — З. Ф. Паринова, обр. 231/1, 31 — М. А. Слепцова, 182 — Д. А. Кулагина.

Таблица 5

Сравнение кальциевости амфиболов в гранодиоритах

Порода	Ca/(Ca+Na+K)		T.° C
	Амфибол	Плагиоклаз	
Гранодиориты северной части интрузива .	0,80—0,83	23—35	530—440
Гранодиориты южной части интрузива . .	0,80—0,88	20—26	440

* При вычислении кальциевости амфиболов в связи с присутствием мелких включений апатита из общего количества CaO вычиталось 3,3 P_2O_5.

Полученные температуры кристаллизации равновесной пары амфибол — плагиоклаз явно занижены, но относительные их значения в разных участках массива говорят о сравнительно более высоких величинах их в гранодиоритах северной части, что вполне согласуется с ранними выделениями из расплава сосуществующих амфибола и основного плагиоклаза. Ассоциация роговых обманок ($X_{Ca}^{Амф} = 0{,}84—0{,}86$) с основным плагиоклазом отмечается в кварцевых диоритах и тоналитах. Важным параметром темноцветных минералов является их глиноземистость, изменение величины которой тесно связано с режимом кислотности — щелочности и температурой кристаллизации (Маракушев и Тарарин, 1965; Шкодзинский, 1970).

Сравнение амфиболов из гранитоидов разного состава показывает, что наиболее высокие значения коэффициента глиноземистости, равные 8,9—9,4$\left(K_{Al} = \frac{Al}{Al + Mg + Fe + Si} \cdot 100\%\right)$, характерны для роговых обманок пород эндоконтактовых фаций. В направлении с севера на юг в однотипных гранодиоритах величина глиноземистости повышается от 6,4 до 8,0 (см. табл. 4). С увеличением глиноземистости отмечается уменьшение отношения $\left(\frac{Na + K}{Al}\right)$ и рост калиевости $\left(\frac{K}{K + Na}\right)$.

Общая железистость амфиболов в гранитоидах первой фазы внедрения колеблется в пределах 33,7—42,1% и меньше общей железистости пород. Она всегда меньше и общей железистости сосуществующего биотита.

Метасоматический амфибол в габбро-норитах характеризуется самым низким отношением $\frac{Na + K}{Al}$ и относительно высокими значениями коэффициента глиноземистости. Общая железистость равна 30,4%.

Биотит. Для изучения состава биотитов было выполнено 22 химических анализа мономинеральных проб из различных пород (табл. 6), которые были пересчитаны на кристаллохимические формулы по катионному методу (И. Д. Борнеман-Старынкевич, 1964). При сравнении кристаллохимических формул биотитов обращает на себя внимание довольно низкое содержание алюминия. А. А. Маракушев и И. А. Тарарин (1965) показали, что изоморфизм $Mg + Fe \rightarrow Al$ наряду с изоморфизмом $Al \rightarrow Si$ объясняется двумя основными причинами: режимом кислотности — щелочности и температурой кристаллизации.

По железистости и глиноземистости выделяются три основные группы биотитов: относительно магнезиальные — из нижнемеловых гранодиоритов и их более основных фациальных разновидностей; высокоглиноземистые — из плагиогранитов и более железистые с широким диапазоном колебаний железистости и глиноземистости — из верхнемеловых биотитовых гранитов. На диаграмме А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965) $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg + Fe}{Al}$ точки составов анализированных биотитов

Таблица 6

Химический состав биотитов

Компонент	255/3	254/2	282/6	282/3	201	37	261/12	231/1	182	124	31	258/1	33	167	58	547	396/1	183	298	238	177	68
SiO_2	36,42	36,14	36,14	36,19	36,24	36,83	34,76	36,51	36,71	36,26	36,24	35,87	35,89	33,90	35,04	35,22	34,80	35,56	35,88	34,91	34,76	34,18
TiO_2	4,64	4,72	2,58	2,88	3,90	3,03	4,65	4,08	3,73	3,84	3,84	4,60	2,62	3,88	3,19	3,94	3,77	3,06	3,05	4,17	4,05	3,53
Al_2O_3	12,36	13,31	14,30	14,25	14,28	14,82	12,69	13,55	14,35	13,80	13,63	12,71	16,95	13,30	13,46	13,81	16,18	11,47	15,81	13,87	11,99	11,29
Fe_2O_3	2,91	6,11	5,62	5,86	4,20	4,81	4,73	6,11	5,26	5,44	6,57	7,69	3,20	8,49	5,21	7,33	6,94	5,19	4,11	4,41	5,05	6,32
FeO	17,98	15,09	14,66	14,45	15,99	15,85	15,89	13,58	14,03	15,09	14,09	12,32	16,72	16,25	24,67	17,28	12,58	22,23	14,37	16,00	18,71	20,67
MnO	0,14	0,23	0,41	0,67	0,77	0,78	0,37	0,50	1,20	0,34	0,39	0,32	1,63	0,88	1,05	0,70	0,70	0,89	0,84	0,79	0,55	0,87
MgO	11,87	11,41	12,23	11,72	12,09	11,81	12,84	13.52	12,48	12,21	12,31	12,99	9,87	11,07	4,68	8,34	11,89	6,94	12,45	11,99	11,08	9,55
CaO	0,57	0,43	0,76	0,30	0,43	0,36	0,60	сл.	0,79	0,90	0,30	0,60	0,57	0,90	0,93	0,30	0,60	0,76	н/обн	0,75	0,91	0,60
Na_2O	0,16	0,18	0,24	0,21	0,20	0,14	0,35	0,10	0,17	0,12	0,21	0,25	0,33	0,22	0,26	0,16	0,23	0,20	0,12	0,27	0,29	0,25
K_2O	8,70	8,65	9,01	9,06	9,02	9,03	7,12	9,50	8,24	7,68	8,02	8,02	8,81	6,77	8,67	8,46	7,67	8,44	8,35	7,65	7,58	7,33
H_2O^+	3,88	3,59	3,50	3,68	2,27	2,26	5,22	2,34	2,54	3,57	3,72	4,47	3,18	4,13	2,41	3,45	3,60	3,71	3,26	4,45	4,13	3,88
Li_2O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,041	0,037	0,04	0,01	0,05	0,04	0,032	0,060	0,024	0,090	0,069	0,026	0,11	0,05	0,12	0,12	0,06	0,07
Rb_2O	0,077	0,056	0,06	0,09	—	0,036	0,04	0,036	0,031	0,037	0,050	0,050	0,021	0,040	0,075	0,060	0,055	0,12	0,06	0,05	0,06	0,05
Cs_2O	Н/обн.	Н/обн	Н/обн	Н/обн	Н/обн	Н/обн	Н/обн	Н/обн	Н/обн	0,002	0,008	0,002	Н/обн	0,005	0,004	0,005	0,002	0,004	Н/обн	Н/обн	Н/обн	Н/обн
P_2O_5	0,36	0,31	0,28	0,088	0,05	0,06	0,10	0,26	0,07	0,15	0,14	0,13	0,11	0,15	0,025	0,13	0,15	0,30	0,41	0,43	0,13	0,20
F	0,02	0,06	0,25	0,42	0,25	0,30	0,35	0,43	0,38	0,37	0,37	0,54	0,31	0,94	0,93	0,50	0,92	1,30	1,56	0,72	1,09	1,26
Σ	100,10	100,30	100,05	99,88	99,79	100,16	99,75	100,52	100,03	99,94	99,91	100,62	100,23	101,01	100,90	99,70	100,19	100,22	100,21	100,58	100,43	100,10
Поправка	0,01	0,03	0,10	0,17	0,11	0,14	0,15	0,18	0,16	0,16	0,16	0,23	0,14	0,39	0,39	0,21	0,39	0,55	0,66	0,30	0,46	0,53
Сумма	100,09	100,27	99,95	99,71	99,68	100,02	99,60	100,34	99,87	99,78	99,75	100,39	100,09	100,62	100,51	99,49	99,80	99,67	99,55	100,28	99,97	99,57

Кристаллохимические формулы биотитов

K	0,86	0,86	0,90	0,91	0,89	0,88	0,71	0,92	0,80	0,76	0,79	0,79	0,87	0,67	0,88	0,86	0,76	0,88	0,82	0,77	0,77	0,75
Na	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,06	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04
Rb	0,008	0,006	0,009	0,009	—	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,005	0,005	0,002	0,004	0,007	0,006	0,006	0,01	0,005	0,005	0,006	0,005
(H_3O)	0,02	0,06	—	0,03	—	—	0,18	—	—	0,14	0,155	0,12	0,03	0,22	—	0,08	0,14	0,02	0,155	0,125	0,10	0,155
Ca	0,05	0,04	0,06	0,02	0,04	0,03	0,05	—	0,06	0,07	0,02	0,05	0,05	0,07	0,08	0,02	0,05	0,06	—	0,06	0,08	0,05
X	1,00	1,00	1,01	1,00	0,96	0,93	1,00	0,94	0,89	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,007	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Mg	1,38	1,33	1,42	1,37	1,38	1,34	1,49	1,53	1,42	1,41	1,42	1,50	1,14	1,28	0,57	0,99	1,36	0,85	1,42	1,40	1,31	1,14
Fe^{2+}	1,18	0,98	0,95	0,94	1,03	1,01	1,04	0,86	0,89	0,97	0,91	0,80	1,08	1,05	1,68	1,16	0,81	1,52	0,92	1,05	1,23	1,39
Mn	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,02	0,03	0,08	0,02	0,03	0,02	0,11	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,06
Li	0,003	0,003	0,003	0,01	0,01	0,01	0,01	0,003	0,01	0,01	0,01	0,02	0,006	0,03	0,02	0,008	0,03	0,02	0,03	0,003	0,02	0,02
Fe^{3+}	0,17	0,36	0,33	0,35	0,24	0,28	0,27	0,35	0,30	0,32	0,38	0,45	0,19	0,50	0,32	0,44	0,39	0,33	0,24	0,26	0,30	0,37
Al^{YI}	—	0,03	0,12	0,12	0,06	0,14	—	—	0,08	0,05	0,03	—	0,33	—	0,14	0,11	0,14	0,03	0,16	—	—	—
Ti	0,26	0,28	0,15	0,17	0,23	0,17	0,17	0,23	0,22	0,22	0,22	0,21	0,15	0,08	0,20	0,24	0,22	0,19	0,18	0,24	0,10	0,02
Y	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	2,85	2,81	2,81	2,82	2,77	2,81	2,71	2,78	2,79	2,80	2,80	2,78	2,78	2,64	2,85	2,81	2,67	2,92	2,74	2,72	2,74	2,74
Al^{IY}	1,14	1,19	1,19	1,18	1,23	1,19	1,18	1,22	1,21	1,20	1,20	1,16	1,22	1,21	1,15	1,19	1,33	1,08	1,26	1,28	1,12	1,07
Ti	0,01	—	—	—	—	—	0,11	—	—	—	—	0,06	—	0,15	—	—	—	—	—	—	0,14	0,19
Z	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
O	10,56	10,80	10,63	10,64	10,52	10,52	10,53	10,54	10,55	10,67	10,65	10,74	10,66	10,49	9,99	10,82	11,66	10,70	10,47	10,525	9,75	10,37
OH	1,43	1,19	1,31	1,26	1,42	1,41	1,38	1,35	1,36	1,24	1,26	1,13	1,27	1,28	1,77	1,06	0,12	0,96	1,15	1,295	1,97	1,31
F	0,005	0,01	0,06	0,10	0,06	0,07	0,09	0,11	0,09	0,09	0,09	0,13	0,07	0,23	0,24	0,12	0,22	0,34	0,38	0,18	0,28	0,32

Примечание. Анализированные биотиты: обр. 255/3, 254/2 — из габбро-диоритов (верховье руч. Гай); обр. 282/6, 282/3 — гранитизированных габбро (р. Иня); обр. 201 — из кварцевых диоритов северной части массива (верховье руч. Гай); обр. 37 — из тоналитов центральной части массива (верховье руч. Параллельного); обр. 261/12— из гранодиоритов эндоконтактовой зоны южной части массива (р. Ульбея); обр. 231/1 —из гранодиоритов, обогащенных темноцветными минералами северной части массива; обр. 182 — из гранодиоритов северной части массива (водораздел руч. Меркурий-Нют); обр. 124, 31 — из гранодиоритов центральной части массива (верховье руч. Параллельного); обр. 258/1 — из гранодиоритов южной части массива (р. Ульбея); обр. 33 — из плагиогранитов (верховье руч. Параллельного); обр. 167 — из биотитовых гранитов северной части массива (правобережье р. Нют); обр. 58, 547 — из биотитовых гранитов междуречья Ульбея — Асиберган; обр. 396/1 — из грейзенизированных гранитов северной части массива (левобережье р. Ульбея); обр. 298 — из биотитовых гранитов южной части массива (левобережье р. Иня); обр. 238 — из биотитовых гранитов водораздела рек Иня — Ульбея; обр. 177, 183 — из биотитовых гранитов южной части массива (правобережье р. Ульбея); обр. 68 — из биотитовых гранитов (р. Ульберикан).

Аналитики: обр. 282/6, 282/3, 261/12, 231/1, 183, 238, 177, 68 — З. Ф. Паринова; обр. 201, 37, 182, 33, 58 — Г. Т. Матросова; обр. 124, 31, 258/1, 167, 547, 396/1, 298 — М. А. Слепцова; обр. 255/3, 254/2 — Д. А. Кулагина.

Таблица 7

Соотношения компонентов в кристаллохимических формулах биотитов

№ образца	Порода	$K\frac{Al-(Mg+Fe+Si+Al)}{Al}\cdot 100\%$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$\frac{Si}{Al}$	$\frac{Na+K}{Al}$	$f=\frac{Fe^2}{Fe^2+Mg}\cdot 100\%$	$f'=\frac{Fe^3+Fe^2}{Fe^3+Fe^2+Mg}\cdot 100\%$	$f^0=\frac{Fe^3}{Fe^3+Fe^2}\cdot 100\%$	$\frac{K}{K+Na}\cdot 100\%$
255/3	Габбро-диориты	17,0	2,39	2,50	0,77	46,1	50,6	12,6	97,72
254/2	То же	18,2	2,19	2,30	0,73	42,4	50,2	26,9	96,62
282/6	Гранитиз. габбро	19,2	2,06	2,14	0,72	40,1	47,4	25,8	95,74
282/3	»	19,1	2,05	2,17	0,72	40,7	48,5	27,1	96,81
201	Кварцевый диорит	19,2	2,05	2,15	0,71	42,7	47,9	18,9	96,73
37	Тоналит	19,6	1,98	2,11	0,68	43,0	49,0	21,7	97,77
261/12	Гранодиорит	17,6	2,37	2,30	0,70	41,1	46,8	20,6	92,20
231/1	»	18,1	2,25	2,28	0,77	36,0	44,2	28,9	97,87
182	»	19,3	2,02	2,16	0,64	38,5	45,6	25,2	96,38
124	»	18,5	2,16	2,24	0,63	40,8	47,8	24,8	96,20
31	»	18,2	2,20	2,28	0,67	39,0	47,6	29,4	96,34
258/1	»	17,3	2,37	2,40	0,71	34,8	45,5	36,0	95,18
33	Плагиогранит	23,0	1,55	1,79	0,59	48,6	52,7	15,0	94,56
167	Биотитовый гранит	18,1	2,34	2,18	0,57	45,1	54,7	32,2	95,71
58	»	19,2	1,99	2,21	0,73	74,7	77,8	16,0	95,65
547	»	19,4	1,99	2,16	0,68	54,0	61,8	27,5	96,62
396/1	Грейзенизированный гранит	22,1	1,74	1,81	0,54	37,3	46,9	32,5	95,00
183	Биотитовый гранит	16,5	2,43	2,63	0,82	64,1	68,5	17,8	96,70
298	»	21,1	1,82	1,93	0,63	39,3	45,0	20,7	97,61
238	»	19,1	2,12	2,12	0,63	42,9	48,3	19,8	95,06
177	»	16,7	2,54	2,45	0,73	48,4	53,9	19,6	93,90
68	»	15,9	2,71	2,56	0,74	54,9	60,7	21,3	94,93

располагаются во втором — пятом полях щелочности (табл. 7). При этом биотиты из нижнемеловых гранодиоритов и их эндоконтактовых, более основных фациальных разновидностей группируются в основном в четвертом поле, а из плагиогранитов во втором (рис. 9). Точки состава слюд из верхнемеловых биотитовых гранитов располагаются в третьем, четвертом и пятом полях диаграммы. Широкий разброс точек состава биотитов из гранитов может объясняться главным образом неодинаковыми температурными условиями кристаллизации. Так, точки составов биотитов из гранитов южной части Нют-Ульбейского массива, локализующиеся в пятом поле диаграммы, характеризуются более высокими температурами кристаллизации по двухполевошпатовому термометру (T=570—530°), чем однотипные по составу гранитоиды северной части того же массива (T=490°), точки состава биотитов из которых располагаются в третьем и четвертом поле.

При сравнении химизма биотитов в породах нижнемеловой фазы отчетливо намечается уменьшение отношения $\frac{Na+K}{Al}$ и увеличение глиноземистости, железистости слюд в плагиогранитах по отношению к главной гранодиоритовой фации (рис. 10). Среди акцессорных минералов в плагиогранитах появляется монацит, который, по данным И. С. Ипатьевой (1973), характерен для гранитоидов нормальной щелочности, содержащих высокоглиноземистый биотит. Эти факты свиде-

тельствуют об уменьшении щелочности в процессе внутрикамерной дифференциации гранодиоритового расплава и кристаллизации поздних плагиогранитов в условиях возрастающей кислотности.

В обстановке нарастающей кислотности расплава происходила и кристаллизация верхнемеловых среднезернистых лейкократовых и аплитовидных гранитов поздней фазы дополнительных интрузий, где в отличие от крупнозернистых биотитовых гранитов верхнемелового возраста появляется гранат (см. статью И. С. Ипатьевой в настоящем сборнике). В Охото-Кухтуйском интрузиве в поздних гранитах альмандиновый гранат с железистостью 93,7 мол. % ассоциирует с высокоглиноземистым ($K_{Al}=27{,}1$) и железистым ($f'=84{,}7$) биотитом, что, по А. А. Маракушеву и др. (1966), связано с возрастанием содержания железа и снижением щелочности гранитного расплава.

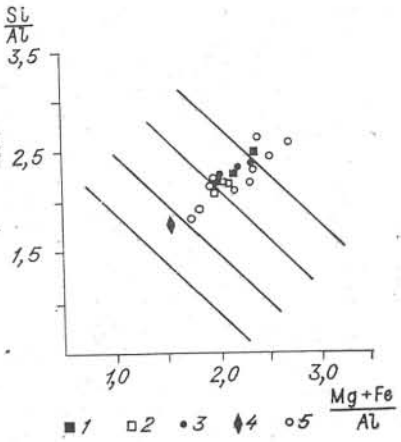


Рис. 9. Диаграмма состава биотитов (по А. А. Маракушеву и И. А. Тарарину, 1965).

1 — из гранитизированных габбро; *2* — из кварцевых диоритов и тоналитов эндоконтактовых зон; *3* — из гранодиоритов; *4* — из плагиогранитов; *5* — из биотитовых гранитов.

Сравнение составов биотитов из пространственно совмещенных в разных участках Нют-Ульбейского интрузива нижнемеловых гранодиоритов и верхнемеловых биотитовых гранитов (обр. 182—167; 31—58; 258/1—238) показывает более высокие значения общей железистости в последних при неодинаковом изменении величины коэффициента глиноземистости и отношения $\frac{Na+K}{Al}$ (см. табл. 7). Такой характер изменения состава биотита не характерен при образовании гранодиоритов и гранитов в ходе эволюции единого магматического очага (Маракушев, Тарарин, 1965). Соотношение составов биотитов из гранодиоритов и гранитов (см. рис. 10) наряду с другими признаками свидетельствует о формационной самостоятельности нижнемеловых и верхнемеловых гранитоидов Нют-Ульбейского интрузива.

В эндоконтактовых фациях гранодиоритовых интрузивов, прорывающих пермские осадочные породы, изменение состава биотита выражается в увеличении глиноземистости, железистости и близких величинах отношения $\frac{Na+K}{Al}$ (обр. 31—37). Это, возможно, связано с подкислением расплава при взаимодействии его с вмещающими породами.

Несколько иная картина наблюдается в зоне контакта гранодиоритов с габбро-норитами. По мере приближения к неизмененным габбро-норитам глиноземистость биотитов уменьшается, а общая железистость, калиевость и отношение $\frac{Na+K}{Al}$ увеличиваются. Точки состава их на

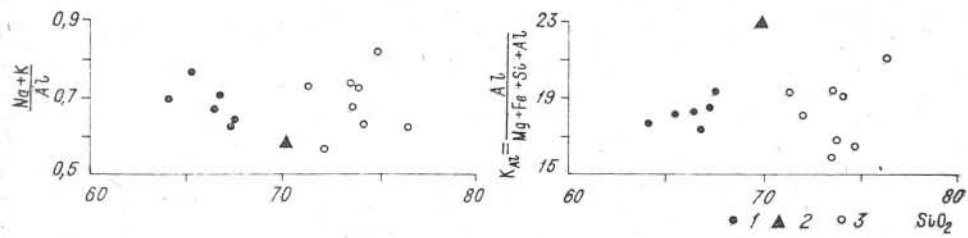


Рис. 10. Диаграмма изменения коэффициента глиноземистости и отношения $\frac{Na+K}{Al}$ в биотитах в зависимости от содержания SiO_2 в породе.

1 — из гранодиоритов (K_1); *2* — из плагиогранитов (K_1); *3* — из биотитовых гранитов (K_2).

диаграмме (см. рис. 9) за исключением обр. 255/3, располагающегося в пятом поле, локализуются в том же (четвертом) поле, что и биотиты из гранодиоритов. Последовательность кристаллизации минералов в эндоконтактовых габбро-диоритах и кварцевых диоритах аналогична гранодиоритам, и они отличаются от последних только повышенной основностью. Учитывая изменение состава биотита в зоне контакта гранодиоритов с габбро-норитами, можно говорить о том, что некоторое повышение щелочности происходило в границах одной группы кислотности — щелочности по Маракушеву и Тарарину (1965).

Образование гранитоидов повышенной основности при взаимодействии гранодиоритового расплава с основными породами связано с диффузионным характером замещения (Жариков, 1960).

Химический состав биотитов из гранитизированных габбро по р. Иня у контакта с биотитовыми гранитами довольно выдержан (обр. 282/3; 282/6) и близок к составу биотитов из пространственно ассоциирующих гранитов (обр. 238).

Следует отметить, что как в гранодиоритах, так и в неизмененных биотитовых гранитах отношение $\frac{K}{K+Na}$ в биотитах увеличивается в направлении с юга на север.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Геологическое положение Нют-Ульбейского гетерогенного гранитоидного массива определяется приуроченностью его к одноименной зоне глубинного разлома — структурного шва восточного ограничения Охотского срединного массива. Тектоническая активизация этой зоны в позднем мезозое сопровождалась формированием двух разновозрастных интрузивных комплексов: раннемелового гранодиоритового и позднемелового гранитного.

Характерной особенностью состава нижнемеловых интрузивов является преобладание гранодиоритов при подчиненной роли кварцевых диоритов и поздних плагиогранитов. Небольшие тела пород основного состава (габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов) по отношению к гранодиоритам являются более ранними образованиями, что послужило основанием для предыдущих исследователей при выделении их в качестве первой фазы формирования нижнемеловых гранодиоритовых интрузивов. Наши наблюдения взаимоотношений основных пород не подтверждают эту точку зрения.

Между основными породами и нижнемеловыми гранодиоритами наблюдались постепенные переходы через породы промежуточного состава — кварцевые диориты, габбро-диориты. С верхнемеловыми биотитовыми гранитами габбро-нориты находятся в иных соотношениях. На контакте с гранитами в габбро- и габбро-норитах развиваются новообразования амфибола, биотита и калинатрового полевого шпата. В телах основных пород часто наблюдаются дайки биотитовых гранитов, но нигде не отмечалось даек гранодиоритового состава. Эти данные позволяют рассматривать габбро-нориты как наиболее ранние кристаллические обособления в процессе кристаллизации гранодиоритового расплава (Гринберг, 1973).

Идентичность состава и степени упорядоченности плагиоклазов габбро-норитов и резорбированных интрателлурических ядер зональных плагиоклазов нижнемеловых гранитоидов свидетельствует о генетической связи пород основного состава и вмещающих гранодиоритов. Включения основных пород в верхнемеловых биотитовых гранитах представляют ксенолиты.

Завершающие формирование раннемелового интрузивного комплекса плагиограниты являются продуктами внутрикамерной дифференциации гранодиоритового расплава, протекавшей в условиях повышающейся кислотности. Об этом свидетельствуют увеличение глиноземистости и уменьшение отношения суммы щелочей к алюминию в биотитах из плагиогранитов и появление в последних акцессорного монацита. Постмагматические автометасоматические процессы в плагиогранитах развиты незначительно и выражаются в слабом окварцевании и мусковитизации.

Пространственная и временная связь нижнемеловых гранитоидов и андезитов и сходство химизма гранодиоритов и вулканических пород андезин-дацитовой серии Охотского срединного массива позволяет предполагать глубинное происхождение родоначальной магмы нижнемелового гранодиоритового интрузивного комплекса.

Граниты позднемелового комплекса гетерогенного Нют-Ульбейского массива слагают площадь около 4600 км², что составляет 60% его общей площади. В составе позднемеловых интрузивов преобладают биотитовые граниты. Кристаллизация более поздних лейкократовых гранитов и аплитов, являющихся фазой дополнительных интрузий позднемелового комплекса, протекала в условиях повышения кислотности гранитного расплава, о чем свидетельствует появление граната в этих породах. Но в отличие от интрузивов нижнемеловых гранодиоритов в верхнемеловых интрузивах внутрикамерная дифференциация гранитной магмы сопровождалась накоплением калия в остаточных растворах и образованием богатых калием аплитов с широким проявлением процессов площадной автометасоматической микроклинизации при подчиненном значении альбитизации.

Сравнение состава биотитов (см. рис. 10) и валового состава пород (см. рис. 4, 5) показывает существенные различия гранитоидов нижне- и верхнемелового комплексов. Причем близкие средние значения коэффициента глиноземистости и отношения суммы щелочей к алюминию в биотитах из нижнемеловых гранодиоритов и верхнемеловых гранитов не позволяют рассматривать их образование в процессе дифференциации расплава в едином магматическом очаге. Наряду с отмеченными различиями между гранитоидами нижне- и верхнемелового комплексов отмечается некоторое сходство.

Резко отличаясь по количественному содержанию акцессорных минералов и их качественному составу в жильных образованиях каждой из фаз, нижнемеловые гранодиориты и верхнемеловые граниты содержат одинаковые (сквозные) магнетит-ильменит-сфен-ортитовые парагенезисы.

Как с ранне-, так и с позднемеловым комплексами связано однотипное молибденовое оруденение.

Пространственная совмещенность гранитоидов нижне- и верхнемелового интрузивных комплексов и их некоторое сходство по геохимическим особенностям позволяет рассматривать верхнемеловые биотитовые граниты как палингенные, образовавшиеся под воздействием глубинных калийсодержащих интрателлурических флюидов.

ЛИТЕРАТУРА

Белый В. Ф., Сперанская И. М., Устиев Е. К. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. — В кн.: Геология СССР. Т. XXX (кн. 2). М., «Недра», 1970, с. 141—196.

Бигаева А. Р. Об абсолютном датировании вулканогенных пород. — «Узбек. геол. журнал», 1968, № 5, с. 28—33.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964. 224 с.

Вельдяксов Ф. Ф., Иванов В. А., Песков Е. Г., Рябов А. В. Основные особенности

тектоники и истории развития Охотского массива.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М., «Наука», 1970, с. 82—91.
Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968. 185 с.
Гринберг Г. А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 9—26.
Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадии при формировании скарново-рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 507—522.
Изох Э. П., Казицын Ю. В. Структурная прерывистость в ряду альбит — анортит и петрографическое значение плагиоклазов различного структурного типа.— «Зап. ВМО. Серия вторая», 1959, ч. 88, вып. 3, с. 247—261.
Ипатьева И. С. Ассоциации акцессорных минералов позднемезозойских гранитоидов Восточной Якутии.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 52—59.
Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 3, с. 20—38.
Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности — щелочности гранитоидов, бедных кальцием.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 5—72.
Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.
Недосекин Ю. Д. Условия формирования Нют-Ульбейского батолита.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. (Тезисы докладов научной сессии). Якутск, 1970, с. 71—73.
Недосекин Ю. Д. Особенности проявления послемагматического метасоматоза в гранитоидах Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 106—115.
Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.
Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970. 270 с.
Умитбаев Р. Б. Геологическое строение Охотского рудного района. Якутск, Автореф. канд. дисс., 1969. 26 с.
Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— «Советская геология», 1959, № 3, с. 3—27.
Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций.— В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 161—183.
Шкодзинский В. С. Минеральные парагенезисы на контакте гранитоидов с основными породами. М., «Наука», 1970. 109 с.
Fraser A. J. Patchy zoning in plagioclase: a discussion.— "J. Geol.", 1966, v. 4, № 74, p. 514—517.
Thornton C. P. and Tuttle O. F. Chemistry of igneous Rock. I. Differentiation index.— "Americ. Yournal of Science", 1960, v. 258, № 6, p. 664—684.
Vance J. A. Zoning in igneous plagioclase patchy zoning.— "The Journal of Geology", 1965, v. 4, № 73, p. 636—652.

В. И. СОЛОВЬЕВ

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ИГНИМБРИТЫ КУЙДУСУНСКОЙ НАЛОЖЕННОЙ ВПАДИНЫ

В Охотско-Чукотском вулканическом поясе игнимбриты широко распространены в нижне- и верхнемеловых толщах. Игнимбриты нижнемелового времени развиты в чукотской части пояса (Белый, 1969), где они представлены спекшимися туфами андезито-дацитового, дацитового и даже андезитового состава.

Позднемеловые игнимбритовые толщи известны по всей территории Охотско-Чукотского пояса, имеют сходные черты строения и состава как в Чукотской (Белый, 1969), так и в Охотской ветви пояса (Сперанская, 1961, 1964). Для верхнемелового возраста игнимбритов в отличие от нижележащих характерен липарито-дацитовый состав, обычный для других частей Тихоокеанского побережья (Росс, Смит, 1963).

Позднемеловые игнимбритовые образования в северной части Охотско-Чукотского пояса распространены почти исключительно на территории внутренней зоны (Белый, 1969, с. 124). В юго-западной части

Охотского пояса верхнемелового возраста игнимбриты широко распространены во внешней зоне пояса, образуя, в частности, широкие и протяженные поля в Куйдусунской наложенной впадине, вытянутой в близком к широтному направлении почти на 250 км при ширине до 100 (Соловьев, 1973).

ГЕОЛОГИЯ

Куйдусунская впадина, располагающаяся на северном склоне Охотского остаточного массива и обрамляющих его складчатых структурах Южно-Верхоянского и Верхне-Индигирского синклинориев, выполнена главным образом верхнемеловыми вулканитами, среди которых преобладают игнимбриты. Наиболее часто встречаются зеленовато-серые массивные среднезернистые лавоподобные спекшиеся туфы дацитов. Они лежат на осадочных породах верхоянского комплекса, на андезитах, базальтах и их туфах нижнемелового (?) возраста.

Игнимбриты дацитов образуют поля больших размеров, имея однородное массивное строение на площади в десятки тысяч километров. Они образуют крупноглыбовые развалы и столбчатую отдельность (фото 1)*. Углы наклона потоков обычно не превышают 20°, увеличиваясь до 50° в участках, прилегающих к центрам извержений, а также к приподнятым по разломам блокам осадочных пород. Наибольшие (до 3000 м) мощности игнимбритов дацитов отмечаются на западном краю впадины, на Юдомо-Делькюнском водоразделе (Юдомо-Делькюнское вулканическое поле), где вулканиты лежат на складчатом основании к западу от Кетандинского разлома. В центральной части впадины, на осадочном чехле Охотского массива, мощность игнимбритов дацитовой формации составляет лишь 800 м, увеличиваясь до 1100 за счет появления в нижней части толщи туфогенных пород.

Возраст игнимбритов дацитов, определенный по калий-аргоновому отношению, соответствует сеноман — турону (94—84 млн. лет). Извержения туфов дацитов происходили, по всей вероятности, через трещинные аппараты, наблюдавшиеся в каньонах рч. Ильбяй, левого притока верхнего течения р. Юдомы, где обнажаются нижние горизонты дацитовой толщи. Эти зоны дробления западного и северо-восточного простирания обычно крутого падения и значительной (30—40 м) мощности, обнажающиеся в каньоне рч. Ильбяй, заполненные брекчиевого строения породами с обломками размером от нескольких миллиметров до 2 м в поперечнике, представленными зеленовато-серыми, серыми игнимбритами дацитов. Редко встречаются мелкообломочные (2—3 см) ксенолиты аргилитов и песчаников. Брекчиевый материал цементируется темно-серым до черного цвета стеклом, количество которого меняется от 80 до 10%.

Около жерловин распространены спекшиеся агломератовые туфы, содержащие обломки андезитов, измененных осадочных пород, туфов, андезитов, пемзы размером от 1—3 до 20 см в количестве от 30 до 80% массы породы. Обломки цементируются серым, светло-серым с зеленоватым оттенком мелкозернистым спекшимся туфом дацитов. Наибольшие мощности (до 1000 м) агломератовых туфов отложились к востоку и северо-востоку от центров эрупции. К западу от жерловин мощности агломератов и перекрывающих их игнимбритов не превышают 500 м. Пласты околожерловых образований залегают с относительно крутыми (30°) углами падения. Огромный по масштабу проявления игнимбритовый вулканизм сменился излияниями андезитов и андезитобазальтов, локализующихся вблизи магмоподводящего Кетандинского разлома.

* Фотографии см. в разделе «Приложение».

После некоторой стабилизации извержения кислого пирокластического материала возобновились, но в отличие от эксплозий дацитов они имели локальный характер. Изменения также наметились в составе и типе извержений. Одновременно с липаритовыми игнимбритами в сенон-датское время (83—49 млн. лет) изливались короткие (первые километры) лавовые потоки и внедрялись экструзивные и субвулканические тела.

Игнимбриты и лавы извергались из разобщенных центров, приуроченных к вулканоструктурам проседания, которых на территории впадины намечается три: Туртэновская, Делькю-Куйдусунская и Манык-Юряхская (или Лабынкырская кольцевая структура, по Н. И. Ларину, 1954). Из них наиболее компактной вулканоструктурой является Туртэновская с субвулканом в центре, расположенная на правобережье рч. Делькю-Охотская. Вулканоструктура расположена между Кетандинским разломом на востоке и оперяющими его разрывами на западе, заполнена сменяющимися к центру все более молодыми вулканитами. Туртэновская структура в плане неправильной эллипсоидальной формы, простирается в северо-западном направлении на 40 км при ширине до 15 км на северном замыкании. Она располагается на песчано-глинистых отложениях пермского возраста и на перекрывающих их андезитах, туфах андезитов и игнимбритах дацитов. В основании структуры проседания залегает толща зеленовато-серых, серых среднезернистых массивных, сильно сваренных лавоподобных игнимбритов липаритов с общей мощностью не менее 400 м.

На относительно однородной зеленовато-серой толще игнимбритов липаритов залегает многослойная (до 20) пестроокрашенная толща черных, коричневых (от светло-коричневых до «шоколадных»), серых, зеленовато-серых, сиреневых, зеленых, белых спекшихся туфов липаритов с мощностью потоков от 0,5 до 130 м. Общая мощность пестроцветной толщи в разных частях структуры неодинаковая и меняется от первых сотен до 1000 м (Соловьев, 1973).

Выше «пестроцветов» залегают сильно спекшиеся светло-коричневые массивные кристаллокластические игнимбриты, слагающие вершины гор и распространенные вокруг субвулканического тела гранит-порфирового состава (см. рисунок). Мощность верхней толщи меняется в пределах 400—600 м.

Потоки и покровы, слагающие вулканоструктуру, наклонены центроклинально с углами 8—20°, уменьшающимися до горизонтальных в направлении к верхним горизонтам.

Вулканиты жерловой фации локализуются вокруг субвулканического тела. Они имеют агломератовое строение и сложены тесно прилегающими небольшими (до 10 см) в поперечнике многоугольными обломками бурых мелкозернистых игнимбритов липаритов, образующих тела неправильной формы.

Делькю-Куйдусунская вулканоструктура проседания площадью около 1000 км^2 прослеживается на 50 км вдоль разрывов северо-восточного простирания на право- и левобережье Делькю-Куйдусунской. Структура выполнена серыми, зеленовато-серыми массивными лавоподобными игнимбритами липаритов, мощности которых увеличиваются от 100 м на краю до 1200 м в центре поля их распространения. Покровы наклонены к центру с углами падения 7—20°.

Игнимбриты по краю вулканоструктуры прорываются экструзивными куполами и дайками флюидальных белых липаритов. Экструзии в виде ряда недалеко (2—5 км) отстоящих тел площадью 20—25 км^2 трассируют разрывные нарушения восточного крыла Кетандинского разлома. Более мелкие тела (площадью 5—10 км^2) залегают по восточному краю игнимбритового поля липаритов в более удаленных от Кетандинского разлома тектонических разрывах (см. рисунок).

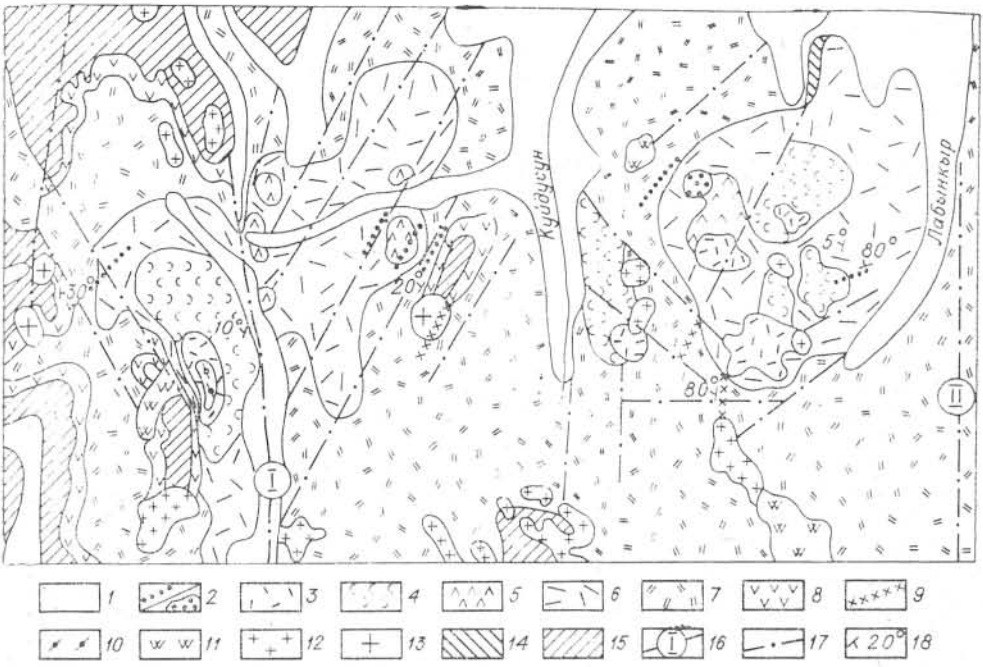


Схема геологического строения Куйдусунской впадины.

1 — четвертичные отложения; *2* — дайки (*вверху*) и штоки (*внизу*) андезитов, андезито-базальтов, базальтов; *3* — игнимбриты липаритов и липарито-дацитов; *4* — пестроокрашенные игнимбриты липаритов; *5* — экструзии липаритов; *6* — игнимбриты липаритов; *7* — игнимбриты дацитов; *8* — базальты, андезиты; *9* — дайки гранитов; *10* — субвулканические липариты; *11* — субвулканы дацитов; *12* — гранит-порфиры; *13* — гранодиорит-порфиры; *14* — песчано-глинистые породы верхнетриасового (?) возраста; *15* — песчано-глинистые породы верхнепермского (?) возраста; *16* — глубинные разломы. (I — Кетандинский, II — Нют-Ульбейский); *17* — разрывные нарушения; *18* — элементы залегания пород.

Экструзии перекрываются слабо сваренными, образующими плитчатую отдельность пестроокрашенными игнимбритами близгоризонтального залегания с мощностью не более 200 м.

Далее, к востоку от Делькю-Куйдусунской, располагается Маннык-Юряхская, или Лабынкырская, вулканоструктура, в отличие от соседних более крупная и сложнее построенная. Ее диаметр около 50 км, занимает она территорию верхнего течения рч. Маннык-Юрях, ограниченной разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и меридионального простираний, оперяющих Нют-Ульбейский разлом меридионального направления.

Изредка тектонические ослабленные зоны наследуются руслами рек и ручьев, создавая впечатление кольцевых разрывов, окаймляющих вулканоструктуру. Основание ее сложено зеленовато-серыми роговообманково-биотитовыми порфирокластическими игнимбритами дацитов.

Игнимбриты вулканоструктуры так же, как и в соседних, сохраняют трехчленное строение. Нижняя часть игнимбритовой толщи сложена серыми, темно-серыми среднезернистыми массивными лавоподобными игнимбритами липаритов мощностью около 200 м. На них ложится толща пестроокрашенных (зеленые, коричневые, черные, белые цвета) спекшихся туфов липаритов и липарито-дацитов, состоящая из 13—15 маломощных (2—70 м) покровов общей мощностью 400 м. В направлении к краю структуры пестроцветы выклиниваются так же, как и в Туртэновской, «пестроцветы» Лабынкырской структуры перекрываются массивными коричневыми или серыми кристаллокластическими игнимбритами липаритов и липарито-дацитов, слагающими высокие водораздельные пространства в виде покровов небольшой (1—12 км^2) площа-

ди с почти горизонтальным залеганием. Потоки игнимбритов более нижних горизонтов залегают со встречными, к центру пологими (5—10°) углами падения. Почти в центре поля развития игнимбритов липаритов локализуется экструзия белых флюидальных липаритов площадью в 100 км², вытянутая в меридиональном направлении на 15 км. Экструзия прорывает нижние горизонты липаритовой толщи и перекрывается пестроокрашенными игнимбритами.

С поздними вулканитами пространственно и, вероятно, по времени сопряжены небольшие (до 10 км²) субвулканические тела и жилы разной (1—30 м) мощности и северо-западного (310—340°) простирания липаритового и дацитового состава.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Петрографические особенности игнимбритов определяются различным содержанием в них кристаллокластического материала, неодинаковым количеством крупных включений стекла, различными степенями сваренности и деформаций частиц стекла в цементе, а также поствулканической перекристаллизации стекла, наличием или отсутствием в них посторонних обломков более древних пород (Сперанская, 1966). Классификация разработана И. М. Сперанской на примере игнимбритовых толщ Охотско-Чукотского вулканического пояса: 1) гиалоигнимбриты с относительным содержанием стекла 95—90%; 2) порфирокластические игнимбриты, в которых стекло составляет 80—70% общего объема породы; 3) кристаллокластические игнимбриты с содержанием стекла не более 60%.

Известно, что во всех вулканических областях мира большинство игнимбритовых потоков состоит из материала размером менее 4 мм (Смит, 1963; Aramaky; Сперанская, 1966). В соответствии с этим И. М Сперанская предлагает по гранулометрическому составу выделять две группы игнимбритов: 1) пепловые игнимбриты, в которых 70% пирокластического материала относится к фракции размером менее 4 мм; 2) пемзовые игнимбриты, в которых 30—50% объема породы составляют обломки преобразованной в стекло пемзы размером 0,5—5 см и более.

Игнимбритовые поля больших объемов Куйдусунской впадины относятся в ряд пепловых, размер частиц в которых обычно менее 4 мм. Содержание кристаллокластического материала в них неодинаковое и меняется от 3 до 49%. По степени сваренности и перекристаллизации стекла они относятся к высоко- и сильносваренным разностям со значительной перекристаллизацией стекла основной массы. Не считая прижерловых фаций, для игнимбритов описываемой впадины характерны полное отсутствие или незначительная примесь постороннего материала.

Разновременные толщи игнимбритов объединены в дацитовую и липаритовую формации (Соловьев, 1973), по данным химических анализов они представлены породами от андезито-дацитового до липаритового состава.

Игнимбриты дацитов

В горизонтальном и вертикальном направлении огромные объемы игнимбритов дацитовой формации характеризуются постоянным содержанием SiO_2 (65—69%), щелочей (K_2O и Na_2O по 3—4% каждый), суммарного количества окисного и закисного железа (3,5—4,3%). Содержание CaO меняется от 1,79 до 4,28%. В андезито-дацитах содержится нормативный волластонит или увеличивается содержа-

ние энстатитовой и ферросилитовой составляющих до 8—9%. Игнимбриты дацитов равномерно пересыщены кварцем, нормативное содержание которого составляет 22—27%, а коэффициент дифференциации магмы колеблется в пределах 70,5—78,9%.

На территории этой впадины игнимбриты дацитов характеризуются не только постоянным химическим, но и исходным минеральным составом. Главными составными компонентами в них кроме стекловатой основной массы являются плагиоклаз, кварц, реже калинатровый полевой шпат, биотит и роговая обманка. Из акцессорных минералов наиболее распространены циркон и апатит, реже — магнетит, ильменит и сфен (см. статью В. И. Макарова и В. И. Соловьева в данном сборнике). Цементирующая порфирокласты основная масса составляет 51,1—71,7% объема игнимбритов. Она сложена слабополяризующими мелкими (меньше 0,5 мм) осколками стекла, окрашенными в серые и бурые тона и испытавшими спекание, расстеклование с образованием кварц-адуляровых агрегатов. Основная масса имеет флюидальное строение, обусловленное чередованием светлых и темных полос стекла. Такситовое строение подчеркивается пятнистым распределением вновь образованных минералов. Так, адуляр располагается вдоль и вокруг вкрапленников в виде бурых скоплений розетковидных агрегатов размером до 0,05 мм, а таблитчатые зерна кварца размером 0,01 мм слагают черепитчатые агрегаты. По стеклу развиваются мелкие (сотые и тысячные доли миллиметра) листочки зеленого хлорита. Эти особенности строения цементирующей массы характерны главным образом для игнимбритов западной половины впадины. В Маннык-Юряхском вулканическом поле основная масса в результате сваривания и расстеклования изменена до фельзитового строения. От пепловой витрокластической природы остались лишь реликты обломков стекла, видных лишь при уменьшенной диафрагме, которые вытягиваются в виде полос, обтекающих вкрапленники, главным из которых является плагиоклаз.

Плагиоклаз — самый распространенный минерал игнимбритов дацитов, он составляет 17,9—38,4 (чаще 24—30%) объема породы и содержит 30—36% анортита (табл. 1). Плагиоклазы обычно сдвойникованы, но присутствуют и несдвойникованные индивидумы. Целых кристаллов мало, они сколоты, разбиты, иногда незначительно резорбированы основной массой. Плагиоклазы, как правило, незональны. Слабо выраженная расплывчатая зональность с волнистым погасанием без четких границ двойникования отмечалась в осколках плагиоклазов на левобережье Маннык-Юряха, где также обычны мелкие (до 1 мм) гломеропорфировые сростки и включения зерен роговой обманки и циркона в плагиоклазах (фото 2). Плагиоклазы изменены незначительно, они слабо альбитизированы (фото 3), хлоритизированы, карбонатизированы (фото 4), серицитизированы и иногда цеолитизированы.

Таблица 1

Количественный минеральный состав игнимбритов дацитовой формации

Содержание минералов, (об.%)	Рч. Ильбяй				Рч. Маннык-Юрях					Р. Ульбея
	105/1*	104/1	103/1	102/2	421/1	277/4	202/1	221/1	234/1	325/1
Основная масса	51,5	65,0	71,5	51,0	71,7	58,4	69,9	59,0	51,1	59,1
Плагиоклаз	28,1	20,4	17,9	29,8	23,6	28,7	24,8	30,7	38,4	28,0
Кварц	13,6	11,2	5,0	12,2	2,3	4,7	2,6	3,8	6,0	6,7
Калишпат	1,1	0,7	1,4	1,2	—	5,2	0,7	1,7	Е.з.	2,5
Биотит (?)	4,1	2,0	1,7	3,5	2,4	2,2	1,1	1,5	3,1	1,2
Роговая обманка (?)	1,6	0,7	2,5	2,3	Е.з.	0,8	0,9	3,5	1,4	2,5

* Номер образца.

Количество кварца меняется от 2,3 до 13,6%. Наибольший процент его отмечен на левобережье Юдомы и Юдомо-Делькюнском поле. В бассейне Куйдусуна и Ульбеи содержание кварца не поднимается выше 6,7%. Нормативного количества кварца в породах Юдомо-Делькюнского поля, наоборот, меньше, т. е. породы западного края впадины меньше пересыщены кремнеземом, чем игнимбриты, извергшиеся на северном склоне Охотского массива, в Делькю-Куйдусунском и Маннык-Юряхском вулканических полях. Далее, в бассейне речек Куйдусун и Ульбея число зерен кварца в шлифах составляет 8—17, а средние размеры их равны 0,8—1,3 мм. В западной части впадины на Юдомо-Делькюнском междуречье количество зерен кварца увеличивается до 14—24, средние размеры их 1,2—1,5 мм. Здесь же встречаются зерна кварца до 5 мм. Все это указывает на неодинаковые условия кристаллизации игнимбритов в разных частях впадины.

Зерна кварца, как правило, округлой и неправильной (амебообразной) формы, оплавлены и корродированы основной массой (фото 5), расчленяя иногда крупное зерно на ряд более мелких или растворяя его почти полностью.

Вкрапленники кварца встречаются реже, чем таковые плагиоклаза, но представлены более крупными зернами. Однако зерна плагиоклаза обладают лучшей огранкой и значительно менее корродированы основной массой.

Калинатрового полевого шпата менее 2% редко 5,2% (см. табл. 1). Зерен калиевого полевого шпата в шлифах от 1 до 14, средний размер их составляет 0,5—1,1 мм. Кристаллы более 2 мм очень редки. Калинатровый полевой шпат представлен слабоальбитизированными коротко-призматическими зернами, немного корродированными основной массой. Игнимбриты дацитов постоянно содержат темноцветные минералы (биотит и роговая обманка) в небольшом (2—6%) количестве.

Биотит, главный темноцветный минерал, образует длиннопризматические листочки со средним размером 0,5—0,9 мм, но не более 2 мм. Содержание биотита в породе неравномерное, составляющее от 9 до 35 зерен на площадь шлифа. Биотит сохранил только свою форму, вещество же полностью замещено агрегатом зеленого хлорита, эпидота и рудного минерала, окисленного до охры. Листочки биотита по краям и в середине корродируются основной массой. Иногда развиваются вторичный мусковит, новообразования красно-бурого свежего биотита.

Роговая обманка зеленого или зеленовато-бурого цвета содержится в породе в количестве от 0,7 до 3,3% и представлена единичными (2—7, редко 15—19) измененными призматическими кристаллами или их осколками (фото 6). Размер их такой же, как и зерен биотита — 0,6—1,0 мм. Роговая обманка так же, как и биотит, замещена обычно хлоритом, иногда совместно с последним развивается карбонат. Роговая обманка игнимбритов Юдомо-Делькюнского поля в отличие от других, восточнее расположенных частей впадины опацитизирована почти нацело, для нее характерен больший (22—26°) угол *cNg*, в других частях впадины 10—14°. Кристаллы роговой обманки, как и все порфирокласты, резорбируются основной массой.

Игнимбриты липаритов

Игнимбриты липаритовой формации обогащены кремнеземом (71,6—78,07 вес. %), содержание которого иногда опускается до 68,5%. Содержание окиси кальция меняется от 0,14 до 2,09%. Поведение щелочей стабильно: Na_2O составляет 2,87—3,86%, а K_2O=3,66—5,07 вес. %. Редко (проба 252/2) отмечаются отклонения: уменьшение SiO_2 и K_2O и увеличение CaO до 3,95%.

Игнимбриты характеризуются неодинаковым количеством (23—42,9%) нормативного кварца и большим (79,1—92,9%) коэффициентом дифференциации, значение которого иногда (пробы 250 и 252/2) уменьшается до 68,4% и соответствует породам дацитового состава.

Вулканиты по количеству основной массы (59,3—62,9%) и вкрапленников относятся к кристаллокластическим игнимбритам с фельзитовой структурой основной массы. Пепловые частицы сильно сваренного стекла улавливаются лишь в виде «теней», видных при нескрещенных николях с уменьшенной диафрагмой. В шлифах можно наблюдать неравномерное спекание, благодаря чему основная масса имеет такситовое строение с элементами игнимбритовой псевдофлюидальной структуры.

Кристаллы и их обломки представлены калинатровым полевым шпатом, кварцем и плагиоклазом. В отличие от игнимбритов дацитов в игнибритах липаритов преобладают зерна кали-натрового полевого шпата и кварца (11,8—18,5%). Плагиоклаза в породе содержится 8,5—10,0%. Измененные темноцветные минералы встречаются спорадически и в количестве не более 1% (табл. 2).

Размеры зерен и содержание калинатрового полевого шпата меняются в направлении от нижних к верхним горизонтам. Так, на правобережье Правого Маннык-Юряха в верхних горизонтах по сравнению с нижними уменьшается число вкрапленников, а средний размер их увеличивается от 0,9 до 1,6 мм; наиболее крупные кристаллы достигают 5 мм. Плагиоклаз представлен призматическими незональными сдвойникованными зернами, в небольшой степени серицитизированными, по составу соответствующие олигоклазу (№ 22—29).

Типичным представителем липаритовой формации является многослойная толща игнимбритов черного, зеленого, коричневого, белого цвета, слагающая среднюю часть формации. Потоки различаются и по составу. Так, содержание стекла в породах колеблется от 54,3 до 97,5%; т. е. присутствуют гиалоигнимбриты, порфирокластические и кристаллокластические игнимбриты (см. табл. 2).

Гиалоигнимбриты с содержанием стекла в породе, равным 88—97%, встречены в Туртэновской вулканоструктуре (обр. 42/4, 42/6, 43/3, 43, 12). По цвету

Таблица 2

Количественный минеральный состав игнимбритов липаритовой формации

Содержание минералов	Рч. Маннык-Юрях			Руч. Туртэн (правобережье р. Делькю)									Рч. Маннык-Юрях				Р. Улькэя	Руч. Туртэн	
	270/1*	267/1	262/1	44/2	44/1	43/13	43/12	43/4	43/3	43/1	42/6	42/4	42/2	41/1	281/5	280/2	279/3	279/1	320/1	39/1	9/1
Основная масса	59,6	59,3	62,9	54,3	85,0	77,5	88,0	70,7	97,0	83,1	94,6	89,5	58,3	60,9	66,2	71,3	79,5	74,4	54,2	57,0	54,1
Плагиоклаз	10,0	8,5	8,7	6,2	4,2	7,8	2,3	5,0	1,7	7,5	2,8	4,2	16,8	25,8	8,2	6,6	7,9	8,1	11,6	15,5	8,2
Кварц	14,6	13,7	15,5	23,3	6,2	10,5	8,0	10,3	1,2	6,4	0,2	3,1	15,0	6,8	11,8	17,1	7,1	8,4	21,6	7,1	23,4
Калишпат	15,5	18,5	11,8	16,0	4,6	4,2	1,7	13,0	0,06	2,8	2,3	2,8	6,1	3,8	13,8	5,0	5,5	8,1	11,7	19,6	12,7
Биотит	—	—	—	0,2	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	1,2	0,8	1,6

* Номер образца.

это серые, зеленовато-серые, белые, сиреневые, мелкопорфировые (0,3—1,0 мм), массивные, иногда с раковистым изломом слабо спекшиеся туфы липаритов с витрокластической пепловой структурой цемента. Обломки кристаллов представлены кварцем, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом. В большинстве случаев преобладают обломки плагиоклаза. Гиалоигнимбриты слабо карбонатизированы.

Пестроцветная толща сложена, главным образом, порфирокластическими игнимбритами с вкрапленниками, составляющими 15—35% объема породы (см. табл. 2). В отличие от гиалоигнимбритов, для которых характерны более светлые серые оттенки, порфирокластические игнимбриты окрашены обычно (но не всегда) в коричневые тона. Цвет породе придает окраска цемента. Последний отличается от гиалоигнимбритов более грубозернистым строением за счет присутствия обломков стекол и пемзы размером 1—3 мм и более высокой степенью спекания их в однородный стекловатый агрегат, на фоне которого видны лишь контуры мелких (менее 1 мм) обломков стекол и лучше заметны пемзовые включения. Структура цемента микроигнимбритовая, текстура псевдофлюидальная. Структура игнимбритов порфирокластическая. Порфирокласты представлены плагиоклазом, кварцем и калинатровым полевым шпатом, редко встречается биотит. Количественные соотношения вкрапленников примерно равные, отмечаются случаи преобладания калишпата и кварца над плагиоклазом, но не всегда. Средние размеры вкрапленников составляют 0,5—1,0 мм. Кристаллы плагиоклазов мельче других, но превосходят кварц и калишпат по числу вкрапленников. Кристаллы плагиоклаза призматической или короткопризматической формы и представлены незональными и свежими разностями, лишь отмечаются незначительная сыпь серицита и — очень редко — мелкие (менее 0,1 мм) листочки цеолитов. Порфирокласты калишпата — в виде несдвойникованных слабоальбитизированных зерен. Зерна кварца изометричной формы и сильно резорбированы. Коррозии подвержены также вкрапленники плагиоклаза и калинатрового полевого шпата (фото 7). Отмечаются сростки калишпата с плагиоклазом. Биотит представлен мелкими (0,5—1,0 мм) неизмененными катаклазированными листочками, иногда включенными в кварц и плагиоклаз.

Кристаллокластические игнимбриты по объему вулканитов значительно уступают порфирокластическим игнимбритам и сопоставимы с гиалоигнимбритами. От порфирокластических игнимбритов они отличаются не только большей кристалличностью, но и более высокой степенью сваренности витрокластического материала. В результате порода приобретает темно-серый до черного цвет за счет гомогенного вторичного стекла, в котором присутствует гиперстен с *cNg* 0—7°. В случае изменения темно-серых игнимбритов до коричневато-серых или зеленовато-серых оттенков стекло цемента девитрифицируется с образованием черепитчатых агрегатов кварца с размером зерен не более 0,1 мм, между которыми локализуются тонкозернистые агрегаты калинатрового полевого шпата.

Вкрапленники чаще представлены обломками или раздробленными кристаллами, заметно уменьшилась коррозия кварца, но увеличилось число зерен плагиоклаза с изрезанными неровными краями и с «включениями» стекла (см. фото 7). Плагиоклазы незональные, с таким же (22—30%) содержанием анортита. Породы свежие, иногда слабокарбонатизированные.

Водораздельные пространства Охото-Индигирского междуречья сложены, главным образом, поздними игнимбритами липаритовой формации, которые всегда залегают на пестроокрашенных игнимбритах. Они представлены мощной (несколько сотен метров) толщей массивных серых или коричневато-серых, устойчивых к агентам выветривания лавоподобных игнимбритов. Все они по соотношению стекла и обломков

минералов относятся к кристаллокластическим игнимбритам (см. табл. 2).

Степень сваренности стекла высокая, структура основной массы микроигнимбритовая или микрофельзитовая с реликтовыми псевдофлюидальными участками (фото 8). Порфирокласты представлены, главным образом, обломками кристаллов плагиоклаза, кварца и калинатрового полевого шпата, что является характерной чертой описываемых пород. Количественные соотношения вкрапленников такие же, как в других частях липаритовой толщи. Кварц, калинатровый полевой шпат, плагиоклаз в породах присутствуют поровну, иногда преобладает кварц. Средние размеры вкрапленников такие же, как и в игнимбритах более нижних горизонтов формации, т. е. 0,6—1,4 мм. Наиболее крупные (1,2—1,4 мм) зерна принадлежат кварцу. Обычно плагиоклаз содержит 20—24% анортита. Лейкократовая часть пород свежая, почти не затронутая выветриванием.

Темноцветные минералы представлены биотитом (до 2%) и единичными зернами пироксена.

В игнимбритах липаритовой формации содержатся циркон, апатит, пирит, магнетит, ильменит, ортит. Ортит част в покровах верхней половины толщи. Реже встречаются сфен, гранат, анатаз, еще реже — арсенопирит, молибденит, флюорит и др.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИГНИМБРИТОВ

Куйдусунская наложенная впадина сложена главным образом игнимбритами. Наибольший их объем располагается на окраине Охотского срединного массива, вдоль Кетандинского (Юдомо-Делькюнское вулканическое поле) и Нют-Ульбейского (Маннык-Юряхское вулканическое поле) разломов. На Охотском срединном массиве (Делькю-Куйдусунское вулканическое поле) объемы игнимбритов резко сокращаются, но увеличивается количество экструзивых куполов.

Игнимбритовые толщи впадины приурочены к зоне утолщения земной коры до 40—45 км (Шапошников, Шапошникова, 1961). На подобную геологическую позицию игнимбритов в других районах мира указывали Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1966).

Наиболее интенсивные извержения в Куйдусунской впадине связаны с образованием игнимбритов дацитовой формации, когда за относительно малый период (94—84 млн. лет) образовались толщи мощностью до 3000 м. Игнимбриты дацитов извергались через трещинные аппараты, но наряду с ними, вероятно, присутствовали вулканы, давшие агломератовые потоки с углами наклона до 30°. Кроме того, извержения имели направленный характер, приведшие к накоплению агломератов разной мощности относительно жерловин. Все эти признаки напоминают известные извержения вулканов Катмай и Безымянного (Горшков, 1962).

Следующий этап игнимбритового (липаритового) вулканизма, датируемый сенон-датским временем, отделен от извержений дацитовой магмы кратковременным перерывом, в течение которого небольшим объемом изливалась магма двупироксеновых андезито-базальтов.

Если игнимбриты дацитов в пределах всей впадины представлены однородной толщей массивного сложения мощностью от несколько сотен до тысяч метров, то игнимбриты липаритов слагают стратифицированные толщи с различными соотношениями порфирокластов и основной массы. Особенно гетерогенна средняя часть игнимбритовой формации, состоящая из десятков покровов различной (до 1 м) мощности, характеризующихся в то же время сильной и высокой степенью сваривания стекла, включающего иногда ромбический пироксен.

Покровы дацитов относятся к платоигнимбритам, занимающим площадь в десятки тысяч квадратных километров. Возобновившийся после некоторого перерыва игнимбритовый (липаритовый) вулканизм проявлялся локально в пределах обособленных вулканоструктур проседания и сопровождался внедрением субвулканических и экструзивных тел подобно вулканам Мерапи, Мон-Пеле, Санта-Мария, Шивелуч и др. (Горшков, 1962).

Вопрос о генезисе игнимбритов остается открытым. Существует несколько гипотез: «раскаленных туч» (П. Маршалл), «флюидизации» (Д. Л. Рейнольдс), «лавового потока» (Л. И. Грандж, Д. С. Белянкин), «ликвации» (А. Стейнер), «прорыва на поверхность гранитоидных плутонов» (Е. К. Устиев, И. М. Сперанская), «подземного взрыва и лавового потока» (В. И. Влодавец) и др. Недавно появились новые данные о метасоматическом «сваривании» кислых туфов в недрах гидротермальных систем в областях активного вулканизма (Набоко, 1971; Дуничев, 1971; Белоусов, 1971). Даже этот неполный перечень говорит в пользу существования различных способов образования игнимбритов. В свое время на это указывали В. И. Влодавец (1957), В. П. Петров (1957), А. Стейнер (1963) и др. Что же касается игнимбритов Куйдусунской впадины, то для них характерны наземные излияния по зонам глубинных разломов на большой территории, постоянное присутствие порфирокластов кварца, незональных плагиоклазов, малое количество темноцветных минералов, высокая степень сваривания стекла основной массы, присутствие флюидальных текстур. Все это говорит о специфических условиях образования игнимбритового расплава.

Постоянная резорбция вкрапленников стекловатой основной массой, а также порфирокластический характер вкрапленников есть, вероятно, результат быстрого поступления магматического расплава на поверхность земной коры.

Третьим характерным признаком вулканизма впадины служит постоянное присутствие туфолав, образующих дайки, купола, потоки, а также наличие постепенных переходов субвулканических липаритов в потоки игнимбритов.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. И. К вопросу об образовании спекшихся туфов, расположенных в пределах гидротермальных систем. — В кн.: Вулканизм и глубины земли. М., «Наука», 1971, с. 270—273.

Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., «Наука», 1969. 176 с.

Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. — «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», 1957, вып. 14, с. 24—31.

Горшков Г. С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 31—37.

Дуничев В. М. Кислые сваренные туфы в недрах гидротермальной системы Горячий пляж.— В кн.: Вулканизм и глубины земли. М., «Наука», 1971, с. 276—280.

Ларин Н. И. Дуговые структуры хребта Сунтар-Хаята. — «Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1954, вып. 8, с. 94—107.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Роль туфолаво-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры. — В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 266—282.

Набоко С. И. Метасоматическое «сваривание» кислых туфов в недрах гидротермальных систем областей активного вулканизма. — В кн.: Вулканизм и глубины земли. М., «Наука», 1971, с. 280—283.

Петров В. П. Игнимбриты и туфовые лавы; еще раз о природе Артик-Туфа. — «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», 1957, вып. 14, с. 44—52.

Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963, с. 371—477.

Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963, с. 307—370.

Соловьев В. И. Вулканогенные формации Куйдусунской наложенной впадины.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 68—83.
Сперанская И. М. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. — «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», 1961, вып. 20, с. 117—131.
Сперанская И. М. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов. — «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1964, вып. 17. с. 122—133.
Сперанская И. М. Петрографическая классификация игнимбритов. — «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1966, вып. 19, с. 209—220.
Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Восточной Якутии по геофизическим данным. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 3, с. 42—47.

А. Г. БАХАРЕВ

СТРАТИГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УЛЬИНСКОЙ НАЛОЖЕННОЙ ВПАДИНЫ

Ульинская впадина располагается в крайней юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Чертовских, 1964). Она занимает обширную территорию (около 35 тыс. км^2), протягиваясь вдоль побережья Охотского моря более чем на 300 км от истоков р. Улья на юго-западе до р. Охота на северо-востоке, при ширине до 150 км.

Мезокайнозойские вулканические образования Ульинской наложенной впадины разделены на ряд свит (от ранних к поздним): аланская вулканогенно-осадочная (верхняя юра — нижний мел), ульбериканская (нижний мел), амкинская, хетанинская и уракская (верхний мел), хакаринская (палеоген).

В исследованных районах центральной части Ульинской впадины развиты, главным образом, верхнемеловые вулканические толщи амкинской, хетанинской и уракской свит, а также палеогеновые базальты хакаринской свиты. Лишь в западной части изученной территории вскрываются верхние части разреза ульбериканской свиты нижнемелового возраста, перекрытые породами амкинской свиты.

Ниже приводится характеристика разрезов вулканогенных толщ центральной части Ульинской впадины.

УЛЬБЕРИКАНСКАЯ СВИТА

Образует выходы в основном в краевых частях Ульинской впадины. Небольшие по площади выходы ее отмечаются в центральных частях впадины (бассейн нижнего течения речек Секча, Аринда). К ней относится неоднородная по составу вулканогенная толща, преимущественным развитием в составе которой пользуются породы среднего состава: андезиты, андезито-базальты, реже базальты и их туфы. Подчинен-

---

* В 1968—1970 гг. автором проводились тематические исследования в центральной части Ульинской впадины в бассейне речек Амка, Уенма, Секча, а также в верховьях речек Маты, Нудыми, Нет, Гавыни, Хотондьо. Собранные растительные остатки из основных разрезов осадочно-вулканогенных толщ определялись профессором В. А. Вахрамеевым. Пользуясь случаем, приносим ему нашу глубокую благодарность.

ная роль принадлежит лавовым породам кислого состава и их туфам. В разрезе отмечаются редкие горизонты туфоконгломератов, туффитов, иногда с отпечатками нижнемеловой флоры.

Вулканогенные образования изучались нами в центральных частях Ульинской впадины, в бассейне речек Аринда, Секча и в ее юго-западной части, в бассейне рч. Хотондьо (левый приток рч. Нет). В бассейне нижнего течения рч. Аринда (левого притока рч. Уенма) данные образования слагают юго-восточную краевую часть поднятия, вытянутого в северо-западном направлении. Протяженность его составляет 10—12 км. Оно сложено преимущественно андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, которые полого наклонены к северо-востоку и юго-западу. Среди лав отмечаются редкие горизонты агломератовых туфов среднего состава мощностью 5—7 м. В нижней части разреза отмечается горизонт среднеобломочных туфов липарито-дацитового состава мощностью 60 м. Общая видимая мощность толщи ульбериканской свиты в бассейне рч. Арианда около 300 м. В бассейне нижнего течения рч. Секча вулканогенные образования ульбериканской свиты также представлены в основном андезитами, андезито-базальтами, среди которых отмечается довольно мощный (до 50 м) и протяженный (до 10 км) горизонт пироксен-роговообманковых андезитов. Наряду с лавами здесь также широко развиты горизонты агломератовых туфов среднего и кислого состава.

В бассейне рч. Хотондьо толща пород среднего состава образует непрерывные выходы вдоль обоих бортов ее и почти целиком слагает левый водораздел. Она характеризуется слабо наклоненным (5—10°) или почти горизонтальным залеганием вулканических пород.

Разрез верхней части ульбериканской свиты в бассейне рч. Хотондьо имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
Темно-серые андезиты, андезито-базальты с редкими горизонтами среднеобломочных литокристаллокластических туфов андезито-дацитового состава	140
Темно-серые, часто буроватого оттенка андезиты с редкими, быстро выклинивающимися по простиранию потоками плагиобазальтов и горизонтами лапиллиевых туфов среднего состава	140
Пачка средне- и мелкозернистых туфопесчаников среднего состава. В пачке туфопесчаников были собраны растительные остатки *Tchaunia* cf. *filatovii* Samyl., *Equisetites* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *czekanowskiana* (Heer) Flor (много)	10

Видимая мощность ульбериканской свиты в бассейне рч. Хотондьо 270 м.

По заключению В. А. Вахрамеева, полное отсутствие остатков покрытосемянных растений и обилие *Sphenobaiera*, обычных для нижнемеловых отложений и лишь в виде реликтов встречающихся в низах верхнего мела, свидетельствует о нижнемеловом возрасте. Наличие папоротника *Tchaunia*, известного из альбских и сеноманских отложений Охотско-Чукотского пояса наряду с изобилием *Schenobaiera*, свидетельствует о нижнемеловом, альбском возрасте пачки туфопесчаников, содержащей растительные остатки перекрывающей породы ульбериканской свиты в разрезе по рч. Хотондьо.

Кратко охарактеризуем вулканические породы ульбериканской свиты. Андезито-базальты и андезиты — наиболее характерные породы свиты. Это темно-серые с зеленоватыми и бурыми оттенками породы. Во крапленниках плагиоклаз составляет 16—30% от общего объема породы. Наряду с редкими крупными (до 4×2 мм) таблитчатыми зернами присутствуют более мелкие (3×0,5 мм) обычно призматической формы зерна. Содержание анортитового компонента колеблется от 54 до 46%. Моноклинный пироксен во вкрапленниках составляет 0,5—3%

от объема породы. Представлен неправильной формы зернами слабозеленоватого цвета; $cNg = 42—44°$: $2V = 51—52°$. Железистость, по диаграмме М. М. Веселовской (1950), составляет $f' = 20\%$. Моноклинный пироксен в андезито-базальтах субвулканической фации имеет $cNg = 55—57°$; $2V = 58—60°$ и железистость $f' = 13\%$.

Структура основной массы гиалопилитовая и пилотакситовая. В составе ее — плагиоклаз с содержанием анортитового компонента 45—26%, зернышки магнетита, буроватое стекло, участками замещенное хлоритом и агрегатом мелкозернистого эпидота, карбоната.

Андезито-дациты развиты главным образом в верхней части разреза ульбериканской свиты. Они характеризуются более светлым серым цветом и отчетливо порфировой структурой. Во вкрапленниках отмечается один плагиоклаз, составляющий 19% от общего объема породы. Образует довольно крупные (до 5×3 мм) таблитчатой формы зерна. Содержание анортитового компонента колеблется от 34 до 29%. Частично замещен альбитом и серицитом. Основная масса пилотакситовая, гиалопилитовая. Микролиты плагиоклаза основной мас-

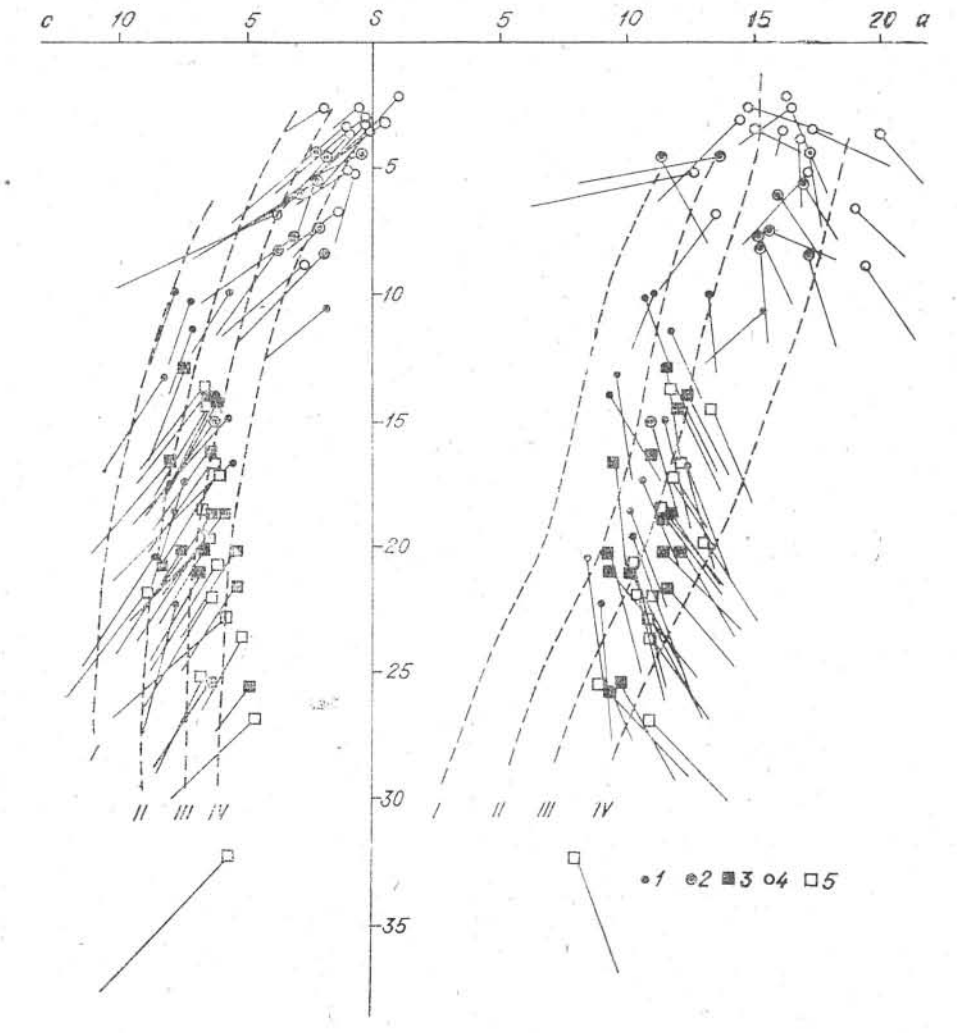


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому для вулканических пород Ульинской впадины. Свиты вулканических пород:

1 — ульбериканская; *2* — амкинская; *3* — хетанинская; *4* — уракская; *5* — хакаринская. Вариационные линии вулканических серий: I — Пеле, II — Ласен-Пик, III — Йеллоустонского парка, IV — Этны.

Таблица 1

Химические анализы пород ульбериканской свиты

Окисел	№ образца														
	19-А	20-А	747	820	738-1	734-1	552	256-2	748	754	816	747-2	246-1	243	567
SiO_2	47,79	49,27	51,10	53,55	53,60	54,49	55,74	55,92	56,35	56,84	57,46	58,36	59,21	61,58	62,79
TiO_2	1,06	1,03	0,70	1,05	0,42	1,16	1,19	1,04	0,52	0,90	1,04	0,30	0,57	0,56	1,34
Al_2O_3	17,08	17,04	17,74	18,32	16,88	16,87	18,66	18,13	20,06	16,48	18,58	17,40	15,61	16,62	15,61
Fe_2O_3	3,16	3,84	4,61	4,77	4,76	4,53	7,50	4,23	4,64	4,07	6,53	4,09	2,74	6,09	6,88
FeO	5,90	5,06	4,31	4,10	3,41	3,24	1,24	3,60	1,99	2,87	1,27	2,15	4,34	1,48	0,36
MnO	0,12	0,12	0,10	0,12	0,12	0,14	0,10	0,12	0,12	0,15	0,10	0,12	0,13	0,10	Сл.
MgO	5,05	6,66	3,83	3,43	4,89	4,14	2,35	2,60	1,68	3,69	1,57	1,66	2,53	1,23	1,19
CaO	7,27	8,16	7,94	8,23	7,79	6,01	6,23	6,93	6,32	5,84	6,48	6,28	6,90	4,39	1,50
Na_2O	2,46	3,23	3,42	3,78	3,28	3,30	3,97	2,88	4,67	3,19	4,18	3,73	3,07	3,50	4,09
K_2O	1,56	0,91	1,29	1,30	1,94	3,24	1,52	1,79	1,41	2,78	1,40	1,18	1,47	2,15	4,43
H_2O^-	1,02	0,76	0,16	1,56	0,16	0,16	1,38	0,18	0,27	0,04	0,42	0,07	1,30	0,60	0,36
H_2O^+	5,15	3,73	2,10	1,42	1,93	2,53	1,86	1,85	1,44	1,78	1,36	2,08	3,12	1,89	1,76
P_2O_5+	0,41	0,33	0,32	0,25	0,37	0,29	0,16	0,47	0,31	0,22	0,21	0,43	0,16	0,45	0,16
CO_2	3,11	0,78	2,20	Не обн.	0,18	Не обн.	0,14	0,28	0,33	0,85	0,18	1,65	Но обн.	Не обн.	0,18
Rb_2O	0,01	0,007	0,013	0,009	0,01	0,013	0,009	Не обн.	0,006	0,003	0,005	0,006	»	»	0,01
Li_2O	0,0015	0,0015	0,01	0,0015	0,0067	0,004	0,0028	0,002	Не обн.	0,002	0,002	0,0037	0,0006	0,002	Не обн.
Сумма	100,13	100,17	99,68	100,33	99,58	99,95	100,66	99,84	99,84	99,66	100,36	99,43	99,85	100,04	100,30
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому															
a	8,6	9,0	10,2	10,7	10,3	12,4	11,6	9,6	13,3	11,6	11,8	10,8	9,4	11,1	15,4
c	8,6	7,7	7,8	7,4	6,6	5,5	7,4	8,2	7,8	5,7	7,1	7,2	6,1	5,6	1,8
b	20,4	22,3	18,5	17,4	19,5	16,7	12,9	13,2	9,9	14,9	11,4	10,2	13,9	9,9	10,5

S	62,4	61,0	63,5	64,5	63,6	65,4	68,1	69,0	69,0	67,8	69,7	71,8	70,6	73,4	72,3
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,5	21,9
f'	46,0	39,4	47,4	48,1	39,3	43,8	62,6	57,5	64,5	44,8	63,9	60,2	48,7	69,8	58,7
m'	47,2	54,1	37,9	34,8	44,0	43,8	32,4	35,9	31,1	43,8	25,3	29,7	32,4	21,7	19,4
c'	6,3	6,5	14,7	17,1	16,7	12,4	5,0	6,6	4,4	11,4	10,8	10,1	18,9	—	—
n	70,5	84,0	79,8	81,4	72,7	60,6	80,0	70,5	83,5	63,5	81,8	82,3	—	71,8	58,4
a/c	1	1,2	1,3	1,4	1,5	2,3	1,5	1,2	1,7	2,0	1,6	1,5	1,5	1,9	8,5
Q	—1,0	—3,7	—1,2	+0,2	0	+0,5	+5,6	+10,6	+3,6	+6,7	+8,7	+14,8	+16,3	+19,0	+13,1

Примечание. Обр. 19-А — 20-А — базальт; нижнее течение рч. Сетенья. Обр. 747 — плагиобазальт; верховья рч. Хотондьо. Обр. 320 — андезито-базальт; устье рч. Натаринда (левый приток рч. Уенма). Обр. 738-1 — долерит из пластовой залежи; верховья рч. Хотондьо. Обр. 734-1 — андезито-базальт; среднее течение рч. Хотондьо. Обр. 552 — андезито-базальт; нижнее течение р. Аринда. Обр. 256-2 — андезито-базальт; верховья р. Уенма. Обр. 748, 754 — андезито-базальт; верховья р. Хотондьо. Обр. 816 — андезит; среднее течение рч. Натаринда. Обр. 747-2 — андезит; верховье рч. Хотондьо. Обр. 246-1 — андезит, левый водораздел среднего течения рч. Секча. Обр. 243 — роговообманковый андезито-дацит; нижнее течение рч. Секча. Обр. 567 — андезито-дацит; нижнее течение рч. Аринда. Аналитики: Е. Б. Галайская (обр. 734-1, 552, 754), В. В. Гамянина (обр. 246-1), Д. А. Кулагина (обр. 19-А, 20-А, 820, 256-2, 748, 243), М. А. Слепцова (обр. 816, 567), Л. Н. Цабул (обр. 747, 738-1, 747-2).

сы представлены олигоклазом (25—26% An). Основная масса в значительной степени изменена процессами поствулканического метасоматоза. Здесь довольно интенсивно развит серицит, участками хлорит.

Плагиобазальты в составе ульбериканской свиты отмечаются редко в виде сравнительно мощных (до 20 м) тел. Внешне это темно-серые породы, состоящие из плотно прилегающих лейст плагиоклаза-лабрадора (57% An) и незначительного количества стекла. Из вторичных минералов широко развит карбонат, хлорит.

Для петрохимической характеристики основных разновидностей лавовых пород ульбериканской свиты мы располагаем 15 химическими анализами (табл. 1). Результаты пересчета их по способу А. Н. Заварицкого нанесены на диаграмму (рис. 1). Как видно на диаграмме, породы ульбериканской свиты относятся к известково-щелочному ряду, располагаясь между вариационными линиями вулканических серий Йеллоустонского парка и Лассен-Пик.

Породы сравнительно бедны фемическими составляющими.

Параметр a в наиболее основных разновидностях пород колеблется в пределах 8,2—10,3, а в кислых — 9,4—13,3%.

Несколько повышенной щелочностью ($a=15,4$) характеризуются андезито-дациты (анализ 567). Они также пересыщены глиноземом. Породы ульбериканской свиты характеризуются преобладанием натрия над калием. Отношение K_2O/Na_2O колеблется от 0,28 до 0,98, в среднем — 0,62.

Достаточно высокое (5,5—7,8) значение параметра c указывает на значительное содержание извести в плагиоклазах анализированных лавовых пород. Одновременно с увеличением кислотности пород не отмечается уменьшения полевошпатовой извести. Резко пониженное значение полевошпатовой извести ($c=1,8$) в андезито-дацитах, по-видимому, связано с частичной альбитизацией плагиоклаза, отмеченной при петрографическом описании.

АМКИНСКАЯ СВИТА

В составе свиты присутствуют главным образом пирокластические породы дацитового, липарито-дацитового и реже липаритового состава. Игнимбриты сравнительно с другими районами Охотского пояса пользуются небольшим развитием, а для центральных частей впадины они не характерны. Роль игнимбритовых горизонтов свиты заметно увеличивается к периферии. В бассейне ручьев Хотондьо, Нет они постоянно присутствуют в разрезе толщи в виде потоков мощностью до 40—50 м. В среднем течении рч. Гавыни (левый приток верхнего течения р. Улья) среди отложений амкинской свиты отмечается горизонт игнимбритов мощностью около 120 м. Не меньшая роль в составе свиты, особенно в ее верхних частях, принадлежит кристаллокластическим, витрокластическим и лито-кристаллокластическим туфам также кислого состава, переслаивающимся часто с пачками туфогенно-осадочных пород, нередко содержащими обильные растительные остатки.

Крайне мала роль лавовых пород. Последние составляют не более 10% от общего объема отложений и представлены дацитами, липарито-дацитами. В нижнем течении рч. Уенма, в 3 км выше устья ее правого притока — рч. Колорадо, ниже пачки туфогенно-осадочных пород, слагающих верхнюю часть разреза толщи амкинской свиты, отмечен мощный (50 м) поток андезито-базальтов.

Вулканогенные образования амкинской свиты наиболее детально изучены нами в бассейне речек Уенма, Сечка, Аринда, рч. Хотондьо.

Одной из особенностей свиты является резко выраженная фациальная изменчивость пород в латеральном направлении, что в условиях блокового строения вулканогенной толщи создает значительные трудности для сопоставления отдельных разрезов. Наиболее полно нижние части разреза толщи свиты обнажены в бассейне верхнего течения рч. Хотондьо, а также в нижнем течении речек Секча, Аринда (рис. 2).

В левом борту долины рч. Секча, в 15 км, выше устья ее левого притока рч. Натариндя обнажаются туфоконгломераты, залегающие в основании толщи амкинской свиты. Мощность туфоконгломератов 20—30 м. Хорошо окатанная галька и валуны величиной до 20 м пород среднего состава по своим петрографическим особенностям сходны с породами ниже залегающей ульбериканской свиты.

В 3 км ниже по течению рч. Секча описанная пачка туфогенных пород видимой мощности 45 м обнажается в основании разреза, представленного следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
Светло-серые с коричневатым оттенком, сильно сваренные туфы дацитового состава с мощностью отдельных пластов до 30—35 м	150
Светло-серые со слабо-розоватыми или зеленоватыми оттенками, слабо сваренные и спекшиеся туфы липарито-дацитового состава . . .	160

На сваренных и спекшихся туфах на правом водоразделе рч. Секча залегают потоки андезитов хетанинской свиты. Общая мощность амкинской свиты в бассейне нижнего течения р. Секча 370 м.

В направлении к северо-востоку и востоку роль сваренных и спекшихся туфов в разрезе амкинской свиты постепенно убывает.

Разрез амкинской свиты в бассейне среднего течения рч. Аринда, в 3 км выше устья ее правого притока рч. Амандикана имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
Пачка переслаивания серых с грязно-зеленым оттенком крупно- и мелкообломочных туфопесчаников, среди которых отмечаются прослои маломощных (до 0,5 м) горизонтов мелкогалечных туфоконгломератов и серых с буроватым оттенком туфоалевролитов с растительными остатками *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris* cf. *prynadae* Samyl	16

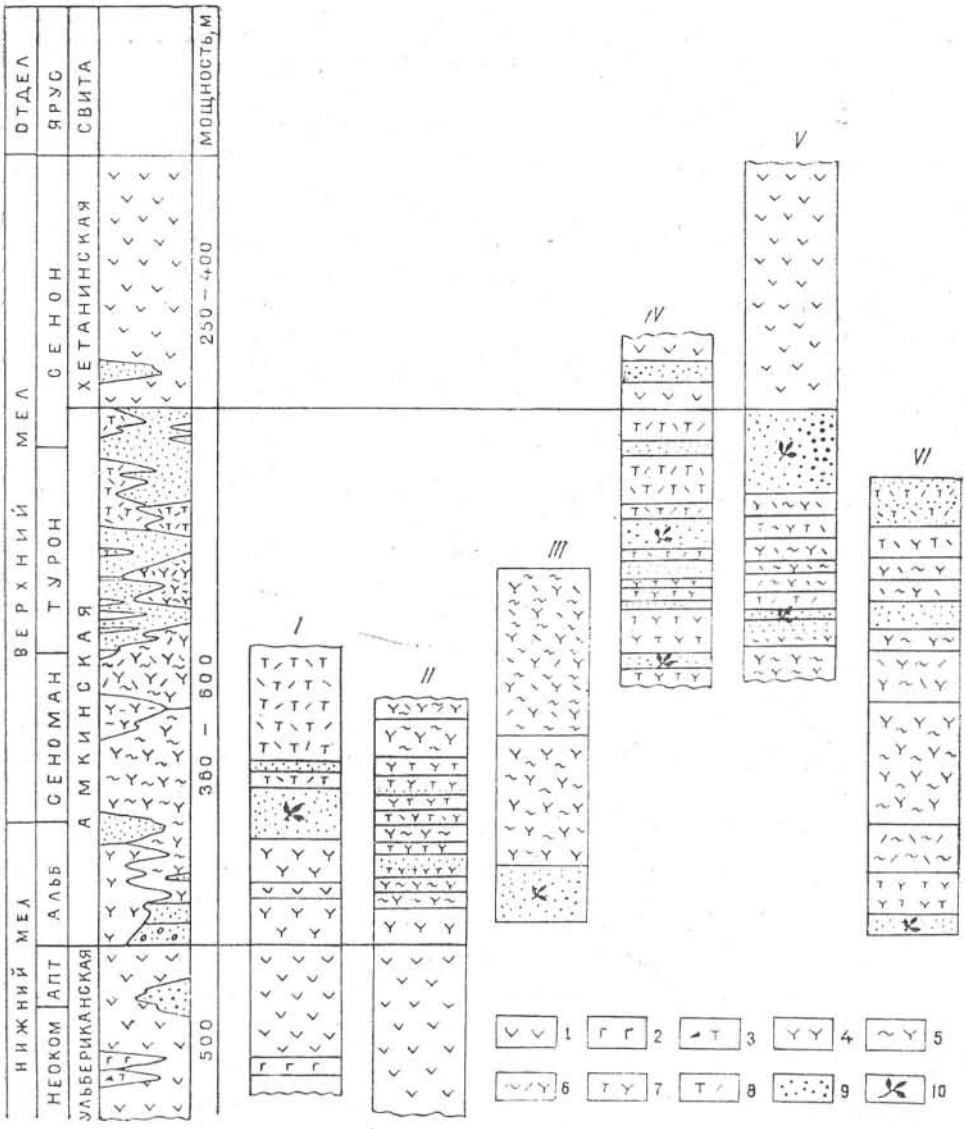


Рис. 2. Корреляция стратиграфических разрезов амкинской свиты.

1 — породы основного и среднего состава; *2* — базальты; *3* — литокластические туфы андезитов; *4* — дациты; *5, 6* — спекшиеся туфы дацитов, липарито-дацитов; *7, 8* — туфы липарито-дацитов, липаритов; *9* — пачки туфогенно-осадочных пород; *10* — флора.

	Мощность, м
Пачка переслаивания грубообломочных и среднеобломочных литокристаллокластических и кристаллокластических туфов дацитового состава	40
Светло-серые с буроватым оттенком сваренные туфы липарито-дацитового состава	40
Светло-серые, слабо-зеленоватого оттенка спекшиееся туфы дацитового состава	120
Светло-серые желтоватых оттенков спекшиеся туфы липарито-дацитового состава	50
Пачка частого переслаивания крупно- и среднезернистых кристаллокластических туфов липарито-дацитового состава. В верхней части с горизонтом (3—4 м) тонкослоистых белых и зеленых оттенков туфоаргиллитов	30
Пачка переслаивания разнообломочных лито-кристаллокластических и кристаллокластических туфов липарито-дацитового состава с мощностью отдельных пластов до 20 м	70

Пачка туфопесчаников светло-серых мелко- и крупнозернистых с прослоями кристаллокластических туфов липаритового состава 50

Выше залегают массивные двупироксеновые андезито-базальты, относящиеся к хетанинской свите.

Видимая мощность толщи амкинской свиты на данном участке 420 м.

Присутствие представителя рода *Taeniopteris* среди растительных остатков, собранных из прослоя туфоалевритов нижних частей разреза толщи, по заключению В. А. Вахрамеева, свидетельствует о нижнемеловом возрасте отложений. Найденные отпечатки близки к *Taeniopteris prynadae*, описанному В. А. Самылиной из буор-кемюсской свиты Зырянского бассейна (верхний апт — альб).

В бассейне рч. Хотондьо (левый приток рч. Нет) отложения амкинской свиты залегают на ульбериканской свите.

Разрез амкинской свиты на правобережье среднего течения рч. Хотондьо имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
На андезитах, слагающих верхнюю часть толщи ульбериканской свиты, залегают серые массивные дациты	40
Сильно сваренные светло-серые или коричневатые туфы с прослоями кристаллокластических туфов дацитового состава	20
Светло-серые массивные игнимбриты дацитового состава . . .	12
Пачка переслаивания разнообломочных лито-кристаллокластических туфов дацитового и липаритового состава	35
Светло-серые, сильно сваренные туфы дацитового состава . . .	20
Пачка серых с грязно-зеленоватым или коричневатым оттенком разнообломочных лито-кристаллокластических и кристаллокластических туфов дацитового, реже липарито-дацитового состава. В средней части пачки отмечается прослой белых туфоаргиллитов мощностью 4 м	70
Светло-серые массивные игнимбриты дацитового состава . . .	40
Сильно сваренные коричневатого оттенка туфы дацитового состава	20

Общая видимая мощность толщи амкинской свиты на правом водоразделе среднего течения рч. Хотондьо 260 м.

Общая видимая мощность амкинской свиты в бассейне рч. Хотондьо составляет около 400 м.

В бассейне среднего и нижнего течения рч. Уенма обнажается верхняя часть разреза толщи амкинской свиты. В составе ее преимущественным развитием пользуются туфы липарито-дацитового и липаритового состава, переслаивающиеся с мощными (до 80 м) пачками туфогенно-осадочных пород, нередко содержащих обильные растительные остатки. Подчиненная роль принадлежит туфам среднего состава.

На правобережье рч. Уенма, в 6 км ниже устья ее левого притока рч. Аринды верхняя часть разреза амкинской свиты имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
Светло-серые, слабо сваренные туфы дацитового состава . . .	40
Пачка переслаивания с темным вишневым оттенком средне-крупнообломочных кристалло-литокластических туфов среднего состава (2—2,5 м) со светло-зелеными мелкообломочными туфами липаритового состава . . .	10
Пачка часто слоистых (0,1—0,5 м) темно-серых с вишневым оттенком мелко- и среднеобломочных кристалло-литокластических и литокластических туфов андезита. Отмечаются прослои зеленого оттенка крупнообломочных литокластических туфов липарита (до 0,5 м). В верхней части пачки собраны растительные остатки: *Elatoclodus gracilima* (*Hollick*) Sveshn	10
Светло-серые с буроватым оттенком, слабо сваренные туфы липаритового состава	16
Светлые коричневатого оттенка, сильно сваренные туфы липарито-дацитового состава	50
Светло-серые, слабо сваренные туфы липарито-дацитового состава . .	40
Пачка переслаивания светло-серых, иногда с зеленоватым оттенком, крупно- и среднезернистых туфопесчаников с туфоалевролитами, содержа-	

	Мощность, м
щих растительные остатки: *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick, *Podozamites* sp.	80

Выше залегают двупироксеновые андезиты хетанинской свиты. Общая видимая мощность толщи амкинской свиты на данном участке 240 м.

В среднем течении рч. Уенма, близ устья ее левого притока рч. Дюльбани наблюдался следующий разрез верхней части амкинской свиты (снизу вверх):

	Мощность, м
Пачка серых с грязно-зеленым оттенком туфов среднего состава с подчиненным количеством туффитов, содержащих растительные остатки: *Ginkgo* ex gr. *sibirica* Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick, *C. intermedia* Hollick, *Araucarites* sp., *Zizyphus serrulata* Ward	95
Пачка частого переслаивания светло-серых с желтоватым и буроватым оттенками туфопесчаников, туфоалевролитов, пепловых туфов, содержащих растительные остатки: *Cladophlebis jelisejevii* Krysht, *Asplenium dicksonianum* Heer, *Sequoia minuta* Sveshn., *Metasequoia cuneata* Chaney	55
Светло-серые кристалло-витрокластические туфы липаритового состава	60
Пачка темно-серых грубослоистых псаммитовых и алевролитовых туффитов с линзовидными включениями углефицированного вещества	10
Светло-серые с буроватым оттенком кристалло-витрокластические туфы кислого состава	30

Общая видимая мощность охарактеризованной толщи 250 м.

В отложениях амкинской свиты среднего и нижнего течения рч. Уенма были собраны растительные остатки, среди которых В. А. Вахрамеевым были определены (общий список) *Cladophlebis jelisejevii* Krysht., *C.* cf. *frigida* (Heer) Sew., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Ginkgo* ex gr. *sibirica* Heer, *G.* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* sp., *Pseudolarix* sp. n., *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick, *C. intermedia* Hollick, *Elatocladus gracillimum* (Hollick) Sveshn., *Sequoia minuta* Sveshn, *Metasequoia cuneata* Chaney, *Glyptostrobus* sp., *Araucarites* sp., *Elatides smittiana* (Heer) Sew., *Podozamites* ex gr. *reinii* Geyler, *Quereuxia angulata* (Lesg.) Krysht., *Menispermites cf. sachalinensis* Krysht., *Platanus* sp., *Credneria* sp., *Pseudoprotophyllum* sp., *Zizyphus serrulata* Ward, *Gissites* sp., *Trochodendroides* (?) sp.

По заключению В. А. Вахрамеева, остатки растений, собранные из различных частей верхней половины разреза толщи свиты, можно рассматривать как элементы единого комплекса, о чем говорят однообразный состав хвойных, встреченных на разных уровнях разреза, появление покрытосемянных с самых его нижних частей. Возраст этого комплекса определяется появлением с самых низов верхней половины разреза толщи амкинской свиты покрытосемянных, наряду с которыми встречаются такие реликты раннемеловой эпохи, как *Ginkgo* ex gr. *sibirica*, *Podozamites reinii*, *Sphenobaiera* sp., встречающиеся до самых верхних частей разреза. В количественном отношении преобладают хвойные, представленные формами, имевшими широкое распространение в позднем мелу. Наличие вышеназванных реликтовых форм среди типичных верхнемеловых покрытосемянных и комплекса хвойных, по заключению В. А. Вахрамеева, свидетельствует, скорее всего, о туронском или, в крайнем случае, турон-коньякском возрасте включающих их вулканогенных образований.

Таким образом, собранные нами растительные остатки из различных частей разреза амкинской свиты, по заключению В. А. Вахрамеева, имеют возраст от верхнего апта — альба до турона (возможно, низов сенона).

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика основных разновидностей пород амкинской свиты.

Таблица 2

Химические анализы пород амкинской свиты

Окисел	№ образца													
	342	219-10	11-6	823-3	749-4	757	46-2	221-2	292-1	773	270	222	748-3	302
SiO_2	54,43	59,45	61,31	61,77	63,71	64,08	64,28	64,45	64,59	64,64	65,48	69,71	74,0	74,05
TiO_2	0,64	0,67	0,37	0,51	0,46	0,40	0,60	0,53	0,72	0,12	0,67	0,20	Не обн.	0,21
Al_2O_3	16,23	17,18	15,72	16,43	15,93	15,81	15,01	14,13	15,74	15,93	14,83	12,90	11,53	13,36
Fe_2O_3	2,51	2,20	3,11	3,42	4,12	3,52	2,03	3,56	1,44	2,86	3,29	1,77	1,38	1,00
FeO	4,90	1,99	2,46	1,95	0,72	1,23	0,60	0,64	2,16	1,19	1,91	0,38	1,07	0,45
MnO	0,15	0,07	0,12	0,11	0,10	0,10	0,03	0,05	0,10	0,08	0,14	0,07	0,04	0,08
MgO	2,98	1,45	1,95	1,71	1,90	1,30	1,79	0,14	0,79	0,82	0,46	0,77	0,84	0,38
CaO	6,05	5,27	3,53	3,20	2,40	3,37	4,58	6,50	2,41	2,99	3,31	3,37	2,24	0,45
Na_2O	3,10	2,03	5,16	4,60	4,88	3,59	1,07	0,91	3,68	3,38	4,54	2,27	4,32	2,95
K_2O	2,35	2,58	3,00	3,14	4,49	4,92	1,83	2,24	5,88	5,74	3,81	2,87	1,54	5,30
H_2O-	0,92	2,33	0,18	0,70	0,18	0,40	5,37	4,02	0,17	Не обн.	0,30	1,96	Не обн.	0,51
H_2O+	5,85	6,29	3,26	2,95	1,07	1,64	7,23	7,26	1,21	1,44	1,42	5,10	1,45	1,13
P_2O_5	0,30	0,18	0,28	0,21	0,07	0,14	0,03	0,10	0,28	0,22	0,14	Не обн.	0,14	0,08
CO_2	0,87	Не обн.	0,18	Не обн.	0,18	Не обн.	0,29	Не обн.	0,96	Не обн.	0,76	0,38	0,91	0,28
Rb_2O	0,008	0,003	0,008	0,003	0,012	0,01	0,006	0,005	0,01	0,028	0,008	0,008	0,008	0,07
Li_2O	Не опр.	0,004	Не опр.	0,0012	0,0046	0,003	0,001	0,0038	0,003	0,0075	0,003	0,001	0,0028	0,002
Сумма	100,37	99,36	100,46	100,0	100,03	100,11	99,38	100,51	100,06	99,43	100,77	99,79	99,46	99,43
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														
a	11,0	9,0	16,0	15,2	17,2	15,2	5,4	5,8	17,0	15,9	15,5	9,6	11,4	13,7
c	6,3	7,0	2,7	3,8	2,0	3,1	6,0	7,5	2,2	2,9	2,1	4,1	1,9	0,5
b	15,0	9,1	10,0	8,1	8,4	7,7	9,8	5,6	5,5	6,0	7,4	3,6	4,5	4,4

S	67,7	74,9	71,3	72,9	72,4	74,0	78,8	81,1	75,3	75,2	75,0	82,7	82,2	81,4
a'	—	23,1		—	—	—	41,8	—	—	—	—	—	—	57,6
f'	51,8	47,1	50,7	60,9	50,8	57,1	24,6	73,0	61,3	62,8	64,2	56,9	50,7	28,8
m'	36,8	29,8	33,3	36,5	37,9	28,6	33,6	5,4	25,0	23,2	10,1	37,3	31,4	13,6
c'	11,4	—	16,0	2,6	11,3	14,3	—	21,6	13,7	14,0	25,7	5,8	17,9	—
n	67,1	53,3	72,1	68,9	62,2	52,7	47,3	39,0	48,6	47,4	64,8	54,1	81,3	45,8
a/c	1,7	1,3	1,9	5,9	8,6	4,9	0,9	0,8	7,7	5,5	7,4	2,3	6,0	2,7
Q	+7,7	+24,8	+19	11,6	+8,4	+14,5	+40,8	+43,1	+14,4	+15	+16,9	+42,1	+40,2	+34,9

Примечание. Обр. 342 — андезит; нижнее течение рч. Уенма. Обр. 219-10 — сваренный туф андезито-дацита. Обр. 11-6 — витро-кристаллокластический туф дацита; среднее течение рч. Амка. Обр. 823-13 — андезито-дацит; левобережье среднего течения рч. Уенма. Обр. 749-4, 757 — сваренный туф дацитового состава; правый водораздел рч. Хотондьо. Обр. 46-2 — витро-кристаллокластический туф дацитового состава; левобережье среднего течения рч. Амка. Обр. 221-2 — спекшийся туф дацитового состава; нижнее течение рч. Секча. Обр. 292-1 — игнимбрит дацитового состава; среднее течение рч. Уенма. Обр. 773 — игнимбрит дацитового состава; рч. Гавыни. Обр. 270 — субвулканический дацит; нижнее течение рч. Уенма. Обр. 222 — сваренный туф липарито-дацитового состава; нижнее течение рч. Секча. Обр. 748-3 — спекшийся туф липаритового состава; правый водораздел верхнего течения рч. Хотондьо. Обр. 302 — кристаллокластический туф липаритового состава; среднее течение рч. Уенма.

Аналитики: Е. Б. Галайская (обр. 46-2); В. В. Гамянина (обр. 219-10, 823-3; 757; 221-2, 270); Д. А. Кулагина (обр. 292-1, 302), М. А. Слепцова (обр. 749-4, 222), Л. Н. Цабул (обр. 748-3, 773).

Андезито-базальты серые с грязно-зеленоватым оттенком. В микрозернистой основной массе видны редкие и мелкие (до 2×3 мм) таблички матово-белого полевого шпата.

Структура порфировая. Во вкрапленниках плагиоклаз, составляющий 22,3% общего объема породы. В отдельных образцах во вкрапленниках отмечается моноклинный пироксен — 1—2 зерна величиной до 0,5 мм. Основная масса пилотакситовая, составляет 75,3% общего объема породы. Состоит в основном из мелких (до 0,1 мм) микроклитов плагиоклаза, погруженных в буроватое стекло с мелкими зернышками магнетита. Вторичные минералы — мелкочешуйчатый серицит, карбонат, хлориты.

Плагиоклаз во вкрапленниках присутствует в виде таблитчатых, но чаще неправильной формы зернах величиной до 2—3 мм. Не зонален.

Моноклинный пироксен присутствует во вкрапленниках в подчиненном количестве; $cNg = 41—43°$, $2V = 52—54°$. Железистость $f' = 19—21$.

Дациты светло-серые, с зеленоватым оттенком порфировые породы. Вкрапленники плагиоклаза в виде крупных (до 2—3 мм) таблитчатых зерен, составляют до 27% общего объема породы. Плагиоклаз слабо зонален. Содержание анортитового компонента в нем от 33 до 26%. Редкие вкрапленники биотита в виде коричневых с буроватым оттенком пластинок величиной не более 1 мм частично или полностью замещены хлоритом. Еще реже во вкрапленниках отмечаются неправильной формы оплавленные зерна грязно-зеленой роговой обманки; $cNg = 14—16°$, $2V = 79—82°$.

Основная масса фельзитовая, состоит из кварц-полевошпатового агрегата. Иногда основная масса представляет загрязненное мельчайшими зернышками магнетита и участками хлоритизированное стекло.

В липарито-дацитах в отличие от дацитов во вкрапленниках отмечается кварц в виде небольшой величины (до 0,5 мм) неправильных зерен, составляющих до 2% от общего объема породы. Калиевый полевой шпат крайне редок. По оптическим свойствам (cNm=10—12°, $2V$=62—66°) может быть отнесен к промежуточному ортоклазу. Из темноцветных отмечается один биотит в виде изогнутых светло-коричневых пластинок. Плагиоклаз вкрапленников представлен олигоклазом (23—30% An).

Игнимбриты преимущественно дацитового состава, реже липарито-дацитового. Внешне это светло-серые, серые, зеленоватые, коричневатые породы. В плотной стекловатой основной массе видны обломки кристаллов розоватого и матово-белого полевого шпата размером до 2—3 мм. Отмечаются редкие чешуйки зеленоватого биотита. В игнимбритах липарито-дацитового состава, кроме того, видны зерна дымчатого кварца. Характерно наличие в породах фьяммевидных обособлений, субпараллельная ориентировка которых обусловливает псевдофлюидальную текстуру. Количество кристаллокластического материала в игнимбритах колеблется: для центральных частей Ульинской впадины — 11—22, для краевых — 27—29%. Относятся к порфирокластическому типу (Сперанская, 1966).

Плагиоклаз в игнимбритах дацитового состава содержит от 20 до 31% анортитового компонента. Обломки кристаллов плагиоклаза составляют 8,4—26,5% от общего объема породы. В обломках также присутствует калиевый полевой шпат (1,4—10,7%), представленный промежуточным ортоклазом (?) с $2V$=60—64°. Обычны хлоритизированные чешуйки биотита (0,9—1,8%). Зерна кварца оплавлены (0—2,3%).

Степень сваривания витрокластического материала основной массы максимальна. Граница между расплющенными осколками стекла расплывчатая или намечается по скоплению вдоль ее магнетитовой пыли. Фьяммевидные обособления, характеризующиеся отношением длины к толщине 1 : 5, имеют микросферолитовую, микрофельзитовую структуру.

Из акцессорных минералов широко развиты апатит, магнетит, редко циркон. В единичных зернышках отмечены ортит, сфен.

Сваренные и спекшиеся туфы в отличие от игнимбритов внешне характеризуются более светлыми оттенками и меньшей степенью сваривания обломков стекла основной массы. Основная масса отчетливо обнаруживает агрегатное строение. Обломки стекла в различной степени деформированы и часто обнаруживают четко выраженные границы. В большинстве случаев хорошо различаются обломки пемзы, которые испытывают деформацию, стенки поровых пространств хорошо видны. Характеризуются отношением длины к толщине 1:2—1:3.

Для петрохимической характеристики основных разновидностей лавовых и пирокластических пород амкинской свиты мы располагаем 14 химическими анализами (табл. 2). Результаты пересчета их по способу А. Н. Заварицкого нанесены на диаграмму (см. рис. 1).

Большая часть пород, как видно на диаграмме, занимает промежуточное положение между кривыми для вулканических серий типа Этны и Йеллоустонского парка. Фигуративные точки этого роя отвечают преимущественно игнимбритам дацитового состава, характеризующихся повышенной щелочностью (a=15,2—17,2%).

Фигуративные точки (анализ 748—3, 302), отвечающие спекшимся и кристаллокластическим туфам липаритового состава, залегающим в самых верхних частях разреза амкинской свиты, располагаются вблизи кривых Лассен-Пик и Пеле и, следовательно, характеризуют несколько пониженную щелочность этих пород (a=11,4—13,7).

Андезито-базальты характеризуются лейкократовым составом (b=15) и значением щелочности (a=11). Обращает на себя внимание

сходство андезито-базальтов амкинской свиты с таковыми ниже залегающей толщи ульбериканской свиты.

Таким образом, расположение фигуративных точек на правой части диаграммы свидетельствует о резком повышении щелочности пород одновременно с увеличением их кислотности. Уменьшение щелочности пород в самых верхних частях диаграммы отражает пантеллеритовую тенденцию.

В составе щелочей большинства пород калий преобладает над натрием. Отношение K_2O/Na_2O от 0,4 (чаще 0,58) до 1,8.

Низкое значение (0,5—3,8) параметра *c* для кислых разновидностей пород свидетельствует о незначительном содержании извести в плагиоклазах, что подтверждается и при петрографическом описании.

Почти все проанализированные породы относятся к нормальному ряду, и лишь кристаллокластические туфы липаритового состава характеризуются пересыщенностью глиноземом.

ХЕТАНИНСКАЯ СВИТА

Породы свиты развиты широко в центральных частях Ульинской впадины, где они образуют поля площадью до 250 км². В краевых частях впадины отмечаются лишь отдельные изолированные поля, площадь которых не превышает 40 км².

Свита почти целиком слагается лавовыми породами, среди которых главная роль принадлежит андезито-базальтам и базальтам. Редко в нижней части разреза толщи отмечается маломощный (15 м) горизонт туффитов. По данным Р. Б. Умитбаева, в составе свиты присутствуют отдельные потоки трахиандезитов.

Растительных остатков среди отложений не обнаружено. Сенонский возраст свиты условно принимается на основании соотношения с подстилающей толщей амкинской свиты альб-туронского (возможно, низы сенона) возраста и перекрывающей позднемеловой толщей уракской свиты.

В центральных частях Ульинской впадины свита имеет существенно андезито-базальтовый и базальтовый состав. В бассейне среднего течения рч. Амка на правобережье ее левого притока рч. Валунистого разрез толщи имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
Андезито-базальты темно-серые с буроватым оттенком, миндалекаменные с пластами мощностью 15—20 м. В верхней части потоков брекчированные или шлаковые	120
Андезито-базальты темно-серые, в отдельных потоках миндалекаменные. Отмечаются редкие прослои мощностью 4—5 м массивных темных базальтов	150
Андезито-базальты темно-серые с бурым оттенком, миндалекаменные с прослоями темных плотных базальтов мощностью до 4—10 м . . .	130

Выше залегают слабо сваренные туфы липаритов уракской свиты. Общая мощность толщи свиты в данном районе 400 м.

Сходные разрезы были описаны нами и на правом водоразделе среднего течения рч. Уенма.

Внутреннее строение толщи хетанинской свиты довольно простое. Слагается потоками лавовых пород, характеризующихся горизонтальным залеганием, значительной протяженностью и довольно выдержанной мощностью. Встреченные нами в среднем течении рч. Амка остатки вулканических аппаратов приурочены к разломам северо-западного (330°), северо-восточного (25—40°) простирания. Подводящие каналы шириной от 12 до 100 м представлены целой серией вертикально падающих тел андезитов, в некоторых случаях разделенных лавовой брек-

Таблица 3

Химические анализы пород хетанинской свиты

Окисел	№ образца										
	161-1	127	114-Г	211	Г33	761-13	23-Г	204	209-6	280-2	120-2
SiO_2	49,16	51,50	51,61	51,66	51,94	52,06	52,54	53,57	55,40	56,68	58,11
TiO_2	0,94	0,96	0,63	1,37	0,99	0,52	0,89	0,83	0,78	0,74	0,71
Al_2O_3	16,33	16,39	14,06	16,97	16,75	17,06	17,54	17,77	17,27	18,24	16,13
Fe_2O_3	5,99	6,98	1,96	8,90	6,31	7,99	3,93	5,42	4,53	4,31	6,07
FeO	5,38	2,90	17,70	0,55	3,29	1,31	5,25	3,59	4,07	2,72	1,68
MnO	0,21	0,17	0,20	0,14	0,26	0,16	0,19	0,18	0,14	0,15	0,20
MgO	5,11	3,90	2,74	4,46	3,84	3,15	5,10	3,83	2,82	2,72	1,52
CaO	9,68	8,85	5,43	8,81	7,82	8,42	8,10	8,01	7,74	6,99	4,75
Na_2O	3,08	3,76	2,92	3,18	3,87	3,36	2,95	2,66	3,53	3,50	4,88
K_2O	1,88	2,26	2,00	1,85	2,34	2,44	1,80	2,23	2,22	2,59	3,46
H_2O^-	1,16	1,48	0,56	1,28	1,24	0,63	0,80	2,38	0,88	1,02	0,64
H_2O^+	1,01	1,83	1,02	1,95	1,61	1,76	1,33	1,09	0,78	0,97	1,04
P_2O_5	0,45	0,63	0,25	0,40	0,64	0,48	0,51	0,29	0,33	0,33	0,69
CO_2	0,22	0,07	Не обн.	Не обн.	0,18	0,73	Не обн.	0,56	0,55	Не обн.	0,18
Rb_2O	0,01	0,005	0,007	Не опр.	0,01	0,01	0,008	0,001	0,006	0,004	0,01
Li_2O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	Не опр.	0,0088	Не опр.	0,0012	0,0014	0,001	Не опр.
Сумма	99,45	100,21	100,59	100,24	99,82	99,45	100,21	100,03	100,17	100,01	99,43
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
a	9,8	11,8	9,5	10,1	12,3	11,6	9,4	9,6	11,2	11,9	16,0
c	6,4	5,4	4,8	6,8	5,4	6,4	7,5	8,0	6,5	6,7	3,0
b	25,4	21,6	25,6	20,9	20,2	18,9	20,4	16,6	16,3	13,7	13,2

S	58,4	61,2	60,1	62,2	62,0	63,1	62,7	65,8	66,0	67,7	67,8
f'	42,5	42,2	74,2	41,5	45,0	46,4	42,9	53,3	49,8	49,2	58,4
m'	35,1	31,5	18,5	37,8	33,3	29,9	43,9	41,9	29,9	34,7	19,5
c'	22,4	26,3	7,3	20,7	21,7	23,7	13,2	4,8	20,3	16,1	22,1
n	71,3	72,0	69,1	72,6	71,8	67,5	71,2	65,2	70,9	66,7	68,3
a/c	1,5	2,1	2,0	1,5	2,3	1,8	1,3	1,2	1,7	1,8	5,3
Q	—9,2	—6,6	—3,6	—2,6	—5,8	—3,4	—0,9	+4,4	+3,1	+4,9	+0,6

Примечание. Обр. 161-1 — оливково-пироксеновый базальт; нижнее течение р. Амка. Обр. 127—133 — оливково-пироксеновый базальт; левобережье среднего течения р. Амка. Обр. 761-13 — авгитовый андезито-базальт; правобережье среднего течения р. Нет. Обр. 204 — двупироксеновый андезито-базальт; р. Амундакит. Обр. 209-6 — двупироксеновый андезито-базальт; среднее течение р. Алядакан. Обр. 280-2 — двупироксеновый андезито-базальт; правый водораздел среднего течения р. Уенма. Обр. 120-2 — андезит; среднее течение р. Амка.

Аналитики: Д. А. Кулагина (обр. 204, 209-6, 280-2), З. Ф. Паршнова (обр. 161-1, 127, 133, 120-2), М. А. Слепцова (обр. 114-Г, 211, 23-Г), Л. Н. Цабул (обр. 761-13).

чией. О трещинном характере вулканизма также свидетельствуют и однообразный состав толщ хетанинской свиты.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика основных разновидностей пород хетанинской свиты.

Двупироксеновые андезиты, андезитобазальты преобладают в составе рассматриваемой свиты в районе бассейна рч. Уенма. Внешне это темные массивные, миндалекаменные породы. Структура порфировая. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз (26,6—35,2%), моноклинный пироксен (2—5,7%), ромбический пироксен (0,8—1,3%). Основная масса интерсертальная, пилотакситовая, в основании потоков приближающаяся к гиалопилитовой. Из акцессорных минералов преимущественным развитием пользуются магнетит (до 1,5%), апатит, реже циркон.

Плагиоклаз вкрапленников представлен таблитчатой формы зернами величиной до 1,5 мм. Обнаруживает зональное строение. Содержание анортитового компонента в ядре колеблется от 55 до 67%, в краевой зоне — 50—57%. Из включений в плагиоклазе отмечаются магнетит, ромбический пироксен, реже моноклинный пироксен.

Моноклинный пироксен во вкрапленниках образует крупные (до 1 мм), чаще правильной формы, зерна. Слабо-буроватый, без заметного плеохроизма. Оптические константы: $cNg = 39—42°$, $2V = 54—58°$. По диаграмме М. М. Веселовской (1950) железистость его $f' = 16—19$.

Ромбический пироксен во вкрапленниках присутствует в виде крупных (до 0,5—1 мм) удлиненно-призматических зернах. Почти бесцветный или со слабобуроватым оттенком. Оптические константы его $cNg = 0—6°$, $2V = (—82)—(—85)°$. Обычно с периферических частей и по трещинкам полностью или частично замещается хлоритом. Вокруг зерен гиперстена редко отмечается каемка моноклинного пироксена.

Основная масса состоит из тех же минералов, что и во вкрапленниках. Содержание анортита в микроклинах плагиоклаза основной массы колеблется от 49 до 54%.

Оливин-пироксеновые базальты, андезито-базальты пользуются преимущественным развитием в составе хетанинской свиты в центральных районах Ульинской впадины. Внешний облик этих

пород довольно однообразный. Это темные или темно-серые с буроватым оттенком массивные, чаще миндалекаменные породы. Структура порфировая. Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз (28—36,2%), моноклинный пироксен (до 3%), оливин (0,2—2,9%). В отдельных образцах отмечаются редкие зерна ромбического пироксена. Структура основной массы интерсертальная, а также пилотакситовая. Из акцессорных минералов широко развит магнетит, апатит, циркон.

Плагиоклаз вкрапленников оливин-пироксеновых андезито-базальтов характеризуется более основным составом. Содержание анортитового компонента в ядерной части зональных зерен колеблется от 56 до 69, редко до 79—86%. В краевой зоне — от 56 до 60%. Из включений отмечаются зерна магнетита, иногда оливина.

Моноклинный пироксен почти бесцветный, со слабо различимыми буроватым или зеленоватым оттенками. Оптические константы $cNg = 39—42°$, $2V = 49—58°$. Железистость его по диаграмме М. М. Веселовской колеблется от 16 до 22%.

Оливин во вкрапленниках образует идиоморфные бесцветные кристаллы величиной до 0,5 мм, чаще сохраняется в виде реликтов в замещившем его иддингсите. Значение угла оптических осей оливина $2V = (—88) — (—90)°$.

Основная масса представлена теми же минералами, что и во вкрапленниках. Состав плагиоклаза в микролитах также довольно основной (52—66% An).

Для петрохимической характеристики пород хетанинской свиты в нашем распоряжении имеется 11 химических анализов (табл. 3).

Андезиты, андезито-базальты и базальты хетанинской свиты в отличие от аналогичного состава пород ульбериканской свиты характеризуются несколько большей основностью и обогащены темноцветными компонентами. Содержание последних (параметр *в*) колеблется в пределах 13,7—25,6% (см. рис. 1). Породы рассматриваемой свиты также характеризуются несколько повышенным значением щелочности ($a = 9,5—12,3\%$). При этом заметного увеличения щелочности пород в связи с увеличением их кислотности не отмечается. В составе щелочей Na_2O преобладает над K_2O, однако содержание последнего довольно высокое и колеблется от 1,80 до 3,46%. Высокое значение параметра *с* (5,4—8,2%) указывает на значительное содержание извести в плагиоклазах анализированных пород. В темноцветной составляющей значительная роль принадлежит магнию и кальцию. Для двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов роль кальция в составе темноцветных резко падает и увеличивается содержание железа.

УРАКСКАЯ СВИТА

В центральной части Ульинской впадины породы уракской свиты выполняют целый ряд вулкано-тектонических структур оседания, имеющих в плане округлую форму с размерами до 20—25 км в поперечнике. Отдельные, также крупные вулкано-тектонические структуры оседания, выполненные отложениями уракской свиты, расположены и в периферических частях Ульинской впадины (бассейн речек Кетанда, Нудыми, рч. Гавыни).

Премущественным развитием в составе свиты пользуются игнимбриты, спекшиеся и сваренные туфы липаритового, трахилипаритового и трахидацитового состава. Среди лавовых пород резко преобладают трахилипариты. Подчиненная роль принадлежит трахидацитам и трахитам.

В верхней части разреза толщи участками отмечается пачка осадочно-вулканогенных пород мощностью до 100 м и более. Из горизонта

туфопесчаников Р. Б. Умитбаевым были собраны растительные остатки, которые, по заключению А. Ф. Ефимовой, не позволяют определить возраст вмещающих их пород точнее, чем поздний мел.

Взаимоотношение уракской свиты с подстилающей толщей хетанинской свиты наблюдалось нами на левом склоне долины рч. Амка, в 3 км выше устья ее правого притока рч. Хетаны. Здесь, начиная от обнажений террас и выше по склону на 50 м прослеживаются выходы почти горизонтально залегающих потоков андезито-базальтов, которые перекрываются мощной (180 м) пачкой трахилипаритов с прослоями их туфов, также характеризующихся горизонтальным залеганием.

Как отмечалось, отложения уракской свиты образуют ряд довольно крупных полей, большая часть которых представляет собой вулкано-тектонические структуры оседания. Характер разрезов в каждой вулканоструктуре, по данным Р. Б. Умитбаева, различен и достигает максимальной мощности 420 м. За пределами вулканоструктур, как правило, отмечаются небольшие по площади (до 40 км²) поля выходов уракской свиты (бассейн рч. Лев. Маты). При этом мощность ее не превышает 200 м.

Вулканогенные образования уракской свиты наиболее детально изучались нами в юго-западной части Ульинской впадины, в пределах вулканоструктуры, располагающейся в водораздельной части речек Нудыми, Нет, Секча. Данная вулкано-тектоническая структура представляет собой довольно крупную кальдеру оседания, имеющую в плане округлую несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму. Размеры ее в поперечнике достигают 20—25 км. Верхне-Секчинскую кальдеру оседания выполняют исключительно отложения уракской свиты, отделенные от окружающих вулканитов разломами преимущественно северо-восточного простирания. На юго-западном и северо-восточном окончании вулканоструктура ограничена, по-видимому, полукольцевыми разломами.

Отложения уракской свиты слагают мощную (до 500 м) толщу, характеризующуюся наклонным (10—15°) залеганием в краевых частях рассматриваемой вулканоструктуры и практически горизонтальным залеганием в ее центральных частях.

Вулканогенные образования уракской свиты в пределах Верхне-Секчинской вулкано-тектонической структуры оседания представлены преимущественно игнимбритами и в различной степени сваренными туфами трахилипаритового и липаритового состава. Отмечаются редкие маломощные (до 10 м) горизонты витро-кристаллокластических туфов, потоки трахилипаритов и трахидацитов.

Стратиграфический разрез вулканогенной толщи, описанный нами в верхнем течении рч. Гавыни, характеризует среднюю часть вулканоструктуры и имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
Светло-серые, тонкоплитчатые, сильно сваренные туфы трахилипаритов	20
Пепельно-серые пористые лито-кристаллокластические туфы	20
Серые с розоватыми оттенками сильно сваренные туфы трахилипаритов	60
Розовые до кирпично-красного цвета игнимбриты трахилипаритового состава	140
Розоватые с буроватым оттенком игнимбриты трахилипаритов	80
Пачка переслаивания (5—10 м) белых пепловых туфов, туфобрекчии, спекшихся туфов	60
Розово-красные с коричневатым оттенком игнимбриты трахилипаритового состава	40
Розовые витрофиры	5
Розово-красные игнимбриты трахилипаритового состава	20

Общая видимая мощность охарактеризованного разреза 445 м.

Сходный разрез был описан в северо-западной краевой части рассматриваемой вулканоструктуры, где, кроме того, обнажается самая ниж-

Таблица 4

Химические анализы пород Уракской свиты

Окисел	№ образца													
	416	780-7	175-15	175-4	776-2	781-5	723	61-4	719-2	722	73	229	774	709-2
SiO_2	63,45	64,08	67,47	67,82	71,09	71,19	71,47	71,50	71,46	73,41	74,22	74,66	75,56	75,91
TiO_2	0,04	0,30	0,25	0,22	Не обн.	0,08	Не обн.	0,30	0,04	0,15	0,14	0,09	Не обн.	0,04
Al_2O_3	14,78	16,32	15,29	14,48	13,42	12,48	11,64	13,96	13,99	13,39	12,73	13,41	12,53	11,57
Fe_2O_3	3,48	1,73	2,37	2,17	1,61	0,15	1,17	2,49	2,41	0,62	1,59	0,89	1,16	1,61
FeO	0,72	1,37	0,88	0,55	0,59	1,84	1,46	0,45	1,11	1,17	0,69	0,54	0,11	0,86
MnO	0,07	0,08	0,07	0,10	0,06	0,03	0,11	0,05	0,03	0,05	0,12	0,03	0,028	0,09
MgO	1,14	1,26	0,46	0,96	0,29	Не обн.	0,15	0,71	0,20	0,19	0,54	0,40	0,63	0,16
CaO	4,06	3,05	0,57	0,57	1,04	1,85	0,90	0,60	0,90	0,15	0,37	0,60	0,29	0,75
Na_2O	2,87	2,46	5,31	6,46	4,38	3,96	4,31	4,87	4,36	4,29	4,56	2,82	3,83	4,32
K_2O	2,09	5,19	6,40	1,80	5,55	2,06	3,82	4,49	4,73	5,22	5,10	4,63	4,56	4,62
H_2O^-	0,34	1,57	0,28	0,86	0,07	2,79	0,52	0,22	0,22	0,29	0,16	0,67	Не обн.	0,52
H_2O^+	6,83	4,07	1,20	4,66	1,20	6,18	4,61	0,77	0,90	0,93	0,94	1,76	1,53	0,61
P_2O_5	0,08	0,08	0,10	0,08	0,10	Сл.	Не обн.	0,08	0,02	Сл.	0,03	0,08	0,06	Не обн.
CO_2	Не обн.	Не обн.	0,18	0,18	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,07	0,55	Не обн.	»
Rb_2O	0,009	0,02	0,017	0,008	0,033	0,02	0,016	0,01	0,02	0,02	0,01	Не обн.	0,035	0,016
Li_2O	0,002	0,0008	Не опр.	Не опр.	0,0065	0,0015	0,0008	0,0034	0,004	0,0022	Не опр.	0,003	0,005	0,0036
Сумма	99,61	100,01	100,57	100,06	99,36	99,84	99,65	100,28	100,17	99,59	100,11	100,46	100,31	100,55
Числовые характерстики по А. Н. Заварицкому														
a	10,1	13,4	20,0	17,0	17,2	12,1	14,9	16,8	16,1	16,4	16,2	12,6	14,4	14,8
c	5,3	3,9	0,4	0,7	0,1	2,3	0,3	0,7	1,0	2,0	1,0	0,72	0,3	0,6
b	6,7	6,7	3,6	5,2	3,5	2,5	3,4	3,8	3,5	2,6	2,2	5,1	3,1	2,6

S	77,9	76,0	70,6	77,1	79,2	83,1	81,4	78,7	79,4	81,0	81,6	81,6	82,2	82,0
a'	8,8	22,4	—	23,6	—	22,9	—	—	1,9	20,5	—	62,3	33,3	—
f'	60,5	44,6	64,0	46,1	54,7	77,1	70,0	69,0	88,5	66,7	46,0	24,7	33,3	58,6
m'	30,7	33,0	19,0	30,2	13,2	—	8,0	29,3	9,6	12,8	37,0	13,0	33,3	9,7
c'	—	—	17,0	—	32,1	—	22,0	1,7	—	—	17,0	—	—	31,7
n	66,8	41,8	55,0	84,0	55,1	75,0	63,3	62,3	58,1	55,6	64,8	49,0	55,5	57,0
a/c	1,9	3,4	50	24,3	172	5,2	49,6	24,0	16,1	8,2	16,2	17,5	48	24,7
Q	+23,6	+21,3	+11,6	+19,5	+23,9	+39,7	+32,7	+23,1	+25,6	+25,2	+27,8	+37,3	+35,3	+33,8

Примечание. Обр. 416 — сваренный туф дацитового состава; правый водораздел рч. Левая Маты. Обр. 780-7 — дацит; верховья рч. Гавыни. Обр. 175-15 — сваренный туф трахилипаритового состава; правобережье рч. Хакарин. Обр. 175-4 — кристаллокластический туф липарито-дацита; правобережье рч. Хакарин. обр. 776-2 — трахилипарит; верхнее течение рч. Гавыни; Обр. 781-5 — реогиммбрит липаритового состава; верхнее течение рч. Секча. Обр. 723 — трахилипарит; верхнее течение рч. Нудыми. Обр. 61-4 — трахилипарит, среднее течение рч. Амка. Обр. 719-2 — игнимбрит трахилипаритового состава; верхнее течение рч. Секча. Обр. 722 — игнимбрит трахилипаритового состава; верхнее течение рч. Нудыми. Обр. 73 — трахилипарит, среднее течение рч. Амка. Обр. 229 — трахилипарит; правый водораздел нижнего течения рч. Секча. Обр. 774 — игнимбрит трахилипаритового состава; верхнее течение рч. Гавыни. Обр. 709-2 — сваренный туф трахилипаритового состава; верхнее течение рч. Секча.

Аналитики: Д. А. Кулагина (обр. 780-7, 781-5 61-4, 722, 229), В. Р. Николаева (обр. 723, 719-2, 709-2), З. Ф. Паршнова (175-15, 175-4, 73), Л. Н. Цабул (обр. 776-2, 774).

няя часть разреза толщи уракской свиты, сложенная пачкой мощностью 50 м светло-желтых, слабо сваренных туфов липаритового состава. Таким образом, с учетом этой пачки туфов мощность толщи уракской свиты в пределах Верхне-Секчинской вулканоструктуры оседания составляет около 500 м.

Исходя из объема (около 140 куб. км) игнимбритов и в различной степени сваренных туфов в пределах рассматриваемой вулканоструктуры, вулканические аппараты относились к центральному типу, но с заметной ролью сопутствующих трещинных извержений (Устиев, 1961).

Основные разновидности пород уракской свиты следующие. Трахилипариты — плотные, светло-серые, розоватых оттенков породы с редкими вкрапленниками полевого шпата. Структура порфировая. Во вкрапленниках присутствует олигоклаз (28—30% Ап) в виде зерен величиной до 2 мм, составляющий до 5% от общего объема породы. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках (до 3%) в виде табличатых зерен величиной до 1,5 мм, прозрачный, с редкими пертитовыми вростками. Он представлен высоким ортоклазом (?) с $2V = -50°$. Кроме того, во вкрапленниках присутствуют пластинки бурого биотита, составляющие до 1,3% от объема породы. Кварц во вкрапленниках отмечается редко.

Основная масса микрофельзитовая, участками микросферолитовая, кварц-полевошпатовая с включениями мелких микролитов плагиоклаза.

Липариты в отличие от трахилипаритов характеризуются более светлой окраской (до белой). В них хорошо видны вкрапленники матово-белого или розоватого полевого шпата, кварца.

Структура порфировая. Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз (до 5,4%) с содержанием аноритового компонента 22—26%. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках составляет до 3,3%

объема породы. Представлен промежуточным ортоклазом (?) с $2V=62—70°$.

Во вкрапленниках также отмечаются буроватые пластинки биотита, составляющие до 1% объема породы. В отличие от трахилипаритов вкрапленники кварца в липаритах отмечаются постоянно и составляют 6—8,3% от общего объема породы.

Структура основной массы микрофельзитовая, микропойкилитовая, микросферолитовая.

Игнимбриты преимущественно трахилипаритового состава. Это в основном светлые, с розоватыми, коричневатыми и красноватыми оттенками, с хорошо различимыми обломками полевых шпатов. Характерно наличие фьяммеподобных включений, характеризующихся отношением длины к толщине 1:5 — 1:10.

Количество кристаллокластического материала колеблется от 6,6 до 20, редко до 26%. Иными словами, игнимбриты уракской свиты в сравнении с игнимбритами амкинской свиты обладают несколько пониженным содержанием кристаллокластического материала.

Порфирокласты в игнимбритах трахилипаритового состава представлены плагиоклазом с содержанием анортита от 31 до 40, редко до 23—27%. Порфирокласты плагиоклаза составляют 5,5—24,7% объема породы. Калиевый полевой шпат в обломках 0,4—3,0%. Представлен высоким и промежуточным ортоклазом (?) с $2V=46—72°$.

Отмечаются обломки кристаллов моноклинного пироксена (до 0,4%) бесцветного или слабо-зеленоватого с оптическими константами $cNg=40—42°$, $2V=48—56°$.

В редких образцах игнимбритов отмечаются обломки кристаллов зеленой, с резким плеохроизмом, роговой обманки (до 0,1%). Постоянно отмечаются пластинки буроватого биотита, составляющие 0,7—3,4% общего объема породы.

Связующая основная масса витрокластическая, буроватая. Границы между осколками стекла расплывчатые. Лишь в отдельных участках сохраняются реликты первичной пепловой структуры, более или менее четкие ограничения деформированных черепков. Характерно «обтекание» сваренной основной массой порфирокластов.

Как видно из диаграммы (см. рис. 1), основная часть пород рассматриваемой свиты несколько отклоняется от пород нормального известково-щелочного ряда, занимая промежуточное положение между вариационными линиями Этны и Йеллоустонского парка. Некоторые фигуративные точки отклоняются даже вправо от кривой Этны.

Фигуративные точки, отвечающие породам более основного состава — трахидацитам, располагаются в самой нижней части диаграммы вблизи вариационной кривой Лассен-Пик. Таким образом, расположение роя фигуративных точек пород на правой части диаграммы свидетельствует о резком увеличении щелочности пород в связи с повышением их кислотности, достигая максимальной величины ($a=14,4—17,2$) в игнимбритах трахилипаритового состава. Слабо сваренные туфы трахитов (анал. 175—15) характеризуются максимальным значением щелочности ($a=20$).

В составе щелочей для большинства пород отмечается преобладание калия над натрием. Отношение K_2O/Na_2O колеблется от 0,52 до 2,1, в среднем составляя 1,08.

На левой части диаграммы хорошо видно закономерное и резкое понижение содержания кальция в полевошпатовой части пород в связи с понижением их кислотности.

Большинство пород ураксой свиты пересыщено глиноземом, а часть пород — щелочами.

ХАКАРИНСКАЯ СВИТА

Покровы базальтов хакаринской свиты распространены, главным образом, в центральных частях Ульинской впадины. На левом водоразделе среднего и верхнего течения рч. Амка покровы палеогеновых базальтов слагают обширное поле площадью около 1500 км^2.

В других частях Ульинской впадины вулканиты рассматриваемой свиты развиты локально, занимают сравнительно небольшие площади (до 50 км^2).

В составе свиты развиты преимущественно породы лавовой фации, среди которых преобладают оливиновые базальты. Подчиненная роль принадлежит двупироксеновым базальтам. Редко в составе толщи отмечаются туфы основного состава.

Палеогеновый возраст принят условно на основании залегания в разрезе выше толщи вулканитов позднемеловой уракской свиты. Максимальная мощность толщи, описанной нами на правобережье рч. Хакарин, составляет 560 м.

Особенности петрографического состава основных разновидностей пород свиты следующие. Оливиново-пироксеновые базальты — наиболее характерные породы характеризуемой свиты. Внешне это черные массивные породы с хорошо различными вкрапленниками пироксена. Структура порфировая. Во вкрапленниках отмечаются плагиоклаз (30—35%) слабо зональный, в котором содержание анортитового компонента колеблется от 59 до 70, реже до 85%; моноклинный пироксен (3—4%), слабо-зеленоватый с буроватым оттенком с константами: cNg=41—48°, $2V$=54—58°; оливин (1—2,5%) бесцветный с $2V$=(—84)—(—90°), обычно замещенный с периферических частей или по трещинкам иддингситом, хлоритом, гидроокислами железа.

Основная масса интерсертальная, реже пилотакситовая. Состоит из мелких зерен плагиоклаза (54—60% An) и в промежутках между ними мелких зернышек пироксена.

Пироксен-оливиновые базальты отличаются преобладанием в составе вкрапленников оливина (3,3—3,7%) и плагиоклаза (1—10%). Моноклинный пироксен отмечается в виде мелких и редких зерен только в основной массе, характеризующейся интерсертальной, а часто и пилотакситовой структурой.

Двупироксеновые базальты внешне характеризуются в основном темно-серым, серым цветом. Они отчетливо порфировые. Во вкрапленниках отмечаются плагиоклаз (77%) с содержанием анортита 57—70%; моноклинный пироксен (9%) со слабо-зеленоватым и буроватым оттенком с константами cNg=39—42°, $2V$=54—57°; ромбический пироксен (0,5%) почти бесцветный или со слабо-зеленоватым, буроватым оттенком. Основная масса пилотакситовая.

В протолочках акцессорных проб обнаружены магнетит, апатит, циркон, рутил.

Для петрохимической характеристики пород хакаринской свиты в нашем распоряжении имелось 11 химических анализов (табл. 5). Результаты пересчета их нанесены на диаграмму (см. рис. 1), из которой видно, что породы хакаринской свиты заметно отклоняются от пород нормального известково-щелочного ряда, занимая промежуточное положение между кривыми ассоциациями пород Этны и Йеллоустонского парка. Некоторые начальные точки векторов (ан. 132, 168), отвечающие наиболее основным разновидностям пород, отклоняются вправо от вариационной линии Этны.

На правой части диаграммы видно, что щелочность пород в общем увеличивается от пироксен-оливиновых базальтов к двупироксеновым базальтам, андезито-базальтам. Для пород более основного состава значение параметра a колеблется от 8,2 до 11,2, а для двупироксеновых

Таблица 5

Химические анализы пород хакаринской свиты

Окисел	№ образца										
	132	168	171	166	441	80	170	85	84	96-г	905-г
SiO_2	47,80	49,18	50,06	50,25	50,61	51,90	51,77	52,78	53,32	54,23	56,02
TiO_2	1,02	0,77	0,77	0,76	1,17	0,98	1,03	1,17	0,91	0,91	1,01
Al_2O_3	14,72	14,91	15,64	18,91	17,47	15,70	16,21	17,36	16,75	18,73	17,86
Fe_2O_3	4,42	7,57	6,07	5,53	4,06	4,11	6,14	3,37	2,23	5,87	5,94
FeO	5,98	3,56	4,59	3,52	5,23	7,35	3,77	5,28	6,52	2,09	1,09
MnO	0,20	0,17	0,16	0,10	0,11	0,18	0,18	0,17	0,12	0,15	0,17
MgO	10,16	4,89	5,42	3,84	5,46	4,51	5,22	5,56	5,58	2,74	2,66
CaO	9,62	10,52	9,26	8,60	8,13	8,24	8,16	7,25	7,25	6,67	7,07
Na_2O	2,41	2,89	3,15	3,08	3,60	3,69	2,86	3,31	3,29	4,24	3,56
K_2O	2,13	3,03	2,36	2,89	2,07	1,95	3,08	1,55	2,03	2,36	2,66
H_2O^-	0,34	0,82	1,18	0,59	0,38	0,42	0,72	0,64	0,71	1,02	0,96
H_2O^+	1,49	2,24	1,51	1,96	1,36	1,05	1,61	1,54	1,49	1,57	1,12
P_2O_5	0,29	0,65	0,47	0,65	0,59	0,64	0,50	0,54	0,65	0,40	0,76
CO_2	Не обн.	0,11	0,18	Не обн.	0,11	0,07	Не обн.	Не обн.	0,11	Не обн.	0,46
Rb_2O	0,005	0,01	0,008	0,007	0,006	0,005	0,01	0,005	0,009	0,043	Не обн.
Li_2O	0,00014	Не опр.	Не опр.	Не обн.	0,0015	Не опр.	0,0014	0,0008	0,0015	0,0015	Не опр.
Сумма	100,24	100,60	99,65	100,09	99,97	100,38	100,54	99,88	100,26	100,00	100,38

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	8,2	11,0	10,5	13,2	11,2	11,0	11,0	9,1	10,3	13,4	12,4
c	5,5	4,6	8,9	6,6	6,4	5,1	5,5	6,6	6,2	6,5	6,5
b	32,3	26,8	21,8	19,7	22,0	23,5	22,8	25,4	20,7	14,5	14,0
S	54,0	57,5	58,8	60,5	60,4	60,4	60,7	58,9	62,8	65,6	67,1
f′	29,4	37,6	45,4	43,3	40,0	46,0	40,6	30,8	40,2	51,5	47,2
m′	52,2	31,2	42,8	34,9	43,3	32,7	39,6	35,8	46,6	33,7	33,8
c′	18,4	31,2	11,8	21,8	16,7	21,3	19,8	33,4	13,2	14,8	19,0
n	63,4	59,0	67,5	66,4	72,5	74,3	58,2	76,3	71,6	73,7	66,3
a/c	1,5	2,4	1,2	2,0	1,8	2,1	2,0	1,4	1,7	2,0	1,9
Q	—13,9	—11,6	—12,3	—12,0	—8,0	—6,3	—6,1	—7,0	—1,2	—0,2	+2,9

Примечание. Обр. 132 — оливиновый базальт; левобережье среднего течения рч. Амка. Обр. 168 — оливин-пироксеновый базальт; правобережье среднего течения рч. Хакарин. Обр. 171, 166 — оливиновый базальт; правобережье среднего течения рч. Хакарин. Обр. 441 — оливновый базальт; правый водораздел рч. Левая Маты. Обр. 80 — оливиновый базальт; левобережье верхнего течения рч. Амка. Обр. 170 — оливин-пироксеновый базальт; правобережье среднего течения рч. Хакарин. Обр. 85 — оливиновый базальт; левобережье верхнего течения рч. Амка. Обр. 84 — оливин-пироксеновый андезито-базальт; левобережье верхнего течения рч. Амка. Обр. 96-Г, 90-г — андезит; левобережье среднего течения р. Улья.

Аналитики: А. П. Алферова (обр. 90-Г), Е. Б. Галайская (обр. 132, 170, 85), Д. А. Кулагина (обр. 166, 441, 84, 96-Г). З. Ф. Паринова (обр. 168, 171, 80).

базальтов, андезито-базальтов — от 12,4 до 13,4. Необходимо отметить, что большинство анализированных пород характеризуется несколько повышенной щелочностью по сравнению с породами хетанинской свиты сенонского возраста и вариационная линия хакаринской свиты на правой части диаграммы занимает крайнее правое положение. В соответствии с повышенной щелочностью пород наиболее основного состава вариационная линия хакаринской свиты протягивается в виде прямой, пересекающей в нижней части диаграммы вариационную линию Этны, а в верхней — приближается к кривой ассоциации пород Йеллоустонского парка.

Анализируя левую часть диаграммы, необходимо отметить пропорциональность в изменении параметра *c* в зависимости от основности пород. Эта пропорциональность выражается в смещении фигуративных точек влево по направлению от нижней части диаграммы к верхней. В породах хаакринской свиты значительна роль калия в составе щелочей.

ЛИТЕРАТУРА

Веселовская М. М. Химико-минералогические исследования в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. — «Тр. ИГН АН СССР. Серия петрограф. (39)», вып. 86, 1950, с. 71—109.

Сперанская И. М. Петрографическая классификация игнимбритов.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1966, вып. 19, с. 209—220.

Устиев Е. К. Некоторые петрографические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 11, 1961, с. 3—19.

Чертовских Г. Н. Ульинский наложенный прогиб. — «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1964, вып. 17, с. 19—39.

И. С. ИПАТЬЕВА

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА *

В пределах внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса выделяются два разновозрастных интрузивных комплекса гранитоидов: нижнемелового — преимущественно гранодиоритового состава и верхнемелового — гранитных интрузивов.

Детально изученный Ю. Д. Недосекиным (1973) Некский гранитный интрузив нижнемелового возраста преимущественно адамелитового состава по ассоциациям акцессорных минералов резко отличается от других гранитоидных интрузивов Охотского срединного массива и, вероятно, относится к самостоятельному интрузивному комплексу.

Во внутренней зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса выделяется габбро-гранодиорит-плагиогранитная формация, типичным

---

* В статье излагаются результаты изучения акцессорных минералов из основных разновидностей пород гранитоидных интрузивов, расположенных в пределах Охотского срединного массива. Геология и петрография этих интрузивов детально описаны в статьях Ю. Д. Недосекина (1973) (см. также настоящий сборник) и А. Г. Бахарева (1973).

представителем которой является сложный по составу Лисянский интрузив (Гринберг, 1973).

Из гранитоидов разновременных комплексов, слагающих самостоятельные интрузивные тела или многофазные гетерогенные плутоны, отобрано 100 проб для изучения акцессорных минералов. Исходный вес их составлял 3—5 кг. Выделение акцессорных минералов производилось по общепринятой методике. Пробы дробились при частом просеивании до крупности 0,25 мм и после промывки подвергались магнитной сепарации, разделению в тяжелых жидкостях и на электромагните. Вычисление содержаний (в г/т) производилось без учета потерь при промывке.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Акцессорные минералы пород основного состава

Среди гранодиоритов нижнемелового комплекса находятся небольшие тела габбро, габбро-норитов и габбро-диоритов, которые рассматриваются как ранние кристаллические обособления.

Комплекс акцессорных минералов габбро-норитов, расположенных в пределах Нют-Ульбейского гетерогенного гранитоидного массива, отличается бедностью видового состава и присутствием большого количества магнетита (72 кг/т) и апатита (2,8 кг/т). В габбро-диоритах кроме магнетита и апатита присутствуют циркон, сфен, пирит. Амфиболизированное габбро отличается от других основных пород появлением сходной с гранодиоритами ассоциации магнетита с ильменитом (табл. 1).

Цирконы основных пород представлены несколькими разновидностями. Наиболее часто встречаются светло-желтые толстопризматические кристаллы, сравнительно крупные до 0,5 мм в длину, с удлинением 2 и 3. Кристаллы цирконов совершенно прозрачны и не содержат включений. Тип кристаллов цирконовый. Наряду с толстопризматическими цирконами отмечаются почти изометричные формы с удлинением 1,1—1,3 и пластинчатые кристаллы с неравномерно развитыми гранями. На контакте с гранитами в гранитизированных габброидах появляются довольно крупные длиннопризматические кристаллы цирконов сложного типа.

Апатиты в основных породах представлены бесцветными, прозрачными, призматическими кристаллами. В незначительном количестве отмечаются апатиты дымчато-серого цвета и с темными ядрами. Длина кристаллов 0,15—0,25 мм, удлинение 2—4. Апатит в габбро-норитах в отличие от апатита других разновидностей основных пород не имеет ясно выраженных кристаллографических форм и представлен мелкими бесцветными, прозрачными, почти изометричными кристаллами.

Кристаллы магнетита имеют хорошо выраженную октаэдрическую форму и образуют многочисленные включения в амфиболе.

Таблица 1

Распределение акцессорных минералов в основных породах Нют-Ульбейского массива, г/т

Порода	Проба	Магнетит	Ильменит	Апатит	Циркон	Сфен	Турмалин	Галенит	Пирит
Габбро-норит	88/67	72700	—	2843	—	—	—	—	—
Амфиболизированное габбро	25/67	55100	3132	308	59	—	—	—	16
Габбро-диорит	2/67	3612	—	497	28	1,4	—	—	58

Акцессорные минералы гранитоидов нижнемелового гранодиоритового комплекса

Интрузивы данного комплекса сложены гранодиоритами при подчиненной роли кварцевых диоритов и роговообманково-биотитовых гранитов. К поздней фазе дополнительных интрузивов относятся плагиограниты. Наиболее типичные представители этих гранитоидов широко распространены в Нют-Ульбейском гетерогенном массиве.

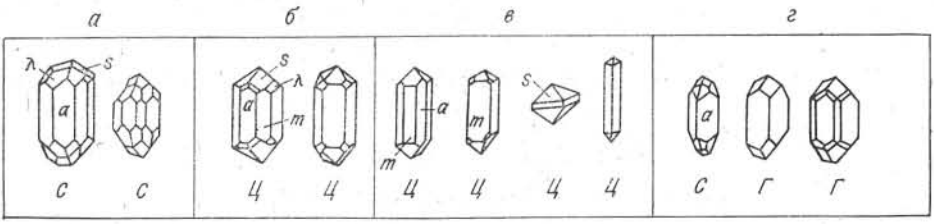
Основными акцессорными минералами в гранодиоритах являются магнетит, ильменит, апатит, циркон, ортит, сфен (табл. 2). Постоянное присутствие их при сравнительно повышенных содержаниях отличает гранодиориты от последующих фаз формирования интрузивов. Из редких минералов в гранодиоритах в небольших количествах отмечаются торит, реже циртолит. Рудные минералы представлены пиритом, молибденитом, галенитом. Сравнительно высокое содержание апатита и сфена в гранодиоритах Нют-Ульбейского массива объясняется некоторым избытком свободной извести в этих породах (Недосекин, 1973).

Акцессорные минералы плагиогранитов представлены цирконом, апатитом, ильменитом, монацитом, магнетитом. Появление монацита в ассоциации с магнетитом и ильменитом является характерной особенностью для пород завершающей стадии формирования интрузивов нижнемелового гранодиоритового комплекса.

В гранодиоритах Охото-Кухтуйского массива из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, ортит, ильменит, уранинит. Сульфиды представлены пиритом и молибденом. В отличие от гранитоидов нижнемелового комплекса в гранодиоритах Охото-Кухтуйского массива магнетит и сфен отсутствуют или содержатся в малом количестве.

Широким распространением в гранодиоритах пользуются кристаллы цирконового типа (см. рисунок, *б*). В кварцевых диоритах фаций эндоконтакта отмечаются пластинчатые формы цирконов цирконового типа с асимметрично развитыми гранями. Центрами кристаллизации их служат зародыши мелких цирконов ранних генераций. В цирконах часто наблюдаются вростки апатита, магнетита и биотита, что, по-видимому, свидетельствует о его широком временном диапазоне кристаллизации. Цирконы сложного типа (см. рисунок, *а*) отмечаются только в гранодиоритах северной части Нют-Ульбейского массива. В качестве редкой примеси наблюдаются редкоземельные цирконы в виде светло-бурых непрозрачных кристаллов преимущественно дипирамидального габитуса (см. рисунок, *в*). Появление последних в гранодиоритах и постоянное присутствие в породах всех последующих фаз формирования интрузивов связано, по-видимому, с широко проявленными в охотских гранитоидах процессами постмагматического метасоматоза.

Апатиты присутствуют в гранодиоритах в виде бесцветных прозрачных кристаллов призматической формы. Наряду с бесцветными кристаллами отмечаются дымчато-серые апатиты и с темными ядрами. Апатиты



Кристаллы цирконов в позднемезозойских гранитоидах Охотского срединного массива *a* — 100, *m* — 110, *S* — 111, S_2 —221, λ—311.

а — цирконы сложного типа, характерные для гранитоидов габбро-гранодиорит-плагиогранитной формации; *б* — цирконы нижнемеловых гранодиоритов и верхнемеловых биотитовых гранитов; *в*, *г* — цирконы гранитоидов Некского интрузива. Типы кристаллов цирконов условно обозначены: *Ц* — цирконовый, *Г* — гиацинтовый, *С* — сложный.

Таблица 2

Распределение акцессорных минералов в гранодиоритах нижнемелового комплекса, г/т

Массив	№ пробы	Магнетит	Ильменит	Апатит	Циркон	Сфен	Ортит	Монацит	Циртолит	Торит	Уранинит	Молибденит	Галенит	Пирит	Арсенопирит
Нют-Ульбейский	212/69	3776	1774	120	91	Зн.	—	—	—	—	—	2,3	6,8	4,5	—
	445/67	7200	241	264	110	958	297	—	—	0,1	—	Зн.	—	—	—
	193/67	6728	4	252	79	140	259	—	Зн.	0,13	—	Зн.	—	—	—
	251/69	12133	43	14	15	17	125	—	Зн.	0,8	—	0,26	—	0,13	Зн.
Охото-Кухтуйский	459	—	4	806	462	14	183	—	—	—	—	9	—	344	—
	108а	—	865	164	1512	—	1972	—	—	Зн.	—	Зн.	—	2,4	—
	266	6	—	27	19	—	Зн.	Зн.	—	—	0,2	0,5	—	0,26	—
	611	108	Зн.	14	35	21	304	—	—	—	Зн.	—	—	2,4	—

Таблица 3

Распределение акцессорных минералов в биотитовых гранитах Нют-Ульбейского массива (верхнемелового комплекса), г/т

Пробы	Магнетит	Ильменит	Апатит	Циркон	Сфен	Ортит	Монацит	Торит	Циртолит	Флюорит	Рутил	Анатаз	Кассиterит	Молибденит	Галенит	Пирит	Арсенопирит
148/67	3648	711	15	40	12	78	—	0,8	Зн.	—	—	—	—	—	Зн.	—	—
287/69	5713	1927	24	13	8	13	2	Зн.	Зн.	—	—	—	—	—	Зн.	Зн.	—
68/69	4789	341	3	16	29	66	—	Зн.	9	—	—	—	—	—	—	—	—
238/69	6880	189	24	21	54	56	—	0,3	Зн.	—	Зн.	—	—	—	—	Зн.	—
Среднее содержание	5160	792	16	22	26	53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

с темными ядрами иногда включены в плагиоклаз. Показатели преломления: $Ng=1{,}640$, $Np=1{,}630$.

Ортит наблюдается в виде таблитчатых и удлиненных призматических кристаллов. Цвет буровато-коричневый до черного. Показатели преломления: $Ng=1{,}806$, $Np=1{,}780$. Удельный вес 4,05. Ортит из гранодиоритов характеризуется высоким содержанием редкоземельных элементов цериевой группы, из которых преобладает церий (51,73%) и лантан (26,24%). Сумма *TR* составляет 44,2%.

Магнетит имеет хорошо выраженную октаэдрическую форму со штриховкой на гранях. Величина зерен 0,4 мм. Магнетит из гранитоидов Хурунского массива имеет состав (%): Fe_2O_3 — 71,05; FeO — 25,79; TiO_2 — 1,32; MgO — 0,83.

Акцессорные минералы гранитоидов верхнемелового комплекса

Гранитоиды этого комплекса представлены биотитовыми гранитами, широко развитыми в Нют-Ульбейском и Охото-Кухтуйском массивах. С заключительной фазой формирования интрузивов верхнемелового комплекса связаны мелкозернистые аплитовидные граниты.

Сравнение средних содержаний основных акцессорных минералов в гранодиоритах нижнемелового комплекса и в биотитовых гранитах верхнемелового комплекса гетерогенного Нют-Ульбейского массива показывает обеднение более поздних по времени образования биотитовых гранитов апатитом и сфеном, что, по-видимому, связано с резким снижением содержания в них свободной извести (табл. 3). Содержание титана сохраняется в гранитах за счет увеличения в них количества ильменита. Несколько снижается по сравнению с гранодиоритами, но все же остается высоким количество магнетита. Содержания циркона и ортита по сравнению с нижнемеловыми гранодиоритами в биотитовых гранитах уменьшаются. Сульфиды: молибденит, пирит, арсенопирит, галенит рассеяны в незначительном количестве. Появление анатаза, флюорита, рутила связано с заметным изменением биотитовых гранитов процессами высокотемпературного послемагматического метасоматоза.

В биотитовых гранитах преобладающими по количеству являются цирконы светло-желтого цвета цирконового типа (см. рисунок, *б*), среди которых в эндоконтактовых фациях встречаются пластинчатые кристаллы. Длина зерен колеблется в интервале от 0,22 до 0,48 мм, удлинение — от 2 до 6. В меньшем количестве присутствуют короткопризматические цирконы более сложных форм (см. рисунок, *а*). По рентгено-

Распределение акцессорных минералов в мелкозернистых

Массив	Порода	№ породы	Магнетит	Гематит	Ильменит	Апатит	Циркон	Сфен	Гранат
Нют-Ульбейский	Мелкозернистый аплитовидный гранит	121/67	—	2892	130	11	8	Зн.	130
»	То же	272/67	192	—	—	Зн.	1,3	—	119
»	»	168/69	—	—	Зн.	Зн.	13	—	—
Охото-Кухтуйский	»	436	21	—	—	9	22	—	Зн.
»	»	260а	51	—	10	—	3	—	13
»	»	486б	457	—	Зн.	11	11	2	Зн.
»	Аплит	257б	986	—	Зн.	5	4	3	Зн.
»	Пегматит	132	—	—	Зн.	15	5	5	Зн.

спектральным данным, в цирконе содержатся ZrO_2=43,2%, HfO_2= =1,7%. Почти во всех биотитовых гранитах отмечаются редкоземельные цирконы типа циртолита, представленные непрозрачными кристаллами буровато-желтого цвета и дипирамидального габитуса (см. рисунок, *в*). Величина зерен составляет 0,18—0,25 мм, удлинение 1—1,7. В биотитовых гранитах отмечается тенденция к развитию цирконов длиннопризматического габитуса и более упрощенных форм цирконового типа.

Апатиты присутствуют в виде бесцветных прозрачных коротко- и длиннопризматических кристаллов, среди которых отмечаются разновидности серовато-дымчатого цвета. В измененных постмагматическими процессами породах поздние генерации апатита представлены более крупными кристаллами светло-желтого цвета.

Сфен как в нижнемеловых гранодиоритах, так и в верхнемеловых гранитах присутствует в двух генерациях. Ранние по времени выделения кристаллы сфена темнее окрашены в буровато-желтые тона, чем более поздние, светло-бурые. Последние ассоциируют с поздними генерациями апатита. Ранее выделенные кристаллы сфена располагаются в интерстициях между породообразующими минералами. Поздние его генерации образуют неправильные выделения в биотите и амфиболе. Из редкоземельных элементов в сфене отмечается повышенное содержание элементов иттриевых групп по сравнению с другими минералами.

Для ортита характерна интенсивная окраска от бурого до черно-бурого цвета. Удельный вес 4,08. Ортиты характеризуются высоким содержанием редкоземельных элементов цериевой группы. На долю церия приходится около 50%. В ортитах из измененных послемагматическими процессами биотитовых гранитов несколько увеличивается содержание элементов иттриевых групп.

В мелкозернистых аплитовидных гранитах собственно магматические акцессорные минералы: магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, ортит рассеяны в незначительном количестве. Характерной особенностью этих пород является появление граната, однако содержание его редко превышает знаковое (табл. 4). Для заключительной фазы формирования интрузивов верхнемелового возраста отмечается более разнообразный комплекс минералов редких и рассеянных элементов: гадолинит, ксенотим, пирохлор, циртолит, уранинит. Послемагматические минералы представлены анатазом, флюоритом, топазом, турмалином, шеелитом, рутилом. Из сульфидов присутствуют молибденит, галенит, пирит, сфалерит. Разнообразный комплекс редкоэлементных и послемагматических минералов говорит о кристаллизации поздних фаз из расплава, обогащенного редкими и летучими компонентами.

Таблица 4

аплитовидных гранитах поздней фазы верхнемелового комплекса, г/т

Ортит	Ксенотим	Фергюсонит	Пирохлор	Уранинит	Гадолинит	Бастнезит	Торит	Циртолит	Рутил	Анатаз	Шеелит	Молибденит	Галенит	Пирит	Сфалерит
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
50	—	—	—	—	—	—	—	154	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	165	—	Зн.	—	—	—	Зн.	—
—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	112	9	—	—	—	0,1	—
—	—	—	—	—	—	—	8	2,6	—	—	—	—	Зн.	Зн.	Зн.
—	—	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	2	Зн.	0,5	—
Зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16	—	202	—	—	—
246	4	—	21	Зн.	—	Зн.	—	—	—	—	Зн.	—	—	—	—
43	—	Зн.	—	—	Зн.	—	7	97	—	—	—	—	—	—	—

В лейкократовых аплитовидных гранитах собственно магматические циркоы, характерные для биотитовых гранитов главной фации, присутствуют в исчезающе малом количестве. Они представлены светло-желтыми, очень мелкими кристаллами, относящимися по форме зерен к цирконовому типу. Типичными для гранитов поздней фации являются полупрозрачные и непрозрачные кристаллы гиацинтового и цирконового типов, желтого и желтовато-бурого цвета (см. рисунок, *в*, *г*). Кроме того, значительное развитие получают редкоземельные разновидности цирконов бурого цвета и дипирамидального габитуса.

Бастнезит — вторичный продукт по ортиту, отмечается в виде серовато-бурой корочки вокруг ортита, иногда образует полные псевдоморфозы по ортиту.

Акцессорные минералы Некского гранитоидного массива

По акцессорным минералам Некский гранитоидный интрузив резко отличается от других позднемезозойских гранитоидных интрузивов Охотского срединного массива. Некский интрузив сложен преимущественно биотитовыми адамеллитами и их измененными разновидностями (Недосекин, 1973). Из акцессорных минералов в адамеллитах отмечаются циркон, апатит, монацит, ксенотим, ортит, ильменит (табл. 5). Для этих пород характерна ассоциация ортита с монацитом и ксенотимом. В грейзенизированных двуслюдяных адамеллитах, слагающих северную половину массива, кроме ильменита, циркона, апатита в заметном количестве присутствует гранат. Широко представлены редкие минералы: ксенотим, торит, монацит, уранинит. Появление граната, анатаза, турмалина и рутила в измененных адамеллитах объясняется процессами высокотемпературного послемагматического метасоматоза (Недосекин, 1973). В более поздних по времени образования аплитовидных гранитах и аплитах постоянно присутствует гранат в ассоциации с монацитом.

В гранитоидах Некского массива широко распространены кристаллы цирконового и гиацинтового типов с преобладанием последнего в более поздних аплитовидных гранитах (см. рисунок, *в*, *г*).

В двуслюдяных адамеллитах присутствует преимущественно гиацинтовый тип циркона (*г*). Преобладающими по количеству являются длиннопризматические кристаллы с удлинением больше 2, на долю которых приходится 65% от общего числа кристаллов циркона.

Ортит образует призматические кристаллы бурого и желтовато-бурого цвета и отличается от ортита других гранитоидов Охотских интрузивов пониженными показателями преломления ($Ng=1{,}785$; $Np=1{,}765$).

Апатит во всех гранитоидах представлен бесцветными, прозрачными короткопризматическими кристаллами. Его поздние генерации образуют крупные полупрозрачные кристаллы яблочно-зеленого цвета. В гранитоидах эндоконтактовых фаций как примесь содержатся апатиты с темными ядрами.

Таким образом, для гранитоидов нижнемелового Некского интрузива характерны: отсутствие во всех разновидностях магнетита; ассоциация ортита с монацитом в адамеллитах; появление граната в заметном количестве в двуслюдяных адамеллитах и аплитовидных гранитах; широкое развитие длиннопризматических кристаллов циркона, преимущественно цирконового и гиацинтового типов.

По ассоциациям акцессорных минералов и их типоморфным особенностям гранитоиды Некского интрузива во многом сходны с ранее изученными нами позднемезозойскими гранитоидами Верхне-Индигирского района (Ипатьева, 1968; Рожков и др., 1971).

Таблица 5

Распределение акцессорных минералов в гранитоидах Некского интрузива, г/т

Порода	№ пробы	Магнетит	Ильменит	Апатит	Циркон	Гранат	Ортит	Монацит	Ксенотим	Торит	Уранинит	Анатаз	Рутил	Турмалин	Молибденит	Пирит	Арсенопирит	Золото
Биотитовый адамеллит	447	Зн.	—	91	60	—	310	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
То же	308/8	»	31	15	—	—	—	12	8	—	—	—	Зн,	—	—	—	—	—
Двуслюдяной гранит	52/3	—	—	2	0,3	78	—	25	Зн.	Зн.	1,6	Зн.	—	—	—	259	—	—
То же	260	—	Зн.	0,3	0,5	420	—	0,3	»	»	2	—	—	60	—	—	—	—
»	242	—	20	Зн.	0,1	245	—	6	24	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—
»	63	—	—	0,3	26	432	—	44	10	—	0,8	Зн.	—	—	Зн.	—	0,8	Зн.
»	60	—	—	—	5	50	—	6	—	—	—	—	27	Зн.	—	—	—	—
»	91	—	Зн.	—	1	168	Зн.	0,1	—	Зн.	—	Зн.	—	»	Зн.	—	—	—
Аплитовидный гранит	300/11	—	—	—	Зн.	874	—	14	—	—	—	—	—	—	—	Зн.	—	—
То же	72/6	—	—	2	»	3987	—	—	—	Зн.	Зн.	Зн.	—	Зн.	—	»	—	—
»	19	—	31	2	»	974	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Акцессорные минералы Лисянского интрузива (габбро-гранодиорит-плагиогранитная формация)

Лисянский интрузив сложного состава занимает большую часть п-ова Лисянского (северное побережье Охотского моря) в пределах внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса. По особенностям состава он относится к габбро-гранодиорит-плагиогранитной формации.

Ранние по времени образования кварцевые диориты характеризуются бедным видовым составом акцессорных минералов. Кроме апатита, ильменита присутствует магнетит, содержание которого в отдельных случаях составляет 2 вес. %. Количество апатита в этих гранитоидах во много раз превышает его содержание в гранитоидах последующих фаз (табл. 6).

В гранодиоритах, кроме апатита, циркона и магнетита, появляются сфен и минералы эпидот-клиноцоизитовой группы. Содержание сфена составляет в среднем 63 г/т. Ортит отсутствует. Содержание магнетита несколько снижается по сравнению с кварцевыми диоритами. Из сульфидов постоянно присутствует пирит. Другие минералы — галенит, арсенопирит, торит, циртолит, ортит — отмечаются спорадически и в незначительном количестве.

В плагиогранитах кроме магнетита, ильменита, циркона, апатита постоянно присутствуют сфен и в незначительном количестве ортит. Количество сфена закономерно увеличивается по сравнению с гранодиоритами (в среднем до 370 г/т). Содержание минералов эпидот-клиноцоизитовой группы составляет иногда 8,4 кг/т.

В поздних по времени образования лейкократовых аплитовидных гранитах комплекс акцессорных минералов резко отличается от гранитоидов предыдущих фаз. Основные акцессорные минералы представлены ильменитом, монацитом, ксенотимом. Магнетит в лейкократовых гранитах переходит в гематит. Отсутствуют такие минералы, как сфен и ортит. Резкое изменение комплекса акцессорных минералов в процессе формирования Лисянского интрузива, особенно в поздних фазах, отражает своеобразную особенность состава гранитоидов и условий их образования на бо́льших по сравнению с гранитоидами Охотской гранодиорит-гранитной формации глубинах.

Цирконы в гранитоидах Лисянского интрузива по размерам кристаллов и удлинению можно разделить на 3 группы: 1) короткопризматические, почти изометричные формы, длина кристаллов 0,08—0,15 мм, удлинение 1—1,5; 2) толстопризматические кристаллы, длина зерен 0,15—0,23 мм, удлинение 1,7—2,5; 3) длиннопризматические кристаллы, длина которых колеблется в интервале 0,33—0,60 мм, удлинение 3—5.

В гранодиоритах цирконы представлены в основном мелкими изометричными кристаллами сложного типа (см. рисунок, *а*). На долю изометричных зерен приходится 50—60% общего числа зерен цирконов. Длиннопризматические кристаллы составляют всего 2—3%. В плагиогранитах преимущественное развитие имеют кристаллы цирконового типа (см. рисунок 1, *б*). Количество изометричных зерен снижается в них до 39%, увеличивается процент встречаемости толсто- и длиннопризматических кристаллов. Цирконы лейкократовых аплитовидных гранитов относятся к гиацинтовому типу (см. рисунок 1, *г*). В кварцевых диоритах в отличие от гранодиоритов и плагиогранитов кристаллы цирконов имеют сравнительно крупные размеры, среди которых встречаются короткопризматические с удлинением 2 и длиннопризматические кристаллы с удлинением больше 3.

Апатит образует бесцветные, реже серовато-дымчатого цвета призматические кристаллы. В измененных постмагматическими процессами плагиогранитах наряду с ранними генерациями присутствуют апатиты поздних генераций, представленные крупными призматическими кри-

Таблица 6

Распределение акцессорных минералов в гранитоидах Лисянского интрузива (габбро-гранодиорит-плагиогранитная формация), г/т

Порода	№ пробы	Магнетит	Ильменит	Апатит	Циркон	Ортит	Сфен	Торит	Циртолит	Монацит	Ксенотим	Галенит	Арсенопирит	Пирит	Эпидот-клиноцоизит	Гематит
Кварцевый диорит	135	19715	—	870	80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	127	14016	Зн.	162	117	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	187	11640	3480	85	73	—	Зн.	—	—	—	—	Зн.	4	1,3	—	—
Гранодиорит	526	10701	675	213	208	—	—	—	1,3	—	—	—	—	4,0	—	—
«	546	4133	Зн.	12	14	—	22	—	Зн.	—	—	—	—	2,4	79	—
»	377	3160	—	158	102	—	86	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—
»	55	7637	404	133	18	—	17	—	—	—	—	Зн.	—	2,1	1332	—
»	191	5298	17	72	59	—	127	—	—	—	—	—	—	Зн.	106	—
Плагиогранит	39	2440	26	60	33	82	450	0,1	0,5	—	—	—	—	Зн.	—	—
»	229	8599	565	116	3,3	—	462	—	—	—	—	Зн.	—	0,4	8445	—
»	359	5891	47	164	75	Зн.	201	Зн.	3,3	—	—	—	—	—	—	—
»	382	7980	19	188	169	30	373	»	—	—	—	—	—	Зн.	207	—
Лейкократовый гранит	80	—	200	6	6	Зн.	—	0,1	Зн.	89	15	—	—	—	—	600

сталлами с перламутровым блеском или зернами неправильной формы зеленовато-желтого цвета.

Магнетит представлен мелкими, хорошо ограненными кристаллами октаэдрической формы. В поздних по времени образования лейкократовых гранитах происходит замещение магнетита гематитом (мартитизация магнетита). Состав измененного магнетита (%):

$$Fe_2O_3 — 88{,}15,\ FeO — 8{,}98,\ TiO_2 — 1{,}07.$$

Ортит в плагиогранитах образует таблитчатые кристаллы буровато-черного цвета с красноватым оттенком. Имеет повышенные показатели преломления: $Ng = 1{,}817$, $Np = 1{,}785$.

Сделаем выводы.

1. Для гранитоидов нижнемелового гранодиоритового комплекса характерна магнетит-ильменит-сфен-ортитовая ассоциация акцессорных минералов. В гранодиоритах Охото-Кухтуйского массива уменьшается роль магнетита и сфена, в то время как в гранодиоритах Нют-Ульбейского массива эти минералы являются главенствующими. Такое различие в ассоциациях акцессорных минералов в гранитоидах этого комплекса, возможно, связано с поперечной зональностью Охотско-Чукотского вулканического пояса, отражением которой является изменение химического состава и ассоциаций акцессорных минералов гранитоидов.

2. В биотитовых гранитах верхнемелового комплекса также присутствует магнетит-ильменит-сфен-ортитовая ассоциация, но количественные соотношения акцессорных минералов здесь иные. Уменьшается содержание магнетита, сфена, ортита, появляется монацит. В мелкозернистых биотитовых и аплитовидных гранитах поздней фазы верхнемелового комплекса магнетит, сфен и ортит присутствуют в исчезающе малых количествах. В них появляются гранат и более разнообразный набор редкоэлементных минералов: фергюсонит, ксенотим, пирохлор, уранинит, гадолинит, циртолит и торит. Наличие последних говорит о накоплении редких и летучих компонентов в остаточных расплавах.

3. По ассоциациям акцессорных минералов и их типоморфным особенностям гранитоиды Некского массива сходны с гранитоидами формации бедных кальцием биотитовых гранитов Верхне-Индигирского района.

ЛИТЕРАТУРА

Бахарев А. Г. Гранит-липаритовая вулкано-плутоническая ассоциация центральной части Охотского срединного массива. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 84—89.

Гринберг Г. А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 9—26.

Ипатьева И. С. Акцессорные минералы гранитоидов Верхне-Индигирского района (Восточная Якутия). — В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 173—180.

Недосекин Ю. Д. Геология и петрология Некско-Гыннканджинского гранитоидного массива. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 26—40.

Рожков И. С., Гринберг Г. А., Гамянин Г. Н., Ипатьева И. С., Кухтинский Г. Г., Соловьев В. И. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М., «Наука», 1971, с. 57—62.

В. И. МАКАРОВ, В. И. СОЛОВЬЕВ

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КУЙДУСУНСКОЙ ВПАДИНЫ

Куйдусунская наложенная впадина располагается на юго-западном окончании Охотско-Чукотского вулканического пояса и занимает Юдомо-Индигиро-Охотский водораздел высокогорной части хр. Сунтар-Хаята. Эффузивно-пирокластические породы нижне (?)-, верхнемелового и палеогенового возраста несогласно наложены на западе и востоке на складчатые структуры соответственно Южно-Верхоянского и Верхне-Индигирского синклинориев. Средняя часть впадины расположена на северном склоне Охотского массива, ограниченного с востока Нют-Ульбейским, а на западе — Кетандинскими разломами, активизировавшимися в меловое и более позднее время. Гетерогенное строение фундамента отразилось на строении и составе вулканогенных толщ. На структурах Южно-Верхоянского синклинория (Юдомо-Дельбкюнское вулканическое поле) и в зоне влияния Кетандинского разлома распространены разновозрастные (от нижнемеловых до палеогеновых) и разнообразные по составу (от базальтов до трахилипаритов) и фациям (потоки лав, покровы игнимбритов, экструзии, субвулканы, дайки) вулканиты. На северном склоне Охотского массива, в Маннык-Юряхском вулканическом поле, разрезы вулканитов характеризуются сокращенными мощностями и отсутствием или резко подчиненным значением пород андезитового и андезито-базальтового состава.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ

Вся толща вулканитов впадины по составу, возрастному положению, строению подразделена нами на ряд формаций (от ранних к поздним): андезитовая, дацитовая, андезито-базальтовая, липаритовая, базальтовая (Соловьев, 1973).

Андезитовая формация условно нижнемелового возраста, мощностью около 300 м, представлена плагиоклазовыми базальтами и андезитами, в меньшей степени липарито-дацитами, обнажающимися вдоль западного края впадины на складчатых структурах Южно-Верхоянского синклинория, обрамляющих Охотский массив. Для формации характерен бедный видовой состав акцессорных минералов: циркон, апатит и пирит с содержанием, меняющимся в значительных диапазонах (см. таблицу).

Дацитовая формация представлена, главным образом, спекшимися туфами роговообманковых, роговообманково-биотитовых дацитов и в меньшей степени липарито- и андезито-дацитов, иногда присутствуют маломощные горизонты туффитов. Мощность всей толщи достигает 3000 м. Игнимбриты дацитов в отличие от их подстилающих андезитов и базальтов характеризуются широким спектром акцессорных минералов (циркон, апатит, магнетит, ильменит, сфен, гранат, анатаз, пирит, эпидот). Наиболее распространены среди них циркон и апатит. Среднее содержание циркона составляет 28—37 г/т, а апатитов 5—16 г/т. Наибольшие содержания циркона и апатита обнаружены в вулканических породах Маннык-Юряхского поля, где также присутствуют магнетит и ильменит с содержаниями от единичных знаков до 90 и 29 г/т соответственно. Сфен отмечен лишь в нескольких пробах из нижних горизонтов дацитовой формации с содержанием не более 2,4 г/т. Единичные зерна граната встречаются совместно со сфеном в Маннык-Юряхском поле. Дру-

Распределение акцессорных минералов в вулканогенных породах Куйдусунской впадины, г/т

Формация	Фация	Порода	№ проб	Магнетит	Ильменит	Сфен	Циркон	Апатит	Гранат	Анатаз	Ортит	Ксенотим	Торит	Пирит
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Базальтовая	Дайка	Базальт	280/3	—	—	—	12	7	—	—	—	—	—	Е. з.
	»	»	49/6	—	—	—	10,2	5	—	—	—	—	—	—
Юдомо-Дельюю-Куйдусунский район														
Липаритовая	Субвулкан	Липарит	12/1	12	—	—	90	26	—	—	10	—	—	—
	Поток	»	9/1	13,6	—	—	29,2	4	—	—	8,8	—	—	—
	»	»	39/1	—	—	—	32,0	61	—	—	86	—	—	—
	Покров	Игнимбрит липарита	8/7	35	—	—	5,2	8	—	—	10	—	—	Е. з.
	»	»	3/2	—	—	—	19,2	0,8	—	—	—	—	—	»
	»	»	2/4	—	—	—	22,4	2,7	—	—	—	—	—	»
	»	»	2/1	—	—	—	46,4	12,6	—	—	—	—	—	15,4
	»	»	1/3	—	—	—	30,6	Е. з.	—	20,6	—	—	—	53,6
	»	»	1/2	—	—	—	47	6	—	—	—	—	—	3
	»	»	41/1	—	—	—	13,9	32,6	—	6,9	—	—	—	2
	»	»	47/2	14	—	—	13	26	Е. з.	—	—	—	—	—
	»	»	46/7	—	—	—	33	4	»	—	25	—	—	—
	Экструзия	Липарит	75/1	—	—	—	4,8	2	—	Е. з.	—	—	—	2
	»	»	45/1	—	Е. з.	—	5,2	1,3	—	—	—	—	—	80
	Покров	Игнимбрит липарита	85/1	Е. з.	—	Е. з.	32	21	—	—	—	—	—	—
	»	То же	83/2	—	—	»	85	23	—	—	Е. з.	—	—	Е. з.
	»	»	83/1	—	—	—	23	10	—	—	2,7	—	—	—
	»	»	71/4	Е. з.	51	—	53	13	—	—	—	—	—	Е. з.
	Поток	Липарит	24/2	72	—	—	12	5	—	Е. з.	—	—	—	»
	»	»	35/1	—	—	—	15	7,2	—	—	—	—	—	5,6
	»	»	25/1	—	—	—	22	10,6	—	Е. з.	—	—	—	5,2
	»	»	31/2	—	—	Е. з.	13	6,5	—	—	—	—	—	Е. з.
	»	»	30/10	—	—	—	32	8	Е. з.	—	Е. з.	—	—	—
Маныык-Юряхский район														
	Субвулкан	Липарит	389/1	128	—	—	94	9	—	—	4	—	—	—
	»	»	306/2	18	Е. з.	—	42	10	—	—	—	—	—	—

Липаритовая	»	»	324/3	60	6	—	72	12	—	—	—	—	—	—
	»	Дацит	373/2	52	—	Е. з.	24	16	—	—	—	—	—	—
	»	Липарит	254/1	152	24	—	24	15	—	—	—	—	—	—
	Поток	»	320/1	25	—	Е. з.	16	8	—	—	22	—	—	—
	Покров	Игнимбрит дацита	250/1	530	90	—	54	6	Е. з.	—	—	—	—	—
	»	Игнимбрит липарита	281/5	15	—	—	8	0,8	—	Е. з.	15	—	—	—
	»	То же	281/3	427	—	—	6	0,7	—	—	Е. з.	—	—	Е. з.
	»	»	280/2	173	—	—	12	0,4	—	—	12	—	—	—
	»	»	279/3	28	—	—	15	Е. з.	—	—	36	Е. з.	—	—
	»	»	279/1	—	—	—	6	2	—	2	12	—	Е. з.	15
	Экструзия	Липарит	415/1	—	—	—	9,2	4	—	Е. з.	Е. з.	—	—	Е. з.
	»	»	238/1	—	—	—	20	2,6	—	—	—	—	—	1,5
	Поток	»	292/1	45	Е. з.	—	5,4	3,6	Е. з.	—	6,8	—	—	—
	»	»	270/1	504	24	—	6	1,8	—	—	—	—	—	—

Юдомо-Дельжю-Куйдусунский район

Андезито-базальтовая	Покров	Игнимбрит дацита	57/1	84	—	Е. з.	26	14	—	—	—	—	—	Е. з.
	»	Игнимбрит андезито-дацита	57/2	Е. з.	—	»	12	4	—	—	2	—	—	30
	»	Андезит	62/1	—	—	0,3	12	4	—	—	—	—	—	2
	Поток	»	71/1	—	—	Е. з.	2	14	—	—	—	—	—	Е. з.
	»	»	70/5	—	—	»	10	6	—	—	—	—	—	»
	Покров	Игнимбрит дацита	82/1	—	—	»	Е. з.	Е. з.	—	—	—	—	—	90
	Поток	Андезито-базальт	81/6	—	—	0,4	10	2	—	—	—	—	—	Е. з.
	»	»	105/4	18	—	—	2	4	—	—	Е. з.	—	—	»
	Покров	Игнимбрит дацита	101/2	—	—	2	32	6	—	—	—	—	—	—
	»	То же	97/1	—	—	1,5	24	4,5	—	—	—	—	—	Е. з.

Маныык-Юряхский район

Дацитовая	Поток	Андезито-дацит	411/1	Е. з.	Е. з.	—	80	20	—	—	—	—	—	Е. з.
	»	»	410/1	—	»	—	32	12	—	—	—	—	—	—
	Покров	Игнимбрит дацита	408/3	—	»	Е. з.	24	6	—	—	—	—	—	—

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Дацитовая	Покров	Игнимбрит дацита	408/8	—	Е.з.	»	40	10	Е.з.	—	—	—	—	Е.з.
	Поток	Липарито-дацит	408/9	—	—	—	25	8	»	—	—	—	—	—
	Покров	Игнимбрит дацита	408/10	—	Е.з.	2,4	32	2,5	—	—	—	—	—	—
	»	То же	409/6	—	—	—	35	10	—	—	27	—	—	—
Андезитовая	Поток	Трахиандезит	91/9	—	—	—	32	8	—	—	—	—	—	Е.з.

гие минералы поствулканического генезиса (анатаз, пирит и эпидот) редки и малочисленны.

Андезито-базальтовая формация, представленная пироксеновыми андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, распространена в Юдомо-Делькюнском вулканическом поле и в зоне Кетандинского разлома, где мощности их достигают 300 м. Акцессорные минералы в андезитах представлены цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном, ортитом, пиритом, галенитом, антимонитом, (см. таблицу). Циркон, апатит и сфен отмечаются во всех пробах, но содержание их в породах значительно меньше, чем в вулканитах дацитовой толщи. Циркона содержится в среднем 9, апатита — 6 г/т; сфена — единичные зерна, ортит встречен в одной пробе, содержание магнетита меняется от знаков до 84 г/т. Пирит присутствует повсеместно с содержанием 15 г/т, единичные зерна галенита и антимонита встречаются спорадически.

Липаритовая формация относится к наиболее распространенным и разнородным образованиям. Нижняя часть ее представлена сильно спекшимися игнимбритами, небольшими потоками лав и экструзиями липаритов, перекрытыми пестроокрашенными, часто переслаивающимися покровами сильно сваренных туфов липаритов. Пестроцветы прорываются небольшими (до 10 км^2) субвулканическими телами липаритов и реже дацитов, которые перекрываются лавоподобными потоками игнимбритов липаритов. Породы сложнопостроенной липаритовой формации характеризуются и наиболее разнообразным комплексом акцессорных минералов (циркон, апатит, ортит, магнетит, ильменит, гранат, сфен, торит, ксенотим, анатаз, пирит, арсенопирит, молибденит, флюорит). В липаритах, как и в более основных разностях пород впадины, распространены циркон, апатит, магнетит, пирит, а также ортит. Остальные минералы встречаются относительно не часто. Циркон присутствует повсеместно на западном фланге впадины, в Юдомо-Делькю-Куйдусунском районе, средние содержания его составляют 26—27, уменьшаясь до 12—17 г/т в Маннык-Юряхском поле. В субвулканических интрузиях отмечено заметное увеличение его — до 58—90 г/т. Апатит, как и циркон, встречается повсеместно, со средним содержанием 10—14 г/т; как у циркона же, содержание его снижается до 2—6 г/т в Маннык-Юряхском вулканическом поле и резко увеличивается до 26 г/т в субвул-

канах. Магнетит распространен почти повсеместно. Наибольшие его содержания (530 г/т) отмечаются в Маннык-Юряхском районе. К западу от него в Делькю-Юдомском районе содержание магнетита снижается до 24—34, а в субвулканических породах — до 12—65 г/т. Ортит широко распространен только в породах липаритовой формации. В вулканитах андезито-базальтовой формации, предшествующей извержению лав и пирокластов липаритов, известны лишь редкие находки единичных зерен ортита. Наибольшие содержания (до 86 г/т) отмечаются в поздних липаритах, слагающих верхнюю половину толщи, а в ранних лавах и экструзиях минерал встречается редко.

Знаки торита и ксенотима найдены в Маннык-Юряхском районе в единичных пробах. Ильменит встречается редко. Он устанавливается в пробах ранних лав и экструзиях липаритов со средним содержанием 24—25 г/т. Значительное его количество (90 г/т) установлено в Маннык-Юряхском районе в лавах и игнимбритах, завершающих липаритовый вулканизм. В субвулканических телах этого же района ильменит встречается спорадически в количестве не более 6 г/т.

Сфен в «знаках» обнаружен в лавах низов липаритовой формации в долине рч. Делькю и на юге Маннык-Юряхского вулканического поля в дацитах субвулканического тела и в перекрывающих его игнимбритах липарита.

Единичные зерна гранита изредка отмечены в нижних и верхних горизонтах липаритовой толщи. Среди поствулканических минералов наиболее выделяется пирит, который отмечен в зоне Кетандинского разлома, где содержания его составляют 13—17 г/т, а к востоку от разлома, в Маннык-Юряхском поле, пирит встречается реже и в меньшем (1—7 г/т) количестве. Анатаз распространен совместно с ортитом в пестроокрашенной, многослойной толще игнимбритов в количестве от знаков до 20,6 г/т. Относительно высокие его содержания отмечены в породах Делькю-Куйдусунского междуречья. В субвулканических телах анатаз не обнаружен.

В пестроокрашенных игнимбритах липаритов содержатся иногда единичные зерна арсенопирита и молибденита.

Базальтовая формация представлена субвулканическими дайками пироксеновых андезито-базальтов и базальтов, секущими породы липаритовой формации. В породах базальтовой формации, как и в вулканитах андезитовой, содержится (в г/т) циркон — 11, апатит — 5 и поствулканический пирит — 17.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Циркон представлен желтоватыми, бесцветными длиннопризматическими кристаллами с дипирамидальными вершинами, часты комбинации граней (110) и (111), а также (131). В породах разного состава присутствуют совместно цирконовый и гиацинтовый типы кристаллов. В дацитах и липаритах отношение длины кристаллов к ширине равно 2, увеличиваясь до 2,5 в верхних горизонтах липаритовой толщи и в субвулканических телах при длине кристаллов от 0,05 до 0,7 мм.

Апатит молочно-белого цвета, прозрачный, иногда темно-коричневый с концентрическими темными включениями, представлен коротко-призматическими, реже бочонкообразными кристаллами длиной от 0,06 до 0,4 мм, грани и ребра некоторых из них корродированы или сглажены в той или иной степени, хорошо развиты пинакоидальные грани.

Магнетит обычно черный, с синеватой побежалостью и металлическим блеском, образует хорошо ограненные кристаллы октаэдрической формы размером от 0,10 до 1 мм. Грани кристаллов часто покрыты

концентрической штриховкой, сгущающейся к ребрам, иногда на гранях отмечаются толстопластинчатые наросты.

Ильменит встречается в виде железно-черных, реже коричневато-черных с металлическим блеском и раковистым изломом неправильных зерен размером до 2,5 мм, иногда окруженных плеохроичной каймой. Кристаллы имеют грани (0001), (1011), (0221).

Ортит от черного до бурого цвета представлен в основном кристаллами неправильной формы, иногда покрытыми метамиктной пленкой. В проходящем свете плеохроирует от красновато-бурого до зеленоватого цвета. Зерна размером от 0,07 до 0,8 мм.

Сфен светло-желтого, реже буровато-красного цвета, в виде кристалликов размером до 0,2 мм с гранями (111), (001), (100), иногда приобретающих форму развернутого конверта. Грани кристаллов неровные, корродированные. В проходящем свете сфен плеохроирует от коричневого по *Ng* до желтоватого по *Np*.

Гранат водяно-прозрачного до бледно-розового цвета, встречается в виде неправильной формы кристаллов размером около 0,2 мм с несовершенными гранями. В кристаллах иногда неравномерно распределены темные включения.

Ксенотим буровато-оранжевого цвета с неправильной формой зерен, приобретающих дипирамидальный облик, достигает размеров 0,1—0,25 мм.

Торит отмечается в виде зеленовато-желтых кристаллов неправильной формы, покрытых иногда красновато-желтой землистой коркой.

Анатаз в липаритах представлен кристаллами черного цвета дипирамидального облика с параллельной основанию пирамид штриховкой, а также зеленовато-бурыми усеченными дипирамидами, иногда с «черными» вершинами. В породах же дацитовой формации анатаз образует две модификации кристаллов: желтовато-красноватой окраски пластинчатые призмы и зеленовато-серые дипирамидальные, иногда со срезанными вершинами кристаллы.

Пирит в виде желтых или буроватых зерен кубической и параллелепипедальной формы размером от 0,07 до 0,6 мм. Грани куба (100) иногда усложнены гранями пентагондодекаэдра, характерна штриховка.

Молибденит представлен мелкими (0,1—0,15 мм) сталисто-черными чешуйками таблитчатой формы с узкими боковыми гранями.

Антимонит образует кристаллики черного цвета призматической формы размером 0,05 мм.

Арсенопирит сталисто-серого цвета с индиговыми побежалостями представлен мелкими (0,08 мм) угловатыми зернами.

Флюорит водяно-прозрачного цвета с фиолетовым оттенком присутствует в виде неправильной формы зерен размером от 0,2 до 0,4 мм.

Акцессорные минералы Куйдусунской впадины сопоставимы с изученными М. Г. Руб (1970) акцессорными минералами вулканитов Балыгычано-Сугойской наложенной впадины. Впадина сложена лавами и туфами верхнемелового возраста, которые С. И. Филатовым (Руб, 1970) расчленены на две толщи: нижнюю, существенно андезитовую и верхнюю, существенно липаритовую. С формированием липаритовой толщи сопряжено образование многочисленных субвулканических тел. Обе впадины расположены на периферии внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Близкие по возрасту и сходные по строению вулканогенные толщи впадин характеризуются одинаковыми ассоциациями акцессорных минералов.

В вулканитах андезитовой толщи Балыгычано-Сугойской впадины М. Г. Руб (1970) установлены следующие акцессорные минералы: цир-

кон, апатит, рутил, ортит, сфен, гранат, ильменит, магнетит, турмалин, торит, топаз, анатаз, касситерит, сподумен, флюорит, пирит, сфалерит, пирротин, мартит, галенит. Перечисленный комплекс отличается от акцессорных минералов Куйдусунской впадины большим набором поствулканических минералов, основной же видовой состав сходен с ассоциациями акцессорных минералов вулканитов Куйдусунской впадины.

Для пород описываемой впадины, так же как и для Балыгычано-Сугойской, характерны неравномерное распределение акцессориев и изменчивое их содержание по площади и разрезу.

Видовой состав акцессорных минералов липаритовых толщ обеих впадин также близок. В липаритах Куйдусунской впадины в отличие от нижележащих андезито-дацитовых толщ, так же как и в Балыгычано-Сугойской, появляется редкоземельная минерализация (ксенотим), увеличивается роль постмагматических, в том числе рудных, минералов. Различия заключаются в значительно больших содержаниях циркона и магнетита в липаритах Балыгачано-Сугойской впадины и в большем обогащении субвулканических тел касситеритом, флюоритом, ортитом, гранатом.

Важной особенностью, присущей всем разновидностям вулканитов Куйдусунской впадины, является повышенное содержание олова в них. Олово содержится во всех разновидностях пород, слагающих поля игнимбритов, экструзивные и субвулканические тела, в количестве от 7 до 83, чаще 10—15 г/т. Вулканиты Куйдусунской впадины по оловоносности сходны с вулканическими образованиями Балыгычано-Сугойской впадины, в которых содержания олова меняются в более широких пределах — от 1 до 430 г/т (Руб, 1970).

Результаты исследований вулканогенных пород Куйдусунской впадины показывают, что каждая из разновозрастных вулканических формаций характеризуется своим комплексом акцессорных минералов.

1. Породы андезитовой и базальтовой формации содержат циркон и апатит.

2. В игнимбритах дацитовой формации отмечаются кроме циркона и апатита ильменит — сфен — гранат, реже магнетит.

3. Андезито-базальтовая формация, близкая по составу к породам базальтовой и андезитовой формаций, отличается от них более разнообразным набором акцессорных минералов. В андезито-базальтовой толще кроме циркона и апатита присутствуют магнетит — сфен — ортит, а также антимонит, галенит и пирит.

4. Липаритовая формация представлена полифациальными вулканитами (потоки лав, экструзии, субвулканы, покровы игнимбритов, дайки), содержащими более разнообразный, чем другие толщи, впадины, комплекс акцессорных минералов (циркон, апатит, ортит, ортит — магнетит — гранат — ксенотим, торит, ильменит, сфен, анатаз, арсенопирит, молибденит, пирит).

5. Сходство Куйдусунской впадины с Балыгычано-Сугойской по геологической позиции, комплексу акцессорных минералов, возрасту и составу вулканических пород, а также по содержанию олова в них может указывать на оловянное оруденение по территории Индигиро-Охотского междуречья.

ЛИТЕРАТУРА

Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов. М., «Наука», 1970. 364 с.

Соловьев В. И. Вулканогенные формации Куйдусунской наложенной впадины. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 68—83.

Г. Н. ГАМЯНИН

ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Охотско-Чукотский вулканический пояс — объект самого пристального внимания геологов. В силу целого ряда причин наиболее изучены центральная и северо-восточная части вулканического пояса. Менее изученной, особенно в части минералого-геохимических особенностей оруденения, остается юго-западное окончание вулканического пояса. Здесь наблюдаются самые разнообразные типы оруденения и их взаимоотношения с золотым оруденением.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Первые сведения о золото-серебряном оруденении в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса относятся к 1962—1963 гг. (Пляшкевич, Сидоров, 1962, 1963). В дальнейшем появились работы, освещающие не только геолого-тектоническое положение месторождений и общие сведения об их вещественном составе, но и минералого-генетические особенности золото-серебряного оруденения (Сидоров, 1965—1967; Пляшкевич, 1967; Берман, Найбородин, 1962; Гончаров, Тренина, Шаповалов, 1969; Еремин, 1970; и др.). Первая попытка систематики золото-серебряного оруденения предпринята Л. Н. Пляшкевич (1967). Золоторудные месторождения пояса делятся ею на две группы: а) собственно золотые (Ag:Au$<$10) и б) золото-серебряные (Ag:Au$>$10). В первой группе выделяются кварц-карбонатный малосульфидный тип и сульфидно-карбонат-кварцевый со сфалерит-галенитовым и пирит-марказитовым подтипами. Вторая группа разделена на 6 типов — кварцевый, кварц-адуляровый, каолинит-кварцевый, флюорит-кварцевый, арсенопирит-кварцевый и антимонит-кварцевый. Месторождения первой группы локализуются среди пород среднего состава, второй — кислого. Дальнейшими работами (Сидоров, Берман, Тренина, 1969) показано самое разнообразное положение месторождений обеих групп относительно пород среднего и кислого состава. Л. Н. Пляшкевич (1969) и впоследствии придерживается своей первоначальной классификации, лишь из второй группы ею изъят каолинит-кварцевый и флюорит-кварцевый типы. Более четкая и с генетической позиции, на наш взгляд, более правильная классификация предложена А. А. Сидоровым и В. И. Найбородиным (1968). Ее авторами, подобно Л. Н. Пляшкевич, выделяются две субформации: 1) золотая (Au/Ag=0,1—1 и больше) с золото-пиритовым и золото-сфалерит-галенитовым типами; 2) серебро-золотая (Au/Ag=0,1—0,01) с золото-аргентитовым и золото-сульфоантимонитовым типами. Ими считается, что типы серебро-золотой субформации связаны между собой фациальными переходами, а с галенит-сфалеритовым типом золотой субформации — стадийными. Однако имеются данные о фациальных переходах золото-аргентитовых руд в полиметаллические с золотом не только на Камчатке (Власов, Василевский, 1962) и в Трансильвании (Щербаков, 1960), но и на Северо-Востоке СССР (Еремин, 1971; Воин, Михайлова, Щепотьев, 1971). Видимо, три названных типа логичнее выделять в пределах единой формации. Отношение золота к серебру — недостаточно надежный критерий для разделения приповерхностных месторождений на субформации и семейства, поскольку отношение это меняется не только на разных стадиях гидро-

термального процесса, но и с глубиной, как это установлено для месторождений Центральных Кызылкумов (Паздзерский, 1970). Таким образом, вслед за А. А. Сидоровым и В. И. Найбородиным (1968) мы ставим указанные типы в генетически единый ряд в пределах единой золото-серебряной формации.

На изученной территории Охотско-Чукотского вулканического пояса встречаются золото-серебряные рудопроявления двух типов — аргентитового и галенит-сфалеритового.

Аргентитовый тип

К аргентитовому типу относится Хаканджинское месторождение (Вельдяксов, Рябов и др., 1967; Гончаров, Найбородин, 1969; Воин и др., 1971; и др.) и ряд мелких, слабо изученных рудопроявлений бассейна р. Ульи и верхнего течения р. Маи. Геологическая позиция их определяется преимущественной локализацией в субвулканических телах кислого состава, измененных в различных фациях вторичных кварцитов. В рудных телах отмечаются следующие минеральные ассоциации: 1) кварц-кальцит-флюоритовая, 2) ритмично-зональная, кварц-адуляр-аргентитовая, иногда с родонитом; 3) монокварцевая; 4) кварц-карбонат-флюоритовая, изредка с цеолитами и родохрозитом.

Кварц-кальцит-флюоритовая ассоциация встречается сравнительно редко. В изученной части пояса она зафиксирована лишь в рудопроявлении руч. Кварцевый, а без флюорита — в бассейне рч. Маты. Однако распространенность ее, судя по литературным данным и отчетам о геологопоисковых работах, значительно шире. Все дело лишь в сохранности данной ассоциации. Она приурочена к зальбандовым участкам крупных рудных тел и слагает мелкие самостоятельные прожилки, обычно оперяющие основные рудные тела. Кварц данной ассоциации криптозернистый (тысячные доли миллиметра), зонально-колломорфный, раскристаллизованный. Обычны чередования равномерно мелкозернистого кварца с полосами зонально-колломорфного, иногда почковидно-расщепленного. Кварц разного морфологического облика ассоциирует с карбонатом и флюоритом.

Кальцит ($Ne'=1{,}490$; $No'=1{,}660$) образует тонкие пластины (першпат) ромбовидного облика, которые обрастают по закону геометрического отбора мелкозернистым кварцем или заключены в почковидно-раскристаллизованные агрегаты последнего. Включения кальцита в кварце разного морфологического облика отмечаются в пределах двух-трех ритмов. Почти повсеместны псевдоморфные замещения кальцита более поздним кварцем, адуляром или кварц-адуляровыми агрегатами (фото 1, 2)*. При этом на фоне зонально-колломорфного кварца нередки отчетливые пластинчатые выделения мелкозернистого кварца, реже адуляра. Возможно, что замещение раннего пластинчатого карбоната поздним кварцем и служит одной из причин возникновения пластинчатых текстур кварца, столь характерных для приповерхностных месторождений. Местами наблюдается частичное или полное выщелачивание кальцита из ранней кварц-карбонатной ассоциации и, как следствие этого, возникновение кавернозных текстур (фото 3), выполненных иногда поздним средне-, крупнозернистым кварцем (фото 4).

Флюорит ($N=1{,}436$) встречается редко (рудопроявление Кварцевый), возможно, по той же причине выщелачивания и замещения. Представлен мелкими (0,01—0,1 мм) бесцветными в большей или меньшей мере идиоморфными зернами совместно с кальцитом в центральных частях почковидных агрегатов (фото 5).

---

* Фотографии см. в разделе «Приложение».

Ритмично-зональная кварц-адуляровая ассоциация в данном типе развита широко и макроскопически представлена резко полосчатым текстурным узором с чередованием тонких (от 1 мм и менее до 1 см) полос различной окраски и прозрачности. Ширина и количество таких полос варьирует не только в разных месторождениях и рудопроявлениях (тонкая полосчатость — Ошибка; грубая — Хаканджа), но и в пределах одного рудного тела (Кварцевый — тонкая полосчатость в верхних участках рудных тел; более грубая, широкая — в нижних). Чередование полос кварца разного морфологического облика и зернистости в сочетании с прослоями других минералов — адуляра, родонита, серицита, хлорита (фото 6). Наблюдается закономерность, позволяющая выделить макроскопически крупные ритмы; внутренние части полос (по отношению к зальбандам жил) сложены фарфоровидным и халцедоновидным кварцем, внешние — мелко, среднезернистым, шестоватым, более прозрачным кварцем. Ритмов насчитывается 2—4. Ширина их от 1,5 до 5 см, а по Р. А. Еремину (1971) от 3 до 8 см. Приведем описание одного из ритмов рудопроявления Кварцевого от зальбанда жилы, контактирующей с окварцеванным андезитом (фото 7).

Резко полосчатая зона ленточного кварца	2 мм
Слабо полосчатая зона мелкозернистого кварца с ромбовидными кристаллами адуляра	2,5 мм
Зона криптозернистого кварца с адуляром (до 80%) и серицитом	2—3 мм
Зона полусфероидального, слабо расщепленного кварца	1 мм
Зона изометричного кварца, нарастающего на предыдущую по закону геометрического отбора	5 мм
Расщепленно-сфероидальный кварц, продолжающий рост головок зернистого кварца	2—3 мм
Зона пластинчато-веерообразных кварц-адуляровых обособлений с включениями рудного минерала	2 мм
Зона сфероидально-зонального, заканчивающегося шестовато-расщепленным кварцем	5—6 мм
Зона шестоватого кварца со слабо расщепленными головками	1 см
	3,9—4,2 см

В первом ритме наряду с адуляром нередко появляются серицит и хлорит. При этом отчетливо проявляется связь с составом вмещающих пород. Так, в жилах среди кварц-серицитовых (гидрослюдистых) метасоматитов чаще встречается серицит; адуляр — в кварц-адуляровых метасоматитах; в пропилитизированных породах — хлорит. Адуляр в последующих ритмах такой приуроченности не проявляет, но количество его заметно уменьшается в нижних частях рудных тел, хотя роль его по сравнению с первым ритмом значительно повышается. Увеличивается размер зерен адуляра и пределы колебаний зернистости (от 0,002 до 2—3 мм), появляются мономинеральные (до 1—2 см) полосы.

Иногда в строении таких ритмов принимает участие родонит (Хаканджа). Родонит первого ритма представлен микрозернистым агрегатом, макроскопически весьма плотным, бледно-розовым. Нередко совместно с кварцем и адуляром он обрастает измененные обломки пород, образуя своеобразные родонитовые сферолиты (фото 8), центральная часть которых представлена скрытокристаллической разновидностью, а внешняя — раскристаллизованными призматическими зернами. В последующих ритмах родонит наблюдается в виде разнозернистого (0,02—1 см) призматического агрегата, образующего с кварцем тесные срастания, напоминающие субграфику. На такие субграфические срастания местами нарастает адуляр нового ритма. Показатель преломления зернистого родонита несколько изменчив (Np'=1,715—1,721; Ng'=1,728—1,735).

Спектральный анализ нерудных минералов данной ассоциации (табл. 1) показывает, что элементы-примеси, характерные для последней, отмечаются во всех ее минералах, различаясь лишь количествен-

Таблица 1

Элементы-примеси в минералах месторождений золото-аргентитового типа

Элемент	Кварц халцедоновидный		Кварц крупнозернистый		Адуляр	
	I (6)*	II (17)	II (25)	III(5)	II (6)	III (2)
Be	0,0001(6)	0,0001—0,0005 0,0002(3)	0,0001—0,002 0,0014(11)	0,0001—0,002 0,0004(5)	0,0001—0,0002 0,00013(3)	0,0001(2)
As	—	—	—	—	—	—
Sb	—	Сл(3)	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	—	—
Mn	0,005—0,02** 0,011(6)	0,002—0,05 0,01(17)	0,002—0,02 0,007(25)	0,005—0,2 0,1(5)	0,005—0,02 0,015(6)	0,005—0,02 0,0012(2)
Pb	—	0,001—0,05 0,017(9)	0,02(1)	0,001(2)	0,005—0,05 0,027(2)	0,003(1)
Sn	0,001(4)	0,002(1)	—	—	—	—
Ga	—	0,001—0,002 0,0018(4)	0,001—0,002 0,0016(10)	0,002(3)	0,001—0,002 0,0017(6)	0,002—0,01 0,006(2)
Bi	—	—	—	—	—	—
Mo	0,0002—0,002 0,0009(4)	—	—	—	—	—
V	0,0002—0,0005 0,0003(3)	—	0,001—0,002 0,0012(5)	—	0,001(4)	—
Cu	0,002—0,005 0,0026(6)	0,0001—0,005 0,0006(17)	0,0001—0,002 0,00034(25)	0,0001—0,0002 0,00014(5)	0,0001—0,05 0,012(6)	0,0002(2)
Ag	0,0001—0,0003 0,00015(4)	0,0001—0,002 0,0005(14)	0,0001(3)	0,0001—0,0005 0,00025(4)	0,0005—0,02 0,0045(6)	0,0002(2)
Na	—	—	—	Сл.(2)	0,2—1,0 0,34(6)	0,2—1,0
Zn	—	—	—	—	—	—
Sr	—	0,02(4)	—	—	0,02—0,2 0,1(5)	0,01—0,05 0,03(2)
Ba	0,001—0,05 0,017(6)	0,001—0,02 0,006(17)	0,001—0,02 0,003(18)	0,001—0,05 0,024(3)	0,021—0,2 0,065(6)	0,3—0,5 0,4(2)
Hg	—	—	—	—	—	—
Te	—	—	—	—	—	—

Окончание табл. 1

Элемент	Родонит (III, 8)	Пирит (III, 3)	Галенит (III, 1)	Карбонат		Ломонтит (II, 10)
				I (2)	II (19)	
Be	0,0001—0,002 0,0011(8)	—	—	0,0001(1)	0,0001—0,0005 0,0002(9)	0,0001—0,005 0,0002(6)
As	—	0,17(3)	0,05	—	—	—
Sb	Сл(1)	—	0,02	—	—	—
Au	—	0,005—0,01 0,006(3)	0,02	—	—	—
Mn	>1(8)	0,05—0,2 0,15(3)	0,2	0,2—1,0 0,6(2)	0,01—0,3 0,172(19)	0,03—1,0 0,205(10)
Pb	—	0,005—0,02 0,012(3)	>1	0,005—0,01 0,0075(2)	0,001—0,007 0,0038(10)	0,003—0,007 0,004(4)
Sn	0,0125(8)	0,02(1)	0,003	0,001(1)	—	—
Ga	—	0,002(2)	—	—	—	0,001—0,005 0,0022(5)
Bi		Сл.	0,2	0,001(1)	0,001(1)	0,001(2)
Mo	0,0001—0,0003 0,0002(4)	—	—	—	—	0,0002(1)
V	0,002—0,003 0,0025(4)	—	—	0,02(2)	0,005—0,02 0,018(19)	0,0001—0,0005 0,0004(3)
Cu	0,0001—0,0003 0,00014(8)	0,05—0,1 0,066(3)	0,05	0,0001—0,002 0,001(2)	0,0001—0,0002 0,00013(19)	0,0001—0,0003 0,00013(10)
Ag	0,0001—0,02 0,005(7)	0,05—0,1 0,066(3)	>1	0,0001—0,0002 0,00015(2)	0,0001—0,002 0,00073(15)	0,0001(3)
Na	~1(8)	—	—	—	—	1% и больше
Zn	0,05(1)	0,06(2)	—	—	—	—
Sr	—	—	—	0,001(1)	0,02—1,0 0,24(18)	0,007—0,2 0,115(6)
Ba	—	—	—	0,001(1)	0,001(8)	0,001—0,5 0,12(6)
Hg	—	—	0,02	—	—	—
Te	—	—	0,005	—	—	—

* Рудопроявления. Римские цифры: I — Маты; II — Кварцевый; III — Хаканджа; арабские (в скобках) — число проб.
** Числитель — крайние значения содержаний; знаменатель — среднее содержание, в скобках дроби — число проб, показавших содержание.

ным содержанием. Отдельным рудопроявлениям присущи свои специфические элементы — олово (Хаканджа), молибден — (Маты-Курикан), стронций (Кварцевый). В то же время для минералов данной ассоциации всех месторождений характерна постоянная примесь серебра с широкой дисперсией его содержания (0,0001—0,1%), для адуляра — галлия (0,003%) и натрия (0,1—1%).

Количественная роль рудных минералов для данного типа месторождений невелика, обычно меньше 1%. Почти все рудные минералы сосредоточены в данной ассоциации и тяготеют к кварц-адуляровым полосам. Насыщенность кварц-адуляровых полос рудными компонентами отмечается многими исследователями Северо-Востока СССР (Берман, Еремин, 1965; Берман, Тренина, 1968; Еремин, 1971; и др.). Она считается прямым признаком повышенной золотоносности рудных тел. Степень насыщения таких полос рудными минералами неодинакова, даже в пределах одного месторождения. На изученной части Охотско-Чукотского вулканического пояса в известных рудопроявлениях и месторождениях она очень низка, порядка 0,1—1%, несколько повышаясь в месторождении Хаканджа. Комплекс рудных минералов представлен пиритом, аргентитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, золотом, пираргиритом (в порядке убывания их роли). Очень характерно тесное срастание всех минералов, образующих как мелкие (1—2 мм) гнездообразные выделения, располагающиеся прерывистой цепочкой, так и распыленную вкрапленность, чаще всего окаймляющую подобные гнезда. Наиболее распространенный из всех минералов — пирит — образует рассеянную вкрапленность и мелкие гнезда. Вкрапленному пириту присуща идиоморфная форма зерен при относительно небольших размерах (0,01—0,1 мм). Он содержит очень мелкую, обычно овальную вкрапленность халькопирита, сфалерита, галенита и золота, как правило, не выходящую за контуры зерна. Пирит в гнездах характеризуется неправильными формами, но с плавными контурами, изобилующими многочисленными заливами. Вкрапленность других минералов менее характерна, однако вокруг зерен постоянно отмечаются каемки тесно сросшихся более поздних сульфидов. Спектральным анализом в пирите (см. табл. 1), помимо элементов, обязанных включенным в него минералам, отмечаются (%) мышьяк (0,1—0,2), марганец (0,05—0,2), олово (0,02), висмут (следы). По данным золотоспектрометрического и дитизонового определений, содержания золота в пирите колеблются (Хаканджа).

Поздние сульфиды — сфалерит, халькопирит, галенит, аргентит — находятся между собой в более тесных срастаниях. Например, сфалерит, образующий крупные (2—3 мм) выделения, содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита, в меньшей степени галенита и аргентита, изометричной, эллипсовидной, реже Г-образной формы. Вкрапленность халькопирита распределена среди сфалерита самым разнообразным образом. В гнезде сфалерита имеются зерна, обильно насыщенные халькопиритом, и совершенно не содержащие его. В одних зернах вкрапленность распространена по всему зерну, в других тяготеет к периферическим его частям. Правда, если проследить за поведением вкрапленности халькопирита по мощности прожилка, то отчетливо отмечается, что количество ее в сфалерите от зальбандов прожилка к обособлениям центральных частей уменьшается. Самостоятельные выделения халькопирита здесь встречаются значительно реже, чем в призальбандовых частях. Этого нельзя сказать о галените, который распространен повсеместно, образуя округлые выделения среди сфалерита, пирита и кварца. Галенит содержит постоянную вкрапленность аргентита, очень редко — блеклой руды и в исключительных случаях — станнина. Вкрапленностью этих минералов объясняется наличие в галените сурьмы (0,01—0,03%), серебра (0,1—0,3%), олова (следы). Кроме того, в нем присутствуют (%) мышьяк (0,03—0,1), марганец

(0,1—0,3), титан (0,003—0,01), медь (0,03—0,1), ртуть (0,003), висмут (0,1—0,3) и теллур (0,01—0,03). Два последних элемента — следствие изоморфного вхождения их в галенит или, видимо, присутствия мельчайших включений теллуридов серебра и висмута.

Характерно, что в ассоциации с золотом галенит встречается не чаще, чем другие минералы, и реже, чем пирит и аргентит. Аргентит (см. табл. 6), кроме включений в галените, образует мелкие (0,1—0,3 мм) самостоятельные выделения среди сульфидов, а иногда и в отрыве от последних. В нем наряду с мелкими овальными (0,003—0,007 мм) включениями золота (фото 9) отмечается еще более мелкая и редкая точечная вкрапленность самородного серебра.

Золото в рудных телах (макроскопически встречается крайне редко) в виде мелких (0,1—0,2 мм) неправильных зерен, приуроченных к скоплениям рудных минералов. Основная масса золота субмикроскопическая с размерами менее 0,1 мм. По данным Ю. С. Бермана и Г. И. Тренихиной (1968), золото с размерами 0,1—0,3 мм составляет не более 50% благородного металла, заключенного в рудных телах. В россыпи концентрируется только среднее и крупное золото, т. е. в целом происходит разубоживание месторождения. Из этого следует, что образование россыпи связано либо со значительной глубиной эрозионного среза месторождения, либо с наличием непосредственно в окрестности россыпи невскрытых рудных тел.

В рудных телах золото встречается в ассоциации со всеми сульфидами, но наиболее постоянна его связь с пиритом — от ранних выделений с каплевидным и, видимо, тонкодисперсным золотом, до более поздних с каемками и микропросечками. Достаточно тесная связь золота с аргентитом, включающим мелкие зерна его или образующим тесные срастания (фото 10). Остальные сульфиды по снижению частоты встречаемости с золотом выстраиваются в последовательности сфалерит — галенит — халькопирит.

Анализов пробности золота из коренных рудопроявлений Охотско-Чукотского вулканического пояса еще сравнительно мало. В основном приводится пробность россыпного золота. Сравнение пробности россыпного и коренного золота (Берман, Тренина, 1968) указывает на повышенную пробность россыпного золота (на 20—40 единиц) по сравнению с рудным, питающим данную россыпь. Более полная сводка пробности рудного золота с привязкой по типам месторождений приводится в работе А. А. Сидорова и В. И. Найбородина (1968). По их данным, месторождения золота из месторождений сульфоантимонитового подтипа имеют пробность 650—700; аргентитового — 550—570; сфалерит-галенитового — 530—550. Сравнение пробности золота месторождений приповерхностного генезиса и месторождений золото-кварцевой малосульфидной формации (Рожков, Гринберг, Гамянин, 1971) выявляет схожую тенденцию — увеличение пробности в месторождениях, содержащих сульфоантимониты. Это, видимо, свидетельствует об одинаковой направленности эволюции рудообразующих растворов и подтверждает существование фациальных переходов между минеральными типами месторождений.

Таким образом, диапазон колебаний пробности золота в россыпях может быть показателем степени эродированности месторождения и, следовательно, его дальнейшей перспективности. В связи с этим интересны данные по пробности золота в мелких россыпях, связанных с рудопроявлениями речек Маты и Амундакит (табл. 2, аналитик Л. Н. Цабул, ИГ ЯФ СО АН СССР).

Пробность золота из данных россыпей различна. Она значительно ниже и стабильнее по рч. Амундакит. Пробность и крупность золота по рч. Маты имеет большой диапазон колебаний. Это говорит о том, что в данной россыпи еще не произошло дезинтеграции золота, видимо, вви-

Таблица 2

Состав золота из россыпей

Место взятия пробы	Крупность, мм	Au	Ag	Нераств. остаток	Пробность	Fe_2O_3	Cu
Руч. Маты	0,5 0,25	68,61 71,27	31,37 25,94	Не обн. 0,90	686 727	0,07 0,04	Не обн. 0,07
Руч. Амундакит	1 0,5—0,25	62,67 61,79	35,56 33,33	1,32 2,81	638 631	0,07 0,04	0,08 Не обн.

ду ее сравнительной «молодости». Пробность золота руч. Кварцевого, по данным Р. Б. Умитбаева, 674, а 84% золотин по размеру представлено фракцией 0,1—0,5 мм. Отсюда следует, что эрозионный срез рудопроявлений руч. Кварцевого и рч. Маты соответствует уровню развития золото-аргентитовой ассоциации, в россыпь перешло лишь золото золото-сульфоантимонитовой ассоциации.

Монокварцевая ассоциация распространена по месторождениям неодинаково, но повсеместно несколько шире, чем предыдущие. Следует она непосредственно за ритмично-зональной ассоциацией, имея в ней свои корни в виде завершающего последний ритм шестоватого кварца, расщепленные головки которого незаметно переходят в монотонный, макроскопически сахаровидный или молочно-белый мелко-среднезернистый (0,01—0,1 мм) изометричной формы кварц (рудопроявление Кварцевый, фото 11). В других случаях на шестоватый кварц последнего ритма нарастает также шестоватый, но более крупнозернистый (до 1—2 см), молочно-белый кварц, с резко зональным внутренним строением. Этот кварц сменяется затем водяно-прозрачным, а последний — аметистом (Хаканджа). В иных участках жилы кристаллизация на этом заканчивается, в других — на аметист вновь нарастает молочно-белый и водяно-прозрачный кварц. Монокварцевая ассоциация не всегда совмещена в одном теле с более ранними и не обязательно связана с ними постепенными переходами. Отмечаются секущие прожилки его в ранних ассоциациях, а также самостоятельные тела среди вмещающих пород. В последнем случае, в зависимости от состава вмещающей среды, в зальбандах прожилков такого кварца встречаются переотложенные хлорит, серицит, адуляр. По данным спектрального анализа (см. табл. 1), кварц данной ассоциации наиболее стерилен в отношении элементов-примесей. В единичных случаях в нем обнаруживаются следы свинца, серебра, меди, а для аметистов характерен галлий.

Кварц-карбонат-флюоритовая ассоциация завершает процесс минералообразования. И хотя участки распространения ее промышленной ценности не представляют ввиду ничтожной золотоносности, она имеет важное генетическое значение. Распространена эта ассоциация достаточно широко, слагая как центральные части крупных рудных тел, так и самостоятельные (до 20—30 см) жилы и прожилки, иногда с угнетенным развитием в зальбандах ранних ассоциаций. Кварц крупнозернистый, друзовидный, образующий пустотки и занорыши, выполненные карбонатом и флюоритом.

Карбонат представлен обычно кальцитом ($Ne'=1{,}490$; $No'=1{,}660$) с незначительным (сотые доли процента) содержанием железа и магния. Реже встречается розоватого цвета родохрозит. (Хаканджа, $Ne'=1{,}580$; $No'=1{,}800$). Содержание марганца в кальците достигает иногда 1%. По данным спектрального анализа (см. табл. 1), в кальцитах устанавливается в значительных количествах (%) стронций (0,02—0,5, иногда >1, рудопроявление Кварцевый), постоянна примесь меди (0,0001—0,0002), часто встречается серебро (0,0001—0,002), свинец (0,001—0,007), реже

присутствуют бериллий (0,0001—0,0005), барий (0,001), в единичных случаях — висмут (0,001).

Флюорит в отличие от бесцветных кристаллов ранней генерации зеленый, различных цветовых оттенков. Локализуется в пустотах, выполняя их или образуя на стенках корочки. Часто встречается совместно с цеолитами. Распространение его, видимо, более широкое, судя по имеющимся литературным сведениям и данным геологосъемочных работ. Постоянная приуроченность флюорита к «хвостам» рудного процесса и сравнительная простота его диагностики могут служить достаточно надежным критерием для поисков золото-серебряного оруденения.

Цеолит, наблюдающийся в ассоциации с флюоритом, представлен на изученной территории исключительно кальциевой разновидностью — ломонтитом ($Np' = 1{,}506 - 1{,}508$; $Ng' = 1{,}517 - 1{,}520$). Пластинчатые выделения ломонтита нарастают непосредственно на кристаллы кварца, а также располагаются среди гнезд кальцита и флюорита. На территории рудных полей, главным образом в их периферийных частях, нередко встречаются мономинеральные жилы и прожилки (мощностью от 1 до 20 см) цеолитов. Судя по содержанию в них свинца, серебра и меди, а иногда и молибдена (см. табл. 1), характерных для рудных тел или различных минеральных фаций измененных пород, подобные проявления цеолитов можно отнести к «хвостам» рудного процесса. В подобном случае цеолиты также могут свидетельствовать о наличии в районе золото-серебряного оруденения.

Галенит-сфалеритовый тип

Галенит-сфалеритовый тип золото-серебряного оруденения изучен на примере рудопроявления, развитого в зоне экзоконтакта Охото-Кухтуйского массива среди гнейсов дальсичанской свиты, а также непосредственно в самом интрузиве. Локализация данного минерального типа не только среди вулканогенных пород, но и в пределах экзо- и эндоконтактовых частей вскрывающихся гранитоидных массивов отмечается также Р. А. Ереминым (1971) для Арманской вулканоструктуры, а для Ульинской впадины — З. М. Самозванцевой, М. В. Минцем и др.. (1967—1969) и В. Г. Корольковым и др. (1967—1969). Содержание сульфидов в данном минеральном типе изменяется от незначительных количеств (1%) до весьма существенных (порядка 20—30%), а мощность жил от сантиметров до 1—2 м; протяженностью от первых десятков до 200—300 м и, вероятно, больше.

В рудопроявлении руч. Коран основная масса жил и прожилков залегает в экзоконтактовой части массива, где они имеют бо́льшую мощность и повышенное содержание сульфидов. В то же время по минеральному составу различий между рудными телами, залегающими в гранитах и гнейсах, практически нет. Отчетливо выделяются несколько минеральных ассоциаций: кварц-арсенопирит-пиритовая, сфалерит-халькопирит-галенитовая, кварц-карбонатная, местами с пиритом, галенитом, флюоритом, в редких случаях с цеолитом.

Кварц-арсенопирит-пиритовая ассоциация распространена повсеместно. В ней преобладает кварц, тогда как пирит и арсенопирит наблюдаются в виде гнездообразных обособлений и рассеянных зерен, в различных участках кварцевых прожилков, а иногда и секущих микропросечек. Взаимоотношения между пиритом и арсенопиритом также самые разнообразные. В одних случаях мелкие идиоморфные зерна арсенопирита включены в крупные кристаллы пирита, в других пирит обрастает мелкими кристалликами арсенопирита. Отмечаются вторые генерации этих минералов, довольно мелкозернистых (до

Таблица 3

Состав рудных минералов рудопроявления галенит-сфалеритового типа

№ образца	Минерал	Ассоциация	Вмещающие породы	Fe	S	As	Zn	Pb	Ni	Bi	Cd	Sb	Ag	Сумма
182	Пирит	Кварц-арсенопирит-пиритовая	Гнейсы	46,41	52,08	0,75	—	—	0,02	Не обн.	—	—	—	99,26
174		Кварц-карбонатная	»	46,52	53,66	0,30	—	—	0,05	—	—	—	—	100,53
275в			Гранит	46,20	53,20	0,40	—	—	0,048	—	—	—	—	99,848
182	Арсенопирит	Кварц-арсенопирит-пиритовая	Гнейсы	34,10	20,51	44,40	—	—	0,048	Не обн.	—	—	—	99,058
269б			Гранодиорит	34,08	20,72	45,05	—	—	0,048	0,040	—	—	—	99,935
179а	Сфалерит	Халькопирит-сфалерит-галенитовая	Гнейсы	11,25	37,61	—	51,07	—	—	—	0,74	—	—	100,67
182			»	11,05	37,61	—	50,25	—	—	—	1,71	—	—	100,62
179а	Галенит	»	Гнейсы	—	13,69	—	—	86,50	—	0,040	—	0,013	0,120	100,363
182			»	—	13,74	—	—	86,55	—	0,110	—	0,006	0,052	100,458

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ЦНИГРИ.

Минерал		Формула
Пирит	182	$FeS_{1,994}As_{0,012}$;
»	174	$FeS_{2,001}As_{0,005}$;
»	275в	$FeS_{2,001}As_{0,006}$;
Арсенопирит	182	$FeAs_{0,969}S_{1,013}$;
»	269б	$FeAs_{0,983}S_{1,023}$;
Сфалерит	179а	$(Fe_{0,202}Zn_{0,791}Cd_{0,007})S_{1,188}$;
»	182	$(Fe_{0,189}Zn_{0,785}Cd_{0,016})S_{1,181}$;
Галенит	179а	$(Pb_{0,998}Ag_{0,002})S_{1,021}$;
»	182	$(Pb_{0,998}Bi_{0,001}Ag_{0,001})S_{1,023}$.

Таблица 4

Элементы-примеси в минералах рудопроявления галенит-сфалеритового типа *

Элемент	Кварц (7)	Пирит (30)	Арсенопирит (3)	Пирротин (2)	Сфалерит (6)	Галенит (4)	Карбонат (12)
Be	Сл. (1)	Сл. (1)	—	—	Сл. (1)	Сл. (1)	0,0001—0,0002 / 0,00011 (4)
As	—	0,03—0,5 / 0,17 (20)	>1	0,01 (2)	0,05—0,5 / 0,31 (5)	0,05—0,3 / 0,19 (4)	—
Sb	—	—	—	—	—	0,005—0,2 / 0,061 (4)	—
Au	—	0,005—0,01 / 0,0075 (2)	0,002 (1)	0,002—0,005 / 0,0035 (2)	0,005 (2)	—	—
Mn	0,002—0,02 / 0,006 (7)	0,001—0,02 / 0,004 (26)	0,001—0,002 / 0,0013 (3)	0,005—0,05 / 0,028 (2)	0,2—0,5 / 0,383 (6)	0,001—0,005 / 0,002 (4)	0,01—1,0 / 0,32 (12)
Pb	0,001—0,05 / 0,01 (6)	0,001—0,5 / 0,015 (17)	0,001—0,02 / 0,007 (3)	0,003 (1)	0,005—0,5 / 0,259 (6)	>1	0,001—0,1 / 0,0164 (9)
Sn	0,001—0,005 / 0,003 (3)	0,001—0,003 / 0,002 (3)	0,001 (1)	—	0,002—0,007 / 0,0047 (4)	0,05—0,3 / 0,15 (4)	0,001—0,005 / 0,003 (2)
Ga	—	0,001—0,005 / 0,002 (30)	0,001 (1)	—	0,001 (4)	—	—
Bi	0,005 (1)	0,001—0,005 / 0,0033 (4)	0,005 (1)	—	0,003—0,5 / 0,0158 (4)	0,1—0,5 / 0,25 (4)	0,001 (1)
V	—	—	—	—	—	—	0,005—0,02 / 0,016 (5)
Cu	0,0001—0,0005 / 0,0002 (7)	0,0003—0,2 / 0,0254 (30)	0,0001—0,0002 / 0,00013 (3)	0,005—0,5 / 0,028 (2)	0,05—0,5 / 0,241 (6)	0,002—0,005 / 0,0037 (4)	0,0001—0,0003 / 0,00014 (9)
Cd	—	—	—	—	0,5—1,5 / 0,92 (6)	0,1 (1)	—
Ag	0,0001—0,005 / 0,0009 (6)	0,0001—0,02 / 0,00076 (10)	0,0005 (1)	—	0,0001—0,02 / 0,005 (6)	0,02—0,1 / 0,048 (4)	0,0001—0,0005 / 0,00025 (8)
Zn	—	0,002—0,3 / 0,032 (26)	—	0,05 (1)	>1	0,02—0,5 / 0,385 (4)	—

Co	—	$\frac{0{,}001—0{,}02}{0{,}0052(20)}$	$\frac{0{,}002(1)}{}$	$\frac{0{,}02—0{,}05}{0{,}035(2)}$	$\frac{0{,}002(1)}{}$	—	—
Ni	—	$\frac{0{,}001—0{,}02}{0{,}005—(12)}$	$\frac{0{,}001—0{,}005}{0{,}003(2)}$	0,2(1)	$\frac{0{,}0001—0{,}02}{0{,}0034(6)}$	—	$\frac{0{,}0001(2)}{}$
Sr	—	Сл. (6)	—	0,005(2)	$\frac{0{,}002—0{,}005}{0{,}004(3)}$	0,005(4)	$\frac{0{,}005—0{,}5}{0{,}41(6)}$
Ba	$\frac{0{,}001—0{,}005}{0{,}0025(7)}$	—	—	—	$\frac{0{,}001—0{,}005}{0{,}002(3)}$	0,001(4)	$\frac{0{,}005—0{,}2}{0{,}137(9)}$
Te	—	0,02(1)	—	—	—	$\frac{0{,}001—0{,}2}{0{,}074(3)}$	—
In	—	—	—	—	$\frac{0{,}003—0{,}005}{0{,}0042(3)}$	—	—

* Обозначения см. в табл. 1

0,3 мм), тесно ассоциирующихся друг с другом в виде тонких просечек в кварце или в крупных кристаллах первой генерации.

Из сравнения составов арсенопиритов (табл. 3) видно, что арсенопирит из жил среди гнейсов характеризуется большим дефицитом мышьяка и меньшим избытком серы. Пирит в ассоциации с ним испытывает дефицит серы. При одинаковом содержании никеля в арсенопирите из жил в гранодиорите отмечается, кроме того, висмут.

Данные спектрального анализа минералов кварц-арсенопирит-пиритовой ассоциации (табл. 4) показывают, что постоянными примесями во всех минералах являются марганец и медь. Марганец имеет независимое распределение, не образуя повышенных концентраций ни в одном минерале, тогда как медь наиболее показательна для пирита (в среднем 0,025%). С различной частотой встречаемости и количественным содержанием в разных минералах отмечаются свинец, цинк, олово, висмут, серебро. При этом кварцу свойственны свинец и олово, пириту — серебро и цинк, арсенопириту — висмут; в рудных минералах встречаются кобальт и никель с преимущественным накоплением первого в арсенопирите, второго — в пирите. Золотоносность этой ассоциации невелика. По данным спектрометрического и дитизонового определений выявляется более высокая золотоносность пирита, в единичных случаях 20—50 г/т. Подавляющее большинство проб (9 из 12) показывает содержание больше 1 г/т. Максимальная золотоносность арсенопирита обычно не опускается ниже 0,02.

Халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация встречается почти повсеместно, но в жилах среди гранитоидов имеет локальный характер развития и непостоянный состав (выпадение халькопирита). По отношению к предыдущей эта ассоциация более поздняя и потому выполняет обычно центральные части жил и прожилков. Самостоятельные прожилки в ней редки, а за исключением микропросечек, пересечений с ранней ассоциацией не обнаружено. Изредка встречается и коррозионный характер границ пирита и ар-

сенопирита с минералами данной ассоциации, преимущественно со стороны галенита. Обычно же наблюдается постепенная смена их от зальбандов к центральным частям рудных тел.

В отличие от аналогичной ассоциации месторождений аргентитового типа здесь наблюдается большая разобщенность минералов и менее тонкие взаимопрорастания, что обуславливает вообще чистоту зерен. Несколько возрастает размер гнездообразных обособлений (до 3—4 см) и слагающих их зерен (до 4—5 мм). В то же время отдельные участки рудных тел по характеру взаимоотношений имеют много общих черт с месторождениями аргентитового типа. Например, в сфалерите отмечается тончайшая (<0,001 мм) эмульсионная вкрапленность удлиненных по форме включений халькопирита. Располагается она, главным образом, в виде краевых каемок различной мощности. В таких случаях интенсивнее затравливаются участки сфалерита, не содержащие такой вкрапленности. Переход от каймы максимального насыщения халькопиритом к участкам с бедной вкрапленностью осуществляется постепенно за счет увеличения размера вкрапленников и их рассредоточения. Форма вкрапленности меняется при этом на изометричную. Неравномерным распределением вкрапленности сфалерит данной ассоциации сходен со сфалеритом аргентитового типа. Помимо вкрапленности халькопирита, в сфалерите отмечаются овальные и эллипсовидные включения галенита и призматические (спаренные под различными углами) — пирротина. В отдельных жилах для сфалерита очень характерна вкрапленность станнина.

В галените включения сравнительно редки. Кроме позднего пирита, рассекающего совместно с кальцитом по спайности галенит, в нем присутствуют овальные зерна сфалерита, окаймленные станнином и халькопиритом. Почти постоянна в галените мельчайшая (0,001—0,01 мм) вкрапленность гессита (см. табл. 6), лишь изредка образующего более крупные (0,2—0,3 мм) зерна (фото 12) в срастании с галенитом. Отмечаются редкие включения самородного висмута и золота. Последнее наблюдалось в участках, обогащенных гесситом. Весьма интересен факт присутствия в галенитовых гнездах среди кварцевых пустоток мелких (0,1—0,2 мм) зерен касситерита (фото 13). Станнин, обычно присутствующий в галените, совместно с касситеритом не отмечается. Нахождение в галените вышеперечисленных включений подтверждается постоянным присутствием в нем олова, висмута, серебра и теллура (см. табл. 4).

Химический анализ сфалерита и галенита приводился выше (см. табл. 3).

Как видно из данных анализа и формул, составы минералов из разных рудных тел довольно близки, различаясь некоторыми вариациями в содержании висмута, серебра, сурьмы, что связано с неравномерной вкрапленностью минералов-носителей данных элементов. Очень показательно высокое содержание в сфалеритах кадмия, свойственное сфалеритам приповерхностных золото-серебряных месторождений (Плящкевич, 1968).

По данным спектрометрического и дитизонового анализов, сфалерит более золотоносен. Содержания золота достигают в нем 50 г/т, хотя микроскопически оно не обнаруживается. Содержание золота в галените не выходит за пределы 10 и не опускается ниже 1 г/т.

Кварц-карбонатная ассоциация развита неодинаково — в одних рудных телах составляет не более 2—3%, в других имеет подавляющее значение. Основная роль в ассоциации принадлежит карбонату. Последний в ходе отложения данной ассоциации меняется по своему составу и морфологическим особенностям. В начальные моменты его отложение происходит в виде почковидных (2—3 мм) агрегатов анкерита ($Ne'=1{,}510$, $No'=1{,}690$), нарастающих на кристаллы кварца в

зальбандах прожилков. Центральные части прожилков и гнезд сложены крупнозернистым (5—6 мм) агрегатом кальцита или манганокальцита ($Ne'=1{,}498$; $No'=1{,}675$). По данным спектрального анализа (см. табл. 4), в карбонатах постоянно присутствует (в %) свинец (0,001—0,1), медь (0,0001—0,0003), серебро (0,0001—0,0005), в единичных пробах отмечаются в сотых долях олово, висмут, никель. Иногда характерна повышенная (около 1%) концентрация стронция.

Кроме основных минералов, в данной ассоциации спорадически встречается пирит, образующий как мелкие рассеянные кристаллы в виде идеального куба, гнездообразные (до 2×3 см) скопления, так и микропросечки, рассекающие ранние минералы. По данным химического анализа (см. табл. 3), имеет устойчивый состав в разных участках среди разных вмещающих пород. Из сравнения с составом раннего пирита видно, что поздние пириты не имеют дефицита серы, содержат меньшую примесь мышьяка, а набор элементов примесей (см. табл. 4) в них беднее — отсутствуют свинец, цинк, серебро, уменьшается содержание меди, но повышается никеля. Характерно, что в ряде случаев в карбонате вместо пирита присутствует пластинчатый (0,01××0,1 мм) гематит, что говорит, видимо, о нестабильности окислительно-восстановительного потенциала в жилах на разных участках.

В незначительном количестве, но постоянно в данной ассоциации присутствует флюорит. Для Охото-Кухтуйского массива он является сквозным минералом. Флюорит обнаружен в протолочках и шлифах совершенно не затронутых вторичными процессами гранитоидов, где он локализуется в интерстициях между зернами плагиоклаза и биотита. В пегматоидных гнездах образует мелкие кристаллы в ассоциации с пиритом, молибденитом и магнетитом. И, наконец, он характерен для рудных тел, а в эффузивах, в экзоконтактовой зоне с массивом, встречаются кальцит-флюоритовые прожилки с небольшой примесью цеолита. Элементы-примеси флюорита сходны (качественно и количественно) с таковыми в карбонате.

Текстурно-структурные особенности

Текстурно-структурные особенности руд золото-серебряной формации весьма разнообразны, в основе чего лежат различия в морфологическом облике кварца. К числу наиболее распространенных текстур относятся ритмично-полосчатая, полосчатая, каркасно-пластинчатая, концентрическая, брекчиевидная, шестовато-гребенчатая, друзовая (Сидоров, 1966; Пляшкевич, 1969; Сидоров и др., 1969; Еремин, 1971). Несколько слов об особенностях некоторых разновидностей текстур и их взаимосвязях. Р. А. Еремин (1971) считает на основании применения к рудоносным растворам свойств полимерных систем, что образование их «можно интерпретировать как агрегат кристаллических полимеров кремнезема, сохранивших признаки надмолекулярных структур полимерных растворов». Каркасно-пластинчатые текстуры рассматриваются им как промежуточные, метастабильные образования, а полосчатые — как текстуры более высокого порядка. Однако при такой интерпретации упускается из вида фактический материал. Например, ритмично-полосчатые текстуры в пределах одного ритма обычно заканчиваются шестоватым, крупнозернистым водяно-прозрачным кварцем, а пластины кварца из каркасно-пластинчатых текстур в срезе представлены растущим навстречу друг другу от основания пластин агрегатом гребенчатого кварца с соблюдением принципов геометрического отбора. По-видимому, это трудно объяснить с позиций полимерных систем. На наш взгляд, основную роль в формировании полосчатых текстур, которые приурочены исключительно к наиболее приповерхностным

горизонтам рудных тел, играет взаимодействие вадозных и ювенильных вод. Начальные моменты такого взаимодействия и, вероятно, резкое переохлаждение и дегазация ювенильных вод приводят к гелеобразованию. Под действием постоянного, последовательного потока ювенильных вод происходит раскристаллизация гелей и отложение зернистого и шестоватого кварца. Очередной приток атмосферных вод (возможный в силу ряда причин) вызовет образование нового ритма гелеобразования кварца. К каркасно-пластинчатым текстурам это объяснение не применимо. Однако факты обрастания раннего пластинчатого карбоната гребенчатым кварцем и ромбоидальная форма пустот в каркасе (см. фото. 3, 4) говорят в пользу того, что одной из причин появления этой разновидности текстур являются выщелачивание и псевдоморфное замещение раннего карбоната. Интересно, что такие текстуры распространены главным образом в верхних участках рудных тел.

Между отдельными видами текстур отмечается взаимосвязь. Например, ритмично-зональная текстура зальбандовых частей к центральным частям, а также на глубину сменяется грубополосчатой в связи с чередованием более зернистых разновидностей кварца и мономинеральных полос адуляра или карбоната. На нижних горизонтах рудных тел полосчатость проявляется слабее и обязана своим возникновением чередованию кварца с рудными минералами, а также неяснополосчатым распределениям последних в ряду пирит+арсенопирит—халькопирит+ +сфалерит+галенит—сульфосоли (иногда)—карбонат (обычно). Брекчиевидные текстуры распространены на разных горизонтах рудных тел, но в нижних они однообразнее и выражаются в цементации обломков жильным материалом. В верхних участках отмечается и цементация обломков вмещающих пород жильным материалом с возникновением (в случае цементирующей массы ритмично-полосчатого кварца) концентрической разновидности, и цементация обломков ранних ритмов более поздними, а тех и других — иногда зернистым кварцем. В целом верхние горизонты рудных тел богаче и сложнее по текстурному рисунку, чем нижние. Этим следует руководствоваться при выяснении перспективности рудных тел.

Состояние гидротермального раствора и его эволюция

Наличие в приповерхностных золото-серебряных месторождениях большого количества признаков метаколлоидного состояния вещества приводит большинство исследователей к выводу о ведущей роли коллоидов в образовании месторождений этого типа. А. А. Сидоров считает, что в основном глубоко эродированные рудопроявления «имеют признаки, указывающие на высокую вязкость коллоидных растворов». К ним он относит невозможность выделения каких-либо минеральных генераций, слабое проявление околожильных изменений. В то же время в таких вязких коллоидных растворах проявляется стадийность. Но «сложная и очень длительная (на протяжении, быть может нескольких вулканических этапов) раскристаллизация разностадийных рудоносных гелей может привести к образованию самых фантастических ксенотермальных руд» (Сидоров, 1966). В то же время многие исследователи отмечают приуроченность метаколлоидных текстур к призальбандовым участкам жил и к их наиболее приповерхностным горизонтам. Центральные части жил и глубокие горизонты характеризуются иными типами текстур, свидетельствующими о кристаллизации минералов из истинных растворов. Подчеркивается также, что в местах развития метаколлоидных, резко полосчатых, концентрических, ритмично-зональных текстур возникают очень тесные взаимопрорастания различных рудных минералов — от обычно ранних

сульфидов (пирита и арсенопирита) до более поздних сульфосолей (прустит, пираргирит). Напротив, в участках с развитием массивных, шестоватых, гребенчатых и т. д. текстур происходит разделение данных минералов. Имеются сведения о незначительных околожильных изменениях, сопряженных с зонами развития метаколлоидных текстур. Вопрос о причинах смены коллоидного характера растворов на начальных этапах формирования тел в приповерхностных условиях на истинный либо не рассматривается, либо считается, что растворы проходили стадию гелеобразования, видимо, в связи с обладанием ими на данной стадии свойств полимерных систем (Еремин, 1971).

На наш взгляд, приуроченность метаколлоидных текстур к приповерхностным зонам, как и самих метасоматитов, начиная с участков развития кварц-серицитовых (гидрослюдистых) метасоматитов, обязана взаимодействию ювенильных и атмосферных вод. Именно смешение вод, обладающих разными физико-химическими параметрами (pH, окислительно-восстановительным потенциалом, газонасыщенностью, температурой и т. д.), приводило к гелеобразованию подобно тому, как происходит образование гелей гидроокислов железа при смешении морских и пресных вод. Приуроченность к зонально-ритмичным текстурам продуктивных ассоциаций является следствием быстрого гелеобразования сложного раствора, в котором рудные компоненты, в том числе и золото, находились в комплексных соединениях с калием. Гелеобразование препятствовало дифференциации как рудных компонентов, так и последних с их носителем — калием. Образование комплексных соединений рудных минералов с калием, видимо, так же вероятно, как и с подтвержденным многочисленными экспериментальными работами — натрием. В частности, на образование калиево-золотоносных сульфидных и тиосульфатных комплексов типа $K[Au(SO_4)_2]$ указывает Ф. А. Летников (1968).

Раскристаллизация образовавшихся гелей происходит тыловыми частями продвигающегося гидротермального раствора. Ритмичность в образовании метаколлоидных текстур обязана, видимо, своим происхождением гидродинамическому режиму атмосферных вод. Отсутствие гелеобразования на конечных стадиях формирования рудных тел, по всей вероятности, объясняется выравниванием некоторых физико-химических параметров раствора (снижение температуры, газонасыщенности и т. д.) и вадозных вод.

Об истинном характере растворов свидетельствуют не только выполнение кварцем, адуляром и рудными минералами (с образованием метаколлоидных текстур) микротрещин, недоступных вязким коллоидным растворам, но и околожильные изменения. Последние развиваются на всех горизонтах рудных тел, но с неодинаковой степенью интенсивности. Ширина зон околожильных изменений значительно меньше околорудных тел с развитыми метаколлоидными текстурами, но характер ее горизонтальной зональности — кварц-серицитовая — кварц-карбонат-серицитовая — карбонат-серицит-хлоритовая — карбонат-хлоритовая — хлоритовая — аналогичен зональности околорудных тел, не имеющих метаколлоидных текстур.

Присутствие в рудных телах приповерхностных золото-серебряных месторождений метаколлоидных текстур, с одной стороны, затрудняет расшифровку стадийного характера рудоотложения, а с другой — облегчает ее. Трудность заключается, прежде всего, в многообразии текстур пересечений и брекчирования, которые наряду с другими признаками обычно помогают при анализе стадийности процесса. Если в месторождениях данного генезиса выделять только данный признак, можно наметить великое множество стадий формирования месторождений. Однако вопрос о текстурах пересечений и брекчирования становится ясным с учетом приуроченности месторождений к тектонически активным зо-

нам глубинных разломов, участкам сочленения разнородных структур или пересечения разноориентированных систем нарушений. Кроме того, в участках гелеобразования, с его массовым выпадением вещества из раствора, видимо, происходит закупорка каналов, что приводит, как считает В. И. Гончаров (1971), «к возрастанию давлений в системе, пусть даже на короткий срок... Превышение критических давлений ведет к образованию трещин гидроразрыва». Вот следствие возникновения микроструктур брекчирования обломков вторичных кварцитов разных минеральных фаций ранним зональным ритмом, а их, в свою очередь,— более поздним ритмом или пересечение и тех и других микропрожилками гребенчатого кварца. Явления эти явно локальны в пределах единого рудного поля и даже тела.

С другой стороны, присутствие в ритмично-зональных участках рудных тел всего тесно сросшегося комплекса рудных минералов, отмечающихся в месторождениях, указывает на общность разрозненных в других участках минеральных ассоциаций. В действительности взаимоотношения таких минеральных ассоциаций, как пирит-арсенопиритовая, сфалерит-халькопирит-галенитовая, золото-аргентитовая, золото-пруст ит-пираргиритовая, антимонитовая, в большинстве случаев сложны и противоречивы. А. А. Сидоров (1966) при изучении золото-серебряных месторождений Чукотки отмечает, что в одних месторождениях (сопка Рудная) взаимоотношения между этими минеральными ассоциациями отчетливо стадийные (пересечения ассоциаций), в других выделение стадий крайне затруднительно. Наконец, в рудопроявлениях, «занимающих промежуточное положение между золото-серебряными и полиметаллическими (галенит-сфалеритовый тип), характерен переход золото-пираргиритовой стадии в стадию полиметаллических сульфидов» (Сидоров, 1966). По В. И. Найбородину (1971), для Хаканджинского месторождения стадийность процесса минералообразования выражена слабо, в то время как для Агатовского она довольно примечательна, хотя в обоих выделяются близкие минеральные ассоциации. Р. А. Еремин (1971), рассматривая месторождения Арманской вулканоструктуры, связывает данные минеральные ассоциации в одностадийный комплекс. Так же разноречива трактовка и антимонитовой ассоциации, хотя подавляющее большинство наиболее богатых антимонитовых руд несколько обособляется от предыдущих ассоциаций. Несмотря на сложную картину взаимоотношений, в ряде месторождений Северо-Востока СССР исследователи устанавливают отчетливую постепенную смену минеральных ассоциаций. Наиболее отчетливо она проявлена для золото-аргентитовой и золото-сульфоантимонитовой ассоциаций, реже последних с полиметаллической (Валунистое, Финиш, Хаканджа). Однако такие переходы имеют место во многих районах проявления золото-серебряной минерализации. В месторождении Байя-Сприя (Трансильвания) на верхних горизонтах обильно развиты сульфосоли, колломорфный кварц. С глубиной уменьшается содержание золота и серебра, сульфосолей и увеличивается роль галенита и сфалерита (до глубины 400 м). Далее уменьшается количество галенита, а с 500 м — сфалерита, но возрастает роль халькопирита, появляется арсенопирит, шеелит, вольфрамит.

Многие японские месторождения (Микава, Цугу) на верхних горизонтах характеризовались золото-серебряными рудами, а разрабатываемые в настоящее время нижние горизонты представлены полиметаллической ассоциацией. Следует отметить, что во всех месторождениях, имеющих ассоциации сульфосолей и полиметаллов, процесс минералообразования идет от последних к первым. Обратных взаимоотношений не встречено. Точно такой же процесс последовательности минералообразования, но с более отчетливо выраженной фациальной зональностью, свойствен и месторождениям малосульфидной золото-

кварцевой формации Северо-Востока СССР. Все это позволяет говорить о том, что минеральные ассоциации приповерхностных золото-серебряных месторождений являются одноэтапным комплексом (одностадийным, в понимании Н. В. Петровской), связанным с одной порцией растворов, претерпевающей стадийные эволюции в своем развитии. Пересечение минеральных ассоциаций, имеющих нередко локальный характер или присущих только конкретным месторождениям, следует считать спецификой развития структуры месторождений в рудный этап.

ОРУДЕНЕНИЕ, СВЯЗАННОЕ С ГРАНИТОИДАМИ

На обширной территории Охотско-Чукотского вулканического пояса наряду с вулканическими породами широко представлены позднемезозойские гранитоидные интрузивы. В связи с последними давно было известно молибденовое оруденение. За последнее время список полезных компонентов значительно расширился. В зонах экзо-, эндоконтакта гранитоидных массивов были обнаружены рудные тела с вольфрамом, оловом, висмутом, теллуром, полиметаллами и т. д. Не является исключением и юго-западная часть вулканического пояса, где также известны разнообразные рудопроявления — магнетитовое, медно-молибденитовое, оловянное и золото-висмутовое. Ниже кратко характеризуются данные типа оруденения, рассматриваются ведущие минералы или минеральные ассоциации.

Магнетитовое оруденение

Гранитоиды Охотской гранодиорит-гранитной формации обладают относительно высокой железистостью, обычно повышающейся в поздних дифференциатах. Все породы содержат большое количество акцессорного магнетита (гранодиориты 8,6—12,8 кг/т; граниты 5,4—10,9; мелкозернистые граниты и аплиты 1,0—4,2 кг/т) и поэтому имеются все предпосылки для их рудогенерирующей способности в отношении железооруденения. О том, что такие основания не беспочвенны, свидетельствуют имеющиеся рудопроявления магнетита в Охото-Кухтуйском и Хурунском массивах, в которых магнетитовое оруденение находится в связи со скарнами. В Хурунском массиве актинолит-магнетитовые скарны, иногда с гранатом, развиваются по известковистым породам рифея. Площадь, занимаемая скарнами, невелика — 10×100 м. В Охото-Кухтуйском массиве основное оруденение развито в измененных дацитах, андезито-дацитах амкинской свиты, которые дроблены, инъецированы гранитным материалом и цементируются эпидот-актинолит-магнетитовым агрегатом. Кроме того, среди гранитов и во вмещающих гнейсах имеется большое число кварц-магнетитовых прожилков с эпидот-гранатовой оторочкой. Выделяются две основные минеральные ассоциации — актинолит-эпидот-гранатовая и магнетитовая.

Магнетитовая ассоциация наложена на актинолит-эпидот-гранатовую, выполняя промежутки между ее минералами и образуя мелкие секущие прожилки. Количественная роль магнетита в скарновых образованиях, равно как и его зернистость, весьма изменчива; мономинеральные участки на коротком интервале сменяются рассеянной вкрапленностью, а крупные (1—2 мм) октаэдрические кристаллы нередко наблюдаются среди микрозернистой массы. Наряду с кристаллами кубического габитуса встречаются пластинчатые зерна магнетита, сгруппированные в сноповидные или веерообразные агрегаты. В таких случаях в магнетите отмечаются пластинки гематита (видимо, как реликты при замещении его магнетитом). Большинство зерен магнетита,

особенно мелких, содержит многочисленные включения нерудных минералов (скарновой ассоциации?). Вместе с тем в отдельных участках скарнов магнетит содержит включения рудных минералов. Иногда это мелкая, типа эмульсионной, вкрапленность халькопирита, сфалерита и пирротина, а местами (более крупная, до 0,05 мм, часто идиоморфных очертаний) галенита, пирита, пирротина и изредка висмутина. В отдельных зернах встречается мельчайшая вкрапленность самородного серебра. Включения этих минералов находят отражение в содержании элементов-примесей, обнаруживаемых в магнетите (см. табл. 7). Спектрометрическим и дитизоновым методами в магнетите установлены широкие вариации в содержании золота — от 0,02 до 11 г/т.

Далеко не единичные факты развития магнетита по гематиту, а также данные о присутствии в гранитоидах (Лисянский массив) кварц-гематитовых жил говорят о возможности проявления железооруденения не только в виде магнетита, но в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала и в форме гематита.

Медно-молибденовое оруденение

Пространственно медно-молибденовое оруденение развито достаточно широко, хотя не образует существенных концентраций. Оно известно в Охото-Кухтуйском, Нют-Ульбейском и Лисянском гранитоидных массивах, где фиксируется обычно в виде различной мощности кварц-молибденитовых жил в гранодиоритах, плагиогранитах и гранитах, реже в пегматоидных гнездах среди мелкозернистых гранитов. Наиболее интенсивно молибденовое оруденение проявлено в Охото-Кухтуйском массиве, где отмечаются кварцевые жилы мощностью до 20—40 см, с крупными (до 2—5 см) розетковидными обособлениями молибденита. Интенсивность молибденитового оруденения уменьшается к Лисянскому массиву, одновременно в этом направлении возрастает роль халькопирита. В общем же молибденовые проявления чаще локализуются среди гранитов, чем в гранодиоритах и плагиогранитах.

В рудопроявлениях данного типа выделяются две повсеместно распространенные ассоциации — кварц-магнетит-молибденитовая и пирит-халькопиритовая.

Кварц-магнетит-молибденитовая ассоциация при ведущей роли кварца составляет основу всех рудных тел. Взаимоотношения минералов отчетливо свидетельствуют о более раннем выделении молибденита и позднем — кварца.

Молибденит постоянно приурочен к зальбандовым частям прожилков, но нередко наблюдается и в прилегающих к жиле измененных гранитоидах. Образует мелкую (1—2 мм) рассеянную вкрапленность (Лисянский, Нют-Ульбейский), вытягивающуюся параллельно зальбандам, наблюдается и в виде более крупных (до 3—5 см) гнездообразных обособлений (Охото-Кухтуйский). В гнездах представлен веерообразными или сферолитоподобными агрегатами, состоящими из крупных чешуек (от 1×5 мм до 1×3 см). Включения редки (обычно это магнетит, внедряющийся в молибденит по спайности). Довольно беден минерал и элементами-примесями (см. табл. 7). Постоянно в нем отмечаются лишь свинец (в среднем 0,015%) и висмут (0,026%), входящие в его состав, видимо, изоморфно. Реже встречаются медь и серебро (0,0002—0,0003%), в единичных случаях в следовых количествах мышьяк.

Пирит-халькопиритовая ассоциация распространена незначительно, выполняя лишь центральные части в кварц-молибденитовых жилах, где образует в основном мелкие (1—3 мм) гнезда, реже — рассеянную вкрапленность. Пирит более ранний и поэтому обычно находится среди халькопирита, который и в количественном отношении преобладает над ним. В рудопроявлениях халькопириты несколько различаются. Это

касается, главным образом, вкрапленности в него других минералов. Так, в халькопирите из жил Охото-Кухтуйского массива в виде включений присутствуют валлериит, изредка галенит. Халькопирит Нют-Ульбейского массива содержит эмульсионную вкрапленность пирита и сфалерита овальной и лапчатой формы. Во вкрапленности сфалерита, в свою очередь,— мельчайшие точечные и игольчатые включения халькопирита. Для халькопирита Люсянского массива характерна ассоциация с борнитом. Последний приурочен, в основном, к периферическим частям гнезд халькопирита и имеет овальные очертания. Борнит совместно с халькопиритом образует структуру распада (фото 14), частично подверженную гипергенному замещению ковеллином. Образование данной ассоциации в прожилках среди гранодиоритов свидетельствует, видимо, о сравнительно высокой температуре отложения данной ассоциации. Халькопирит из этой ассоциации золотоносен и содержит примесь висмута, молибдена, цинка, серебра (см. табл. 7).

По данным золотоспектрометрии, отмечается постоянная, но убогая золотоносность (0,03—0,3 г/т) рудных тел с медно-молибденовой минерализацией. Золотоносна здесь также и поздняя генерация магнетита, ассоциирующаяся в центральных частях жил с пиритом и халькопиритом и содержащая их мельчайшую вкрапленность. Дитизоновым методом в магнетите установлено 11,2 г/т золота.

Различное положение медно-молибденового оруденения по отношению к гранитоидам, а также несколько меняющиеся ассоциации позволяют допустить, что в процессе формирования массивов молибденовое оруденение могло проявиться неоднократно. С плагиогранит-гранодиоритовой фазой формирования связаны, видимо, мелкие, мало распространенные, но более высокотемпературные кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки, а с гранитной фазой — более интенсивное молибденовое оруденение, фиксирующееся в пегматоидных гнездах среди гранитов и в кварцевых жилах.

Оловянное оруденение

Известно пока лишь в Некском гранитоидном массиве, где представлено серией кварц-сульфидных жил, локализующихся в узкой полосе восточного эндоконтакта массива среди грейзенизированных гранитов. За их пределы, в двуслюдяные граниты и породы экзоконтакта, оруденение обычно не распространяется. Рудные тела в большинстве своем имеют азимут падения 180—200° и очень пологие углы падения 25—55, в исключительных случаях 75°. Пологими углами падения обладают и более ранние жильные аплиты и пегматиты. Мощность рудных тел колеблется от первых десятков сантиметров до 1—2 м, видимая протяженность до 50 м. Количество сульфидов в кварцевых жилах варьирует в значительных пределах, но в среднем не превышает 3—5% и имеет гнездовой характер распределения. По данным макро- и микронаблюдений, выделяются следующие минеральные ассоциации: 1) касситерит-кварцевая; 2) пирит-арсенопирит-кварцевая; 3) пирротин-галенит-сфалеритовая и 4) кварц-карбонатная.

Касситерит-кварцевая ассоциация встречается довольно редко и пространственно совмещена с пирит-арсенопирит-кварцевой, которой она цементируется. Касситерит представлен идиоморфными зернами размером до 1—2 мм как рассеянными, так и сгруппированными в мелкие гнезда. В гнездообразных обособлениях он обычно дроблен и инъецирован кварц-сульфидным материалом. Грани отдельных кристаллов испытывают коррозию со стороны арсенопирита, реже пирита. В обособленных зернах касситерита, напротив, отмечаются мелкие (тысячные доли миллиметра) ромбовидные включения арсенопирита наиболее ранней генерации.

Таблица 5

Состав минералов из Некского рудопроявления олова*

Минерал	Fe	S	As	Ni	Co	Zn	Pb	Bi	Ag	Cd	Sb	Формула
Пирит . . .	46,22	53,26	1,05	0,075	—	—	—	—	—	—	—	$FeAs_{0,016}S_{2,001}$
Арсенопирит .	34,10	20,43	44,55	0,042	0,012	—	—	0,06	—	—	—	$FeAs_{0,973}S_{1,01}$
Сфалерит . .	11,13	37,69	—	—	—	51,03	—	—	—	0,42	—	$(Fe_{0,2}Zn_{0,796}Cd_{0,004})S_{1,195}$
Галенит . .	—	13,20	—	—	—	—	86,20	0,1	0,084	—	0,006	$(Pb_{0,996}Bi_{0,002}Ag_{0,002})S_{0,988}$

* Анализы выполнены в лаборатории ЦНИГРИ.

Пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация развита наиболее широко и повсеместно. Сложена она, в основном, молочно-белым крупнокристаллическим (0,5—2 мм) кварцем, содержащим гнезда, реже прожилковидные обособления и рассеянную вкрапленность пирита и арсенопирита. Размер гнездообразных обособлений сульфидов достигает 3—5 см, а отдельных зерен 2—3 мм. По сравнению с пиритом арсенопирит преобладает и по времени несколько более ранний, а потому зернистые агрегаты пирита содержат включения его идиоморфных, ромбовидных зерен. Если сравнить состав данных сульфидов (табл. 5) с сульфидами из рудопроявлений галенит-сфалеритового типа золото-серебряной формации (табл. 4), то можно отметить их чрезвычайное сходство, которое выражается не только в близости их формул, но и в содержании второстепенных элементов — никеля и висмута. По данным золото-спектрометрии и дитизонового определения, жилы Некского массива постоянно содержат 0,01—0,1 г/т золота. Содержание его в арсенопирите несколько выше 1—5 г/т.

Пирротин-галенит-сфалеритовая ассоциация развита локально. Пространственно совмещена с пирит-арсенопирит-кварцевой, изредка встречается обособленно. Приурочена она к межзерновым промежуткам кварца и ранних сульфидов, производя по отношению к последним коррозионное воздействие. Кроме того, в пирите и арсеноприте отмечаются микропросечки этих минералов хотя пирротин в то же время образует в арсенопирите мелкую изометричную вкрапленность, относящуюся к более ранним выделениям.

Взаимоотношения пирротина с минералами этой ассоциации довольно разнообразны. Он обрастает сфалеритом, галенитом, образуя с ними тесные взаимопрорастания, наблюдается в сфалерите и галените в виде мелкой вкрапленности, а также микропросечек, секущих сфалерит. Все это свидетельствует о его длительной, растянутой во времени кристаллизации. По своему положению и взаимоотношению с минералами он имеет много общих черт с пирротином касситерит-сульфидной формации.

Что касается химических анализов сфалерита и галенита (см. табл. 5), то по своему составу и качественному набору элементов-примесей (см. табл. 7) — при некотором количественном различии — они имеют черты сходства с однотипными минералами золото-серебряной формации (см. табл. 1, 3). Вместе с минералами данной

ассоциации, в незначительных количествах, но постоянно встречаются висмутин и самородный висмут. Висмутин отмечается почти исключительно в сфалерите (до 0,1 мм), реже в интерстициях между его зернами. Самородный висмут в виде овальных включений, размером в сотые — тысячные доли миллиметра, наблюдается среди мелких — и только мелких (0,2—0,3 мм) — выделений галенита или пластинчатых зерен висмутина. Соотношение между самородным висмутом и включающими его галенитом и висмутином находится в пределах 1 : 1. Подобные включения висмута в галените отмечались в рудопроявлении Уэмляхского массива (Гринберг, Бахарев, Гамянин и др., 1970). Такие же взаимоотношения (с висмутином) зафиксированы нами в некоторых жилах среди гранитоидов Нют-Ульбейского массива с развитыми в них ассоциациями, аналогичными описанным, но без касситерита и значительно большей ролью халькопирита.

Золото-висмутовое оруденение

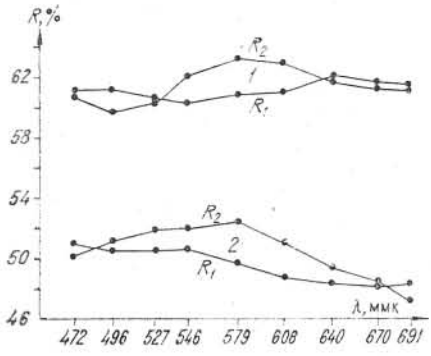
Обнаружено в Охото-Кухтуйском гранитоидном массиве. В биотитовых гранитах отмечается крупный ксеноблок габбро-норитового состава. На этом участке отмечается довольно мощная (50—60 м) зона изменения, затрагивающая как граниты, так и породы ксеноблока. В зоне в большом количестве встречаются мелкие (2—3 см) сульфидные прожилки, более мощные кварц-сульфидные жилы и линзовидные зонки окварцевания и сульфидизации. Гидротермальные образования в большинстве случаев имеют согласное с зоной северо-восточное (40—50°) простирание. В них выделяются три продуктивные минеральные ассоциации — кварц-арсенопиритовая, золото-висмутова и кальцитовая.

Кварц-арсенопиритовая ассоциация наиболее развита, составляя 90—95% от жильной массы рудных тел при резко изменчивых количественных соотношениях кварца и арсенопирита. Наиболее ранним минералом является кварц, слагающий зальбандовые части жил и прожилков. Вслед за шестоватыми крупнозернистыми полосами кварца отлагаются кварц-арсенопиритовые и арсенопиритовые полосы. В кварц-арсенопиритовых полосах арсенопирит приурочен к межзерновым промежуткам кварца. Размер зерен и кварца и арсенопирита в среднем составляет 3—5 мм, реже опускаясь ниже, но нередко и превышает их. Оба минерала несут слабые следы катаклаза. По данным спектрального анализа, в кварце постоянно отмечается свинец, висмут, медь, серебро, в количествах от тысячных до сотых долей процента. Для арсенопирита (см. табл. 7) характерно присутствие (в %) кобальта (в среднем 0,017), цинка (0,011), меди (0,015), висмута (0,004). Зафиксированы также свинец, олово, сурьма. За исключением висмута, минералов, содержащих вышеперечисленные элементы, не встречено. Различными видами анализа установлена золотоносность арсенопирита в пределах 1—20 г/т.

Золото-висмутовая ассоциация встречается спорадически среди прожилков шестовато-друзовидного кварца, выполняя в них интерстиции, а также в измененном граните (окварцевание, мусковитизация) в виде рассеянной вкрапленности. Комплекс висмутовых минералов представлен висмутином, тетрадимитом и верлитом, находящимися между собой в очень тесных срастаниях.

Висмутин наиболее ранний и наименее распространенный минерал в ассоциации. В виде пластинок или каемок наблюдается на стенках кварцевых пустоток.

Тетрадимит встречается чаще остальных минералов, отмечается также на стенках в кварцевых или кварц-мусковитовых пустотках. Состоит из агрегата сравнительно крупных (0,01—0,1 мм) зерен.



Кривые дисперсии отражения тетрадимита и верлита.

По данным рентгенограммы (см. табл. 6), он несколько отличается от тетрадимита, приведенного у В. И. Михеева (1957) и в справочнике «Минералы» (1960), большей величиной межплоскостных расстояний, причем область рентгенограммы с большими углами обладает межплоскостными расстояниями, сходными с таковыми для грюлингита. Характерно, что совместно с тетрадимитом отмечаются срастания минерала, очень близкого по оптическим данным и отношению к химическим реактивам, но при полировке постоянно дающего неровную, шероховатую поверхность. Ввиду малого размера выделений (0,05—0,08 мм) диагностика этого минерала затруднительна. Отношение тетрадимита к реактивам аналогично приведенному П. Рамдором (1962). Наиболее показательным диагностическим реактивом является $FeCl_3$, которым минерал травится даже при слабой 5%-ной концентрации.

Периферические части агрегатов тетрадимита, прилегающие к стенкам пустот, постоянно содержат специфическую, совершенно круглую вкрапленность халькопирита и пирротина. Причем последний чаще встречается в тетрадимите среди измененного гранита, а халькопирит в кварцевых жилах. Реже отмечается их совместное присутствие. Интересно, что вкрапленность имеет сгустковый характер распределения и не зависит от границ зерен, нередко переходя из одного зерна тетрадимита в другое.

Верлит на территории Северо-Востока СССР пока не обнаружен, хотя в данном рудопроявлении распространен довольно широко. Он выполняет центральные части пустоток среди тетрадимита (фото 15) и в отличие от последнего почти не содержит включений других минералов. По сравнению с тетрадимитом у него значительно большая отражательная способность, он выглядит более желтым, даже несколько кремоватым, и обладает несколько меньшим двуотражением, хотя в скрещенных николях отчетливо анизотропен (см. рисунок). Рентгенограмма (табл. 6) верлита сходна с таковой, приводимой М. С. Сахаровой (1972). Более того, состав изученного верлита, полученный Н. В. Лесковой на микрозонде МАР-1 — $Bi_{1,2}Te$, отвечает составу верлита месторождения Дарасун — $Bi_{1,08-1,14}Te$ (Сахарова, 1972).

Спектральный анализ смеси висмутовых минералов (табл. 7), помимо основных элементов Bi и Te, показывает значительное количество свинца (около 1%), несколько меньше сурьмы (0,035) и серебра (0,075%), входящих в состав теллуридов в качестве изоморфной примеси. Кроме того, обнаруживаются устойчивые содержания меди, молибдена, золота (20 г/т), иногда мышьяка и олова.

Золото отмечается лишь микроскопически, в тесной ассоциации с тетрадимитом (фото 16). Приурочиваясь к пластинчатым выделениям последнего, оно имеет в основном удлиненную форму зерен размером в сотые — десятые доли миллиметра. Очень редко встречается обособленно в кварце в виде изометричных (0,01—0,05 мм) зерен. В ряде случаев наблюдались каемки вокруг мелких включений висмутина и пирротина (фото 17) в тетрадимите. Пока не обнаружено срастаний золота с верлитом. Все это говорит о сравнительно узком временном диапазоне отложения золота. Более желтоватая окраска золота по сравнению с таковым золото-серебряной формации свидетельствует, видимо, об относительно повышенной пробности его.

Таблица 6

Результаты рентгенометрического определения минералов (по авторским данным и литературным источникам)

Акантит (аргентит)				Гессит				Тетрадимит				Верлит			
Рудопроявление Девокша		Михеев, 1957		Рудопроявление Коран		Михеев, 1957		Рудопроявление Хаканджа		Михеев, 1957		Рудопроявление Хаканджа		Сахарова, 1972	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
	—	1	3,91	—	—	0,5	7,12		—	2	4,94	—	—	4	3,98
5	3,40	7	3,40	—	—	1	4,52	3	4,72	—	—	5	3,62	2	3,34
6	3,08	8	3,07	2	4,15	—	—	4	3,67	1	3,64	10	3,29	10	3,25
8	2,85	8	2,81	2	3,88	—	—	2	3,45	—	—	2	—	2	3,05
3	2,67	6	2,66	—	—	0,5	3,73	2	3,31	1	3,24	1	2,64	2	2,61
10	2,60	10	2,58	3	3,31	0,5	3,39	10	3,12	10	3,10	8	2,48	—	—
9	2,44	10	2,44	5	3,22	2	3,18		—	2	2,76	6	2,39	8	2,37
7	2,37	9	2,37	8	2,99	6	3,00	1	2,67		—		2,24	3	2,22
1	2,25	—	—	9	2,88	8	2,86	2	2,54	3	2,59	3	—	—	—
—	—	7	2,20	2	2,738	0,5	2,79	7	2,28	5	2,28		2,03	2	2,00
3	2,17	—	—	—	—	0,5	2,68	—	—	3	2,16	4	—	—	—
4	2,09	8	2,08	3	2,51	1	2,44	7	2,13	4	2,11	1	1,844	1	1,825
—	—	4	1,99	10	2,30	10	2,30	—	—	4	1,963	5	1,807	1	1,658
3	1,97	5	1,96	8	2,25	7	2,24	3	1,943		—	4	1,631	1	1,615
—	—	4	1,905	4	2,20	2	2,19	—	—	4	1,916	4	1,490	5	1,478
—	—	4	1,865	5	2,14	6	2,14	—	—	1	1,819		1,418	1	1,454
2	1,845		—	3	2,04	1	2,00	—	—	1	1,766	3	—	1	1,388
4	1,720	7	1,720	3	1,940	3	1,951	4	1,757	4	1,747		1,314	2	1,303
	—	5	1,58	—	—	0,5	1,920	1	1,652	4	1,640	2	—	1	1,274
	—	4	1,54	—	—	0,5	1,840	—	—	2	1,601	3	1,110	1	1,182
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,082	1	1,080
	—	4	1,51	2	1,784	—	—	3	1,556	2	1,551		—	1	1,050
	—	3	1,475		—	1	1,766	1	1,504	1	1,506	2	1,005	1	1,004
	—	5	1,46		—	0,5	1,729	3	1,470		—			1	0,946
	—	4	1,44	3	1,701		—		—	3	1,439			1	0,866
					—	1,0	1,690		—	2	1,423				
					—	0,5	1,581		—	3	1,347				
				2	1,552	0,5	1,540	5	1,300	5	1,292				
				3	1,450	2	1,443	4	1,258	3	1,254				
					—	4	1,385	3	1,230		—				
					—	0,5	1,337	5	1,216	1	1,216				
				3	1,312	2	1,302		—	5	1,207				
					—	1	1,274		—	1	1,181				
				2	1,252	1	1,243	1	1,098		—				
				—	—	0,5	1,189	4	1,055	1	1,080				
				—						2	1,051				
								5	1,012	4	1,012				
								3	0,985		—				
										2	0,979				
										2	0,962				
										3	0,941				
										3	0,914				
										4	0,908				
										4	0,839				
										4	0,823				

Примечание. Условия съемки: H — 35 кВ; I — 12—14 мА; Fe — антикатод; камера РКД; D — 57,3; $d_{обр}$ — 0,1 мм.

Отношения различных типов оруденения к магматизму и между собой

Многообразие типов минерализации, известных в пределах экзо-, эндоконтактовой зоны интрузивных тел, неизбежно порождает вопрос: какие связи существуют между оруденением и магматическими образованиями, являются ли они генетическими или парагенетическими?

Таблица 7

Элементы-примеси в минералах рудопроявлений, связанных с гранитоидами

Элемент	Оруденение										
	магнетитовое	медно-молибденовое			оловянное				золото-висмутовое		
	Магнетит (6)*	Магнетит (4)	Молибденит (4)	Халькопирит (1)	Арсенопирит (2)	Пирит (2)	Сфалерит (2)	Галенит (1)	Кварц (6)	Арсенопирит (3)	Тетрадимит (2)
As	—	—	Сл. (1)	—	>1	0,1—0,2 / 0,15 (2)	0,05 (1)	0,05	0,2—0,5 / 0,4 (3)	>1	Сл. (1)
Sb	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	Сл. (1)	0,02—0,05 / 0,035 (2)
Au	—	—	—	0,002	—	—	0,005 (1)	—	—	0,002 (2)	0,002 (2)
Mn	0,005—0,5 / 0,16 (6)	0,005—0,5 / 0,23 (4)	0,001—0,01 / 0,004 (4)	0,002	0,002 (1)	0,003 (2)	0,3—0,5 / 0,4 (2)	Сл.	0,002—0,02 / 0,006 (6)	0,001—0,003 / 0,002 (3)	0,001—0,003 / 0,002 (2)
Pb	0,002—1,0 / 0,26 (4)	0,005 (2)	0,001—0,05 / 0,015 (4)	—	0,005—0,02 / 0,012 (2)	—	0,001—0,005 / 0,003 (2)	>1	0,001—0,02 / 0,011 (6)	0,001—0,02 / 0,01 (2)	~1
Sn	Сл. (1)	—	—	Сл.	0,002—0,007 / 0,005 (2)	—	—	0,2	—	0,002 (1)	Сл. (1)
Bi	—	—	0,002—0,05 / 0,026 (4)	0,005	0,005 (2)	—	0,002—0,003 / 0,0025 (2)	0,2	0,002—0,02 / 0,015 (4)	0,003—0,005 / 0,004 (3)	>1
Mo	—	0,005 (1)	>1	0,002	—	—	—	—	—	—	Сл. (1)
Cu	0,0005—0,02 / 0,006 (6)	0,0001—0,01 / 0,004 (4)	0,0002 (2)	>1	0,0001—0,0002 / 0,00015 (2)	0,02—0,05 / 0,035 (2)	0,003—0,02 / 0,0115 (2)	0,005	0,0001—0,002 / 0,0008 (6)	0,0002—0,02 / 0,0151 (3)	0,005 (2)
Ag	0,0001—0,002 / 0,0009 (3)	0,002 (1)	0,0003 (2)	0,005	0,0002 (1)	Сл. (1)	Сл. (2)	0,02	0,0002—0,0005 / 0,00035 (6)	0,0001 (2)	0,05—0,1 / 0,075 (2)
Zn	0,02—0,05 / 0,035 (6)	0,02—0,2 / 0,085 (4)	—	0,02	—	Сл. (1)	>1	0,02	—	0,003—0,02 / 0,011 (2)	—
Co	Сл. (2)	0,02 (1)	—	—	—	—	—	—	—	0,001—0,05 / 0,017 (3)	—
Ni	0,001—0,005 / 0,0025 (4)	0,003 (2)	—	—	—	0,002 (1)	0,001 (2)	—	—	0,001 (2)	—

* Обозначения см. в табл. 1.

Для решения данного вопроса наиболее благодатным объектом является Охото-Кухтуйский массив. На его примере с привлечением данных по другим массивам мы попытаемся показать эти связи.

В зоне экзо-, эндоконтакта Охото-Кухтуйского массива известны проявления магнетитового, молибденового, золото-висмутового и золото-серебряного оруденения. Наиболее отчетливо проявляются прямые генетические связи с гранитоидами для магнетитового и молибденового оруденения. Это подтверждается целым рядом фактов, главным из которых является сквозной характер развития магнетита и молибденита. Если при этом для магнетита свойственно неравномерное содержание в каждой разновидности гранитоидов, то количество молибденита закономерно увеличивается к поздним дифференциатам. Зато в содержании элементов-примесей в магнетите от ранних к поздним фазам и далее к жильным образованиям выявляются тенденции уменьшения содержания марганца, ванадия, хрома и возрастание свинца, меди, цинка (табл. 8). В магнетите из поздних дифференциатов содержание олова возрастает, но резко падает в магнетитах из жил. Эти тенденции в изменении содержаний элементов-примесей наблюдаются и для магнетитов других массивов. Среди развитых в массиве многочисленных пегматоидных образований отмечалось совместное присутствие магнетита и молибденита. Последний, кроме того, фиксировался в кварцевых сердцевинах аплитов и аплит-пегматитов. Все эти данные свидетельствуют о прямой генетической связи магнетитового и медно-молибденового оруденения с тем массивом гранитоидов, в зоне экзо-, эндоконтакта кото-

Таблица 8

Элементы-примеси в магнетитах из гранитоидов Охотской гранодиорит-гранитной формации

Элемент	Массив								
	Охото-Кухтуйский			Лисянский			Нют-Ульбейский		Некский
	Гранодиориты (6)*	Граниты (12)	Кварцевые жилы (10)	Кварцевые диориты (13)	Гранодиориты (11)	Граниты (10)	Гранодиориты (3)	Граниты (6)	Граниты (2)
Mn	0,11** / 6	0,29 / 12	0,18 / 10	0,73 / 3	0,51 / 11	0,66 / 10	0,7 / 3	0,93 / 6	0,7 / 2
Pb	0,004 / 2	0,0035 / 9	0,01 / 6	0,003 / 1	0,0033 / 3	0,0033 / 10	0,0037 / 3	0,0037 / 6	0,004 / 2
Sn	—	0,011 / 10	0,001 / 1	—	0,0015 / 2	0,007 / 1	0,001 / 1	0,023 / 3	0,017 / 2
V	0,083 / 6	0,045 / 12	0,025 / 10	0,6 / 3	0,53 / 11	0,33 / 10	0,15 / 3	0,05 / 6	0,18 / 2
Cu	0,0009 / 6	0,0016 / 12	0,0044 / 10	0,006 / 3	0,0054 / 11	0,011 / 10	0,007 / 3	0,006 / 6	0,004 / 2
Zn	0,025 / 6	0,03 / 12	0,055 / 10	0,03 / 1	0,05 / 1	0,03 / 1	0,06 / 1	0,1 / 4	0,15 / 2
Co	—	0,001 / 1	0,012 / 3	0,0066 / 3	0,0046 / 7	0,0044 / 7	0,001 / 2	0,001 / 1	—
Ni	0,0023 / 6	0,002 / 12	0,003 / 5	0,008 / 3	0,0065 / 11	0,005 / 10	0,003 / 3	0,0017 / 6	0,0015 / 2
Cr	0,063 / 6	0,0095 / 9	0,002 / 4	0,126 / 3	0,09 / 9	0,05 / 10	0,065 / 2	0,003 / 4	0,01 / 1

* Число проб. ** Числитель — среднее содержание эл-та, %, знаменатель — кол-во проб, в которых встречен данный элемент.

рого они располагаются. В то же время имеющиеся сведения о наличии магнетита и молибденита среди пегматоидных шлиров (Охото-Кухтуйский) или маломощных кварцевых жил и прожилков с высокотемпературными ассоциациями среди гранодиоритов и плагиогранитов (Лисянский, Нют-Ульбейский) позволяют высказать предположение о связи медно-молибденового (а, вероятно, и магнетитового) оруденения как с ранними, так и с поздними фазами образования гранитоидных массивов. Безусловно, интенсивное и более перспективное оруденение связано с поздними фазами гранитов.

Тесная приуроченность рудоносных кварцевых жил к наиболее изменённым (грейзенизированным) участкам гранитов, локализация их в системах трещин, вмещающих аплиты и пегматоидные жилы, высокие содержания олова в биотитах и магнетитах свидетельствуют в пользу прямой генетической связи оруденения с данным массивом.

Несколько сложнее вопрос о связях золото-висмутового оруденения с магматизмом. Прямых данных, указывающих на непосредственную связь их с массивом, нет, но целый ряд косвенных — локализация исключительно среди гранитов, приуроченность к системам трещин, контролирующим молибденовое оруденение, и постоянная существенная (0,026%) примесь в молибдените висмута — позволяют предполагать генетическую связь данного типа оруденения с поздними гранитами. Добавим, что по другим районам Северо-Востока СССР — Чукотке (Найбородин, 1966, 1971), Аллах-Юню (Гринберг, Бахарев, Гамянин и др., 1970) — отмечается их непосредственная связь с гранитоидами. Прямых взаимоотношений золото-висмутового и молибденового оруденений не установлено, однако нами они рассматриваются как этапные — более раннего молибденового и позднего, продуктивного золото-висмутового. Аналогичные взаимоотношения, но только вольфрамового и золото-висмутового оруденения, описаны в Индигирском районе (Рожков, Гринберг, Гамянин и др., 1971).

Возрастные взаимоотношения между магматическими образованиями и оруденением наблюдаются в Охото-Кухтуйском массиве. Гранитоиды Охото-Кухтуйского массива формируются, по данным абсолютного возраста в интервале 120—80 млн. лет и прорывают туфо-дацитовую толщу амкинского возраста. С гранитоидами генетически связано молибденовое и золото-висмутовое оруденение. Субвулканические тела липарит-дацитового состава амкинской свиты также содержат повышенное количество молибдена. Граниты и дациты рассекаются многочисленными дайками андезитов, относящихся, по-видимому, к хетанинской свите и имеющих абсолютный возраст 80—90 млн. лет. В двух точках наблюдалось пересечение этими дайками кварц-молибденитовых жил и их ксенолиты в дайках. Еще многочисленней (до 10 и более даек на 1 пог. км) в гранитоидах дайки липаритового состава, имеющие иногда мощность до 40 м. Эти дайки рвут не только гранитоиды, но и дацитовую толщу и дайки андезитов. Дайки липаритов являются подводящими каналами липаритов, перекрывающих гранитоиды и содержащих их обломки. Возраст этих даек (61—79 млн. лет), видимо, уракский. В дайках липаритов отмечались мелкие золотоносные кварц-сульфидные прожилки с пирит-арсенопиритовой и галенит-сфалеритовой минерализацией, аналогичные более мощным жилам в экзоконтактовой части массива и относимые нами к галенит-сфалеритовому типу золото-серебряной формации. Таким образом, ссылаясь на пример с данным массивом, можно говорить о двух этапах золотой минерализации: золото-висмутовой, генетически связанной с массивом, и золото-серебряной, имеющей парагенетические связи с субвулканическими липаритами. Наложенный характер золото-серебряного оруденения на гранитоиды известен также в пределах Ульинской впадины, Арманской вулканоструктуры (Еремин, 1971) и в других участках

вулканического пояса. Вместе с тем минералого-геохимические особенности золото-серебряного оруденения и вмещающих их вулканогенных пород имеют много общего с различными типами оруденения, связанными с гранитоидами Охотской гранодиорит-гранитной формации. Например, во вторичных кварцитах (Амундакит, Хаканджа и др.) проявлена слабозолотоносная гематитовая минерализация, которую можно параллелизовать с магнетит-гематитовым оруденением в связи с интрузивными. Для вторичных кварцитов очень характерны медь и молибден, а в протолочках из этих пород обнаруживаются халькопирит, молибденит, а нередко и шеелит. Однако выше указывалось, что эти элементы характерны и для гранитоидов, в которых образуют соответствующие типы оруденения. Для вмещающих вулканогенные породы показательны содержания рудогенных элементов, сходные с их содержаниями в поздних дифференциатах гранитоидов. Все это, несмотря на парагенетические связи вулканогенных и интрузивных пород, свидетельствует об их генетической общности. Если сравнивать рудопроявления галенит-сфалеритового типа золото-серебряной формации, например касситерит-сульфидные (Некский массив), то можно увидеть большую общность их минералого-геохимических особенностей. Близость минеральных ассоциаций, особенно ранних, подчеркивается и близостью химического состава однотипных минералов (см. табл. 3, 4, 6). Во многом схожи также элементы-примеси руд вообще и отдельных минералов в частности (см. табл. 1, 7). Эта минералого-геохимическая общность вулканогенных и интрузивных пород и связанного с ними разнотипного оруденения, на наш взгляд, обусловлена общностью родоначального магматического очага.

Различие минеральных типов оруденения будет в таком случае зависеть от глубины становления интрузивных тел (магматических камер) и удаленности оруденения от них и от поверхности. Близповерхностные гранитоидные тела являются генераторами магнетит-гематитового, медно-молибденового, оловянного и золото-висмутового оруденения. С более глубинными магматическими очагами связано золото-серебряное оруденение, которое может быть наложено на все типы пород (интрузивные, вулканогенные, осадочные) в зависимости от благоприятной структурной обстановки. В рудопроявлениях золото-серебряной формации проявлена фациальная (вертикальная) зональность (сульфоантимонитовый, аргентитовый и галенит-сфалеритовый типы). Наиболее глубинные фации (галенит-сфалеритовые) имеют много общих черт с рудопроявлениями, локализованными около близповерхностных интрузивных тел.

ЛИТЕРАТУРА

Берман Ю. С., Еремин Р. А. Прямые индикаторы низкотемпературного золото-серебряного оруденения. — «Колыма», 1965, № 4, с. 37—40.

Берман Ю. С., Тренина Т. И. Золото в золото-серебряных рудопроявлениях Чукотки и связанных с ними россыпях. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов, с. 142—152. (Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 79).

Гончаров В. И., Найбородин В. И. О температурных условиях формирования Хаканджинского золото-серебряного месторождения. — «Колыма», 1969, № 1, с. 34—36.

Гончаров В. И., Тренина Т. И., Шаповалов В. С. К минералогии и температурным условиям формирования Карамкенского золото-серебряного месторождения.— «Колыма», 1969, № 9, с. 42—44.

Вельдяксов Ф. Ф., Рябов А. В., Стариков Ю. Г., Умитбаев Р. Б. Новый тип эпитермального золото-серебряного месторождения.— В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 58—69.

Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Гамянин Г. Н., Кухтинский Г. Г., Недосекин Ю. Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., «Наука», 1970. 215 с.

Еремин Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1971. 28 с.

Коген В. С. Новые типы золоторудных проявлений центральной части Станового хребта и методы их поисков. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов, с. 49—53. (Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 79).

Летников Ф. А. К геохимии золота в гидротермальном процессе. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Вып. 1, Алма-Ата, 1968, с. 93—96.
Минералы (Справочник). Т. I. М., Изд. АН СССР, 1960. 616 с.
Найбородин В. И. Золото-теллур-висмутовое рудопроявление в Западной Чукотке. — «Колыма», 1966, № 8, с. 41—43.
Найбородин В. И. Минералого-геохимические особенности и некоторые черты генезиса близповерхностного золото-серебряного оруденения. Автореф. канд. дисс. М., 1971. 27 с.
Паздзерский В. А. О влиянии глубины формирования кварцево-золоторудных месторождений Центральных Кызылкумов на величину отношения Ад/Ан в рудах. — «Узбек. геол. журнал», 1970, № 4, с. 62—65.
Пляшкевич Л. Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 52—57.
Пляшкевич Л. Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, с. 109—112.
Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Предварительные сведения о золото-серебряном оруденении в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1962, вып. 16, с. 197—212.
Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Проявление эпитермального золотого и золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Наука», 1963, с. 57—61.
Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.
Рожков И. С., Гринберг Г. А., Гамянин Г. Н., Ипатьева И. С., Кухтинский Г. Г., Соловьев В. И. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М., «Наука», 1971. 237 с.
Сидоров А. А. Эпитермальные золото-серебряные рудопроявления сопки Рудной. — «Геол. рудных месторождений», 1965, № 2, с. 91—96.
Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966. 180 с.
Сидоров А. А., Найбородин В. И. О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 1, с. 188—191.
Сидоров А. А., Берман Ю. С., Тренина Т. И. Закономерности размещения и генетические особенности субвулканических рудопроявлений золота и серебра на Чукотке. — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, с. 113—124.
Сидоров А. А., Гончаров В. И., Берман Ю. С. Разновидности агрегатов кварца в близповерхностных рудопроявлениях Чукотки. — «Геол. и геофиз.», 1969, № 10, с. 46—53.

Г. А. ГРИНБЕРГ, Г. Н. ГАМЯНИН, В. М. ОДИНЦОВА,
Х. И. СТРУЧКОВ, Л. С. СУКНЕВА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЛОВА, СВИНЦА И ЗОЛОТА В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА *

ОЛОВО

Вулканические образования юго-западной части Охотско-Чукотского пояса разделяются на ряд формаций. Во внешней зоне пояса выделяются нижнемеловая андезитовая, верхнемеловая (альб — турон)

*Количественные спектральные анализы на олово и свинец образцов вулканических пород и гранитоидов из различных районов Охотского срединного массива выполнены в лаборатории спектрального анализа Института геологии Якутского филиала СО АН СССР В. М. Одинцовой и Л. С. Сукневой. Чувствительность анализов на олово $3 \cdot 10^{-4}$%, на свинец — $4 \cdot 10^{-4}$%. Спектрохимические анализы на золото выполнены в Центральной лаборатории Якутского геологического управления и в лаборатории спектрального анализа Тульского филиала ЦНИГРИ. Чувствительность анализов $2 \cdot 10^{-7}$%.

дацитовая, верхнемеловая (сенон) андезито-базальтовая, верхнемеловая трахилипаритовая (сенон — дат), палеогеновая базальтовая формации. Кроме того, выделяется спилит-диабазовая формация (верхнеюрская?) основания внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Вулканические формации пород основного и среднего состава по сравнению с формациями кислых вулканитов характеризуются не только меньшим содержанием олова, но и меньшими значениями дисперсии содержаний его. Темноцветные минералы из пород этих формаций содержат олово в тех же количествах, что и сама порода (6—8 г/т), а нередко и меньше. Распределено олово в породах одной формации разных районов неравномерно (табл. 1). В дацитовой и трахилипаритовой формациях Куйдусунской впадины содержание олова почти в 1,5 раза выше, чем в этих же формациях Ульинской впадины. Отмечается также резкое различие дисперсии содержаний между породами дацитовой и трахилипаритовой формаций. Более низкие значения дисперсии содержаний в породах дацитовой формации связаны с вхождением некоторого количества олова (20—30%) в темноцветные минералы — амфибол и пироксен. Причем коэффициент концентрации (отношение содержания компонента в минерале к его содержанию в породе) в темноцветных минералах пород Куйдусунской впадины значительно выше, в среднем 3,1 против 1,5 для пород Ульинской впадины. Исключение составляют лишь дациты Охото-Кухтуйского поднятия, где величины дисперсии содержаний значительны, а коэффициент концент-

Таблица 1

Распределение олова в породах вулканических формаций различных районов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, г/т

Формация	Район	n	$\overline{X}$	$\lg\overline{X}$	S^2
Базальтовая	Ульинская впадина	5	8,3	0,9059	0,0148
	Куйдусунская впадина	5	6,9	0,8334	0,0058
	В целом по формации . .	10	7,6	0,8697	0,0105
Трахилипаритовая	Ульинская впадина	25	8,6	0,8938	0,0303
	Охото-Кухтуйское поднятие	5	9,3	0,9488	0,0225
	Куйдусунская впадина	32	11,6	1,0393	0,0215
	В целом по формации . .	62	10,2	0,9733	0,0283
Андезито-базальтовая	Ульинская впадина	11	7,0	0,8308	0,0118
	Куйдусунская впадина	6	9,6	0,9679	0,0094
	В целом по формации . .	17	7,9	0,8792	0,0166
Дацитовая	Ульинская впадина	10	6,6	0,8112	0,0050
	Охото-Кухтуйское поднятие	17	10,3	1,0681	0,0571
	Куйдусунская впадина	19	9,8	0,9840	0,0081
	В целом по формации . .	46	9,3	0,9775	0,0338
Андезитовая	Ульинская впадина	8	6,5	0,8053	0,0033
	Охото-Кухтуйское поднятие	3	6,2	0,7919	0,0006
	Куйдусунская впадина	9	7,9	0,8843	0,0114
	В целом по формации . .	20	7,1	0,8388	0,0081
Спилито-диабазовая	Внутренняя зона вулканического пояса (п-ов Лисянского)	8	6,6	0,8162	0,0058

Примечание. Здесь и далее n — количество проб; $\overline{X}$ — среднее содержание; $\lg\overline{X}$ — средние логарифмов содержания; S^2 — статистическая оценка дисперсий.

рации темноцветных не поднимается выше 1,1, нередко опускаясь до 0,7. По-видимому, резкая дисперсия здесь связана с присутствием в породах тонкорассеянного акцессорного касситерита.

Породы трахилипаритовой формации, характеризующиеся по сравнению с дацитовой и большими содержаниями олова, и большими величинами дисперсии его, вероятно, также содержат акцессорный касситерит, так как минералы — концентраторы олова в них отсутствуют или их количество весьма мало. Позднемеловые липариты Куйдусунской впадины по содержанию олова (11,6 г/т) сходны с одновозрастными липаритами Балыгычано-Сугойского района, составляющими 18 г/т (Руб, 1969).

В юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса распределение олова изучено в породах трех крупных интрузивов внешней зоны пояса: Нют-Ульбейском, Охото-Кухтуйском и Некском, а также в Лисянском, расположенном на одноименном полуострове (внутренняя зона вулканического пояса).

С Некским массивом связано мелкое касситерит-сульфидное рудопроявление, а в золото-серебряном рудопроявлении, залегающем в зоне экзоконтакта Охото-Кухтуйского массива отмечается касситерит в ассоциации с поздними сульфидами. Оба эти массива отличаются повышенными содержаниями олова в гранитоидах (табл. 2). Это свойственно в большей мере Некскому массиву, содержание олова в породах которого достигает 31 г/т. Следует также заметить, что при высоком содержании олова в породах содержание его в биотитах почти в 1,5 раза ниже (табл. 3) и на его долю приходится всего 8—10% олова породы. Резкие дисперсии содержаний олова указывают на наличие в породе акцессорного касситерита, что, по мнению М. Г. Руб (1970), является явным признаком рудоносности интрузивов.

Если в породах различных фаз Некского массива (за исключением аплитов) почти не происходит изменения в концентрации олова, то в Охото-Кухтуйском массиве отмечаются повышение количества олова в гранитах и снижение его в лейкократовых гранитах и аплитах (см.

Таблица 2

Распределение олова в гранитоидах позднемезозойских интрузивов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, г/т

Массив	Порода	n	$\bar{X}$	$\lg\bar{X}$	S^2
Нют-Ульбейский	Аплиты	9	8,2	0,8803	0,0284
	Биотитовые граниты	6	7,5	0,8653	0,0100
	Гранодиориты	9	8,2	0,9002	0,0145
Охото-Кухтуйский	Лейкократовые граниты	12	9,2	0,9329	0,0277
	Биотитовые граниты	10	11,3	1,0098	0,0386
	Гранодиориты, кварцевые диориты	9	7,9	0,8875	0,0099
Некский	Грейзенизированные граниты	4	29,7	1,3157	0,2130
	Аплиты	2	8,8	0,9304	0,0246
	Роговообманково-биотитовые граниты	2	31,0	1,2632	0,4704
	Адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты	6	30,2	1,2627	0,2104
Лисянский	Лейкократовые граниты	2	6,0	0,7782	—
	Плагиограниты	5	6,0	0,7782	—
	Гранодиориты	2	6,0	0,7782	—
	Адамеллиты, кварцевые диориты	3	7,3	0,8521	0,0167

Таблица 3

Распределение олова в биотитах из гранитоидов позднемезозойских интрузивов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, г/т

Массив	Порода	a	$\bar{X}$	S^2
Охото-Кухтуйский	Аплиты, аплитовидные граниты	3	99,0	44,9
	Биотитовые граниты	8	16,6	91,2
	Гранодиориты, кварцевые диориты	15	12,1	40,6
Нют-Ульбейский	Биотитовые граниты	17	15,4	24,5
	Гранодиориты	20	9,0	7,8
Некский	Грейзенизированные граниты	7	25,2	110,8
	Роговообманково-биотитовые граниты	6	13,0	31,6
	Адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты	7	17,0	161,9
Лисянский	Гранодиориты	11	6,6	1,0
	Адамеллиты, кварцевые диориты	3	9,0	37,7

табл. 2). Однако в биотитах из пород поздних фаз становления массива происходит увеличение содержания олова и коэффициент концентрации для биотита увеличивается (см. табл. 3).

И породы, и биотиты Нют-Ульбейского массива характеризуются более низкими содержаниями олова (см. табл. 2, 3) по сравнению с рассмотренными выше массивами, хотя эти содержания в 2,5—2,7 раза превышают кларковое. Низкие коэффициенты концентрации олова в биотитах (1,1—2,0) и невысокие значения дисперсий содержания говорят о малой потенциальной оловоносности массива.

Лисянский интрузив, расположенный на одноименном полуострове в пределах внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса, резко отличается по характеру распределения олова от охарактеризованных выше гранитоидных интрузивов внешней части пояса. Содержание олова в породах Лисянского интрузива низкое (см. табл. 2). По особенностям распределения олова Лисянский интрузив сходен с Магаданским массивом, массивами Сфинкс и Неорчанский (Иванов, Нарнов, 1970). Для этих массивов, так же как и для Лисянского, характерны низкие содержания олова в биотите. Коэффициент концентрации для биотитов из гранитоидов Лисянского массива не превышает 1,5. В то же время в амфиболах содержание олова выше (от 7,7 до 20 г/т).

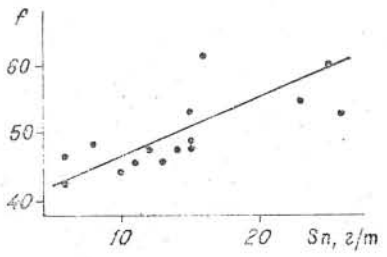


Рис. 1. Зависимость содержания олова в биотитах от его железистости.

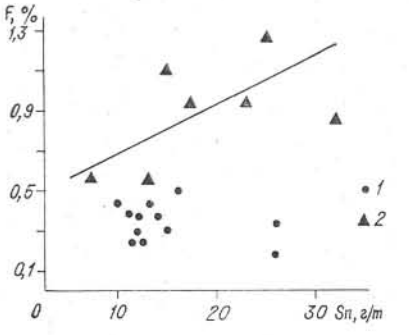


Рис. 2. Зависимость содержаний олова от содержания фтора в биотитах.

1 — биотит из гранодиоритов; *2* — биотит из гранитов и аплитов.

Таблица 4

Сопоставление содержаний олова в породах и минералах позднемезозойских интрузивов внешней и внутренней зон юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, г/т

Формация	Порода	Содержание олова									
		в породах			в минералах						
					биотите			амфиболе			
		n	$\bar{X}$	S^3	n	$\bar{X}$	S^2	n	$\bar{X}$	S^2
Гранитоиды внешней зоны Охотско-Чукотского пояса (Некский, Охото-Кухтуйский, Нют-Ульбейский массивы)	Аплиты, аплитовидные граниты	23	8,8	7,8	3	99,0	4585,0	—	—	—
	Биотитовые граниты	17	9,6	22,2	31	15,2	38,8	1	15,0	—
	Гранодиориты, кварцевые диориты	23	9,8	43,8	42	11,7	53,9	17	12,3	8,3
Гранитоиды внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса (Лисянский массив)	Аплиты, аплитовидные граниты	2	6,0	—	—	—	—	—	—	—
	Плагиограниты	5	6,0	—	3	9,4	29,2	2	13,0	9,0
	Гранодиориты	2	6,0	—	11	6,6	1,0	1	20,0	—
	Кварцевые диориты	3	7,3	5,3	3	9,0	37,7	2	7,7	3,0

Сопоставим средние содержания олова в породах и минералах гранитоидов внешней и внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса (табл. 4). В гранитоидах внешней зоны содержания олова от 9,8 в гранодиоритах до 8,8 г/т в лейкократовых гранитах и аплитах. Обратная зависимость отмечается для биотитов, концентрация олова в которых увеличивается к конечным фазам формирования массивов гранитоидов. Коэффициент концентрации для биотитов при этом резко увеличивается, достигая 11,0, хотя количество олова, приходящееся в породе на его долю, не превышает 1 г/т. Зависимость содержания олова в биотитах от его железистости наиболее ясно выражена для поздних фаз гранитоидов (рис. 1). В биотитах пород поздних фаз отчетливо одновременно с увеличением количества олова увеличивается содержание фтора (рис. 2).

Содержание олова в амфиболах довольно близко к его содержанию в биотитах (см. табл. 4). Причем в отличие от биотита амфибол характеризуется малыми величинами дисперсий содержания.

Для расчета баланса олова в породах были проанализированы монофракции минералов из гранодиоритов и лейкократовых гранитов Охото-Кухтуйского массива (табл. 5). В гранодиорите основная масса олова рассеяна в лейкократовой части. В лейкократовом граните основное количество его сосредоточено в биотите. Различие содержаний олова в граните, по данным анализа и пересчета, видимо, связано с наличием акцессорного касситерита.

Таблица 5

Баланс распределения олова в породах

Минерал	Гранодиорит			Лейкократовый гранит		
	Содержание минерала в породе, %	Содержание олова в минерале, г/т	Количество олова, приходящееся на минерал, г/т	Содержание минерала в породе, %	Содержание олова в минерале, г/т	Количество олова, приходящееся на минерал, г/т
Плагиоклаз	53,5	5,0	2,68	35,3	3,0	1,06
Калиевый полевой шпат	15,1	3,0	0,46	28,0	2,0	0,56
Кварц	19,0	2,0	0,38	34,7	2,0	0,69
Амфибол	6,5	14,0	0,91	—	—	—
Биотит	4,9	17,0	0,83	1,5	160,0	2,40
Магнетит	1,0	70,0	0,70	0,5	100,0	0,50

Примечание. Содержание олова в породе, г/т: по пересчету 5,96 и 5,21; по анализу 6,0 и 6,6; для гранодиорита и лейкократового гранита, соответственно.

СВИНЕЦ

За исключением базальтовой формации, во всех остальных содержание свинца близко к кларковому (табл. 6). Максимальное число проб для дацитовой и трахилипаритовой формаций приходится на содержание несколько больше 20 г/т, тогда как для андезитовой эта величина меньше. В породах дацитовой и трахилипаритовой формаций Куйдусунской впадины содержание свинца несколько выше, чем в аналогич-

Таблица 6

Распределение свинца в породах вулканических формаций различных районов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, г/т

Формация	Район	n	$\bar{X}$	$\lg\bar{X}$	S^2
Базальтовая	Ульинская впадина	7	16,7	1,1208	0,0991
	Куйдусунская впадина	5	14,6	1,0996	0,0886
	В целом по формации . . .	12	15,8	1,0220	0,0952
Трахилипаритовая	Ульинская впадина	23	17,6	1,2232	0,0165
	Охото-Кухтуйское поднятие	4	18,5	1,2310	0,0420
	Куйдусунская впадина	31	20,7	1,2916	0,0215
	В целом по формации . . .	58	19,3	1,2620	0,0213
Андезито-базальтовая	Ульинская впадина	16	16,1	1,1883	0,0174
	Куйдусунская впадина	6	14,7	1,1618	0,0045
	В целом по формации . . .	22	15,7	1,1811	0,0139
Дацитовая	Ульинская впадина	15	15,0	1,1161	0,0635
	Охото-Кухтуйское поднятие	16	18,6	1,2626	0,0197
	Куйдусунская впадина	17	19,6	1,2807	0,0103
	В целом по формации . . .	48	17,8	1,2191	0,0336
Андезитовая	Ульинская впадина	8	12,9	1,1076	0,0025
	Охото-Кухтуйское поднятие	3	16,6	1,2086	0,0173
	Куйдусунская впадина	8	15,7	1,1759	0,0193
	В целом по формации . . .	19	14,6	1,1523	0,0115
Спилито-диабазовая	Внутренняя зона вулканического пояса (п-ов Лисянского)	16	11,8	1,0224	0,0547

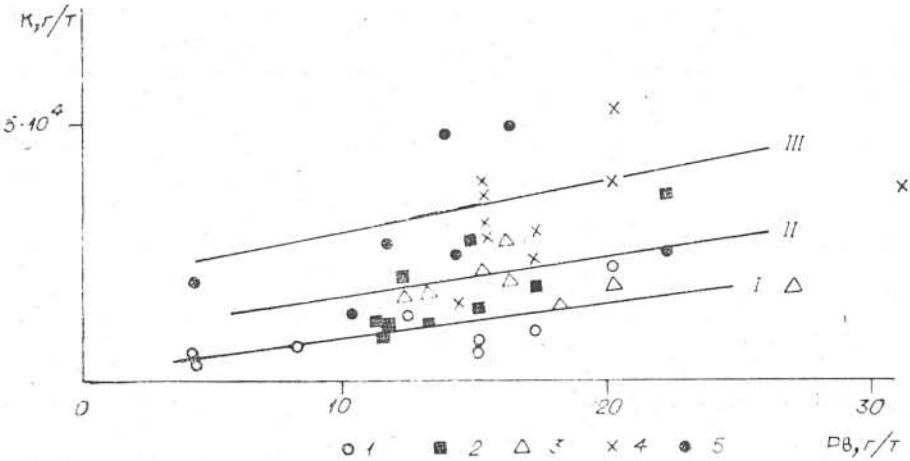


Рис. 3. Зависимость содержания свинца от количества калия в вулканических породах.
1—5 — породы формаций: *1* — спилито-диабазовой; *2* — андезитовой; *3* — андезито-базальтовой; *4* — дацитовой; *5* — трахилипаритовой.
I—III — уровни зависимостей для формаций: I — спилито-диабазовой; II — андезитовой и андезито-базальтовой; III — дацитовой и трахилипаритовой.

ных по составу породах Ульинской. Эта тенденция подтверждается наличием свинцово-цинковой минерализации в вулканических породах Куйдусунской впадины. В соседнем с Куйдусунской впадиной Аллах-Юньском районе известны рудопроявления олова касситерит-сульфидной формации, причем среди сульфидов преобладают галенит и сфалерит (Джатонское рудопроявление). В западной части Куйдусунской впадины также может быть выявлено оруденение касситерит-сульфидной формации.

В целом прямая зависимость наблюдается для каждой вулканической формации (рис. 3). При этом выделяются три уровня содержаний. Самый низкий уровень характеризует спилито-диабазовую формацию, средний — андезитовую и андезито-базальтовую и верхний — дацитовую и трахилипаритовую. В базальтовой формации зависимости K—Pb не отмечается ввиду весьма значительной дисперсии содержаний (см. табл. 6), связанной, вероятно, с присутствием акцессорного галенита.

Основное количество свинца в породе связано с полевошпатовой частью. Содержание свинца в темноцветных минералах не превышает его содержания в породе, а обычно ниже. В пироксенах андезитовой формации оно колеблется в пределах 4—9 г/т, при 14,6 в породе; в амфиболах и пироксенах из дацитов трахилипаритовой формации оно также невелико, в среднем около 16 г/т, и лишь в одном случае — в гиперстене (Куйдусунская впадина) зафиксировано 28 г/т. Однако в темноцветных минералах пород дацитовой формации содержание свинца нередко превышает его содержание в породе. Причем оно значительно ниже в темноцветных минералах из пород Ульинской впадины (8—24 г/т), поднимаясь до 35 г/т в гиперстене из дацитов Охото-Кухтуйского поднятия и достигая максимума в амфиболах и пироксенах пород Куйдусунской впадины — 10—150 г/т. Таким образом, закономерность в изменении содержания свинца в породах в целом, выявленная для различных районов юго-западной части пояса, находит свое отражение и в содержании свинца в минералах.

В отличие от вулканических пород содержание свинца в позднемезозойских гранитоидах Охотского массива в полтора — два раза ниже кларкового (табл. 7). Из таблицы видно различие в содержании свинца в породах разного состава. Оно закономерно увеличивается в породах поздних фаз, приближаясь в последних к кларку. Эта тенденция отчетливо выражена в Лисянском и Нют-Ульбейском массивах. Особенности

Таблица 7

Распределение свинца в гранитоидах позднемезозойских интрузивов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, г/т

Массив	Порода	n	$\bar{x}$	$\lg\bar{x}$	S^2
Нют-Ульбейский	Аплиты	15	15,3	1,1614	0,0193
	Биотитовые граниты	18	13,7	1,1103	0,0232
	Гранодиориты	18	10,4	0,9844	0,0343
Охото-Кухтуйский	Лейкократовые граниты	12	14,5	1,1432	0,0167
	Биотитовые граниты	13	15,5	1,1446	0,0432
	Гранодиориты, кварцевые диориты	12	12,3	1,0820	0,0093
Некский	Грейзенизированные граниты	10	18,0	1,2496	0,0054
	Аплиты	3	15,7	1,1780	0,0239
	Роговообманково-биотитовые граниты	5	10,9	1,0139	0,0240
	Адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты	13	16,9	1,1893	0,0303
Лисянский	Лейкократовые граниты	5	17,2	1,2326	0,0032
	Плагиограниты	7	12,8	1,1035	0,0060
	Гранодиориты	17	12,3	1,0561	0,0333
	Адамеллиты, кварцевые диориты	7	10,5	1,0094	0,0155

распределения свинца в породах Охото-Кухтуйского и Некского массивов, которые, как было сказано при описании поведения олова, более богаты летучими компонентами, по сравнению с другими массивами, вероятно, связаны с процессом эманационной дифференциации.

Как и для вулканических формаций, для гранитоидов отмечается прямая зависимость содержания свинца от калия (рис. 4). Причем для всех фаз массивов она примерно одинакова и вполне сопоставима с уровнем зависимости K—Pb для трахилипаритовой и дацитовой формаций (см. рис. 3). Отношение K/Pb в процессе формирования интрузивов изменяется в сторону увеличения его в лейкократовых гранитах и аплитах.

Содержание свинца в темноцветных минералах и характер его распределения в биотитах из различных по составу пород в общем отражают те особенности в его поведении, которые выявляются по анализам валовых проб пород (табл. 8). Повышенное содержание свинца в породах (Некский, Охото-Кухтуйский) соответствует увеличению количества его в биотитах и амфиболах, причем больше в последних. Коэффициент концентрации в биотитах из гранодиоритов колеблется в пределах 0,7—1,07 и лишь в Некском массиве он поднимается до 1,8. В биотитах из гранитов он увеличивается до 1,5—2,0, а из лейкократовых — до 6,5. Содержание свинца при этом в них достигает 150 г/т. Высокое содержание свинца характерно для биотита из гранит-порфиров штока Русалка из Куйдусунской впадины. Содержание свинца в нем колеблется в пределах 21—150 г/т, составляя в среднем 72 г/т. Как упоминалось выше, дацитовая и трахилипаритовая формации этой впадины, по сравнению с другими участками юго-западной части пояса также содержат повышенное количество свинца.

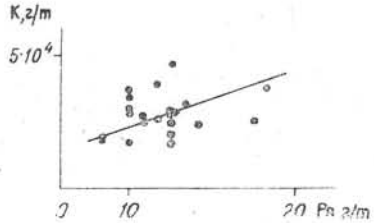


Рис. 4. Зависимость содержания свинца от количества калия в интрузивных породах.

Баланс распределения свинца в гранитоидах показывает, что основное его количество (около 80%) приходится на

Таблица 8

Содержание свинца в биотитах и амфиболах из гранитоидов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, г/т

Порода	Массив							
	Лисянский		Нют-Ульбейский		Некский		Охото-Кухтуйский	
	Биотит	Амфибол	Биотит	Амфибол	Биотит	Амфибол	Биотит	Амфибол
Гранодиориты	17,5 4,0—45,2	10 4—19	8,1 4—14	12,7 4—24	30,5 8—86	30 15—45	12,9 8—25	17,6 10—27
Граниты	4,0 4,0—4,0	—	21,4 8—24	—	23,0 12—37	—	21,0 14—33	—
Лейкократовые граниты	—	—	—	—	—	—	97 53—150	—

Примечание. В числителе среднее содержание, в знаменателе — крайние значения.

лейкократовую часть породы. При этом в гранодиоритах по увеличению содержания свинца минералы располагаются в ряд кварц → биотит → → амфибол → плагиоклаз → калиевый полевой шпат, а в лейкократовых гранитах — кварц → плагиоклаз → биотит → калиевый полевой шпат. Иногда содержание свинца в биотитах выше, чем в калиевом полевом шпате.

ЗОЛОТО

Сравнение содержаний золота в вулканических породах разных формаций (табл. 9) показывает, что относительно высокие (кларковые и выше) содержания золота характерны для формаций основных по составу пород: андезито-базальтовой, базальтовой, спилито-диабазовой (табл. 10). Формации кислых пород по своей золотоносности близки, хотя и здесь следует ожидать (учитывая частоту встречаемости золотоносных проб) понижения содержаний золота в ряду формации андезитовая → дацитовая → трахилипаритовая. В то же время при сравнении отдельных районов (см. табл. 9) видно, что все вулканические формации Куйдусунской впадины отличаются более низкими значениями по содержанию золота и частоте встречаемости золотоносных проб от формаций Ульинской впадины.

В гранитоидах Хурунского массива установлено относительно повышенное (0,007 г/т) среднее содержание золота (табл. 11). На рис. 5 показано, что содержание золота повышается в узкой (50—70 м) полосе экзоконтакта Хурунского массива. Содержание же золота во вмещающих позднемезозойский Хурунский массив архейских гнейсах не превышает 0,002 г/т.

В Нют-Ульбейском и Охото-Кухтуйском массивах содержания золота в породах значительно более низкие, однако с этими массивами связаны мелкие рудопроявления золота висмутового минерального типа. Наиболее представительные данные по Нют-Ульбейскому массиву свидетельствуют о том, что изменения содержаний золота в разных по составу породах массива не происходит. Это согласуется с данными многих авторов (Аношин, Потапьев, 1966; Аношин и др., 1970; Воскресенская, Зверева, 1968; Антипин и др., 1969) об инертности золота в ходе дифференциации интрузивов.

Для выяснения возможных источников рудогенных элементов, содержащихся в позднемезозойских вулканических породах и гранитоидах юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, были выполнены количественные спектральные анализы на золото, олово и

Таблица 9

Распределение золота в вулканогенных породах различных районов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса

Район	Формация	Порода	Всего проб (в том числе с золотом)	Частота встречаемости, %	Среднее содержание, г/т	Крайние значения содержаний, г/т
Ульинская впадина	Базальтовая Трахилипаритовая	Базальты	10 (9)	90	0,008	0,05—0,002
		Липариты	104 (50)	48	0,002	0,006—0,002
		Дациты	5 (4)	80	0,003	0,006—0,002
		Липарито-дациты	18 (5)	27	0,002	0,002
		В целом по формации	127 (59)	46	0,002	0,006—0,002
	Андезито-базальтовая	Андезиты	53 (40)	75	0,004	0,01—0,002
		Андезито-базальты	4 (3)	75	0,002	0,002
		В целом по формации	57 (43)	75	0,004	0,01—0,002
	Дацитовая	Дациты	37 (17)	46	0,002	0,006—0,002
		Липариты	14 (8)	58	0,003	0,006—0,002
		Липарито-дациты	22 (15)	68	0,003	0,01—0,002
		В целом по формации	73 (40)	55	0,003	0,01—0,002
	Андезитовая	Андезиты	11 (6)	54	0,003	0,01—0,002
Охото-Кухтуйское поднятие	Дацитовая	Дациты	39 (27)	69	0,003	0,006—0,002
	Андезитовая	Андезиты	51 (48)	94	0,003	0,006—0,002
Куйдусунская впадина	Липаритовая	Липариты	56 (10)	18	0,002	0,002
		Дациты	9 (5)	55	0,002	0,002
		Липарито-дациты	4 (1)	25	0,002	0,002
		В целом по формации	69 (16)	23	0,002	0,002
	Дацитовая	Дациты	8 (4)	50	0,002	0,002
	Андезитовая	Андезиты	4 (2)	50	0,002	0,002
Внутренняя зона вулканического пояса (п-ов Лисянского)	Спилито-диабазовая	Спилиты, диабазы, кварцевые кератофиры	29 (17)	58	0,004	0,01—0,002

Примечание. Спектрохимические определения золота проведены в лабораториях Тульского филиала ЦНИГРИ и Якутского геологического управления. Предел чувствительности $2 \cdot 10^{-7}$ %.

Таблица 10

Распределение золота в вулканических породах юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса

Формация	Порода	Всего проб (в том числе с золотом)	Частота встречаемости, %	Среднее содержание, г/т	Крайние значения содержаний, г/т
Базальтовая	Базальты	10 (9)	90	0,008	0,05—0,002
Трахилипаритовая	Липариты	160 (60)	37	0,002	0,006—0,002
	Дациты	14 (9)	64	0,002	0,003—0,002
	Липарито-дациты	22 (6)	27	0,002	0,002
	В целом по формации	196 (75)	38	0,002	0,006—0,002
Андезито-базальтовая	Андезиты	53 (40)	75	0,004	0,01—0,002
	Андезито-базальты	4 (3)	75	0,002	0,002
	В целом по формации	57 (43)	75	0,004	0,01—0,002
Дацитовая	Дациты	84 (48)	57	0,003	0,006—0,002
	Липариты	14 (8)	58	0,003	0,006—0,002
	Липарито-дациты	22 (15)	68	0,003	0,01—0,002
	В целом по формации	120 (71)	59	0,003	0,01—0,002
Андезитовая	Андезиты	66 (56)	85	0,003	0,01—0,002
Спилито-диабазовая	Спилиты, диабазы, кварцевые кератофиры	29 (17)	58	0,004	0,01—0,002

свинец архейских метаморфических пород фундамента Охотского срединного массива.

Архейский метаморфический комплекс фундамента Охотского срединного массива по строению разрезов метаморфических толщ, составу и условиям метаморфизма имеет много общего с архейским метаморфическим комплексом Тайгоносского массива (Гринберг, Шкодзинский,

Таблица 11

Распределение золота в породах позднемезозойских гранитоидных интрузивов

Массив	Порода	Всего проб (в том числе с золотом)	Частота встреч., %	Среднее содерж., г/т	Крайние значения содержаний, г/т
Некский	Аплиты, аплитовидные граниты	8 (1)	12	0,003	0,003
	Роговообманково-биотитовые граниты	3	—	—	—
	Адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты	29 (1)	3	0,006	0,006
Нют-Ульбейский	Аплиты, аплитовидные граниты	13 (6)	46	0,003	0,01—0,002
	Биотитовые граниты	95 (60)	63	0,003	0,006—0,002
	Гранодиориты	53 (23)	43	0,002	0,006—0,002
Охото-Кухтуйский	Аплиты, аплитовидные граниты	17 (4)	23	0,002	0,002
	Биотитовые граниты	14 (2)	15	0,013	0,02—0,006
	Гранодиориты, кварцевые диориты	9 (1)	11	0,002	0,002
Хурунский	Гранодиориты	5 (5)	100	0,007	0,01—0,003

1973). Данные о распределении олова и свинца в метаморфических породах Тайгоносского массива приводятся в работе И. Н. Говорова и др. (1970).

Средние содержания олова и свинца в фундаменте Охотского и Тайгоносского массивов (табл. 12) удивительно сходны. Это служит одним из доказательств принадлежности их к единому архейскому метаморфическому комплексу внешней зоны Тихоокеанского пояса.

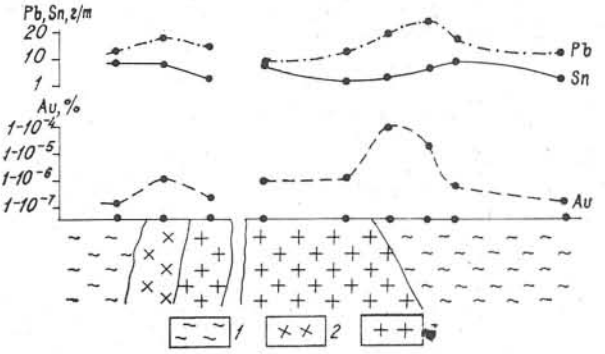


Рис. 5. Поведение золота, олова и свинца в зоне экзоконтакта Хурунского гранитоидного массива.
1 — гнейсы; *2* — гранодиориты; *3* — граниты.

Сравнение содержаний олова, золота и свинца в архейских породах фундамента Охотского срединного массива и в мезокайнозойских вулканических и интрузивных породах юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, а также поведение золота и олова в зоне контакта мезозойского гранитоидного интрузива с архейскими породами фундамента (см. рис. 5) показывает, что указанные элементы не могли заимствоваться магматическими расплавами из архейских по-

Таблица 12

Распределение олова и свинца в архейских метаморфических породах Охотского срединного массива (по Г. А. Гринбергу) и Тайгоносского массива (по И. Н. Говорову и М. А. Мишкину, 1970)

Свита	Породы	Мощность, м	Олово		Свинец	
			колич. проб	среднее содержание, $\bar{X}$, г/т	n	$\bar{X}$
Охотский массив						
Верхняя (нядбакинская)	Пироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы, амфиболовые гнейсы и амфиболиты	1500	11	2,7	17	11,5
Средняя (дальсичанская)	Гранатовые, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы	2500	46	2,9	124	12,5
Нижняя (няннагинская)	Амфиболовые гнейсы, амфиболиты, пироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы	3000	39	3,5	68	16,7
	Среднее	7000	96	3,0	209	13,6
Тайгоносский массив						
Верхняя толща	Пироксен-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты	2400	3	3,5	3	12,6
Средняя толща	Гранатовые, биотит-гранатовые и биотит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы	1715	16	2,9	16	21,8
Нижняя толща	Пироксен-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы, пироксеновые амфиболиты	2400	12	3,8	12	7,4
	Среднее	7720	31	3,4	31	13,9

род фундамента и что источником этих элементов в мезокайнозойских магматических породах, вероятно, являются глубинные (подкоровые) рудоносные флюиды.

ЛИТЕРАТУРА

Аношин Г. Н., Потапьев В. В. Золото в гранитах Колыванского (Алтай) и Хангилай-Шилинского (Забайкалья) массивов. — «Геохимия», 1966, № 9, с. 1070—1074.

Аношин Г. Н., Бушляков И. Н., Потапьев В. В. Распределение золота в породах и минералах гранитоидных массивов Алтая, Забайкалья и Урала. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота, с. 39—44. (Изв. Томского политехн. ин-та, вып. 239, 1970).

Антипин В. С., Кузьмин М. И., Козлов В. Д., Глазунов А. Д. Относительно средних содержаний и распределения молибдена и золота в разновозрастных гранитоидах Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1969, вып. 6, ч. I, с. 104—107.

Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф. Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана. — «Геохимия», № 4, 1968, с. 422—431.

Говоров И. Н., Мишкин М. А., Липкина М. И., Афанасьева В. М., Киреева Е. А. 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.

Гринберг Г. А., Шкодзинский В. С. Сопоставление метаморфических комплексов Охотского и Тайгоносского массивов. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 213—218.

Иванов В. С., Нарнов Г. А. Особенности поведения олова в гранитоидных интрузивах Северо-Востока СССР.— «Геохимия», 1970, № 5, с. 601—609.

Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугойского района). — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 1, с. 45—59.

Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. Ч. 1, Иркутск, 1970, с. 3—46.

В. И. СОЛОВЬЕВ

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КУЙДУСУНСКОЙ (ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС) И БАДЯРИХСКОЙ (КОЛЫМСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ) ВПАДИН

КУЙДУСУНСКАЯ НАЛОЖЕННАЯ ВПАДИНА

Впадина расположена в юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Эффузивно-пирокластические породы впадины, главным образом позднемелового возраста, слагают обширные поля, вытянутые в близком к широтному направлении на 250 км при ширине до 100 км. Большая часть ее наложена на северную окраину Охотского срединного массива.

В пределах впадины выделяются четыре района (вулканические поля) с запада на восток: Юдомо-Делькюнское, Делькю-Куйдусунское, Маннык-Юряхское, Халканское (Соловьев, 1973).

Юдомо-Делькюнское вулканическое поле располагается в междуречье Юдома — Делькю широкой полосой 30×100 км, вытянутой в меридиональном направлении. На севере, западе и юго-западе поле ограничено осадочными породами перми Южно-Верхоянского синклинория.

На востоке и юго-востоке оно примыкает к Кетандинскому разлому. Описываемое вулканическое поле, так же как и вся Куйдусунская впадина, частью которой оно является, характеризуется неоднородным строением. Ранние излияния андезит-базальтовых лав тяготеют к его западному краю. Следующий этап кислого вулканизма характеризуется грандиозными извержениями туфов и игнимбритов дацитового состава, отложившихся главным образом в западной половине поля, где суммарная мощность кислых вулканитов достигает 3000 м. В третий этап вулканической деятельности произошли небольшие по объемам излияния андезитов. В отличие от ареального вулканизма трех первых этапов в течение четвертого этапа существовали локальные центры, с которыми связаны извержения лав и пирокластов липаритового состава, а также внедрение субвулканических тел. С заключительным пятым этапом связано внедрение субвулканических даек базальтов.

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

Строение вулканогенной толщи в различных частях поля неодинаковое. На западном его краю развита толща андезитов и их туфов значительной (почти 1000 м) мощности, в то время как на востоке мощность ее составляет лишь 300 м. Соотношение же объема игнимбритов в западной и восточной частях поля обратное: на западе мощность игнимбритовой толщи не более 100 м, а на востоке — до 1200 м. Отличительной особенностью данного вулканического поля является наличие экструзивных куполов липаритов, перекрытых пестроокрашенными игнимбритами и рассеченных дайками андезито-базальтов.

Маннык-Юряхское вулканическое поле находится в средней части Куйдусунской наложенной впадины. В междуречье Куйдусун — Лабынкыр наблюдался следующий разрез вулканогенной толщи (снизу вверх):

	Мощность, м
Игнимбриты дацитов с маломощными прослоями осадочных пород	335
Эффузивно-пирокластическая толща дацитового и андезит-дацитового состава	800
Экструзии липаритов	
Туфы липаритов	400
Игнимбриты и лавы липарит-дацитового состава	300—600

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

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

Халканское вулканическое поле расположено восточнее Маннык-Юряхского и отделено от него Нют-Ульбейским разломом. Эта восточная часть Куйдусунской наложенной впадины изучена еще слабо. По данным В. А. Твердохлебова, проводившего в этом районе геологическую съемку, нижняя часть вулканогенной толщи слагается черными массивными андезитами, андезито-базальтами, переслаивающимися с туфами. Выше залегает толща липаритов, липарито-дацитов, дацитов и их туфов. Разрез венчается голубовато-серыми дацитами и их туфами. Общая мощность вулканитов не превышает 800 м.

БАДЯРИХСКАЯ ВПАДИНА

Впадина расположена на западном краю Алазейского поднятия и представляет собой опущенный участок в фундаменте докембрийского ядра Колымского срединного массива (Ляхов, Ляхова, 1968). Так

же, как и Куйдусунская, Бадярихская впадина совпадает с интенсивным минимумом гравитационных аномалий.

Сложена она осадочными и вулканогенно-осадочными породами юры и разнообразными по составу континентальными эффузивами мелового возраста.

Позднемезозойские образования впадины изучались И. Н. Карбивничем, И. П. Шлыковым, Г. И. Михеевым (Дичек, 1959), а в 1960 г.— Б. В. Пепеляевым и М. И. Тереховым (Пепеляев, Терехов, 1963). В конце 60-х годов на Алазейском поднятии проводили тематические исследования сотрудники НИИГА (Русаков и др., 1972).

В 1973—1974 гг. автор проводил исследования на западной окраине Алазейского плоскогорья в поле распространения вулканических пород позднемезозойского возраста.

Позднемеловые вулканиты залегают на породах девонского (?), верхнеюрского и нижнемелового возраста.

Нижнемеловой возраст подстилающих континентальные эффузивы туфопесчаников, туфогравелитов доказывается флористическими находками *Birisia* sp., представители этого рода, по заключению В. А. Вахрамеева, жили во второй половине раннего мела.

Разрезы вулканических пород верхнемелового возраста, составленные нами по речкам Кадылчан и Нелькан, имеют трехчленное строение. Нижняя и верхняя толщи сложены породами андезит-базальтового ряда, а средняя представлена трахилипаритовыми лавами. Эти толщи занимают определенное стратиграфическое положение и выделяются нами в качестве самостоятельных свит (снизу вверх): андезито-базальтовая, трахилипаритовая и базальтовая. Породы нижней (андезит-базальтовой) свиты слагают все правобережье Нелькана и левобережье Кадылчана, южнее породы андезит-базальтовой свиты протягиваются узкой полосой в меридиональном направлении на расстоянии до 70 км. Нижняя свита сложена лавами андезитов и базальтов и в меньшей степени — их туфами. Общая мощность свиты около 300 м.

Наиболее полный разрез свиты описан нами в истоках рч. Нелькан. Здесь наблюдалась следующая последовательность (снизу вверх):

	Мощность, м
Серые мелкозернистые туфопесчаники с флорой, на которых залегает горизонт серых мелкозернистых афировых массивных плагиоклазовых карбонатизированных андезитов	35
Андезиты перекрываются маломощным (до 1 м) слоем пестроокрашенных мелкогравелитистых туффитов. Залегание пород близкое к горизонтальному	
Пачка темно-серых массивных мелкопорфировых пироксеновых базальтов.	
Из нижнего горизонта этой пачки (обр. 98/8) определен возраст, равный 98 млн. лет	70
Маломощный горизонт туфов андезитов	до 1
Темно-серые с зеленоватым оттенком крупнопорфировые плагиоклаз-пироксеновые андезито-базальты	20
На андезито-базальтах лежит пачка серых лито-кристаллокластических туфов андезитов, среди которых отмечаются разнозернистые (от мелко- до грубозернистых) горизонты, содержащие обуглившиеся растительные остатки	30
Пачка черных мелко- и редкопорфировых андезито-базальтов . . .	150

Выделить среди этой пачки отдельные потоки не удалось, но присутствие пород с разнопорфировым (до афирового) строением с вкрапленниками плагиоклаза или пироксена указывает на неоднородное строение этой пачки.

Непосредственно на черные андезито-базальты с вкрапленниками моноклинного пироксена ложатся трахилипариты средней свиты.

Трахилипариты и трахиты занимают водораздельное пространство Алазея-Индигиро-Колымского междуречья, простираясь в меридиональ-

ном направлении почти на 100 км. На местности они выделяются светло-серым, желтым, белым цветом, резко отличаясь от ниже- и вышележащих темноокрашенных пород.

Трахилипаритовая толща представлена главным образом лавами редко- и мелкопорфирового строения. Туфы имеют подчиненное значение. Широко распространены в районе экструзивные и субвулканические тела граносиенит-порфиров, сложенные брекчиевыми, флюидальными, редкопорфировыми, полнокристаллическими, стекловатыми и сферолитовыми лавами, около которых отмечаются зоны метасоматитов каолинитовой фации, приуроченные, как и экструзивные тела, к местам пересечения разрывов широтного и меридионального направлений и сопровождающиеся зонами вулканических и тектонических брекчий. Тела трахилипаритового состава занимают гипсометрические отметки местности с относительным превышением до 300 м.

Стратиграфически выше кислых субщелочных липаритов залегают породы базальтовой свиты (горы Магнитная, Эгдегенов-Тас, Капинджа и др.). Породы верхней свиты включены нами в позднемеловой комплекс, хотя их, может быть, следовало отнести к палеогеновому времени, так как две цифры абсолютного возраста из трех имеют третичный возраст (см. табл. 1).

Наиболее полный разрез мощностью, равной 320 м, описан на левом склоне нижнего течения рч. Нелькан, где от русла и до водораздельного пространства с пологими (до 30°) углами падения к северо-западу обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
Темно-серые массивные афировые мелкозернистые андезиты . .	30
Темно-серые редкопорфировые плагиоклазовые, иногда, с пироксеном, андезиты	15
Коричневато-серые флюидальные лито-кристаллокластические туфы андезитов	30
Черные мелкопорфировые двупироксеновые миндалекаменные андезито-базальты	125

Нижняя часть потока (обр. 64/4) имеет возраст 60 млн. лет (см. табл. 1).

	Мощность, м
Темно-серые массивные редкопорфировые с пироксеном андезито-базальты	25
Темно-серые массивные крупнопорфировые двупироксеновые базальты	60
Темно-серые массивные крупнопорфировые пироксеновые андезиты (обр. 68/1)	40

Абсолютный возраст их равен 88 млн. лет (см. табл. 1).

Общая мощность разреза составляет 320 м.

В других участках Бадярихской впадины (горы Эгдегенов-Тас, Магнитная и др.) самые молодые изверженные породы представлены (обр. № 37/5; 109/1; 89/1), как правило, базальтами разной степени раскристаллизации (см. табл. 2).

На Кадылчан-Нелькапском междуречье располагается мощная (до 900 м) стратифицированная толща полнокристаллических мелкозернистых силлов долеритового состава. Ранее они описывались М. И. Тереховым, И. М. Русаковым и другими как позднемеловые интрузии монцонит-порфиров и граносиенит-порфиров. Силлы полого (до 20°) наклонены к югу и образуют на местности террасовидные уступы и отделяются один от другого маломощными (до 7 м) прослоями туфов, туффитов, туфопесчаников, аргиллитов.

На Кадылчан-Нелькапском водоразделе обнаруживаются (снизу вверх):

	Мощность, м
Серые мелкозернистые массивные долериты	50
Серые, неравномерно среднезернистые массивные с шаровой отдельностью долериты, в подошве (мощность 50 м) — мелкозернистые стекловатые. В кровле (мощность 12 м) порода редко- и крупнопорфировая (плагиоклаз) с мелкозернистой основной массой	300
На кровле силла залегают зеленовато-серые тонкозернистые туфоаргиллиты и туфоалевритовые с тонкоплитчатой отдельностью . . .	7
Серые крупно-гломеропорфировые долериты	40
Темно-серые массивные мелкозернистые долериты	290
Слоистые ороговикованные аргиллиты. Здесь же отмечался элювий туфов андезитов. Небольшое количество обломков указанных пород говорит о малой (первые метры) их мощности.	
Серые мелко-, среднезернистые долериты	200

Абсолютный их возраст равняется 63 млн. лет (обр. 11/1).

Общая мощность пластовых интрузий составляет 900 м, время их внедрения соответствует времени извержения андезито-базальтовых лав как нижней, так и верхней свит.

Приведенные разрезы вулканических пород показывают, что Бадярихская впадина так же, как и Куйдусунская, сложена породами основного и кислого состава, где андезито-базальтовые лавы сменяются кислыми, после которых следуют извержения базальтов. В Бадярихской впадине в отличие от Куйдусунской широко проявлены субвулканические фации.

Различия заключаются также в преобладании эксплозивных извержений, со свариванием вулканического кислого материала в Куйдусунской впадине и в малом количестве пирокластики без игнимбритов в Бадярихской впадине.

Позднемеловой возраст вулканитов Бадярихской впадины, залегающих на флористически охарактеризованных отложениях второй половины нижнего мела, подтверждается определениями абсолютного возраста (табл. 1).

По петрографическому составу, петрохимическим особенностям и комплексу акцессорных минералов в Бадярихской впадине отчетливо намечаются две группы пород: 1) андезит-андезито-базальт-базальт-долеритовая и 2) трахит-трахилипарит-граносиенит-порфировая (табл. 2, рис. 1). Породы кислого субщелочного состава характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками мелких (1—2, реже 3 мм) зерен калиевого полевого шпата, иногда плагиоклаза и еще реже — биотита. Основная масса имеет микрогранофировое, микропегматоидное, микроаплитовое или микротрахитоидное строение. Породы трахилипаритовой свиты содержат нормативный корунд, гематит, редко апатит и волластонит и характеризуются малым количеством нормативного анортита (3—12%), почти равными содержаниями натрия и калия (n=49,1—62,4), большими значениями нормативных количеств кварца (19,4—34,0%), ортоклаза (26,16—30,61%) и альбита (27,79—40,90%).

Трахилипариты, граносиенит-порфиры характеризуются разнообразными акцессорными минералами (г/т): магнетит (до 58), ильменит (до 195), циркон (до 137), апатит (до 48), флюорит (3), пирит (до 1,6), гематит (до 451), висмутин (до 6,2), единичные знаки топаза, граната, муассанита, арсенопирита, сфалерита, галенита, молибденита, касситерита.

Трахилипаритовая свита Бадярихской впадины по минеральному составу, петрохимическим особенностям существенно отличается от вулканитов липаритовой формации Куйдусунской впадины (рис. 1, 2). Как видно на вариационной и петрохимической диаграммах, вулканиты Бадярихской впадины по сравнению с липаритами Куйдусунской характеризуются большими содержаниями щелочей, но меньшим количеством кремнезема. Если липариты Куйдусунской впадины близки к петрохи-

Таблица 1

Абсолютный возраст вулканогенных пород Куйдусунской и Бадярихской впадин

Формация, свита	№ образца	Место взятия образца	Порода	Абсолютный возраст, млн. лет
		Куйдусунская впадина		
Липаритовая	12/1	Субвулкан, рч. Делькю	Гранит-порфир	66±3
	39/1	Поток, рч. Турта	Липарит	49±1
	9/1	» » Делькю	»	72±4
	6/1	» » »	Игнимбрит липарита	80±4
	75/1	Экструзия (рч. Делькю-Куйдусунская	Липарит	60±1
	135/1	Дайка, рч. Русалка	Крупнопорфировый липарит	75±1
	35/1	Поток, рч. Турта	Липарит	83±5
	24/2	» » »	»	61±1
	30/10	» » »	Игнимбрит липарита	92±4
	83/1	» » »	То же	83±1
	71/4	Покров, истоки рч. Делькю-Куйдусунской	»	83±5
	57/1	То же	»	79
Андезито-базальтовая	29/2	Поток, рч. Турта	Андезит	81±2
	62/1	» истоки рч. Делькю-Куйдусунская	Туф андезита	84
Дацитовая	101/2	Покров, рч. Ильбяй	Игнимбрит дацита	84±2
	40/13	Субвулкан, рч. Турта	Гранодиорит-порфир	90±5
	409/6	Поток, рч. Маннык-Юрях	Липарит	94
		Бадярихская впадина		
Базальтовая	11/1	Экструзия, рч. Кадылчан	Долерит	63±1
	68/1	Поток, рч. Нелькан	Андезит	88±1
	64/4	» » »	Андезито-базальт	60±1
Трахилипаритовая	31/1	Экструзия, рч. Кадылчан	Граносиенит-порфир	58±0
	36/8	То же	»	67±1
	123/1	» »	»	90±3
Андезито-базальтовая	9/12	Поток, рч. Кадылчан	Андезит	75±1
	51/2	» » Нельчан	»	80±2
	34/3	» » Кадылчан	Туф андезита	86±2
	98/8	» истоки рч. Нелькан	Базальт	96±2

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

мическому типу Лассен-Пик, то трахилипариты Бадярихской впадины приближаются по составу к типу Этна (см. рис. 1).

Базальты и андезито-базальты Бадярихской впадины сложены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, иногда совместно с ромбическим пироксеном, иддингситом, присутствуют рудные минералы. Андезиты в отличие от базальтов содержат мало темноцветных (пироксен, редко бурая роговая обманка) минералов.

Таблица 2

Химический состав вулканических пород Бадярихской впадины, вес. %

Компонент	Свита															Силл		Экструзия	
	Андезито-базальтовая				Трахилипаритовая						Базальтовая								
	98/8	34/3	51/2	54/1	36/8	52/1	90/8	11/8	18/1	123/1	89/1	37/5	64/4	68/1	109/1	7/2	6/1	11/1	3/1
SiO_2	53,80	62,26	64,90	54,36	70,05	71,39	66,97	75,17	71,36	68,61	55,18	53,69	55,41	62,02	54,93	55,70	62,75	60,20	59,70
TiO_2	1,21	1,05	0,50	1,38	0,30	0,22	0,85	0,14	0,12	0,34	1,64	2,65	1,22	1,43	1,34	1,99	1,47	2,00	0,93
Al_2O_3	15,78	15,69	15,36	16,74	14,34	14,81	15,39	13,19	13,82	14,58	15,39	15,65	16,67	13,87	15,54	16,51	14,35	14,32	15,61
Fe_2O_3	5,15	3,57	3,86	3,96	3,35	1,39	4,40	0,84	2,40	1,91	4,59	5,56	3,51	6,15	5,20	2,78	3,20	2,99	2,41
FeO	3,31	1,57	1,36	4,83	0,25	0,34	0,36	0,35	1,05	1,95	5,27	3,31	4,53	1,82	5,73	5,04	2,34	4,80	5,11
MnO	0,16	0,08	0,03	0,10	0,03	0,02	0,04	Сл.	0,04	0,05	0,13	0,02	0,08	0,10	0,10	0,13	0,09	0,14	0,05
MgO	4,83	2,80	2,14	3,35	0,40	0,20	0,90	0,39	0,16	0,65	4,18	3,43	2,97	1,97	3,07	4,58	2,35	2,51	2,51
CaO	7,34	4,27	4,74	7,40	0,60	0,53	0,38	0,77	1,25	1,55	6,50	7,68	8,15	5,38	7,17	6,97	3,51	4,87	5,74
Na_2O	3,24	3,95	4,04	3,97	4,49	4,20	4,86	3,32	4,83	4,49	4,04	3,94	3,83	3,82	4,45	3,91	4,35	4,39	4,10
K_2O	1,34	2,01	2,83	2,18	4,95	5,32	4,40	5,20	4,72	4,81	1,41	1,86	2,24	2,41	1,70	2,01	2,63	2,84	2,86
H_2O+	1,12	1,95	0,27	1,11	0,56	0,73	1,31	0,73	0,44	0,81	0,64	0,78	0,85	0,69	0,18	0,10	1,60	0,81	0,40
P_2O_5	0,72	0,17	0,19	0,78	0,02	0,02	0,07	0,03	0,03	0,11	0,65	0,28	0,70	0,19	0,58	0,25	0,20	0,20	0,42
CO_2	1,42	Не обн.	0,13	0,13	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,27	Не обн.	Не обн.	0,14	0,70	Не обн.	Не обн.	0,19	0,41	0,55	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,42	99,37	100,35	100,29	99,34	99,17	99,93	100,40	100,26	99,90	99,80	99,55	100,16	99,85	100,18	100,38	99,37	100,07	99,84
Нормативный состав																			
Or	8,35	11,69	16,70	12,80	28,94	31,16	26,16	30,61	27,83	28,38	8,35	10,57	12,80	13,91	10,02	11,69	15,58	16,70	17,25
Ab	27,26	33,56	34,08	34,08	38,27	35,65	40,90	27,79	40,37	38,27	34,08	33,56	31,98	31,98	37,75	33,03	36,70	37,23	34,60
An	24,48	19,19	15,30	21,14	3,06	2,50	1,11	3,89	2,23	5,29	19,75	19,47	22,25	13,91	17,25	21,70	11,68	10,85	15,30
Di Wo	3,14	0,47	3,02	4,18	—	—	—	—	1,63	0,70	3,83	6,97	5,58	4,99	6,16	4,65	1,97	5,23	4,30
Di En	2,61	6,93	5,32	2,81	1,00	0,50	2,21	1,00	0,40	0,30	2,71	8,53	3,51	4,92	3,81	3,21	5,82	3,11	2,11
Di Fs	0,13	—	—	1,06	—	—	—	—	—	0,40	0,79	—	1,72	—	1,98	1,06	—	1,85	2,11

Hy	En	9,44	—	—	5,52	—	—	—	—	—	1,31	7,73	—	3,92	—	3,92	8,23	—	3,11	4,12
	Fs	—	—	—	2,24	—	—	—	—	—	1,19	2,51	—	1,85	—	1,98	2,77	—	1,45	3,83
	Ap	1,68	0,34	0,34	2,02	—	—	0,34	—	—	0,34	1,35	0,67	1,68	0,34	1,35	0,67	0,34	0,34	1,01
	Il	3,47	1,97	0,91	2,73	0,61	0,46	0,76	0,30	0,15	0,61	3,04	5,16	2,28	2,73	2,58	3,79	2,88	3,79	1,67
	Mt	7,41	2,32	3,01	5,79	—	0,46	—	0,70	3,47	2,78	6,71	2,78	5,09	1,86	7,64	3,94	3,24	4,40	3,47
	Qz	10,21	19,0	19,2	4,87	23,00	25,3	19,8	34,0	23,4	19,5	8,11	6,67	6,55	20,00	5,35	5,05	18,00	11,17	9,49
	C	—	—	—	—	0,41	1,22	2,24	0,71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Hm	—	2,08	1,76	—	3,35	1,12	4,47	0,32	—	—	—	3,67	—	4,79	—	—	0,96	—	—
$An_{норм}$		47	36	31	38	7	7	3	12	5	12	37	37	41	30	31	40	24	23	31
		77,7	75,2	68,4	74,1	58,2	54,9	62,4	49,1	60,8	58,8	81,3	76,6	72,3	71,0	80,0	75,0	71,5	69,6	68,0

Примечание. Номера проб: 98/8 — кварцевый базальт, рч. Нелькан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 34/3 — кристаллокластический туф андезита, рч. Кадылчан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 51/2 — пироксеновый андезит, рч. Нелькан, аналитик З. Ф. Паринова; 54/1 — андезито-базальт, рч. Нелькан, аналитик З. Ф. Паринова; 36/8 — трахилипарит, рч. Кадылчан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 52/1 — трахилипарит, рч. Нелькан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 90/8 — трахит, рч. Кадылчан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 11/8 — трахилипаритовый порфир, рч. Кадылчан, аналитик З. Ф. Паринова; 18/1 — граносиенит-порфир, рч. Кадылчан, аналитик З. Ф. Паринова; 123/1 — граносиенит-порфир, рч. Кадылчан, аналитик З. Ф. Паринова; 89/1 — кварцевый базальт, рч. Кадылчан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 37/5 — андезито-базальт, рч. Кадылчан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 64/4 — андезито-базальт, рч. Нелькан, аналитик З. Ф. Паринова; 68/1 — пироксеновый андезит, рч. Нелькан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 109/1 — долерит, рч. Нелькан, аналитик З. Ф. Паринова; 7/2 — долерит, рч. Нель кан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 6/1 — долерит, рч. Кадылчан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 11/1 — долерит, рч. Кадылчан, аналитик Г. Н. Охлопкова; 3/1 — долерит, рч. Кадылчан, аналитик З. Ф. Паринова.

Излившиеся породы характеризуются, как правило, редкопорфировым (5—30%) строением и мелкими (1—3 мм) вкрапленниками, интерсертальной, гиалопилитовой, толеитовой, реже микролитовой и пилотакситовой основной массой.

Долериты силловых и экструзивных залежей обладают микродолеритовой, редко офитовой полнокристаллической структурой с размером зерен до 1 мм. В краевых частях силлов отмечаются гломеропорфировые сростки плагиоклаза размером до 5 мм. Долериты в отличие от базальтов содержат кроме плагиоклаза и пироксена, иддингсита, рудного минерала в небольшом количестве кварц, биотит и калиевый полевой шпат.

Текстуры пород, как правило, массивные, в лавовых потоках — миндалекаменные разновидности, пустоты заполненны халцедоном и хлоритом.

Туфы содержат обломки кристаллов и пород андезитобазальтового состава. В туфах нижней свиты отмечались иногда мелкие (до 4 мм) обломки плагиогранитов.

Породы основного состава андезито-базальтовой и базальтовой свиты изменены слабо, лишь по стеклу развивается хлорит и отмечается карбонатизация.

Породы андезито-базальтовой и базальтовой свит и силлы долеритов Бадярихской впадины характеризуются одинаковым набором акцессорных минералов (г/т): магнетит (до 728), ильменит (до 799), циркон (до 11), апатит (до 61,7), касситерит (до 0,2), единичные зерна анатаза, рутила, барита, корунда, шпинели, муассанита, арсенопирита, галенита, антимонита, висмутина, пирита (до 55).

Группа пород основного состава имеет не только сходный минеральный состав, а также близкие петрохимиче-

ские особенности. Все они отличаются повышенным количеством нормативного кварца, небольшим — анортита (23—47%), недонасыщенностью магнием и железом, большими значениями коэффициента n (68—81,3), присутствием нормативного гематита.

Для определения формационной принадлежности базальтов, андезито-базальтов и долеритов использовались дискриминантные функции, по В. А. Кутолину (1972). Рассчитывались следующие пары: 1) траппы молодых платформ — базальты континентальной оливин-базальтовой формации и 2) траппы молодых платформ — базальты андезитовой формации. Все анализированные породы, по классификации В. А. Кутолина (1972), относятся к формации траппов молодых платформ.

Вулканические породы основного состава Бадярихской впадины сопоставимы с породами андезито-базальтовой и базальтовой формаций Куйдусунской впадины. Породы этих впадин содержат моноклинный и ромбический пироксены. В вулканитах Куйдусунской впадины по сравнению с породами Бадярихской содержится больше глинозема и меньше титана. Пересыщенность глиноземом и недосыщенность титаном базальтов Куйдусунской впадины определяют их формационную принадлежность. По классификации В. А. Кутолина, они относятся к андезитовой формации.

Сравнение позднемеловых вулканитов Куйдусунской и Бадярихской наложенных впадин свидетельствует о их существенных различиях. Куйдусунская впадина выполнена главным образом игнимбритами липаритов и дацитов (игнимбриты больших объемов), а базальты и андезито-базальты представляют потоки небольшой мощности, распространенные не повсеместно. В Бадярихской впадине, наоборот, преобладают лавы и силлы основного и среднего состава, доля пирокластических покровов среди них небольшая.

Основные и кислые породы рассматриваемых впадин различаются и по петрохимическим особенностям. Базальты Куйдусунской впадины, по классификации В. А. Кутолина, относятся к андезитовой формации, а базальты и долериты Бадярихской — к траппам молодых платформ.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что одновозрастные позднемеловые вулканиты Куйдусунской и Бадярихской впадин имеют разное происхождение.

Позднемеловой вулканизм Бадярихской впадины связан с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией эпипалеозойского Колымского срединного массива, а позднемеловые вулканические породы Куйдусунской впадины — с развитием окраинно-материкового Охотско-Чукотского вулканического пояса,

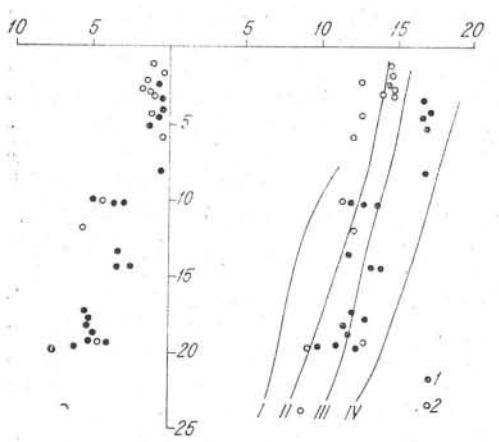


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма по А. А. Заварицкому.

1 — вулканические породы Бадярихской впадины; *2* — позднемеловые вулканиты Куйдусунской впадины.

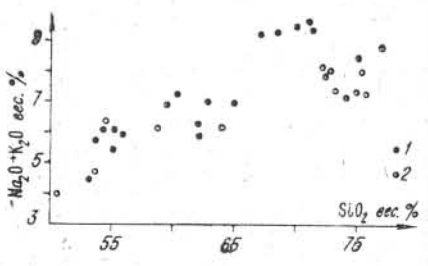


Рис. 2. Вариационная диаграмма $(Na_2O+K_2O)—SiO_2$ вулканических пород Куйдусунской и Бадярихской впадин. Усл. обозн. см. рис. 1.

заложившегося в позднем мезозое вдоль границы мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области и кайнозойской по времени складчатости Корякско-Камчатской области.

ЛИТЕРАТУРА

Дичек М. С. Стратиграфия Алазейского плоскогорья. — «Тр. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР». Магаданское кн. изд-во, 1959, с. 173—175.

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

Ляхов В. А., Ляхова М. С. Тектоническое строение Момо-Зырянской впадины и сопредельных структур по данным региональных геофизических исследований. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 195—198.

Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», 1963, № 16, с. 181—191.

Русаков И. М., Виноградов В. А., Гопоненко Г. И. Тектоническое районирование Северо-Востока СССР и его арктического шельфа. — В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л., «Наука», 1972, с. 5—9.

Соловьев В. И. Вулканогенные формации Куйдусунской наложенной впадины.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 68—83.

Г. Н. ГАМЯНИН

ПРОПИЛИТЫ И ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Приуроченность близповерхностного золото-серебряного оруденения к гидротермально метаморфизованным эффузивным породам различного состава общеизвестна. Поэтому вопросы их размещения, фациальных переходов, минералого-геохимических особенностей, золотоносности и взаимоотношений с гидротермальной минерализацией имеют первостепенное значение для поисков и прогноза промышленного оруденения. Ниже эти вопросы рассматриваются применительно к формациям пропилитов и вторичных кварцитов наименее изученной юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса.

ФОРМАЦИЯ ПРОПИЛИТОВ

В настоящее время для районов Охотско-Чукотского вулканического пояса, равно как и для других вулканических поясов, пропилитизация рассматривается как один из ведущих признаков, указывающих на вероятность нахождения золотого оруденения. При этом учитывается лишь петрографическая сторона термина «пропилит» без учета его генетической сущности. З. А. Образцова (1970), проводя обзор современной литературы о пропилитах, пришла к выводу, что следует выделять по крайней мере два их типа: 1) регионально распространенные дорудные, являющиеся частным случаем «зеленокаменного» метаморфизма вулканогенных толщ, протекающего в гипабиссальных и приповерхностных условиях глубинности; 2) околорудные. Соглашаясь в принципе с выделением первого типа, следует добавить, что подобного типа пропилиты могут образоваться и в результате автометасоматических преобразований в позднемагматическую стадию формирования

Рис. 1. Схема распространения фаций вторичных кварцитов и пропилитов на участке рудопроявления Кварцевого.

1—3 — вулканические формации: *1* — дацитовая, *2* — андезито-базальтовая, *3* — трахилипаритовая; *4, 5* — фации пропилитов; *4* — хлоритовая, *5* — карбонат-хлоритовая; *6—9* — фации вторичных кварцитов: *6* — кварц-серицитовая, *7* — кварц-адуляровая, *8* — кварц-каолинитовая, *9* — монтмориллонитовая; *10* — кварцевые жилы.

пород, как это отмечается в некоторых районах Закарпатья (Коржинский, 1969). Второй тип пропилитов, по нашему мнению, не является околорудным, скорее всего его следует именовать локально развитым. По своим геотектоническим условиям проявления он схож с фациями вторичных кварцитов; видимо, такие пропилиты имеют в виду Г. М. Власов (1963), М. М. Василевский (Власов, Василевский, 1962) и В. Л. Русинов (1970) для района Камчатки, а вслед за ними Л. Н. Пляшкевич и другие исследователи — для Северо-Востока СССР, говоря о вертикальной смене фаций вторичных кварцитов различными фациями пропилитов. Данный тип пропилитов по отношению к оруденению, как и вторичные кварциты, является дорудным, но сопряженным с оруденением, а поэтому может служить поисковым признаком. Региональный тип пропилитизации не может служить поисковым критерием, хотя среди различных фаций его иногда размещается оруденение. Взаимоотношения его со вторичными кварцитами разнообразные. Для примера рассмотрим весьма интересные взаимоотношения припилитов и вторичных кварцитов рудного поля руч. Кварцевого в бассейне р. Ульи (рис. 1). В строении его принимают участие породы липарит-дацитового состава амкинской свиты, перекрывающиеся андезитами хетанинской свиты. По данным Р. Б. Умитбаева, породы амкинской свиты прорваны штоками трахилипаритов. По кислым породам амкинской и уракской свит зонально развиваются различные фации вторичных кварцитов — монокварцевая, кварц-адуляровая, кварц-каолитовая, кварц-каолинит-монтмориллонитовая, а на более низких горизонтах — кварц-серицитовая (гидрослюдистая). Андезиты хетанинской свиты изменены в различных фациях пропилитов — на более высоких гипсометрических уровнях развита хлоритовая (изменяются лишь вкрапленники темноцветных), сменяющаяся ниже хлорит-карбонатной (в изменение вовлекаются и плагиоклазы). В дайках и мелких штоках андезитов, встречающихся в русле руч. Кварцевого (гипсометрически ниже 300 м) встречается эпидот-карбонат-хлоритовая (иногда с альбитом) фация. Характерно, что в участках, примыкающих к андезитам, по кислым породам развиваются хлорит и изредка эпидот, видимо, как следствие диффузионного обмена компонентами (главным образом, железа). Интересно отметить, что в различных фациальных зонах вторичных кварцитов эти минералы замещаются кварцем, адуляром, монтмориллонитом. Это говорит, скорее всего, о том, что вторичные кварциты развивались по уже пропилитизированным породам. Пропилитизированные породы и вторичные кварциты рассекаются кварц-адуляровыми и кварц-

карбонатными жилами с продуктивной минерализацией. При этом и те, и другие подвержены околожильным изменениям с переотложением присущих каждой породе минералов — во вторичных кварцитах — адуляра и гидрослюды, в пропилитах — хлорита и альбита. Приведенные выше взаимоотношения свидетельствуют о следующем порядке образования измененных пород и оруденения: региональная пропилитизация — вторичные кварциты — золотое оруденение. На широкое развитие региональной пропилитизации в Охотско-Чукотском поясе, связанной с повышенным тепловым потоком и наложенной на различные типы пород — вулканогенные, интрузивные и осадочные,— указывает М. Л. Гельман. Однако развитие интенсивной пропилитизации в связи с тектоническими нарушениями рассматривается лишь как процесс усиления регионального метаморфизма. На наш взгляд, это генетически разные образования и локально развитые (трещинные) пропилиты, являясь более поздними, но предшествующими оруденению, обычно накладываются на регионально пропилитизированные породы. Локально развитые пропилиты приурочены к крупным зонам разломов, которые контролируют также размещение интрузивных, субвулканических тел и массивов вторичных кварцитов. Примером могут служить Маты-Куриканская зона разломов в пределах Ульинской впадины, Нют-Ульбейский разлом, вмещающий одноименный массив, северная часть Кетандинского разлома в Куйдусунской впадине. Ниже кратко рассматриваются фации локально развитых пропилитов и их взаимоотношения между собой.

По своему петрографическому составу фации региональных и локально развитых пропилитов однородны. Можно выделить две группы: 1) эпидотсодержащие и 2) карбонатсодержащие. В первой отмечаются эпидот-альбит-амфиболовая и эпидот-альбит-хлоритовая. Во второй — карбонат-серицит-хлоритовая и карбонат-серицитовая. Переходная группа — эпидот-карбонат-хлоритовая. Нередко, особенно во второй группе фаций, присутствуют новообразования кварца.

Эпидот-альбит-амфиболовая фация отвечает гипабиссальным условиям, а следовательно, и более глубоким уровням эрозионного среза и потому встречается в пределах изученной части пояса довольно редко. Она развивается по всем типам пород, прилегающим к зонам разломов,— интрузивным (Охотско-Кухтуйский, Нют-Ульбейский массивы), субвулканическим, эффузивным и осадочным (верховья р. Делькю-Куйдусунская). Состав подвергающихся изменению пород влияет лишь на количественную сторону распространенности фации, соотношение минералов в ней и характер развития по породе. Так, в основных и средних породах количественная роль минералов этой фации весьма велика и достигает 60—80%, причем амфибол и особенно эпидот развиваются не только по темноцветным минералам, но и по основной массе. В кислых породах общее количество новообразованных минералов обычно не превышает 30%. Амфибол замещает исключительно темноцветные минералы, а эпидот — и плагиоклазы. Ведущее положение в данной фации, развивающейся по породам кислого состава, занимает альбит (9—11% An). Характерно, что, судя по показателям преломления, железистость эпидота ($Ng'=1{,}764$—70; $Np'=1{,}730$—22) и амфибола ($Ng'=1{,}682$; $Np'=1{,}663$), представленного актинолитом, в кислых породах выше, чем тех же минералов — в средних и основных (эпидот — $Ng'=1{,}742$—46; $Np'=1{,}719$—29; амфибол — $Ng'=1{,}650$; $Np'=1{,}629$). При наложении на данную фацию жильных образований происходит переотложение только эпидота и альбита.

Эпидот-альбит-хлоритовая фация по распространенности и условиям проявления сходна с предыдущей, в которой амфибол уступает место хлориту. Роль последнего неизмеримо выше, чем амфибола, и характер развития по породам более разнообразный. По вкрапленникам темноцветных псевдоморфно развивается высокодвупреломляющий хло-

рит, обычнотюрингит ($Nm'=1{,}670$), а по основной массе — бледно- и темно-зеленые разновидности пеннина ($Nm'=1{,}576$), образующего листоватые или червеобразные агрегаты. В пустотках выщелачивания встречается переотложенный хлорит, совместно с кварцем зонально выполняющий эти пустотки.

Эпидот-карбонат-хлоритовая фация является переходной к группе карбонатсодержащих фаций. В этой фации нередко присутствуют альбит, как реликтовый, и серицит, как новообразованный. Но роль этих минералов мала и ее можно рассматривать как трехминеральную, в которой место альбита занимает карбонат. Последний совместно с эпидотом псевдоморфно развивается по плагиоклазам, а вместе с хлоритом — по темноцветным, а также присутствует в породе в виде мелких мономинеральных гнезд и бескорневых просечек. Карбонаты *, образующиеся по различным минералам замещаемой породы, несколько отличаются. Маложелезистый кальцит ($No'=1{,}670$; $Ne'=1{,}498$) замещает плагиоклаз, а доломит ($No'=1{,}690$; $Ne'=1{,}509$) — темноцветные минералы.

Карбонат-серицит-хлоритовая фация на изученной территории распространена достаточно широко. Она в одинаковой мере охотно развивается по различным типам пород. В средних и основных породах по вкрапленникам плагиоклаза развивается карбонат (с периферических частей зерен) и серицит, а по темноцветным — хлорит и карбонат (с центральных частей вкрапленников). Как и в предыдущей фации, карбонат представлен двумя разновидностями — кальцитом (по плагиоклазам и основной массе) и доломитом (по темноцветным). Совместно с карбонатом и серицитом, при развитии по плагиоклазам, отмечаются новообразования кварца, видимо, за счет избытка SiO_2 при замещении.

Карбонат-серицитовая фация самая распространенная. Она является, по сути дела, переходной к кварц-серицитовой (гидрослюдистой) фации вторичных кварцитов, отличаясь от последней присутствием карбоната при незначительной роли кварца. Как правило, для нее характерна довольно интенсивная переработка породы, и количество новообразования здесь не опускается обычно ниже 30%. Замещению карбонатом и серицитом подвержены все минералы породы и основная масса, причем по основной массе развивается мелкочешуйчатый серицит (гидрослюда) и бесформенно-рваные, от мелко- до крупно-зернистых, агрегаты карбоната, преимущественно кальцита. Вкрапленники замещаются более крупнозернистым серицитом, местами мусковитом и агрегатом мелко-, среднезернистого карбоната с четкими контурами зерен. Чаще, чем в других фациях, появляются новообразования кварца, которые фиксируются уже в виде пустоток выполнения и бескорневых кварцевых просечек, иногда совместно с карбонатом. При замещении пород разного состава несколько меняется количественное соотношение минералов внутри фации. В замещенных среднеосновных породах преобладает карбонат, а в кислых — значительно возрастает роль серицита (гидрослюды).

В распределении минеральных фаций пропилитов намечается обычно отчетливо проявленная вертикальная и горизонтальная зональность. Первая выражается в последовательной смене снизу вверх эпидотсодержащих фаций — карбонатсодержащими с переходом последних в кварц-серицитовую (гидрослюдистую) фацию вторичных кварцитов. Горизонтальная — в увеличении роли фаций с эпидотом в осевых частях трещинных пропилитов. Следует заметить, что в горизонтальном плане фации локально развитых пропилитов более тесно сжаты по сравнению с диапазоном их вертикального развития или по сравнению с площадным развитием горизонтальных зон региональной пропилитизации, где,

* Для диагностики карбонатов использовался метод окрашивания.

по сути, ширина горизонтальных зон превышает мощность одноименных вертикальных. И в горизонтальном, и в вертикальном плане переходы между фациями постепенны. Последовательная смена достигается за счет плавного увеличения роли одного из минералов новой фации при угнетенном развитии другого. Так, например, при смене эпидот-альбит-амфиболовой фации на эпидот-альбит-хлоритовую происходит увеличение роли хлорита, причем хлорит развивается не только по различным первичным минералам породы, но и по вторичному амфиболу.

Примеры зонального расположения фаций пропилитов довольно многочисленны. Правда, большинство из них, в силу сравнительно малого эрозионного среза, отражают, главным образом, горизонтальную зональность.

В среднем течении руч. Бурливого, левого притока рч. Делькю-Куйдусунской, намечается субмеридиональная зона пропилитизации мощностью около сотни метров, в которой отмечается и горизонтальная, и вертикальная зональность. На нижних врезанных участках зоны отмечается преобладание эпидотсодержащих фаций, причем в осевых частях развита эпидот-альбит-амфиболовая фация с ведущей ролью в ней амфибола (актинолит). В периферических частях зоны сокращается роль актинолита, который вытесняется эпидотом, появляется карбонат и на флангах зоны преобладает эпидот-альбит-карбонатная ассоциация с небольшой примесью хлорита. На гипсометрически более высоких участках зоны осевые части представлены кварц-серицитовой фацией вторичных кварцитов, которая окаймляется вначале серицит-карбонатной с кварцем, а затем серицит-карбонат-хлоритовой фацией пропилитов. Еще выше по зоне, наряду с кварц-серицитовой фацией вторичных кварцитов, появляется кварц-серицит-адуляровая.

В бассейне руч. Радужного, правого притока рч. Делькю-Куйдусунской, также отмечается зональность в горизонтальном плане от эпидот-альбит-хлоритовой фации до карбонат-серицит-хлоритовой с участками наложения на них кварц-серицитовой фации вторичных кварцитов.

В пределах Охотско-Кухтуйского массива, в междуречье Охоты и Кухтуя, намечается протяженная (20—30 км) зона северо-восточного простирания, на разных гипсометрических уровнях которой, в разных по составу породах зонально располагаются различные фации пропилитов. В местах, прилегающих к врезанным участкам долин, встречается эпидот-альбит-хлоритовая (местами с актинолитом) фация, окаймленная эпидот-карбонат-хлоритовой и карбонат-серицит-хлоритовой фациями. На гипсометрически более высоких уровнях развиты преимущественно карбонат-серицит-хлоритовая и карбонат-серицитовая фации. Интересно, что в этой же крупной зоне отмечаются участки развития ортоклазовых метасоматитов. Помимо основной, в данном районе существуют более мелкие субмеридиональные зоны с различными фациями пропилитов.

Примером вертикальной зональности пропилитов служит район рудного поля руч. Кварцевого (правый приток рч. Девокша, см. рис. 1). Здесь с интервалом в 300—400 м происходит смена эпидот-карбонат-хлоритовой фации последовательно карбонат-серицит-хлоритовой, карбонат-хлоритовой. Но, по нашему мнению, здесь мы имеем дело с вертикальной зональностью регионально пропилитизированных пород.

Выявление зональности в размещении различных фаций пропилитов имеет, несомненно, практический интерес, ибо, по имеющимся фактическим данным, как по Камчатке (Власов, 1963; Власов, Василевский, 1962). так и по Северо-Востоку СССР (Еремин, 1971) намечается соответствие определенных фаций пропилитов различным типам оруденения. Глубина же эрозионного среза, определяемая по развитию в вертикальном разрезе фаций пропилитов, позволяет провести предварительную оценку перспективности выявленных рудопроявлений.

ФОРМАЦИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Вторичные кварциты в юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса пользуются весьма широким развитием. Массивы их достаточно часто встречаются на всей обширной Ульинской впадине — в бассейне речек Ульи, Маты, Курикан, Амундакит, Нудыми, Аринды, Урака. Зафиксированы они также в бассейнах рек Кетанды, Охоты и на п-ове Лисянском.

Подавляющее большинство полей развития вторичных кварцитов пространственно тяготеет к субвулканическим телам кислого (липарит-трахилипаритового), реже среднего (дацитового) состава, что отмечается многочисленными исследователями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Местами (бассейн рч. Девокша) вторичные кварциты развиваются по различным разновидностям эффузивных пород. Однако и в том и в другом случае структурная приуроченность вторичных кварцитов одинакова — к зонам линейных разломов, главным образом северо-восточного, реже северо-западного и субширотного простираний, либо к участкам их пересечений. В первом случае массивы вторичных кварцитов имеют отчетливо выраженную линейную форму развития, во втором — форма проявления их более или менее изометричная. Линейно вытянутые тела вторичных кварцитов имеют самые различные размеры: от довольно мелких (10—20 м по мощности и 100—200 м по протяженности) до занимающих значительные площади (100—300 м по ширине и протяженностью 2—3 км и более). Нередко отмечаются серии линейных тел, вытянутых цепочкой вдоль зоны разломов или располагающихся в ней кулисообразно (Маты-Куриканская зона разломов). Изометричные тела вторичных кварцитов в поперечнике имеют размеры от первых десятков метров до 500—600 м.

Все известные поля вторичных кварцитов характеризуются полифациальным составом, причем состав определенных фаций на всей территории достаточно однороден, отличаясь лишь количественными соотношениями минералов или отдельными нюансами: присутствием того или иного специфического минерала или изменением некоторых констант породообразующих минералов. Ниже приводится характеристика отдельных фаций вторичных кварцитов.

Алунит-кварцевая фация. В пределах юго-западной части Охотско Чукотского вулканического пояса находки данной фации пока редки. По данным М. Л. Гельмана, алунит-кварцевая фация с самородной серой известна в бассейне рч. Американ. П. Н. Егоров отмечает ее в верховьях р. Ульи. Нами она зафиксирована по левому притоку рч. Ульи—Гаякиту в виде полосы, выгнутой в северо-западном направлении на расстоянии около 500 м, при ширине 100—150 м и вскрытой на глубину около 200 м (рис. 2). Р. Б. Умитбаевым она описана как зона окварцевания и пиритизации. Состав фации довольно стабильный на всем участке ее развития —кварц и алунит с примесью самородной серы. Меняются лишь соотношение между кварцем (30—60%) и алунитом (40—70%) и их морфологические особенности.

Кварц в нижних частях разреза в основном изометричный, но разнозернистый — от тысячных долей до 0,1 мм с преобладанием зерен размером 0,02—0,05 мм. Выше по разрезу несколько увеличивается общий размер и контрастность зернистости. На фоне изометрично-лапчатых зерен (0,05—0,08 мм) резко выделяются порфировые выделения (до 1 мм) крупнозернистого кварца различного генезиса. Часть его представлена реликтами вкрапленников субвулканических липаритов, часть —метасоматическим кварцем по вкрапленникам плагиоклаза и отложенным в пустотках выщелачивания.

Алунит в нижних частях разреза представлен мелкими (0,01—0,3 мм) таблитчатыми зернами. В средней части разреза размер их уве-

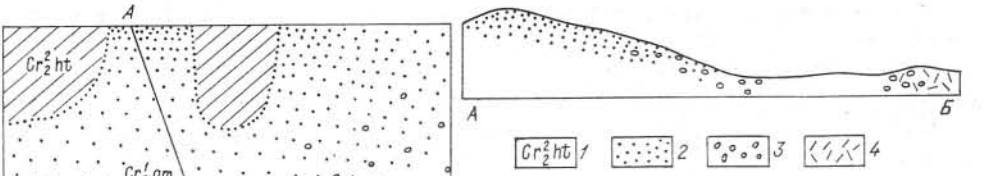


Рис. 2. Схема взаимоотношения фаций вторичных кварцитов участка Гаякит.

1 — породы андезитовой формации; *2—4* — фации вторичных кварцитов; *2* — кварц-алунитовая, *3* — кварц-каолинитовая, *4* — кварц-серицитовая.

личивается до 1 мм. В пустотках таблитчатые агрегаты алунита ориентированы перпендикулярно стенкам пустот и растут по принципу геометрического отбора. Несколько выше отмечается также развитие его по межзерновым промежуткам в кварце, но не в виде мелких призматических зерен, а в качестве крупнозернистых агрегатов. В результате этого крупные (до 2—3 мм) таблички алунита обильно насыщены мелкими зернами кварца (фото 1*). Показатель преломления алунита, как и его рентгенограмма (см. табл. 2), на всех уровнях разреза остается стабильным ($No' = 1{,}575$; $Ne' = 1{,}593$).

Самородная сера развита преимущественно в верхней части разреза, где количество ее составляет 15—20% (по данным химического анализа —17,57%). Здесь она образует довольно крупные (до 2—3 мм) обособления, состоящие из нескольких зерен. Форма их самая разнообразная — от четких кристалликов до округлых и амебообразных форм с «оплавленными» краями (фото 2). Ниже по разрезу размер выделений серы уменьшается, чаще отмечается приуроченность ее к скоплениям алунита. Количество самородной серы в средней части разреза составляет около 8%. Еще ниже характерны скопления мельчайших зерен серы как среди алунита, так и среди кварца.

Кварц-каолинитовая фация. Распространена значительно шире, чем кварц-алунитовая, и выходы ее известны во многих участках измененных пород юго-западной части вулканического пояса. Она отмечается как самостоятельно в виде небольших по размерам зон (рч. Девокша), так и совместно с другими фациями вторичных кварцитов, занимающих довольно большие площади вулканических пород (рч. Маты, ручьи Кварцевый, Гаякит).

Вариации количественного соотношения минералов в данной фации еще более существенны, чем в предыдущей. Каолинит в ней либо встречается в виде мелких обособлений среди кварца, составляющих по площади 10—15%, либо образует сплошные выделения с островками кварца (фото 3). Время выделения каолинита, несмотря на это, повсюду одинаково —послекварцевое. Поэтому он, естественно выполняет интерстиции между его зернами, пустотки выщелачивания, образует прожилки и микропросечки в кварцевых образованиях. В некоторых случаях встречается и более поздний кварц, выделяющийся вместе с каолинитом. Морфологический характер зерен кварца в этой фации остается прежним — преимущественно изометричный с вариацией в размерах от тысячных до первых десятых долей миллиметра.

---

* Фотографии см. в разделе «Приложение».

Каолинит, помимо мелкозернистых (0,001—0,02 мм) агрегатов прихотливых по очертаниям зерен, образует крупные (до 1 мм) чешуйчатые обособления. Такие зерна отчетливо сдвойникованы, во многих из них — «альбитоподобные» полисинтетические двойники. В гнездовых обособлениях среди кварца отмечается увеличение размера зерен к центру гнезд и изменение формы выделений от неправильной или изометричной до листоватой или веерообразной. Показатель преломления каолинита достаточно стабилен и колеблется в узком диапазоне $Nm' = 1{,}559—1{,}562$.

Большинство выделений каолинита из различных участков распространения данной фации заверены рентгенометрически.

Монокварцевая фация — одна из наиболее широко развитых фаций вторичных кварцитов, за исключением кварц-серицитовой (гидрослюдистой). Обширное поле монокварциты занимают в бассейне рч. Амундакит. В меньшей мере они развиты по речкам Маты, Курикан и Калке. По внешнему облику это обычно плотные криптозернистые породы самых различных цветовых оттенков — от практически белого до разнообразных коричневато-красноватых как с постепенными, так и с резкими переходами между цветовыми разностями. Цвет монокварцитов обусловлен либо реликтовыми частичками глинистых минералов, наполняющих зерна кварца, либо новообразованиями гидроокислов железа, лейкоксена и рутила. В подавляющем большинстве случаев монокварциты, как показывают микроскопические исследования, равномернозернистые (фото 4). Размер зерен их не превышает первые тысячные доли миллиметра. Наблюдающаяся разнозернистость является следствием первичных текстурных особенностей пород (фото 5). В полосчатых породах отмечаются полосы разной зернистости, в порфировидных породах по вкрапленникам полевых шпатов развивается более крупнозернистый кварц и т. д. Кроме того, зернистость монокварцитов изменяется и по отношению к их осевой или центральной части. В этом случае по мере приближения к ней происходит постепенное укрупнение зернистости и даже ее нивелировка в случае разнозернистости монокварцитов. Одновременно с укрупнением зерен происходит изменение их морфологического облика. Происходит превращение их из удлиненно- или изометричнолапчатых (с причудливыми очертаниями границ между зернами) в удлиненно-призматические или изометричные, но с четкими контурами границ. Нередко отмечается тенденция к образованию сфероидальных зерен. Местами возникают пойкилитовые структуры, когда намечающиеся контуры более крупных (сотые доли миллиметра) зерен кварца включают более мелкие и в дальнейшем перерабатывают их. Наконец, в центральных частях развития монокварцевых фаций бывает трудно установить различие между метасоматическим кварцем и кварцем жильного выполнения, тем более, что с увеличением зернистости монокварцитов происходит очищение их от примесей-включений. Таким образом, морфологический облик и размер зерен монокварцитов в некоторой мере могут свидетельствовать о местоположении изучаемого образца относительно участка, занятого монокварцитами.

Кварц-гидрослюдистая (серицитовая) фация. Выделение ее именно под таким наименованием, видимо, чисто условное, поскольку достоверные находки гидрослюды в Охотском вулканическом поясе пока единичны, а при оптических исследованиях определить точную принадлежность слюдистых новообразований к гидрослюде, а не к серициту весьма затруднительно. Более того, при изучении фациальных разрезов устанавливаются иногда постепенные переходы гидрослюды в серицит, а затем в мусковит. В дальнейшем мы будем придерживаться данной терминологии, вслед за многочисленными исследователями Охотского вулканического пояса Л. Н. Пляшкевич, А. А. Сидоровым, В. И. Гончаровым и др. Описываемая фация пользуется самым широким распрост-

ранением. Она очень характерна для вторичных кварцитов бассейнов рек Курикан, Хотондье, Кетанды, верховьев р. Куйдусун, северо-западной части п-ова Лисянского и др. Количественные соотношения кварца и серицита (гидрослюды) варьируют в широких пределах — от первых процентов до 90—95%. Иногда содержание их резко меняется на очень небольшом интервале и даже в пределах одного штуфа. Положение гидрослюды в фации самое разнообразное: межзерновое — когда она окаймляет микрозерна кварца по принципу пленочного цемента; пятнистое — при полном псевдоморфном замещении ею вкрапленников полевых шпатов и темноцветных; полосчатое — как следствие первичной полосчатости пород. Но в основной массе оно неравномерное и по времени образования несколько более позднее, чем кварца. Правда, в начальные моменты развития по вкрапленникам породы происходит одновременное замещение последних кварцем и гидрослюдой (серицитом). Размер листочков гидрослюды также колеблется, но остается преимущественно в пределах тысячных долей миллиметра, укрупняясь лишь в участках, примыкающих к крупнозернистым частям монокварцевой фации, да в контактах с кварцевыми прожилками. В этом случае происходит не только укрупнение, но и переотложение гидрослюды и превращение ее в серицит-мусковитовый агрегат. Показатель преломления гидрослюды меняется, видимо, в зависимости от содержания не только воды, но и железа. У зернистых разностей он колеблется в пределах $Nm' = 1{,}593—1{,}600$. Гидрослюды с большими показателями характерны для фаций, развивающихся по дацитам и андезитам. Он также повышается в тех случаях, когда в породе отмечается гематит или другие окислы железа. В таких случаях переотложенный за счет гидрослюд мусковит (Амундакит) характеризовался более низким показателем преломления (гидрослюда $Nm' = 1{,}599$, мусковит $Nm' = 1{,}590$).

Кварц-адуляровая фация встречается не во всех массивах вторичных кварцитов, хотя в некоторых из них она развита довольно широко, преобладая над другими (Хаканджа, Маты, Аринда). В ней нет резких изменений в содержании минералов, составляющих основу фации. Содержание адуляра редко опускается ниже 40%, да и то лишь там, где данная формация развивается по андезитам. Это связано, по-видимому, с довольно высоким первоначальным содержанием калишпата в исходных кислых породах, подверженных изменению.

Другой особенностью является довольно равномерное распределение адуляра в породе и достаточно стабильный размер его зерен, обычно не выходящий за пределы сотых долей миллиметра. Резко увеличивается он (до 7—8 мм) лишь в призальбандовых частях с кварцевыми или кварц-адуляровыми прожилками, что связано, вероятней всего, с его переотложением или метасоматическим ростом, но уже в процессе околотрещинного метасоматоза. Адуляр образует две морфологические разновидности. Наиболее часто он встречается в виде идиоморфных ромбовидных кристаллов. Склонность к образованию кристаллов у адуляра проявляется даже в очень мелкозернистых агрегатах, не говоря уже о зернах с размерами в 0,01—0,03 мм. Вторая морфологическая разновидность — сфероидальная (фото 6). Сфероидальные адуляры характерны для тех массивов вторичных кварцитов, которые развились по первичным газонасыщенным пузыристым породам (Хаканджа, Курикан). В таких случаях сфероиды адуляра резко различаются по своим размерам (от 0,01 мм до 1—2 см) даже на весьма коротком интервале. Кроме того, по составу такие сфероиды нередко бывают сложными — обычно кварц-адуляровыми. Переотложение сфероидального адуляра в околожильных породах происходит в форме ромбовидных кристаллов. Кварц данной фации, в отличие от адуляра, сильно варьирует по своим размерам. При увеличении его зернистости ромбики адуляра захватываются им с образованием пойкилитовых структур, хотя в общем вза-

имоотношения между ними больше свидетельствуют о близком времени их образования.

Описанные минеральные фации вторичных кварцитов не встречаются изолированно друг от друга, а образуют целые гаммы взаимопереходов, обусловленных либо фациальной зональностью, либо наложением одних фаций на другие. В пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса фациальная зональность наиболее полно описана Л. Н. Пляшкевич, ею в вертикальной плоскости сверху вниз располагаются следующие фации: алунитовая → алунит-диккит-кварцевая → каолинитовая → гидроокислов железа и глин → монокварцевая → каолинит-кварцевая → гидрослюдисто-кварцевая → адуляро-кварцевая. Эта общая зональность выведена на основании фрагментарной зональности отдельных месторождений. В целом она должна отражать направленность процесса формирования вторичных кварцитов, хотя в отдельных рудопроявлениях и месторождениях могут быть частичные отклонения от такой последовательности, угнетенное развитие и даже выпадение отдельных фаций. Однако в этой схеме не совсем понятно двойное появление каолинитовой фации ниже и выше монокварцевой — как с точки зрения последовательности образования кварцитов, так и со стороны различия их между собой. Вызывает некоторое сомнение расположение гидрослюдисто-кварцевой фации выше кварц-адуляровой. По нашим данным, местоположение их обратное тому, которое приводит Л. Н. Пляшкевич. Следует заметить, что две последние характерны не только как фации вторичных кварцитов, они проявляются и как фации околожильного метасоматоза, непосредственно сопровождая процесс рудообразования и накладываясь на самые разнообразные фации вторичных кварцитов. Все это нередко осложняет картину фациальных переходов вторичных кварцитов, приводя к путанице в выделении фаций и последовательности их формирования. По нашим данным, схема фациальной зональности вторичных кварцитов выглядит несколько проще и представлена (снизу вверх) кварц-гидрослюдистой — кварц-адуляровой — монокварцевой — кварц-каолинитовой — кварц-алунитовой фациями. Причем даже в случае полного разреза отмечается преимущественное развитие двух-трех фаций при незначительном проявлении других. Кроме того, может вообще происходить выпадение отдельных фаций, особенно это относится к адуляро-кварцевой и алунитовой. Отсутствие последней на подавляющем большинстве обнаруженных к настоящему времени массивов вторичных кварцитов в Охотско-Чукотском вулканическом поясе связано, видимо, с малой ролью в данном районе сульфатных вод. Наличие же различных типов вод — гидрокарбонатно-хлоридных и сульфатных — в районах современного вулканизма подтверждается многими исследователями (Набоко, 1961; 1963; Власов, Василевский, 1962; и др.).

Для выделенных фаций вторичных кварцитов характерна и горизонтальная зональность, но она выражена менее отчетливо, на что указывает и Л. Н. Пляшкевич. Последовательность их смены от осевых частей аналогична зональности сверху вниз. Как и для районов Камчатки (Власов, Василевский, 1962), для изученного района характерно выпадение с глубиной внутренних фаций.

Горизонтальная фациальная зональность в той или иной степени характерна для большинства изученных массивов вторичных кварцитов. В Маты-Куриканской зоне наблюдается зональность от монокварцевой фации через адуляро-кварцевую к гидрослюдисто-кварцевой, в некоторых участках в осевых частях каолинито-кварцевая. По мере движения на юг, в бассейне рч. Курикан все большим развитием пользуется гидрослюдисто-кварцевая фация, что свидетельствует, вероятно, об увеличении в этом направлении глубины эрозионного среза. Подобная же зональность, но с интенсивным развитием монокварцевой фации характерна для бассейна рч. Амундакит, с адуляро-кварцевой фацией — для бас-

сейна рч. Аринда, гидрослюдисто-кварцевой — для бассейна рч. Хотондье.

Для района среднего течения руч. Гаякит, левого притока Ульи, характерно широкое развитие на верхнем эрозионном уровне алунито-кварцевой фации с переходом ее в каолинит-кварцевую и затем в гидрослюдисто-кварцевую. В нижних участках разреза мощность алунито-кварцевой фации сокращается и к осевой части массива вторичных кварцитов уже примыкает каолинит-кварцевая фация (см. рис. 2). По ручьям Осеннему и Кварцевому на верхнем гипсометрическом уровне в осевой части развиваются моноквацевые и адуляро-кварцевые фации с гидрослюдисто-кварцевой фацией на периферии, которая характерна в основном для нижнего уровня осевой части массива. Таким образом, распространение той или иной фации вторичных кварцитов и проявление горизонтальной зональности на данном гипсометрическом уровне может свидетельствовать об относительной глубине эрозионного среза массива вторичных кварцитов.

СООТНОШЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ, ПРОПИЛИТОВ, ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД

Решению данного вопроса в настоящее время уделяется все больше внимания со стороны исследователей, занимающихся изучением вулканогенных областей и развитого здесь оруденения. Фактический материал по ряду районов СССР показывает, что намечаются постепенные переходы между вторичными кварцитами и пропилитами. При этом пропилиты с одной стороны имеют переходы к высокотемпературным, так называемым околоинтрузивным, или приконтактовым, вторичным кварцитам, с андалузитовыми, корундовыми и диаспоровыми фациями, закономерно располагаясь выше интрузий. Наиболее характерно это для вторичных кварцитов Казахстана (Наковник, 1968; Гаврикова, 1969). Более многочисленны примеры переходов приповерхностных вторичных кварцитов с алунитовой, каолинитовой, диккитовой, моноквацевой и кварц-гидрослюдистой фациями в пропилитизированные породы. Такие данные приводятся для Камчатки (Власов, Василевский, 1962; Набоко, Пийп, 1961; Аверьянов, 1965; Апрелков, Харченко, 1968; Русинов, 1970), Казахстана (Наковник, 1968; Гражданцев, Ерилов, 1968) и Северо-Востока СССР (Пляшкевич, 1969; Еремин, 1971). Более редки случаи полных разрезов перехода приконтактовых кварцитов через пропилиты к приповерхностным кварцитам, которые приводятся В. И. Суховым (1967). В отдельных случаях освещаются данные о переходе приповерхностных кварцитов непосредственно к приконтактовым (Коренбаум, 1968). Описанные выше случаи взаимоотношений вторичных кварцитов и пропилитов рассматриваются О. П. Ушаковым (1970) с позиций глубинности становления интрузивных тел, с которыми он генетически связывает изменения, и влияния термодинамических барьеров на состояние флюида. В связи с этим участки земной коры с неодинаковой глубиной становления интрузий имеют различные типы вертикальной зональности гидротермального метаморфизма (Ушаков, 1970). Различия в геолого-тектоническом строении различных регионов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса обусловливают различия и в формах проявления магматизма и оруденения. В пределах Ульинской наложенной впадины и особенно в ее центральной, наиболее прогнутой части мы имеем сочетание преимущественно эффузивного и субвулканического магматизма. Напротив, в условиях Охото-Кухтуйского поднятия наблюдается проявление, главным образом, интру-

зивного магматизма малых глубин при угнетенном развитии вулканогенных пород. В областях, переходных между этими диаметрально различными в тектоническом отношении районами, фиксируется более равномерное сочетание различных типов магматизма.

Отмеченные выше участки, по данным предыдущих исследователей (Самозванцева, Минц, Егоров, Корольков и др.) и наших работ, характеризуются и различным оруденением. Так, в пределах Ульинской впадины в подавляющем большинстве случаев наблюдаются приповерхностные кварциты с присущими им минеральными фациями и наложенным золото-серебряным оруденением жильного типа. Реже отмечаются переходы кварцитов в пропилиты низкотемпературных фаций. В областях замыкания впадины, в ее периферических частях (бассейны речек Кетанды, Урака), чаще встречаются участки локально развитых пропилитов, возрастает роль приконтактовых высокоглиноземистых кварцитов, реже встречаются приповерхностные кварциты с более сжатым вертикальным диапазоном развития минеральных фаций. Золотое оруденение имеет более разнообразный характер по своему положению и минеральным ассоциациям (бóльшая сульфидность жил, появление висмутовых минералов). Наконец, в пределах Охото-Кухтуйского выступа процессы пропилитизации и образования вторичных кварцитов проявлены слабее. Но оруденение более разнообразно. Наряду с золотой минерализацией проявлена оловянная, молибденовая, реже вольфрамовая, нередко совмещенные с золотой. Возрастает роль золотоносных висмутовых ассоциаций. Эти данные, безусловно, следует учитывать при поисковых работах в пределах вулканогенного пояса, в районах различного тектонического строения.

Вопрос о взаимоотношении золотого и золото-серебряного оруденения с вторичными кварцитами и пропилитами, по нашему мнению, решается однозначно. Большинство исследователей (Пляшкевич, Сидоров, 1963; Воларович, Казаринов, 1968; Сидоров, Найбородин, 1968; Щербаков, 1960; Югай, 1967; Еремин, 1970; Власов, Борисов, 1970) признают, что продуктивная минерализация наложена на предшествующее ей гидротермальное изменение. Причем М. М. Василевский (1970) считает, что разрыв между изменением и оруденением увеличивается с увеличением возраста изменения и, например, для пропилитов и оруденения верхнепалеозойского возраста достигает 30 млн. лет. Рудоносности самих гидротермально измененных пород внимания уделяется недостаточно, поскольку считается, что продуктивность их низка, хотя и не отрицается сингенетичность некоторых руд с процессами изменения. Так, М. М. Василевский (1970) указывает на синметасоматические с пропилитами серноколчеданные залежи и прожилковое (кварц-эпидотовые с халькопиритом прожилки) медное оруденение, хотя и не имеющее промышленного значения. Признается синметасоматичность вторичным кварцитам пиритизации. Тем не менее вопрос о рудоносности различных типов пород имеет не столько прямой, сколько косвенный практический интерес в связи с решением вопроса об источнике вещества, геохимической и металлогенической специализации магматических пород и связи с ними оруденения. Поэтому ниже коротко остановимся на минералого-геохимических особенностях синметасоматического с гидротермальным метаморфизмом оруденения.

Наиболее характерным для вторичных кварцитов рудным минералом является пирит. Он постоянно встречается с кварц-серицитовой (гидрослюдистой) фацией вторичных кварцитов, где образует как редкую рассеянную вкрапленность, так и более значительную (до 10—15%) концентрацию. Пиритизация показательна также для кварц-алунитовой фации кварцитов, а в ряде случаев — и для кварц-каолинитовой, обычно связанной в таких случаях фациальными переходами с предыдущей фацией. Интенсивность пиритизации в этих фациях иногда

значительна (до 50—60% пирита). Очень редко отмечается этот процесс в связи с монокварцитами и кварц-адуляровыми метасоматитами. Размер вкрапленности пирита варьирует в очень широких пределах — от тысячных долей миллиметра до 2—3 мм, а по форме — от неправильных и изометричных зерен до хорошо ограненных кристаллов кубической или пентагондодекаэдрической формы. Отмечаются все стадии образования пирита — от зародышевых до кристаллографически оформленных. Очень типичны каемки вокруг нерудных минералов, в том числе измененных вкрапленников исходной породы. Отмечаются случаи образования псевдоморфоз по магнетиту (октаэдрические формы пирита) и ильмениту с переотложением высвободившегося титана в виде лейкоксена внутри пирита или же в виде оторочек около метакристаллов его.

Взаимоотношения с новообразованиями кварца, серицита (гидрослюды), каолинита и алунита самые разнообразные. Наряду с зернами с рубашками этих минералов имеются более поздние скопления в виде линз или бескорневых тонких просечек, ассоциирующихся с более поздним кварцем. Метасоматические кристаллы пирита хорошо травятся концентрированной HNO_3, выявляя при этом зональность с чередованием чистых и насыщенных тончайших включениями зон. При наложении на метасоматиты с пиритом более поздней жильной минерализации в участках, прилегающих к жилам, наблюдается нарастание на ранние метакристаллы пирита его новообразований, причем кристаллографические формы последнего совершенно иные (фото 7), более простые, обычно стремящиеся к кубу. Обособленные зерна новообразованного пирита незональны.

Из табл. 1 видно, что состав пирита довольно стабилен, особенно в отношении Fe : S, что, видимо, свидетельствует о сходных условиях их образования.

Совместно с пиритом в кварц-каолинитовой и кварц-алунитовой фациях вторичных кварцитов Ульинской впадины (среднее течение руч. Гаякит) обнаружены редкие минералы, не встречавшиеся ранее в подобных образованиях на Северо-Востоке СССР. К числу этих минералов относятся колорадоит, теннантит и кубанит.

Колорадоит наблюдается в тесной ассоциации с халькопиритом, образуя с ним тесно сросшиеся агрегаты (фото 8) неправильной формы, выполняющие пустотки выщелачивания. Такие агрегаты нередко обрастают зерна пирита. При этом к пириту примыкает зона, обогащенная колорадоитом. Минерал изотропный, по отражательной способности несколько выше блеклой руды, травится только HNO_3 (в том числе и 1 : 1) с развитием коричневой побежалости.

Теннантит тяготеет к каолинит-алунитовым участкам, богатым вкрапленностью пирита, где образует гнездообразные скопления размером до 1 см. Размер зерен, слагающих гнезда, до 1 мм. Многие зерна зональны (травленные концентрированной HNO_3). В теннантите в виде неправильных или пластинчатых участков располагается кубанит, а в межзерновых промежутках — мелкая (тысячные доли миллиметра) угловатая вкрапленность галенита и халькопирита,

Таблица 1

Состав пирита из кварц-серицитовых метасоматитов разных участков Куйдусунской впадины

Fe	S	As	Ni	Co	Сумма	Формула
46,30	52,79	0,45	0,042	—	99,582	$FeS_{1,992}As_{0,07}$
46,18	53,24	1,35	0,042	0,012	100,824	$FeS_{2,001}As_{0,02}$

содержащего (иногда до 60% от площади зерна) включения дендритов валлериита.

Кубанит довольно отчетливо выделяется на сером фоне теннантита своей бледно-розовой окраской. Отчетливо анизотропный, со слабым цветным эффектом в розовато-коричневых тонах, отражательная способность примерно халькопиритовая. Диагностика кубанита как колорадонта и теннантита подтверждена рентгенометрическим анализом. Судя по взаимоотношению с теннантитом (включения в виде пластинок, неправильные сростки, отсутствие коррозионных границ), выделение их одновременное.

Тесные срастания теннантита и кубанита, помимо основных компонентов Cu, As, Fe, содержатся, по данным спектрального анализа (%): Sb ~ 1; Zn, Pb ~ 0,01—0,1; Sn — 0,03; Ag — 0,003.

Синметасоматическая пиритизация отмечается и в связи с пропилитами, хотя и не очень обильная, как во вторичных кварцитах. Из всех фаций пропилитов она более характерна для низкотемпературных — серицит-карбонатной и серицит-карбонат-хлоритовой, в которых пирит образует как рассеянную, так и сгустковую вкрапленность с размером отдельных гнезд до 3 мм, с широкой дисперсией размеров зерен (от тысячных долей до 1—2 мм) и их кристаллографической огранки. В большинстве случаев отмечается псевдоморфное развитие пирита по вкрапленникам темноцветных в ассоциации с карбонатом или серицитом. Как и во вторичных кварцитах, при наложении на пиритсодержащие пропилиты прожилковой минерализации происходит нарастание новообразований пирита на более ранние, служащие в качестве центров кристаллизации. В крупных по размеру (до 5 мм) и незональных новообразованиях пирита отмечается иногда до 5—6 включений зерен раннего зонального пирита.

Спектральный анализ пиритов из различных фаций вторичных кварцитов и пропилитов показывает, что в пределах одного района (например, Ульинской или Куйдусунской впадины) качественный набор элементов-примесей в пиритах достаточно стабилен. В то же время пириты разных районов отличаются между собой по количеству отдельных элементов, частоте встречаемости их, при сравнении как однотипных фаций, так и в целом гидротермально измененных пород (табл. 2). Например, отчетливо заметно более высокое содержание мышьяка и свинца при 100% их встречаемости и повышенные количества цинка и серебра в пиритах Куйдусунской впадины как в эпидот-карбонат-хлоритовой фации пропилитов и в кварц-серицитовой (гидрослюдистой) фации вторичных кварцитов, так и, в целом, по измененным породам района. Напротив, пириты Ульинской впадины характеризуются повышенными содержаниями марганца, титана и меди. В содержании и частоте встречаемости кобальта и никеля различия менее значимы.

Наряду с различиями имеются некоторые общие тенденции в содержании отдельных элементов для пиритов обоих районов. Так, пириты кварц-серицитовой фации в обоих районах имеют более широкий спектр элементов-примесей. В них отмечается примесь сурьмы, олова, висмута и молибдена. Для пиритов эпидотовых фаций характерно обогащение свинцом и цинком, что особенно свойственно пиритам Куйдусунской впадины. Эта особенность находит свое выражение в присутствии галенит-сфалеритового синметасоматического оруденения. Таким образом, можно заметить, что распределение элементов-примесей в пиритах отражает, с одной стороны, специфику минерализации района, а с другой — общие особенности формирования различных фаций гидротермального метаморфизма.

В Куйдусунской впадине встречены также зоны пропилитизации с синметасоматическим галенит-сфалеритовым и пирротин-сфалерит-галенитовым оруденением.

Таблица 2

Среднее содержание элементов-примесей в пиритах из различных фаций гидротермального метаморфизма

Элемент	Ульинская впадина					Куйдусунская впадина					Среднее Улья/Куйдусун
	Эп+Карб+Хл. (3)*	Кв+Сер. (5)	Моноквц. (3)	Кв.+Каол.(4)	Кв+Алун.(4)	Эп.+Карб.+Хл.(2)	Карб.+Сер.+Хл.(2)	Карб.+Сер. (3)	Кв.+Сер. (6)	Кв+Каол. (2)	
As	0,04	0,035** / 2	0,083	0,017 / 3	0,033 / 3	0,02	0,04	0,025	0,095	0,3	0,042 / 0,096
Mn	0,0077	0,0042	0,0077	0,0015	0,0038	0,013	0,0035	0,002	0,003	0,002	0,0062 / 0,0046
Pb	0,0065 / 2	0,0045 / 4	0,0083	0,003 / 1	0,0125 / 2	0,11	0,004	0,005	0,0072	0,004	0,0087 / 0,020
Ti	0,11	0,059	0,078	0,0105	0,032	0,003	0,013	0,03	0,12	0,004	0,072 / 0,040
Cu	0,004	0,0214	0,003	0,0115	0,020	0,003	0,007	0,003	0,0015	0,0007	0,015 / 0,0043
Ag	—	0,0001 / 1	—	—	—	0,001 / 1	0,0001 / 1	0,0001 / 1	0,0003 / 5	0,0002 / 1	—
Zn	0,0053	0,004 / 4	—	0,003 / 2	0,003 / 1	0,05	0,003 / 1	0,004 / 1	0,011 / 3	0,003 / 1	0,0038 / 0,018
Co	0,0013	0,0013 / 3	0,001 / 2	—	—	0,002	0,001 / 1	0,002 / 1	0,001 / 1	0,001 / —	0,0012 / 0,0016
Ni	0,001 / 1	0,002	0,0035 / 2	0,0015 / 2	—	0,002	0,001	0,0015 / 2	0,001 / 4	0,001 / 1	0,002 / 0,0013
Sb	—	—	0,01 / 2	—	—	—	—	0,025 / 2	—	—	—
Sn	—	0,0015 / 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	—	0,001 / 1	0,001 / 1	—	—	—	—	—	—	—	—
Mo	—	0,02 / 1		0,0002 / 1	—	—	—	—	0,001 / 1	—	—

* Количество анализированных проб.

** Числитель — среднее содержание, знаменатель — количество проб, в которых встречен элемент, отсутствие знаменателя — 100% встречаемости.

Галенит-сфалеритовое оруденение зафиксировано по руч. Бурливому среди эпидот-актинолит-альбитовой фации пропилитов, развивающихся по осадочным породам перми, недалеко от выходов эффузивных пород. Степень насыщенности пропилитов рудными минералами различна — от незначительной до 20—30%. В участках развития фации с крупнозернистым строением возрастает зернистость рудных минералов. О близком времени образования сульфидов и пропилитов свидетельствуют факты обрастания более ранних выделений сфалерита и галенита иголочками эпидота. Эпидот-актинолитовые агрегаты из участков без микроскопической вкрапленности этих минералов содержат свинец и цинк (0,02—0,05%), а также характерные для сфалерита и галенита олово и висмут (0,001%). Все это, вместе взятое, наряду с отсутствием жильных образований позволяет считать галенит-сфалеритовое оруденение синметасоматическим эпидот-актинолит-альбитовому изменению.

Интересно, что тесно сросшиеся мелкозернистые (0,1—1 мм, в среднем 0,3 мм) агрегаты сфалерита и галенита состоят из их кристаллов. Сфалерит образует прекрасные дидодекаэдрические кристаллы, а галенит—кристаллы, сочетающие грани куба и октаэдра. Медово-желтый маложелезистый сфалерит (Fe—1,76%) содержит 0,062% кадмия, а из элементов-примесей в нем отмечается (%) индий (0,02), висмут, серебро (0,005), олово (0,001). В галените химическим анализом (ЦНИГРИ) установлено 0,074% серебра и 0,035—висмута, а спектральным анализом примесь индия (0,01%), олова и теллура (0,001%).

Пирротин-сфалерит-галенитовое оруденение, расположенное в бассейне руч. Радужного (рч. Делькю-Куйдусунская), приурочено к эпидот-актинолитовой фации пропилитов, развивающейся по андезитам. От вышеописанного рудопроявления отличается присутствием более раннего пирротина с железистым сфалеритом.

В пропилитах Ульинской впадины среди эпидот-карбонат-хлоритовой фации встречены (рч. Девокша) кварц-эпидот-хлорит-карбонатные прожилки с мелкой вкрапленностью (до 1 мм) халькопирита и борнита в зальбандовых частях. Такие прожилки Д. С. Коржинский (1959) и М. М. Василевский (1970) считают синметасоматическими фациями, в которых они залегают.

Кроме того, в Ульинской впадине как среди пропилитов, так и среди вторичных кварцитов отмечается гематитовое оруденение. В пропилитах (бассейн рч. Нудуми) последнее образует кварц-эпидотовые прожилки с иголочками гематита в зальбандах. По своему положению они совершенно идентичны вышеописанным кварц-эпидот-хлоритовым прожилкам с халькопиритом и также, по-видимому, являются синметасоматическими. Гематит, по данным спектрального анализа, содержит следующие элементы-примеси (%): марганец, цинк (0,01—0,02), медь, галлий (0,007), свинец (0,005), никель (0,001), молибден (0,0001—0,0002).

Во вторичных кварцитах (рч. Амундакит) гематит образует как редкую распыленную вкрапленность, так и сгустки линзовидной формы с расплывчатыми контурами. Приурочен он к монокварцевой фации и представлен спутанно-волокнистыми агрегатами в многочисленных пустотках выщелачивания. Размер гнездовых обособлений гематита до 10—15 см, а отдельных иголочек—до 1 мм. По содержанию элементов-примесей гематит вторичных кварцитов сходен с гематитом пропилитов, хотя места их находок значительно удалены друг от друга. В нем обнаружены (%): марганец, цинк, мышьяк (0,01—0,03), галлий, титан (0,005), никель (0,001), медь, молибден, бериллий (0,0002—0,0007); интересно довольно высокое (0,5) содержание вольфрама. В рудной пробе здесь отмечаются единичные зерна шеелита.

Золотоносность гидротермально метаморфизованных пород практического интереса не представляет. Однако она позволяет судить о воз-

можном источнике золота в рудных телах месторождений и служит в некоторой мере индикатором (табл. 3). Золотоносность минеральных фаций изменяется как в пределах одного участка измененных пород, так и в различных участках. Варьирует также частота встречаемости и пределы колебаний. Так, в массиве вторичных кварцитов по рч. Маты наиболее золотоносна кварц-серицит-адуляровая фация, а наименее — монокварцевая. В массиве вторичных кварцитов в бассейне рч. Курикан, расположенном южнее вышеназванного массива, но в той же Маты-Куриканской зоне разломов, повышенной золотоносностью обладает кварц-серицитовая (гидрослюдистая) фация. По сравнению с кварц-адуляровой повышена золотоносность монокварцевой фации. Кстати, она максимальна здесь по сравнению со всеми монокварцевыми фациями массивов вторичных кварцитов. Без специальных исследований трудно говорить о зависимости между золотоносностью рудных тел и золотоносностью различных фаций вторичных кварцитов. По имеющимся отрывочным данным, можно предполагать, что широкая дисперсия содержаний или ровный, но повышенный фон будут свидетельствовать о перспективности рудных тел, залегающих среди вторичных кварцитов.

Неодинакова золотоносность и фаций пропилитов, которая изменяется также в различных районах. Так, наиболее золотоносны пропилиты эпидот-альбит-карбонатной фации Охото-Кухтуйского поднятия, где также широки дисперсия содержания золота и частота встречаемости. Менее золотоносна эта фация в Ульинской впадине. Кварц-серицитовая фация, имеющая постепенные переходы к другим фациям пропилитов, обладает повышенной золотоносностью и сходна с одноименной фацией вторичных кварцитов (табл. 5). Многими исследователями кварц-серицитовая фация считается связующей между пропилитами и вторичными кварцитами. Это подтверждается не только идентичным характером развития минералов данной фации по породам, но и золотоносностью ее.

В общем по изученным участкам намечается тенденция повышения золотоносности от эпидот-альбит-карбонатной к кварц-серицитовой и ее дальнейшее снижение к кварц-каолинитовой, а по данным других исследователей также и кварц-алунитовой (табл. 6). В ряде работ (Воларович, 1968; Гражданцев, Ерилов, 1968) также отмечается повышенная золотоносность кварц-серицитовой фации и приуроченность к ней золоторудных тел (Воин, Михайлова, Щепотьев, 1971).

Данные о золотоносности различных фаций и сравнение их с данными по золотоносности неизмененных вулканогенных пород позволяют подойти к вопросу об источнике золота. В настоящее время все еще делается попытка объяснения концентрации золота в рудах за счет заимствования его из вмещающих пород (Рослякова, 1970; Найбородин, 1971). При этом ссылаются на данные по обеднению золотом прилегающих к жиле зон и корреляцию с этими зонами наиболее богатых золотом участков. Однако выведение таких коррелятивных зависимостей возможно только в том случае, если вопрос рассматривать с точки зрения синхронности образования измененных пород и рудных тел. Тем не менее почти всеми признается наложенный характер рудных тел на измененные породы. Кроме того, почти не придается значения околожильным изменениям, более тесно связанным с гидротермальным процессом, в результате чего происходит наложение их на различные фации вторичных кварцитов и пропилитов, в связи с этим,— обеднение прилегающих к рудному телу зон золотом и другими компонентами за счет их выноса. Но и в таком случае вероятнее всего не мгновенная фиксация золота в рудном теле, а скорее транспортировка его в более верхние горизонты.

Таблица 3

Золотоносность минеральных фаций массивов вторичных кварцитов, г/т

Массив	Фация				
	кварц-серицитовая	кварц-серицит-адуляровая	кварц-адуляровая	монокварцевая	кварц-каолинитовая
Маты	—	0,001—0,60 / 9 — 0,1225	0,002—0,3 / 13 — 0,055	0,002—0,006 / 2 — 0,004	—
Курикан	0,001—1,0 / 12 — 0,1616*	Не обн. / 2	0,002—0,03 / 6 — 0,008	0,006—0,1 / 5 — 0,0384	—
Аринда	0,03—1,0 / 2 — 0,515	Не обн. / 2	0,002 / 4 — 0,002	0,001—0,006 / 5 — 0,0034	—
Амундакит	Не обн. / 2	Не обн. / 1	Не обн. / 2	0,002—0,006 / 6 — 0,004	—
Хотонтье	0,002—0,06 / 6 — 0,0153	Не обн. / 1	—	0,002—0,06 / 2 — 0,031	—
Хаканджа	0,06	0,006—0,02 / 2 — 0,013	0,006—0,02 / 8 — 0,0117	—	—
Кварцевый	0,01—0,06 / 6 — 0,027	0,006 / 2 — 0,006	0,006—0,01 / 2 — 0,008	0,002 / 2 — 0,002	0,002—0,03 / 8 — 0,007

* Числитель дроби — пределы колебаний содержаний золота, знаменатель — число проб; число рядом с дробью — среднее содержание. Анализы выполнены в лабораториях ЦНИГРИ и Якутского геологического управления.

Таблица 4

Золотоносность минеральных фаций пропилитов разных районов, г/т

Районы развития	Фации				
	эпидот-альбит-карбонатная	карбонат-хлоритовая	карбонат-серицит-хлоритовая	серицит-карбонатная	кварц-серицитовая
Куйдусунская впадина	$\frac{0{,}002—0{,}01}{3}$ 0,006	—	$\frac{0{,}002}{4}$ 0,002	$\frac{0{,}002}{5}$ 0,002	$\frac{0{,}002—0{,}6}{12}$ 0,0954
Охото-Кухтуйское поднятие . . .	$\frac{0{,}006—0{,}03}{4}$ 0,011	—	$\frac{0{,}002—0{,}01}{2}$ 0,006	$\frac{0{,}002—0{,}06}{2}$ 0,031	$\frac{0{,}002—0{,}6}{6}$ 0,113
Ульинская впадина	$\frac{0{,}002—0{,}006}{3}$ 0,0033	—	—	—	—
Нют-Ульбейский массив	$\frac{0{,}002—0{,}01}{9}$ 0,0075	$\frac{0{,}004—0{,}05}{3}$ 0,014	—	$\frac{0{,}01—0{,}06}{2}$ 0,035	$\frac{0{,}006—0{,}3}{5}$ 0,0664

* Условные обозначения см. в табл. 3.

Золотоносность неизмененных вулканогенных пород очень низкая и составляет 0,5—0,8 кларка, свойственного породам данного состава (см. табл. 6). Таким образом, золотоносность даже самой бедной карбонат-серицит-хлоритовой фации в 1,5—2 раза выше независимо от того, по каким породам она развивается. А золотоносность кварц-серицитовой фации возрастает в 40—60 раз по сравнению с золотоносностью неизмененных пород. Следовательно, говорить о заимствовании золота из неизмененных эффузивов и перераспределении его в различных фациях вторичных кварцитов не имеет смысла, так как во все, даже сравнительно мало измененные фации, происходит привнос золота. Приходится признать, что источник золота имеет более глубинный характер.

Взаимоотношения пропилитов, вторичных кварцитов и золотосеребряного оруденения между собой показывают, что они являются последовательными звеньями единого, длительно эволюционирующего рудообразующего раствора. В то же время взаимоотношения их с вулканогенными породами убеждают нас в том, что с последними они находятся в парагенетических связях, как производные общего магмо-рудогенерирующего очага.

Как показывают исследования в областях современного вулканизма, большую роль в возникновении фациальной зональности пропилитов, вторичных кварцитов и наложения на измененные породы оруденения играет взаимодействие эндогенных эманаций с метеорными водами (Набоко, 1963). Безусловно, не меньшее значение имели парово-газовые эманации и в областях более древнего вулканизма, на конечных этапах эволюции магматического очага. Проникновение их вдоль трещиноватых зон

Таблица 5

Золотоносность минеральных фаций пропилитов, вторичных кварцитов и неизмененных пород

Минерал	Фация гидротермального метаморфизма	n	X	S^2
Пропилиты	Эпидот-альбит-карбонатная	16	0,0082	0,00005
	Карбонат-хлоритовая	3	0,014	0,0002
	Карбонат-серицит-хлоритовая	6	0,0033	0,00001
	Серицит-карбонатная	7	0,020	0,00076
	Кварц-серицитовая	28	0,094	0,0378
Вторичные кварциты	Кварц-серицитовая	24	0,095	0,0526
	Кварц-серицит-адуляровая	11	0,048	0,0059
	Кварц-адуляровая	29	0,018	0,0015
	Монокварцевая	23	0,007	0,000148
	Кварц-каолинитовая	8	0,007	0,0001
Неизмененные эффузивы	Липариты и трахилипариты уракской свиты	57	0,00154	0,00000097
	Андезиты хетанинской свиты	31	0,0025	0,0000039
	Липариты, дациты амкинской свиты	39	0,002	0,0000026

Примечание. n — количество анализированных проб; X — среднее содержание; S^2 — дисперсия содержаний.

вызывало процессы изменения в различных фациях пропилитов. Наличием постоянного в смеси газов сероводорода, при реакции его с имеющимся в избыточном количестве железом, объясняется синметасоматическая пиритизация в пропилитах. При встрече парово-газовых эманаций с метеорными водами происходило растворение их в последних с повышением реакционной способности вод к процессам выщелачивания и замещения вследствие резкого повышения их кислотного характера. Отсюда смена хлорит-карбонатной фации пропилитов кварц-серицитовыми метасоматитами, формирующимися в условиях пониженного pH. Участие метеорных вод в образовании вторичных кварцитов является причиной их площадного развития по сравнению с относительно локально проявленной пропилитизацией. Смешение эндогенных эманаций с метеорными водами приводило к растворению в них газов, в том числе и сероводорода, что вызывало образование совместно с различными фациями вторичных кварцитов, а главным образом кварц-серицитовой, различных сульфидов. В результате в измененных породах иногда наблюдается довольно интересная пиритизация, а нередко встречаются и другие сульфиды — халькопирит, галенит, теннантит, кубанит, молибденит, антимонит. Вероятно, присутствием этих тонкорассеянных сульфидов объясняется порой повышенное содержание во вторичных кварцитах — свинца, цинка, молибдена, сурьмы и т. д.

Очевидно, что дальнейшей ступенью эволюции магмо-, рудогенерирующего очага является конденсация парово-газовых эманаций в гидротермальные растворы. Действие этих растворов обусловливало жильный характер минерализации, приуроченной исключительно к наиболее трещиноватым зонам, служившим ранее путями интенсивного перемещения парово-газовых эманаций и потому являющимся участками наиболее измененных пород. Изменение путей циркуляции растворов вследствие тектонической активности приводило к наложению гидротермального оруденения и на менее измененные породы. Однако это лишь частный случай, поскольку трещинные зоны локализуются в пределах долгоживущих разломов и практически постоянно являются флюидопроводниками.

Уровень образования кварц-серицитовых метасоматитов, видимо, соответствовал уровню грунтовых вод. Смешение на данном участке

горячих ювенильных вод с относительно холодными метеорными водами, а также снижение гидростатического давления вызывало дегазацию гидротермального раствора и массовое выпадение минералов.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянов И. П. Об алуните измененных пород хребта Вернадского на о. Парамушир (Курильские острова). — «Геол. рудных месторождений», 1965, № 2, с. 102—106.

Апрелков С. Е., Харченко Ю. И. Золото-полиметаллические и золото-серебряные рудопроявления Южной Камчатки. — «Геол. рудных месторождений», 1968, № 5, с. 109—112.

Василевский М. М. Взаимоотношения пропилитизации и оруденения. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 115—121.

Власов Г. М. Условия образования золото-серебряных месторождений пропилитовой формации и их отношение к интрузивным и эффузивным породам. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1963, с. 50—53.

Власов Г. М., Василевский М. М. Генезис и взаимоотношение рудных формаций вторичных кварцитов и пропилитов срединного Камчатского хребта.— «Вопр. вулканизма», 1962, с. 286—293.

Власов Г. М., Борисов О. Г. Взаимоотношения вторичных кварцитов с рудами. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 99—103.

Воин М. И., Михайлова М. С., Щепотьев Ю. М. Особенности изменения с глубиной характера близповерхностного золотого оруденения, связанного с вулканогенными формациями. — В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971, с. 69—72.

Воларович Г. П. Золотое оруденение, связанное с мезокайнозойскими вулканогенными формациями и закономерности его размещения. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 89—91.

Воларович Г. П., Казаринов А. И. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов, с. 15—27. (Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 79).

Гаврикова С. Н. Основные парагенетические ассоциации вторичных кварцитов Северного Прибалхашья и условия их образования. — «Геол. рудн. месторождений», 1971, № 1, с. 44—53.

Гражданцев Н. Г., Ерилов Г. М. О морфологическом и фациальном контроле богатого золотого оруденения во вторичных кварцитах Северного Прибалхашья и Южной Джунгарии. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. 1968, вып. 1, Алма-Ата, с. 83—85.

Григорьев Л. С., Коген В. С., Русинов В. Л. Золотоносные пропилиты центральной части Станового хребта. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 2, с. 87—97.

Еремин Р. А. Взаимосвязь адуляризации и золото-серебряного оруденения на примере рудопроявления Финиш (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). — «Геол. и геофиз.», 1970, № 2, с. 34—40.

Еремин Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1971. 28 с.

Коржинский А. Ф. Особенности пропилитизации неогеновых вулканитов Закарпатья. — В кн.: Вулканиты и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Львов, 1969, с. 32—34.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.

Коренбаум В. С. К вопросу о классификации месторождений, связанных с эффузивами. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 122—126.

Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. — «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», 1961, вып. 19, с. 12—33.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., «Наука», 1963. 171 с.

Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканогенных пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка).— «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», 1961, вып. 19, с. 34—41.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1968. 334 с.

Найбородин В. И. Минералого-геохимические особенности и некоторые черты генезиса близповерхностного золото-серебряного оруденения. Автореф. канд. дисс. М., 1971. 27 с.

Пляшкевич Л. Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, с. 109—112.

Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Проявление эпитермального золотого и золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1963, с. 57—61.

Рослякова Н. В. Поведение золота в гидротермальном процессе образования Берикульского золоторудного месторождения. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970. 27 с.

Русинов В. Л. Некоторые особенности пропилитов субвулканической и приповерхностной фации глубинности. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 121—131.

Сидоров А. А., Найбородин В. И. О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 1, с. 188—191.

Сухов В. И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экструзивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья. — «Советская геология», 1967, № 4, с. 45—56.

Ушаков О. П. К вопросу о пространственном и временном взаимоотношении некоторых типов гидротермально измененных пород. — «Зап. ВМО», 1970, ч. 99, вып. 6, с. 650—656.

Щербаков Ю. Г. О некоторых особенностях золоторудных месторождений Трансильвании. — «Геол. и геофиз.», 1960, № 6, с. 134—138.

Югай Т. А. Генетические группы третичных золоторудных проявлений в вулканических формациях Нижнего Приамурья. — «Геол. руд. месторождений», 1967, № 3, с. 79—81.

ПРИЛОЖЕНИЕ

К СТ. Ю. Д. НЕДОСЕКИНА «ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ» «НЮТ-УЛЬБЕЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА»

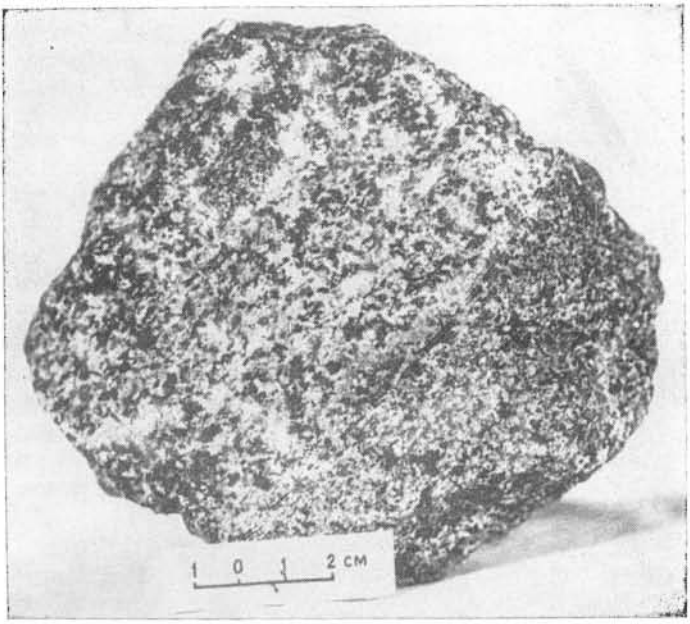


Фото 1. Контакт кварцевых диоритов с габбро-диоритами.

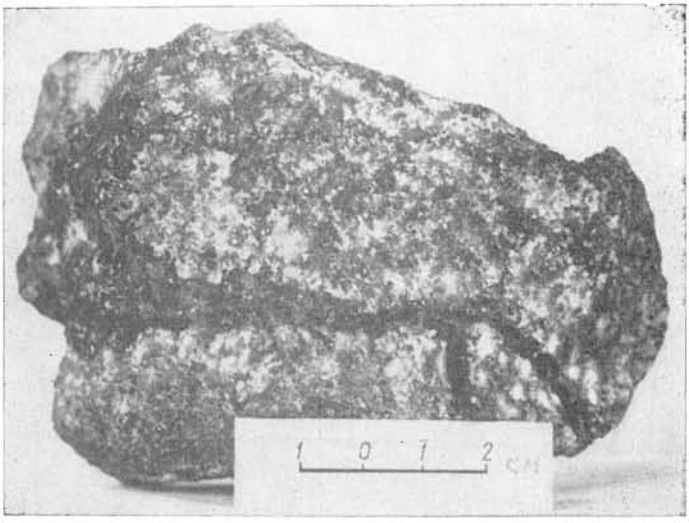


Фото 2. Метасоматические амфиболовые жилы в габбро-норитах.

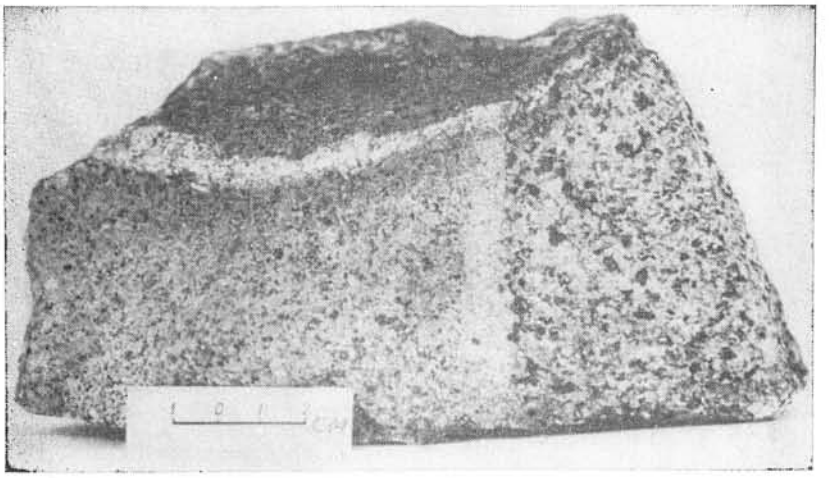


Фото 3. Контакт плагиогранитов с гранодиоритами.

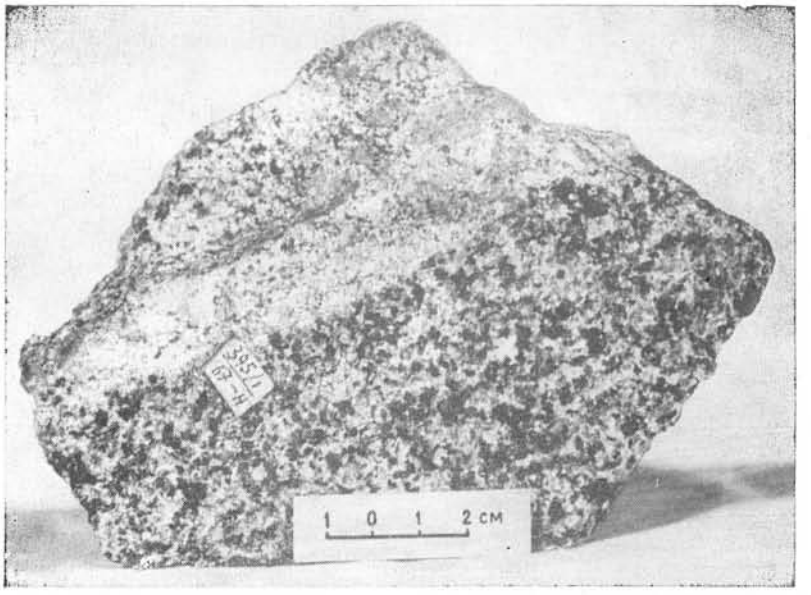


Фото 4. Контакт биотитовых гранитов с гранодиоритами.

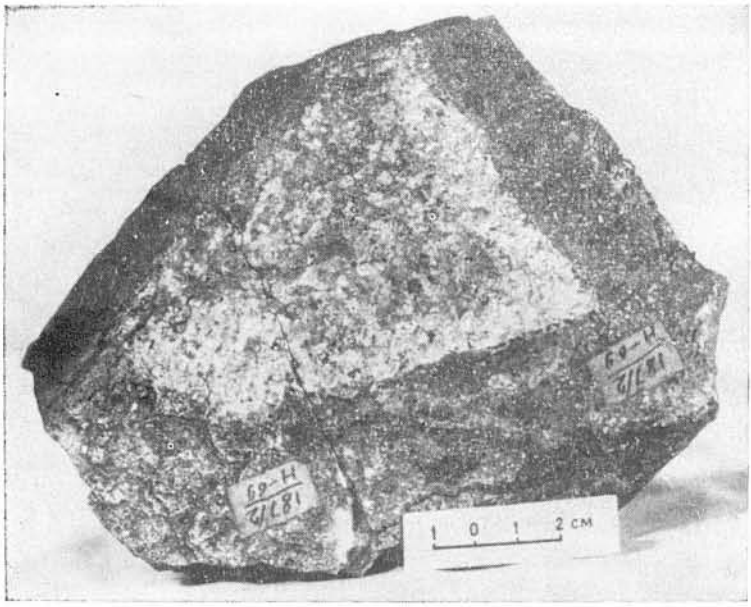


Фото 5. Ксенолит биотитовых гранитов в субвулканических липаритах.

К СТ. В. И. СОЛОВЬЕВА «ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ИГНИМБРИТЫ КУНДУСУНСКОЙ НАЛОЖЕННОЙ ВПАДИНЫ»

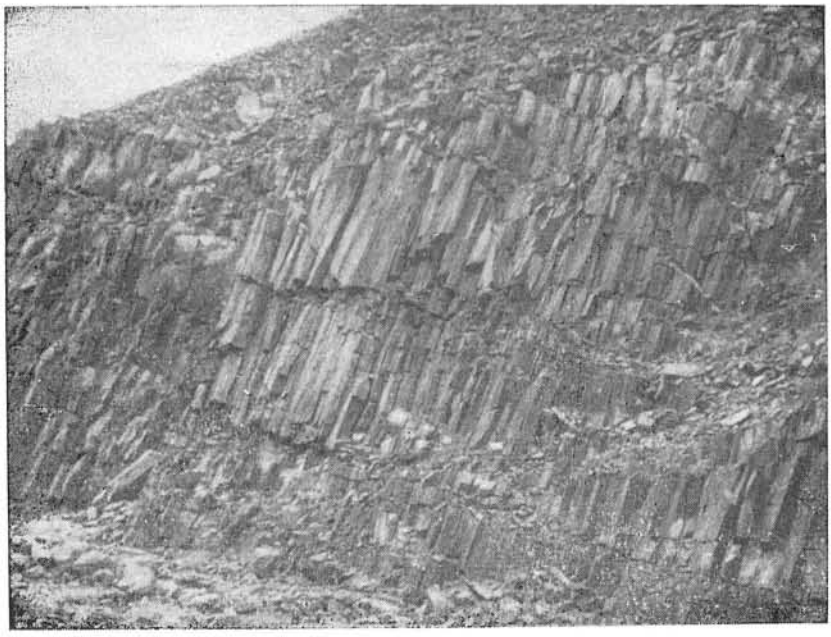


Фото 1. Столбчатая отдельность игнимбритов.

Фото 2. Включения зерен роговой обманки в плагиоклазе игнимбритов дацитов. ×35, николи X.

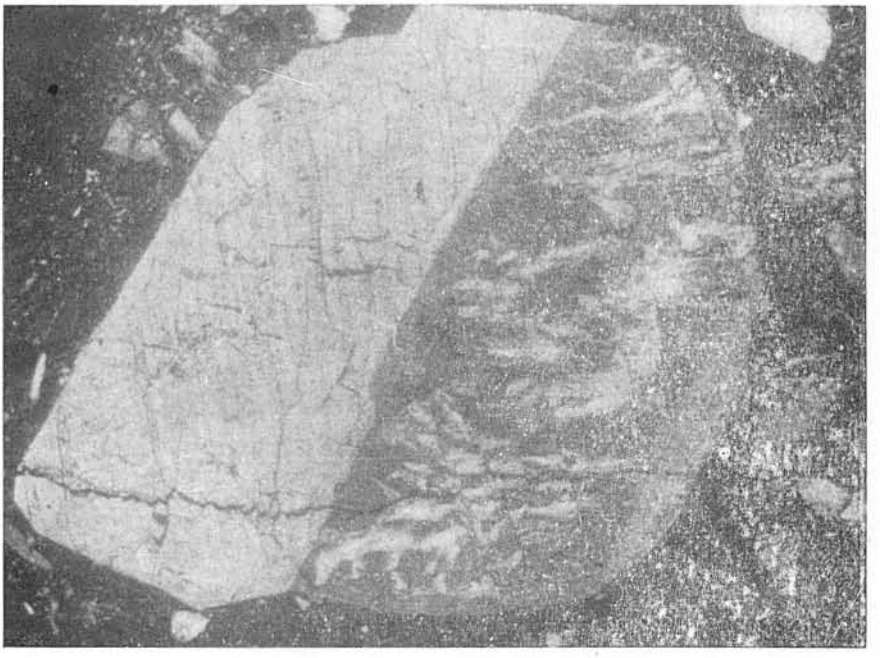


Фото 3. Альбитизированное зерно плагиоклаза в игнимбритах дацитов. ×35, николи X.

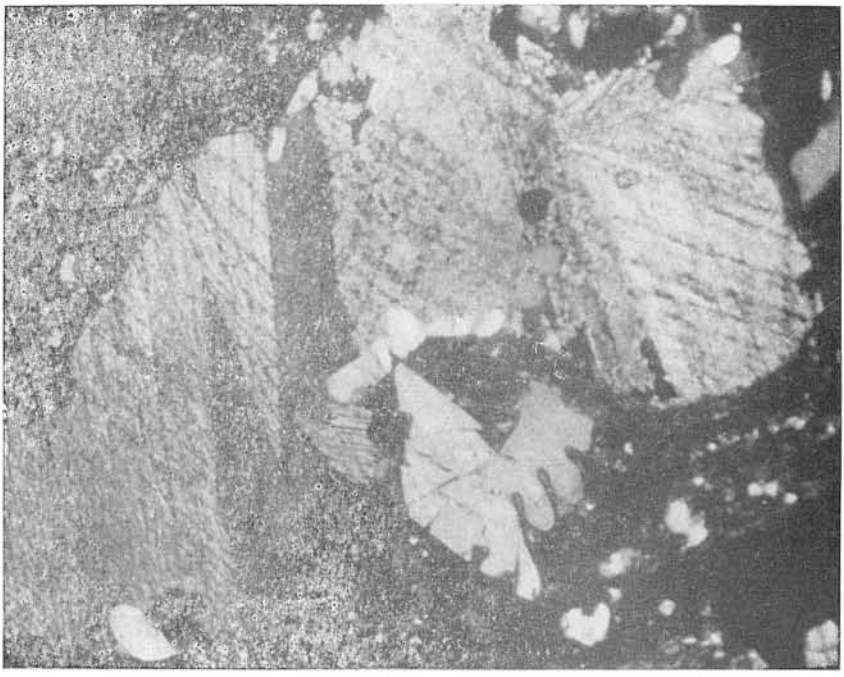


Фото 4. Зерно карбоната в игнимбритах дацитов. ×35, николи X.

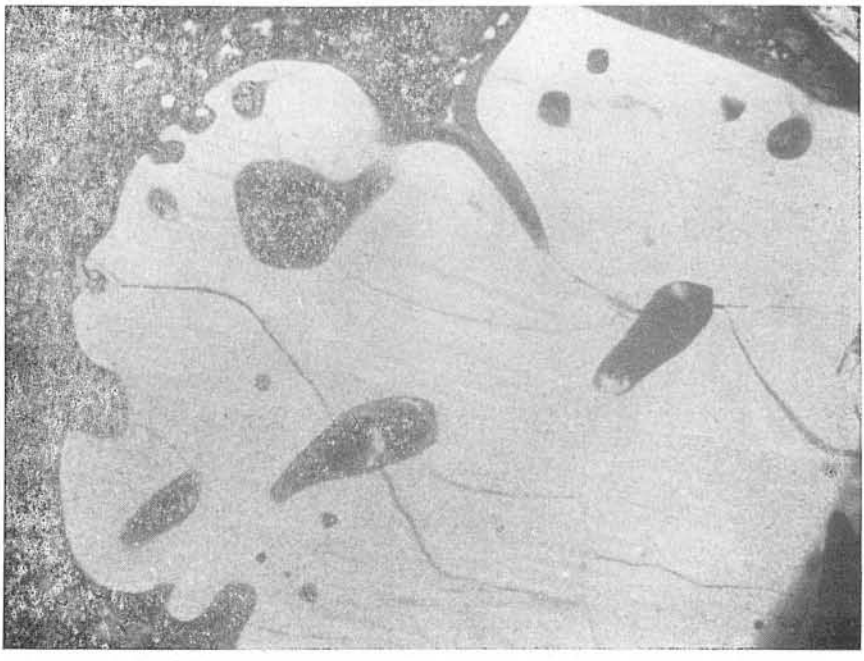


Фото 5. Кварц в игнимбритах дацитов. ×35, николи X.

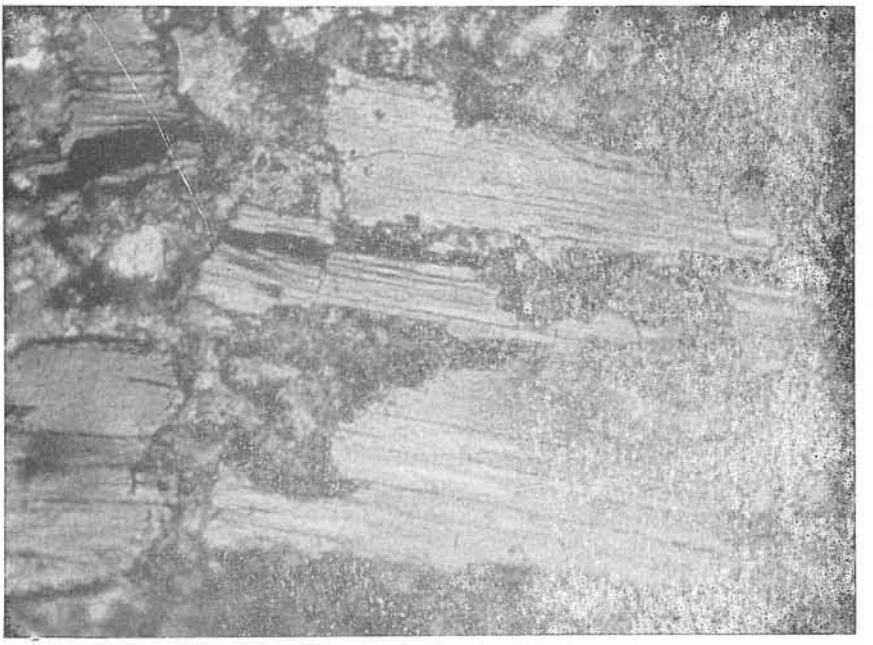


Фото 6. Роговая обманка в игнимбритах дацитов. ×35, николи X.

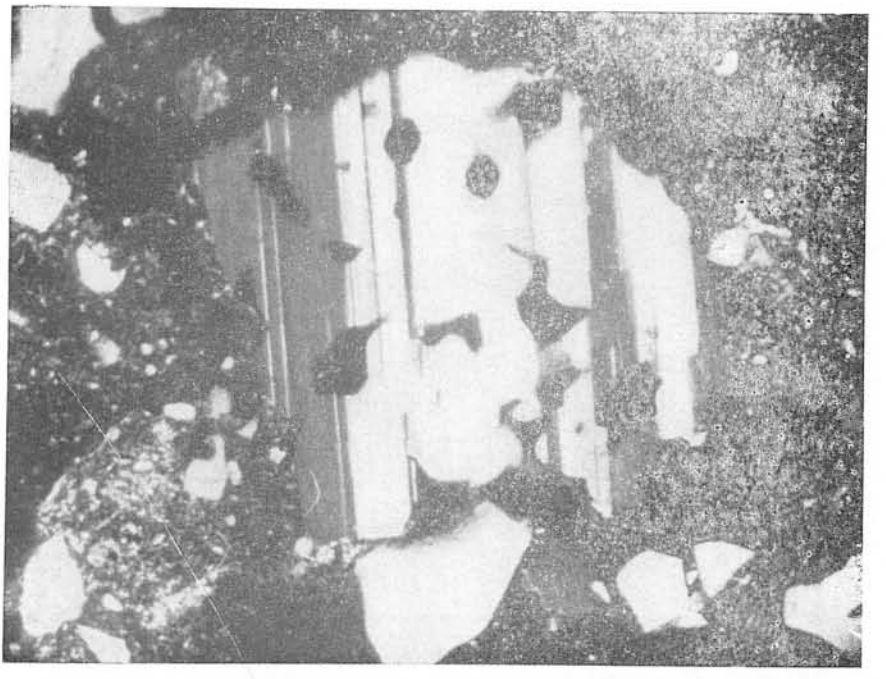


Фото 7. Резорбированный плагиоклаз в игнимбритах липаритов. ×80, николи X.

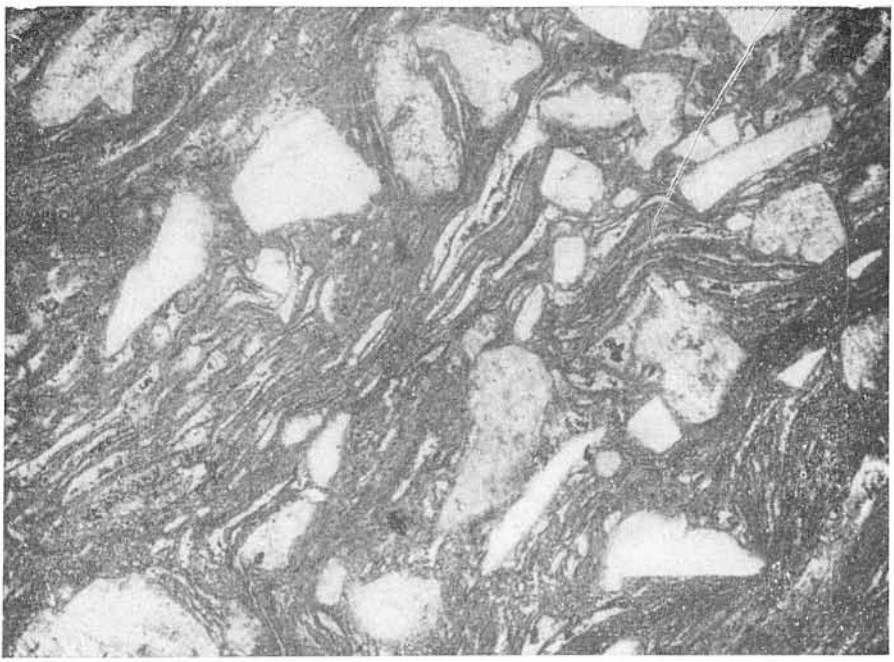


Фото 8. Игнимбрит липарита. ×35, николи ||.

К СТ. Г. Н. ГАМЯНИНА «ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА»

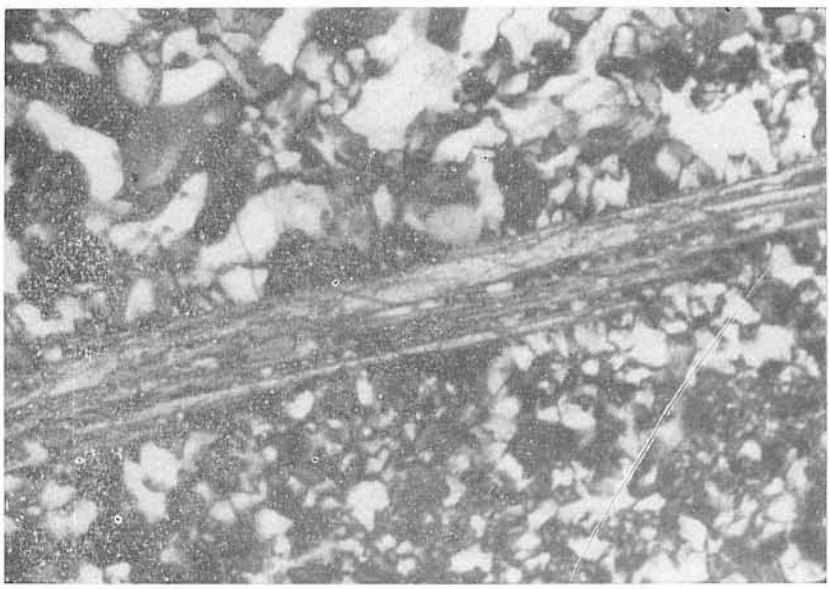


Фото 1. Замещение пластинки карбоната кварцем. Шлиф, ×200, николи X.

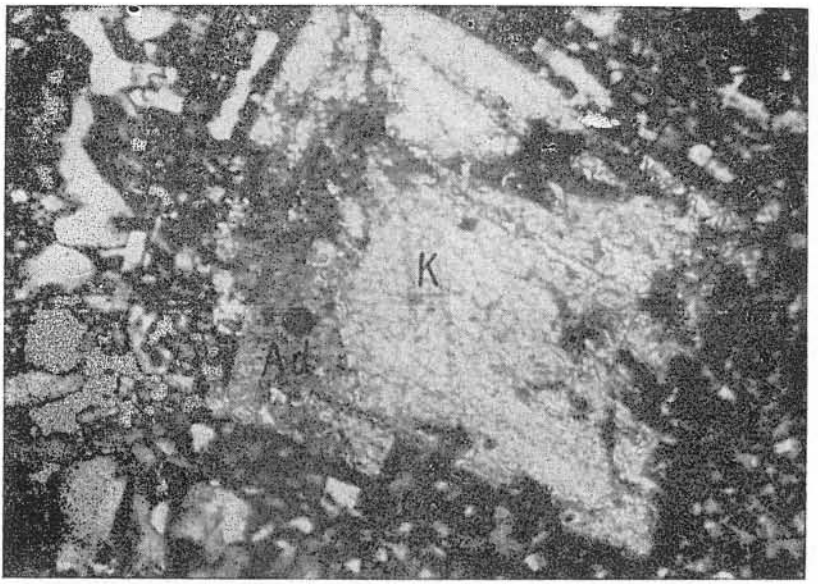


Фото 2. Замещение карбоната (К) адуляром (Ad). Шлиф, ×200, николи X.

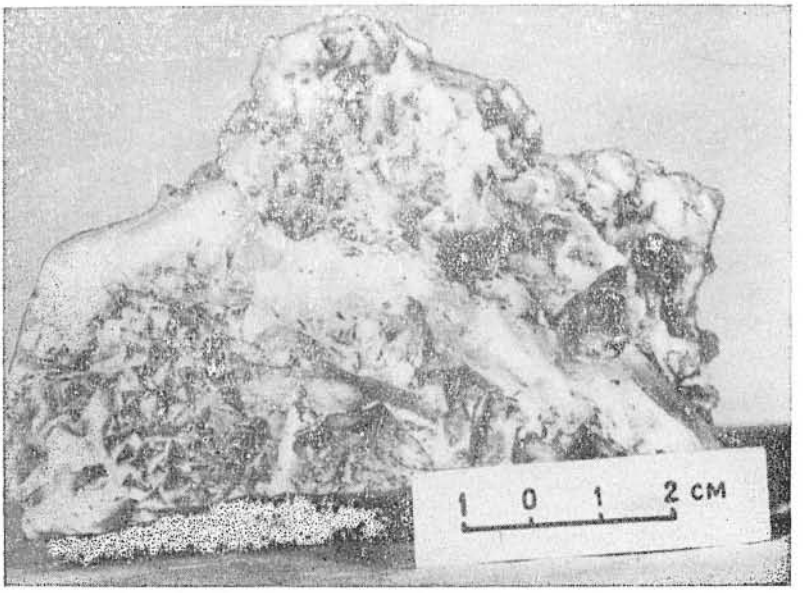


Фото 3. Кавернозный кварц. Пустотки после выщелачивания карбоната.

Фото 4. Отложение мелкозернистого кварца на месте выщелоченного карбоната. Шлиф, ×50, николи X.

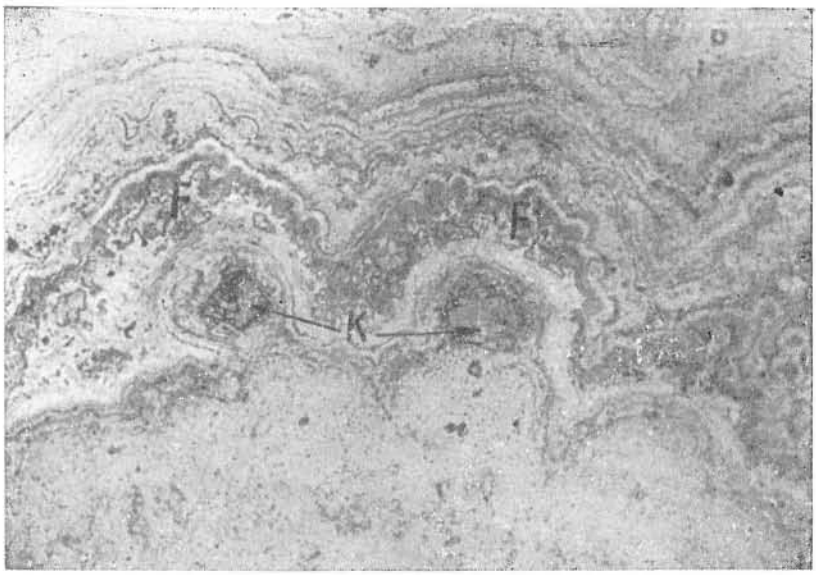


Фото 5. Ранние генерации карбоната (K) и флюорита (F) в тонкополосчатом кварце. Шлиф, ×200, николи ||.

Фото 6. Тонкое чередование кварцевых полос различной морфологии и зернистости с полосами кварц-адулярового (1), кварц-хлоритового (2) и кварц-аргентитового (3) состава. Шлиф, ×25, николи X.

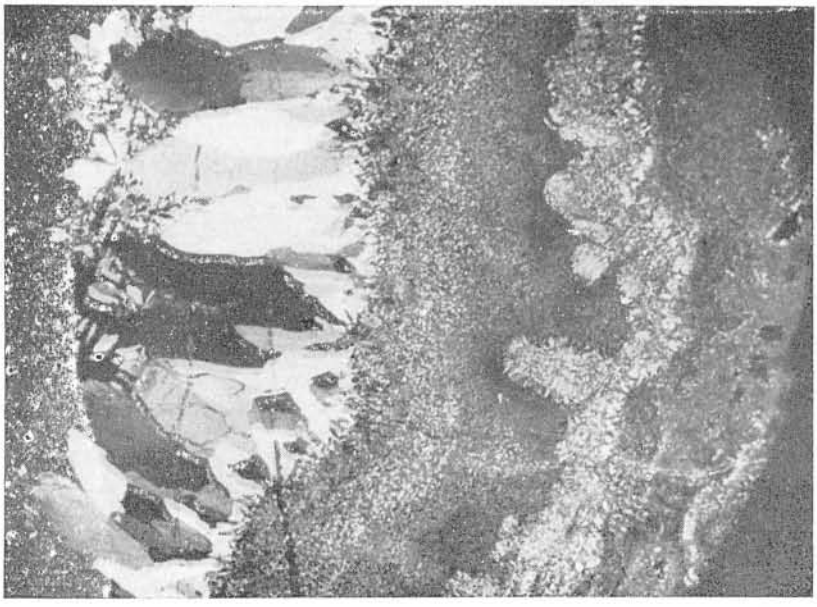


Фото 7. Строение кварцевого ритма. ×5, шлиф, николи X.

Фото 8. Кварц (Q)-адуляр (Ad)-родонитовый (Rd) сферолит. Шлиф, ×75, николи ||.

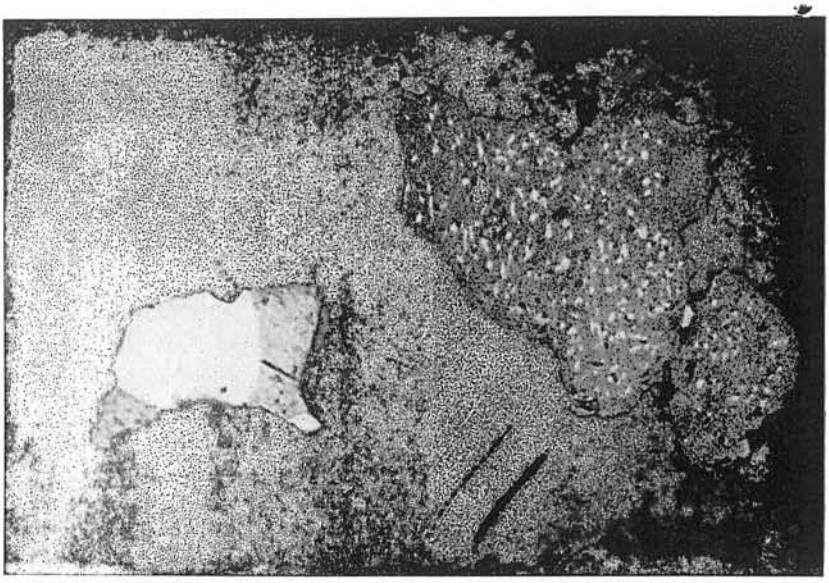


Фото 9. Срастание золота (белое) с аргентитом (серое). Темно-серое — сфалерит с обильной вкрапленностью халькопирита. Аншлиф, ×250.

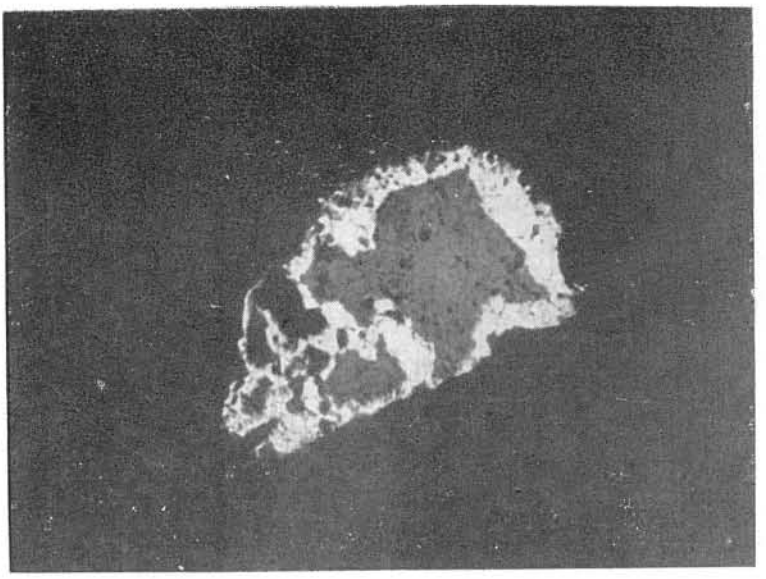


Фото 10. Обрастание аргентита золотом. Аншлиф, ×300.

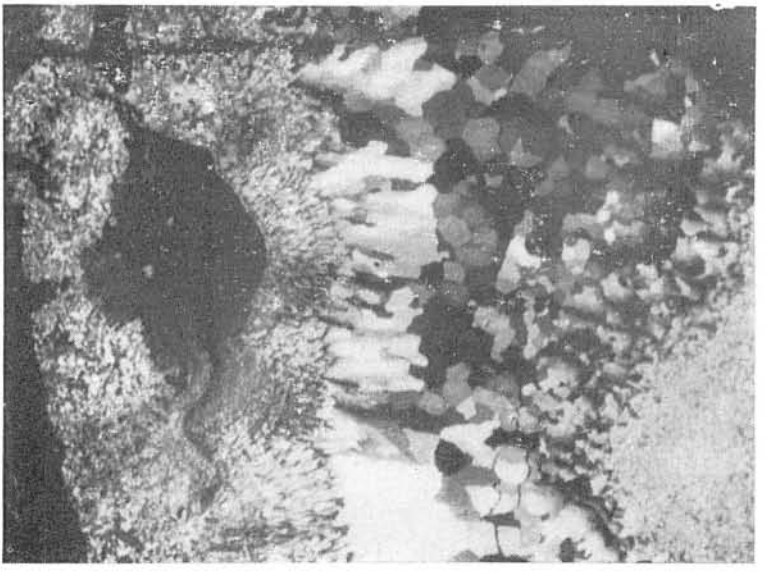


Фото 11. Переход зонально расщепленного кварца ритмично-зональной ассоциации в зернистый кварц монокварцевой ассоциации. Шлиф, ×100, николи X.

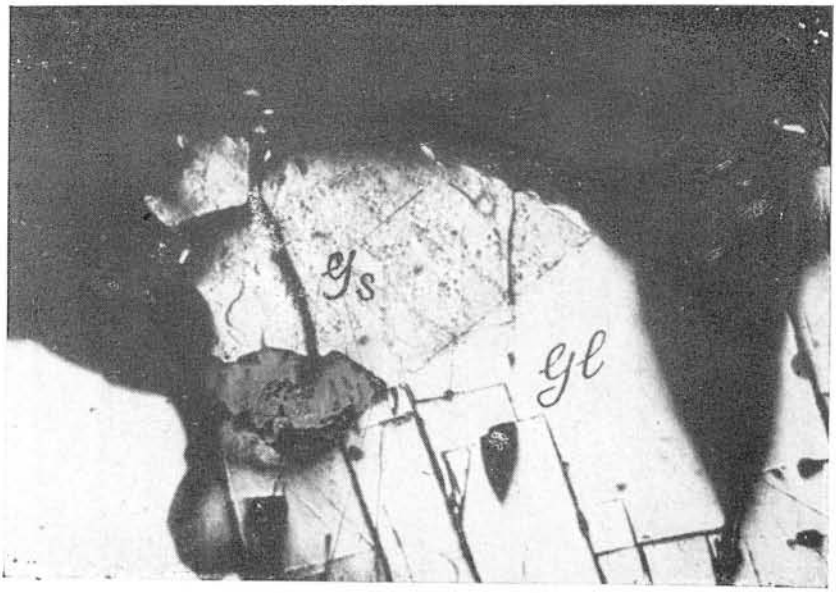


Фото 12. Срастание гессита (Gs) с галенитом (Ga). Черное — кварц, Kt — касситерит, аншлиф, ×250.

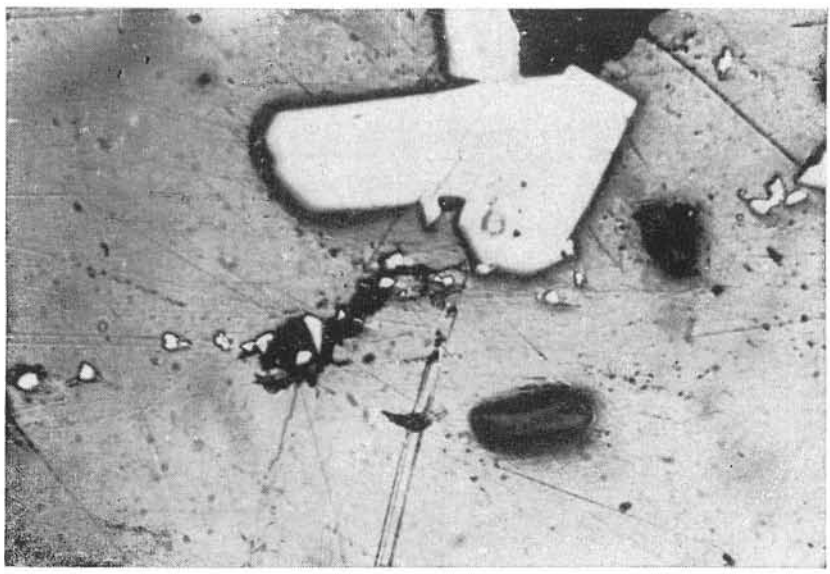


Фото 13. Касситерит (темно-серое, рельефное) и арсенопирит-II (белое) в галените. Аншлиф, ×100.

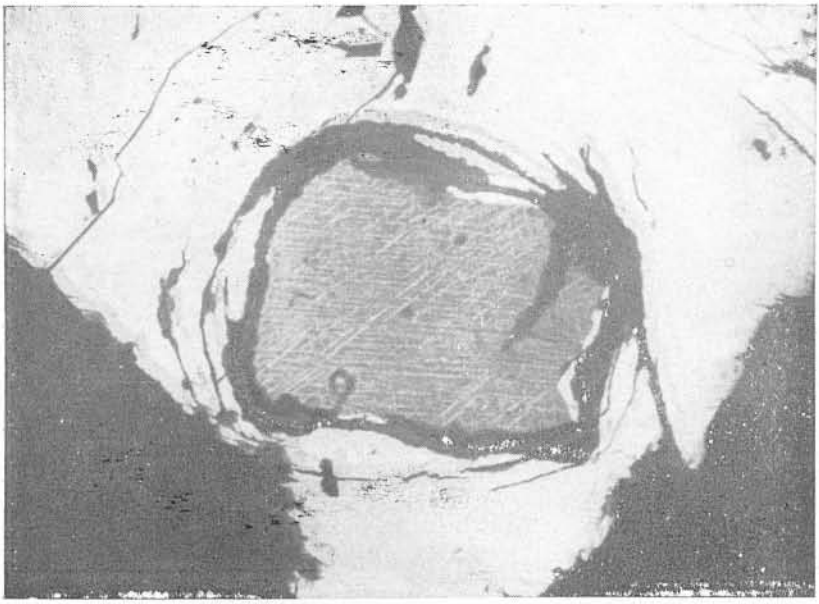


Фото 14. Участки борнита со структурой распада халькопирита среди халькопирита. Аншлиф, ×200.

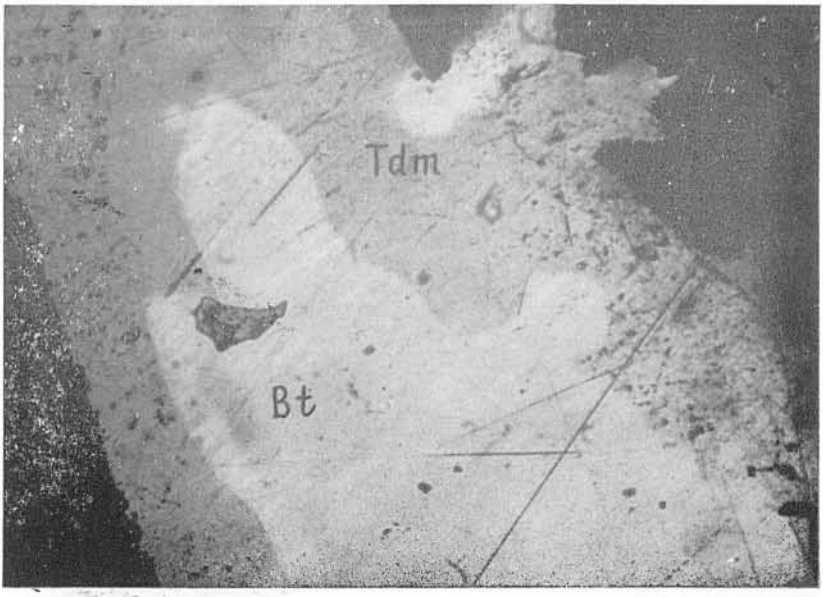


Фото 15. Срастание тетрадимита (Tdm) и верлита (Bt). Аншлиф, ×50.

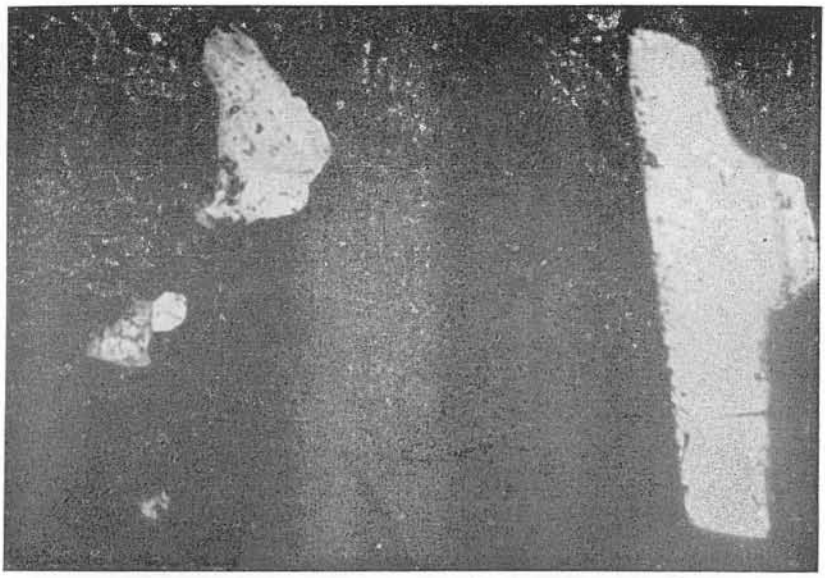


Фото 16. Золото (белое) в ассоциации с тетрадимитом (серое) в кварце (черное). Аншлиф, ×300.

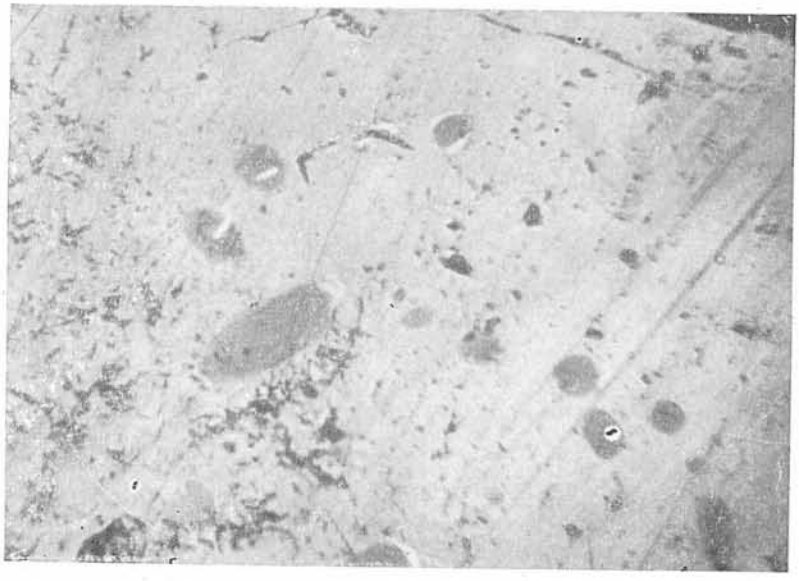


Фото 17. Каемки золота (белое) около пирротина (темно-серое).

К СТ. Г. Н. ГАМЯНИНА «ПРОПИЛИТЫ И ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА»

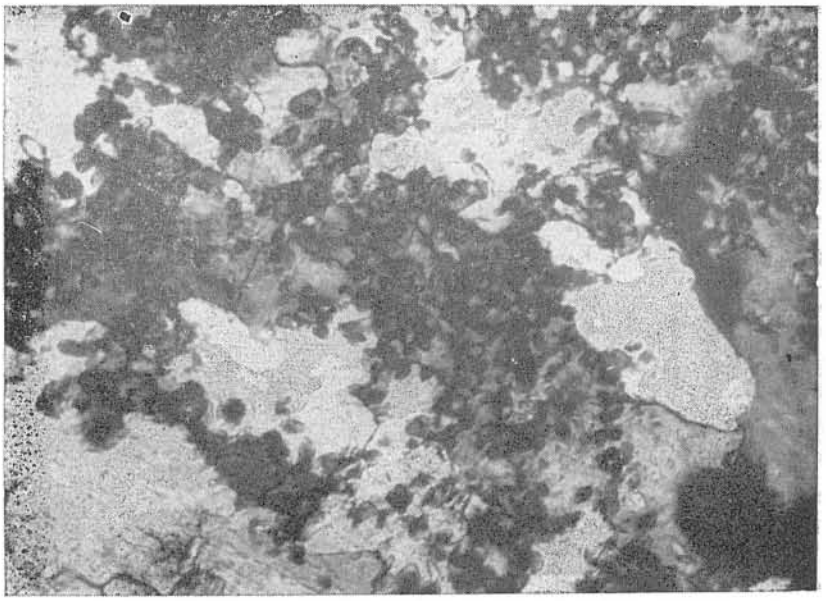


Фото 1. Алунит с включениями мелкозернистого кварца. Шлиф, ×100, николи X.

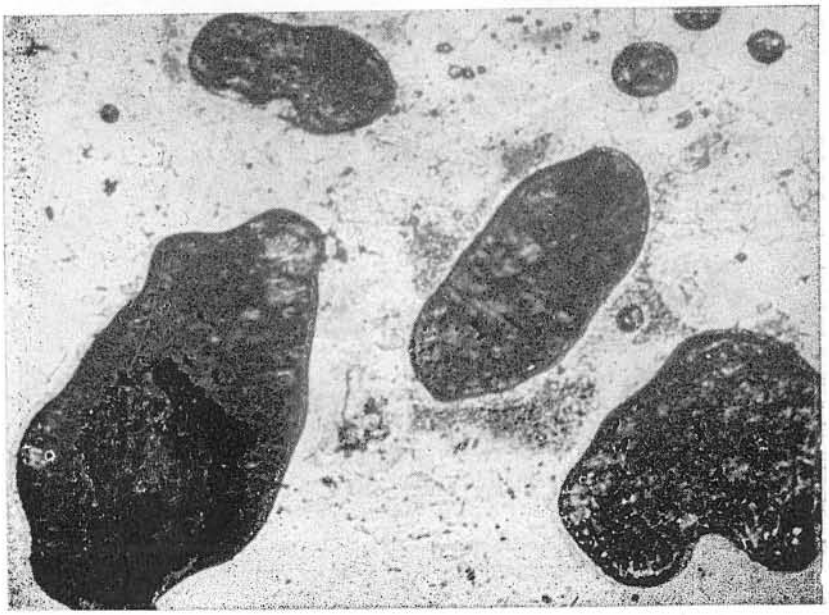


Фото 2. Включения самородной серы (темно-серое, рельефное) в кварц-алунитовом агрегате. Шлиф, ×25, николи ||.

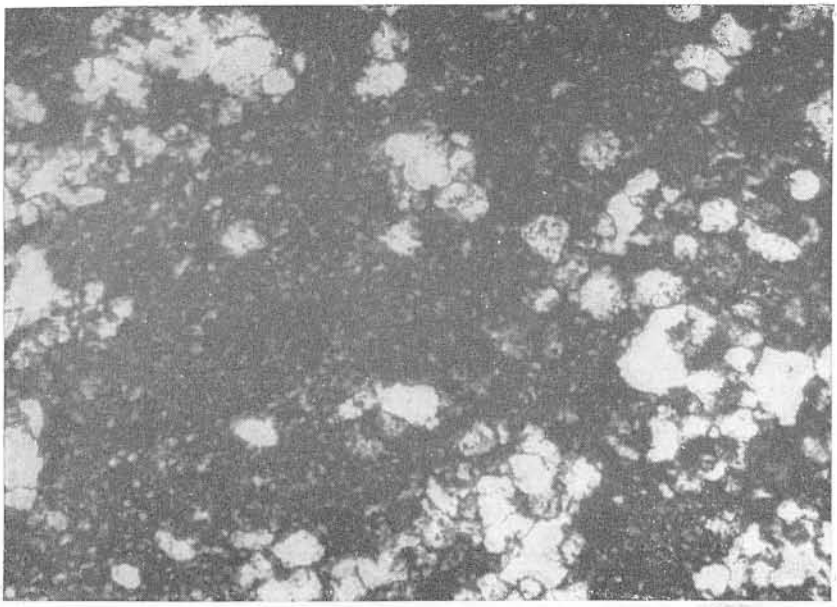


Фото 3. Каолинит (темно-серый, мелкозернистый) с островками изометричного кварца. Шлиф, ×50, николи X.

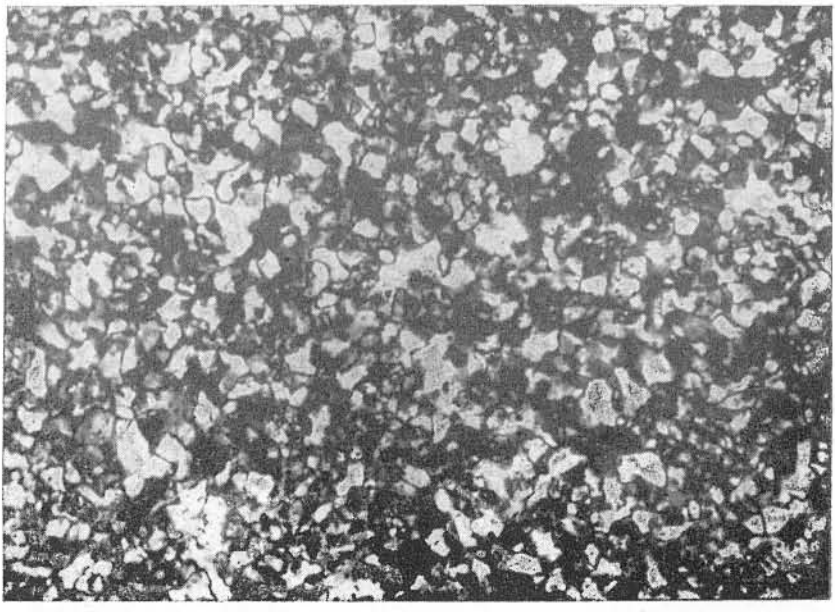


Фото 4. Монокварцевая фация вторичных кварцитов. Шлиф, ×50, николи X.

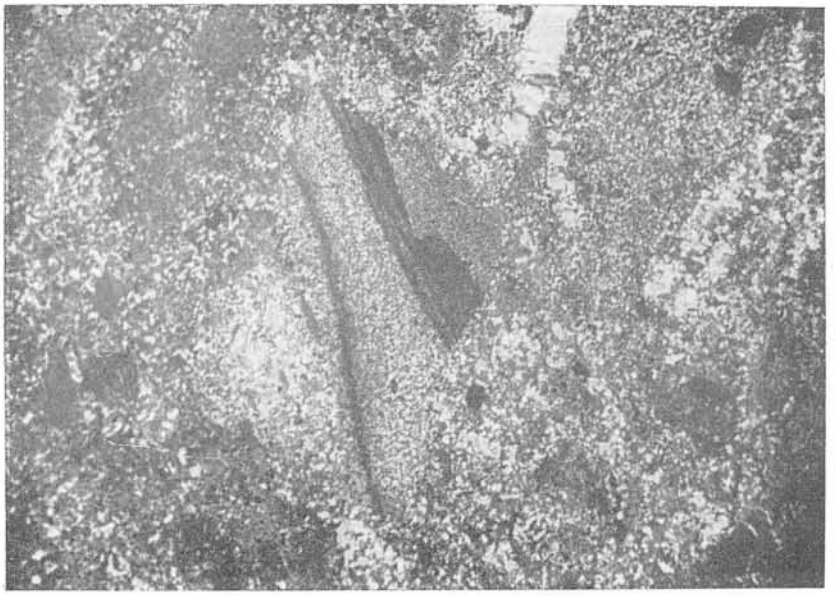


Фото 5. Разнозернистость кварца, развивающегося по полосчатым липаритам. Шлиф, ×50, николи X.

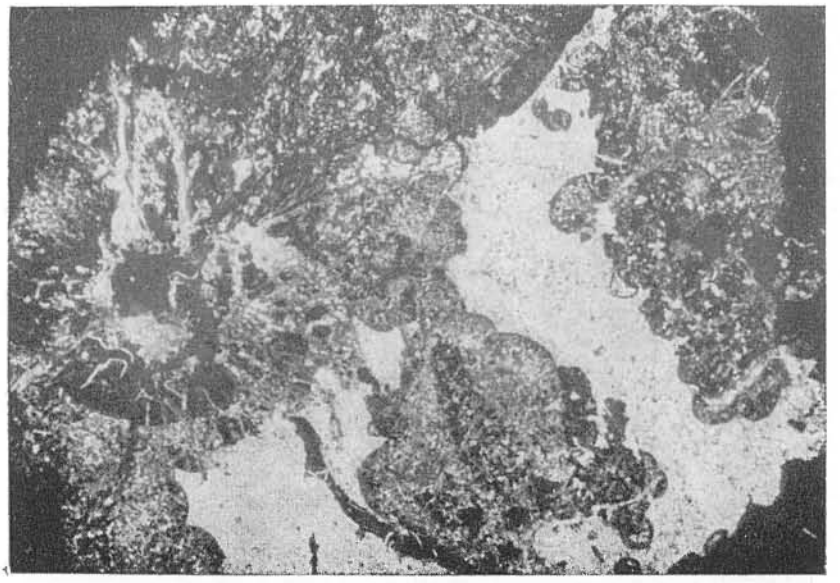


Фото 6. Сфероидальный адуляр из кварц-адуляровой фации вторичных кварцитов. Шлиф, ×50, николи X.

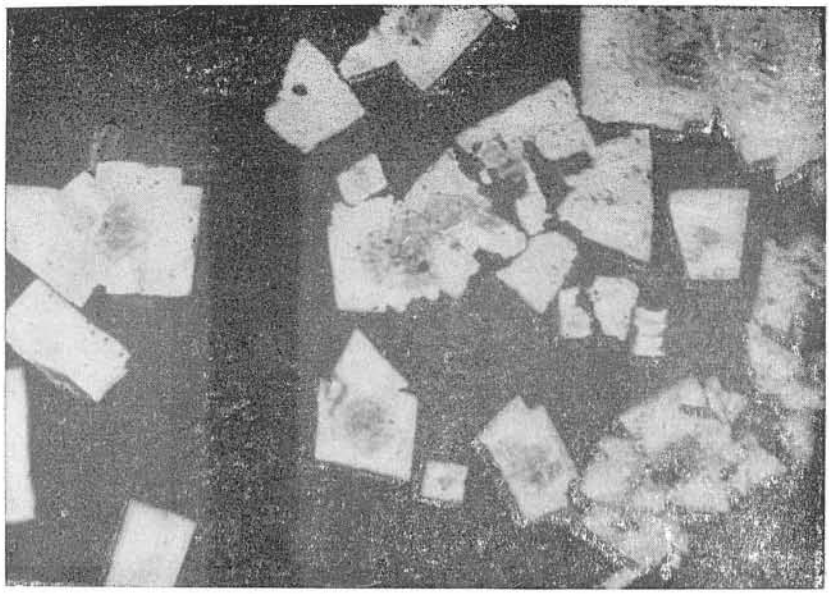


Фото 7. Обрастание зонального пирита пропилитов гидротермальным пиритом. Аншлиф, ×100, травление: конц. HNO_3.

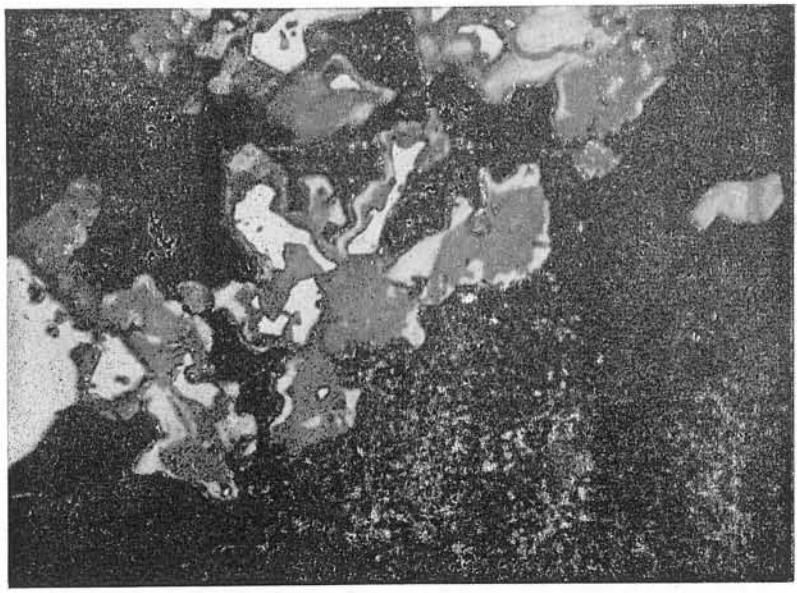


Фото 8. Обрастание пирита (белое) колорадоитом (темно-серое) и халькопиритом (серое). Аншлиф, ×100.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Г. А. Гринберг. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса 4

Ю. Д. Недосекин. Геология и петрология Нют-Ульбейского гранитоидного массива 14

В. И. Соловьев. Верхнемеловые игнимбриты Куйдусунской наложенной впадины 42

А. Г. Бахарев. Стратиграфия и особенности состава вулканогенных образований Ульинской наложенной впадины 53

И. С. Ипатьева. Акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса 76

В. И. Макаров, В. И. Соловьев. Акцессорные минералы вулканических пород Куйдусунской впадины 87

Г. Н. Гамянин. Типы оруденения юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса 94

Г. А. Гринберг, Г. Н. Гамянин, В. М. Одинцова, Х. И. Стручков, Л. С. Сукнева. Распределение олова, свинца и золота в позднемезозойских магматических породах юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса 122

В. И. Соловьев. Сопоставление позднемеловых вулканических комплексов Куйдусунской (Охотско-Чукотский вулканический пояс) и Бадярихской (Колымский срединный массив) впадин 134

Г. Н. Гамянин. Пропилиты и вторичные кварциты юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса 143

Приложение 165

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ПРИОХОТЬЯ

Ответственный редактор
Григорий Абрамович Гринберг

Редактор *Я. М. Мочалов*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Бурличенко*
Корректоры *Н. Г. Примогенова, О. В. Мозалевская*

Сдано в набор 16 мая 1975 г. Подписано к печати 4 февраля 1976 г. МН 01508. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 10,25 печ. л.+1,5 печ. л. на мел. бум., 16,5 усл.-печ. л., 16,4 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 541. Цена 1 р. 64 к.

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

УДК 551.263.036/0367

Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Г. А. Гринберг. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 4—14.

Рассматривается тектоническое положение юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса и структуры его фундамента. Выделяются вулканические формации внешней зоны пояса: андезитовая (верхняя юра — ранний мел), дацитовая (альб — турон), андезито-базальтовая (сенон), трахилипаритовая (сенон — дат), базальтовая (палеоген) и верхнеюрская спилито-диабазовая формация внутренней зоны.

Обсуждается происхождение вулканических формаций Охотско-Чукотского пояса и их связь с эволюцией Корякско-Камчатской геосинклинально-складчатой системы. Илл. 2, библ. 19.

УДК 552.3/4.(479).25)

Геология и петрология Нют-Ульбейского гранитоидного массива. Ю. Д. Недосекин. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 14—42.

Рассматривается геологическое положение интрузива, петрографические и петрохимические особенности слагающих его пород, а также состав и свойства породообразующих минералов. Формирование пород интрузива происходило в две разновременные фазы соответствующие самостоятельным комплексам: раннемеловому гранодиоритовому и позднемеловому гранитному. Илл. 15, табл. 7, библ. 24.

УДК 552.323 : 551.763.3(571.56)

Верхнемеловые игнимбриты Куйдусунской наложенной впадины. В. И. Соловьев. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976 с. 42—53.

Приводится геологическое положение и петрографическая характеристика верхнемеловых игнимбритов Куйдусунской впадины. Выделяются два этапа игнимбритового вулканизма: дацитовый (сеноман — турон) и липаритовый (сенон — дат). Игнимбриты дацитов и липаритов отличаются характером развития, внутренним строением слагающих толщ, различным соотношением порфирокластов и основной массы, а также неодинаковой степенью сваривания стекла. Илл. 9, табл. 8, библ. 22.

УДК 551.263.037 : 551.763.3(571.62)

Стратиграфия и особенности состава вулканогенных образований Ульинской наложенной впадины. А. Г. Бахарев. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 53—76.

В статье излагаются результаты исследований главным образом верхнемеловых вулканических образований центральной части Ульинской наложенной впадины. На основе новых сборов ископаемой флоры уточняются прежние представления о возрасте вулканических пород центральной части впадины. Возраст вулканитов амкинской свиты определяется от верхнего апта — альба до турона (возможно, низов сенона). Приводится краткая характеристика петрографических и петрохимических особенностей пород Ульинской впадины. Илл. 2, табл. 5, библ. 4.

УДК 552. 124.3 : 551.321.1

Акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. И. С. Ипатьева. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 76—86.

Рассматривается распределение содержаний и типоморфные особенности акцессорных минералов из основных разновидностей позднемезозойских гранитоидов Охотского срединного массива. В гранитоидах охотских интрузивов широко распространенными акцессорными минералами являются магнетит, ильменит, сфен, ортит. В более поздних лейкократовых аплитовидных гранитах появляется гранат, увеличивается роль редкоэлементных минералов: торита, циртолита, появляются гадолинит, уранинит, пирохлор. Пекский гранитоидный интрузив по комплексу акцессорных минералов (гранат, монацит, ксенотим, ильменит) и их типоморфным особенностям резко отличается от других гранитоидных интрузивов Охотского срединного массива и, вероятно, относится к самостоятельному интрузивному комплексу. Илл. 1, табл. 6, библ. 5.

УДК 552.124.3 : 552.313

Акцессорные минералы вулканических пород Куйдусунской впадины. В. И. Макаров, В. И. Соловьев. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 87—93.

Впервые приводится сведения о качественном и количественном содержании и типоморфных особенностях акцессорных минералов вулканических пород Куйдусунской впадины.

Для каждой возрастной вулканической формации свойствен определенный комплекс акцессорных минералов. Породы андезитовой формации содержат циркон, апатит. В породах дацитовой формации кроме циркона и апатита отмечаются магнетит, ильменит, сфен, гранат. В породах андезито-базальтовой формации преобладает магнетит, появляется ортит, а содержание апатита и циркона уменьшается. Породы липаритовой формации характеризуются наиболее обширным комплексом акцессорных минералов: циркон, апатит, ортит, магнетит, ильменит, сфен, гранат, ксенотим, торит, а также анатаз, арсенопирит, пирит, молибденит. Изучение комплекса акцессорных минералов послужило одним из критериев для выделения вулканогенных формаций Куйдусунской впадины. Табл. 2, библ. 2.

УДК 553.4

Типы оруденения юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Г. Н. Гамянин. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 94—122.

В изученном районе выделяются аргентитовый и галенит-сфалеритовый типы золото-серебряной формации, а также магнетитовое, медно-молибденовое, оловянное и золото-висмутовое оруденение, связанное с позднемезозойскими гранитоидами. Минеральные типы золото-серебряной формации связаны между собой фациальными переходами, сформированы в один этап из одной порции растворов. Многообразие текстурно структурных особенностей руд, тонких взаимопрорастаний рудных и нерудных минералов, характерное для уровня развития кварц-гидрослюдистых метасоматитов объясняется взаимодействием эндогенных эманаций с вадозными водами. Считается, что близповерхностные гранитоидные тела являются генераторами магнетитового, медно-молибденового, оловянного и золото-висмутового оруденения. Золото-серебряное оруденение связано с более глубинными магматическими очагами. Илл. 18, табл. 8, библ. 25.

УДК 550.4 : (546.811+546.815+546.59)

Распределение олова, свинца и золота в позднемезозойских магматических породах юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Г. А.. Гринберг, Г. Н. Гамянин, В. М. Одинцова, Х. И. Стручков, Л. С. Сукнева. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 122—134.

Рассматривается распределение олова, свинца и золота в вулканических породах Ульинской и Куйдусунской наложенных впадин и в гранитоидах внешней и внутренней зон вулканического пояса. Вулканические формации Куйдусунской впадины характеризуются повышенными содержаниями олова и свинца по сравнению с однотипными формациями Ульинской впадины, для которых более свойственно золото. В процессе формирования интрузивных тел олово накапливается в поздних фазах, свинец и золото такой закономерности не проявляют. Вмещающие породы и фундамент, по сравнению с массивами гранитоидов, обеднены описываемыми элементами. Повышенная концентрация их отмечается в эндо-, экзоконтактовых частях интрузий, что свидетельствует о глубинном источнике этих элементов. Илл. 5, табл. 12, библ. 9.

УДК 552.323.1/4

Сопоставление позднемеловых вулканических комплексов Куйдусунской (Охотско-Чукотский вулканический пояс) и Бадярихской (Колымский срединный массив) впадин. В. И. Соловьев. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 134—143.

Приводится сопоставление позднемеловых вулканитов, расположенных на Охотском и Колымском срединных массивах. Сравнение состава, строения фаций одновозрастных вулканитов Куйдусунской и Бадярихской впадин свидетельствует о их существенных различиях. Базальты и долериты Бадярихской впадины, по классификации В. А. Кутолина, относятся к траппам молодых платформ, а базальты Куйдусунской впадины — к андезитовой формации. Позднемеловой вулканизм Бадярихской впадины связан с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией эпипалеозойского Колымского срединного массива, а позднемеловые вулканические породы Куйдусунской впадины — с развитием окраинноматерикового Охотско-Чукотского вулканического пояса. Илл. 2, табл. 2, библ. 6.

УДК 553.24.065

Пропилиты и вторичные кварциты юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Г. Н. Гамянин. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 143—164.

В изученной части вулканического пояса широко развиты пропилиты и вторичные кварциты, приуроченные к зонам линейных разломов, в основном северо-восточного простирания. В пропилитах, развивающихся по разнообразным типам пород, отмечается фациальная зональность, выражающаяся в смене эпидотсодержащих фаций карбонатсодержащими, как в горизонтальном, так и вертикальном плане. Вторичные кварциты также характеризуются последовательной сменой фаций (снизу вверх): кварц-гидрослюдистая (серицитовая) — кварц-адуляровая — монокварцевая — кварц-каолинитовая — кварц-алунитовая. Отмечается преобладающее развитие двух-трех фаций при угнетенной распространенности остальных. Вторичные кварциты и пропилиты связаны между собой через кварц-гидрослюодистую (серицитовую) фацию, образование которой определяется смешением эндогенных эманаций и метеорных вод, приводящее к резкому увеличению их кислотности и реакционной способности. Оказывается, что синметасоматическое оруденение в гидротермально метаморфизованных вулканогенных породах отражает геохимическую и металлогеническую специализацию магматических формаций. Илл. 10, табл. 6, библ. 32.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
33	14 снизу	ограниченных	ограненных
141	12 снизу	728	778
168	Заголовок	Кундусунской	Куйдусунской