

В. Н. ОХОТНИКОВ

ГРАНИТОИДЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Коми филиал
Институт геологии

В. Н. ОХОТНИКОВ

**ГРАНИТОИДЫ
И РУДООБРАЗОВАНИЕ
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Ответственный редактор
М. В. Фишман

Ленинград
Издательство «Наука»
Ленинградское отделение
1985



4354

УДК 552.321.1; 552.322.1:553.2; 553.26 (234.851)

Охотников В.Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). - Л.: Наука, 1985 - 184 с.

Приведено формационное расчленение гранитоидов Полярного Урала и охарактеризованы конкретные интрузии различного возраста, генезиса и металлогенической специализации. Выявлены генетические связи с ними руд, рассмотрены и сопоставлены условия становления интрузий с низкой и высокой рудообразующей способностью. Установлена важная роль при эндогенном рудообразовании фракционирования щелочей в кристаллизующихся расплавах гранитоидов, выделены различные формы и уровни его проявления, определяющие признаки продуктивности интрузий. Определены и показаны на карте гранитоидного магматизма достоверные и предполагаемые продуктивные интрузии.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся проблемами металлогении и поисками эндогенных руд.

Библиогр. 157 назв. Ил. 35. Табл. 11. Прилож. 1.

Рецензенты: Г.Б. ФЕРШТАТЕР, Н.С. БОРОДИНА (УНЦ АН СССР),
К.П. ЯНУЛОВ (КФАН СССР)

Виталий Николаевич
Охотников

ГРАНИТОИДЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Утверждено к печати
Президиумом Коми филиала
АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова
Художник Е.В. Кудина
Технический редактор В.В. Шиханова
Корректоры О.М. Бобылева и О.В. Опендская

ИБ № 21010

Подписано к печати 23.04.85. М-32153. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 11 1/2 + 1 печ. л. вкл. Усл. кр.-от 12,81. Уч.-изд. л. 16,25. Тираж 700. Тип. зак. № 2197. Цена 2 р. 50 к.

Издательство „Наука“. Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

О 1904050000-586 151-85-I © Издательство „Наука“, 1985 г.
042(02)-85

ВВЕДЕНИЕ

В процессе систематических исследований обширной территории СССР и особенно его рудоносных районов доказана несомненная связь эндогенного рудообразования с эволюцией гранитных магм и формированием интрузий. Это, естественно, не исключает родство руд с другими явлениями и магмами иного состава, однако обязывает изучать тела гранитоидов не только в качестве петрологических объектов, но и в качестве рудогенерирующих источников.

Для исследований в этом аспекте наиболее благоприятны области геодантиклинальных поднятий. Они характеризуются широким развитием гранитоидного магматизма и распространением эндогенных месторождений различных полезных ископаемых. Особенно велико количество гранитоидов и многообразны скопления руд в геосинклинально-складчатых подвижных поясах с длительной полициклической эволюцией. Богатство и разнообразие в них минеральных образований в значительной мере обусловлены многократным проявлением активных тектонических процессов, которые сопровождалась возникновением многочисленных интрузий как в ранние, так и в последующие стадии эволюции геосинклиналей. Изучение гранитоидов в этих областях приобретает первостепенную важность, так как особенности состава образованных ими тел, размеры их, условия становления и распространения в каждой из эпох оказывали существенное влияние на формирование и размещение значительной части эндогенных рудных скоплений.

Полярный Урал принадлежит именно к таким районам. Уже первые исследователи этой территории обращали внимание на огромное количество и чрезвычайное разнообразие гранитоидов, а последующими работами были намечены связи с ними подавляющего большинства известных здесь ныне рудных эндогенных скоплений. Не случайно, что закономерности распространения гранитоидов, их состав и многие другие особенности издавна являлись основой для составления прогнозных карт и металлогенических оценок, а также для выбора направлений поисковых работ.

Вместе с тем в процессе геологического изучения Полярного Урала было подмечено, что далеко не все из интрузий гранитоидов сопровождалось формированием рудных скоплений, представляющих не только практический, но и чисто теоретический интерес. Известны тела гранитоидов, вокруг которых вообще отсутствует рудная

минерализация. Нередко крупные из них сопровождаются ничтожными по своим размерам и количеству рудопроявлениями и, наоборот, с мелкими, идентичными крупным по возрасту и составу связаны рудные скопления промышленного значения. Стало очевидным, что если тела гранитоидов действительно играли роль рудогенерирующих источников, то они должны были обладать различной рудообразующей способностью.

Впервые этот термин был предложен в 1964 г. И.Е. Сморгочевым. Так появилось новое направление исследований, задачи которого заключались в выявлении причин различной концентрации рудных минералов, зависящей не столько от условий локализации руд, сколько от рудообразующей способности гранитоидных интрузий. Предпринятые на Полярном Урале первые попытки изучения ее показали, что рудоносность гранитоидов определилась не только составом, размерами и другими особенностями самих интрузий, но и местом их в пространстве, а также в истории формирования структур региона.

Важная роль в этих исследованиях должна быть отведена разработке концепции генетической связи руд и гранитоидов. Без доказательства ее гранитоидные интрузии не могут рассматриваться в качестве рудогенерирующих источников и теряют смысл всякие попытки создания сколь-либо обоснованных прогнозов рудных скоплений, так как в основе их должны лежать надежные сведения о пространственной и структурной позиции источников рудного вещества. Особенно важна роль надежных генетических представлений при поисках скрытых, слепых, а также глубоко залегающих рудных скоплений.

Настоящая работа заключается в попытке установить для конкретного региона причинно-следственные связи между процессами рудообразования и условиями становления интрузий гранитоидов различного возраста и на основе этих данных выработать поисковые критерии для промышленно значимых скоплений руд.

Выполнению поставленных задач предшествовал длительный период изучения гранитоидов и связанного с ними оруденения на севере Урала. Для его полярной части первые сведения о них были получены Г.П. Софроновым в 1944 г. Молибденовые руды открытого им Харбейского месторождения и ряда других рудопоявлений в горной полосе Полярного Урала генетически связывались с широко развитыми здесь гранитоидами, время формирования которых относилось к таконской фазе складчатости каледонского цикла. Впоследствии для этих гранитов автором был установлен раннеордовикский возраст; они были выделены в полярноуральский латеральный ряд комплексов, формирование которого тесно увязывалось с развитием складчатых структур.

Как эти, так и более поздние интрузивные и метасоматические образования гранитоидов и их металлогенетическая специализация в горных районах Полярного Урала, начиная с 1952 г. изучались автором и Т.А. Фомиченко. В последнее время в сферу исследований были вовлечены выявленные ими изолированно расположенные и ограниченно развитые интрузии кембрийских гранитов.

На восточном склоне Полярного Урала средне- и позднепалеозойские гранитоиды с 1955 г. изучались Ю.Е. Молдаванцевым. С широко развитыми плагиогранитами выделенного им янганапэйского комплекса в Щучинском синклинии увязывалось формирование железорудных месторождений, выявленных по результатам геофизических исследований экспедиции АН СССР под руководством Н.А. Сирина. Эти исследования, начиная с 1968 г. были продолжены автором и Е.И. Бевз. Ее материалы и результаты исследований использованы в значительной мере при характеристике конкретных интрузий средне-позднедевонского возраста.

Южнее, в районах Приполярного Урала разнообразные по составу и времени формирования гранитоиды с 1938 г. исследовались Н.А. Сириным, а затем с 1945–1948 гг. – В.Ф. Морковкиной, М.В. Фишманом и позже Б.А. Голдиным и Е.П. Калинин. В центральной горной полосе этой части Урала М.В. Фишманом были выделены доордовиковские гранодиориты и граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса, а также полихронные гранитоидные образования палеозойского кожимского комплекса. Как оказалось, последние по своему составу, возрасту и условиям становления сопоставимы с редкометальными гранитоидами лонгосьяганского комплекса Полярного Урала, продуктивность и генетические особенности которых в 1960–1964 гг. детально изучались Ф.Э. Апельциным, Н.В. Скоробогатовой и Л.Н. Якушиным. Гранитоидам сальнерско-маньхамбовского комплекса, по всей вероятности, соответствуют доордовиковские граниты Полярного Урала.

Существенный вклад в изучение гранитоидов Северного Урала в 1953–1956 гг. внесли Т.Н. Кожина, Г.В. Шамова, И.А. Преображенский, Н.Г. Удовкина, а также многие исследователи из различных производственных организаций, чьи результаты исследований не были опубликованы. Однако ни в одной из перечисленных выше работ гранитоиды не рассматривались в аспекте выяснения причин различной рудообразующей способности образованных ими интрузий. В лучшем случае авторами устанавливалась или предполагалась металлогенетическая специализация выделенных ими комплексов.

С целью разработки методики изучения рудообразующей способности и установления признаков продуктивных образований предварительно были сопоставлены две изолированно расположенные интрузии раннеордовиковских гранитов Полярного Урала, имеющие адекватную геохимическую специализацию. Одна из них сопровождается промышленными скоплениями молибдена, вторая – убогим орудением. Полученные результаты свидетельствуют о том, что метод сравнения является наиболее плодотворным и обеспечивает возможность установления в конкретном регионе отличий интрузий с высокой рудообразующей способностью от непродуктивных или слабо продуктивных гранитоидных образований. Тем самым представляется возможность разработки критериев для прогноза и поисков промышленных скоплений металлов.

В дальнейших исследованиях в каждом из комплексов для сопоставления подбирались обособленные тела, характеризующиеся различными размерами связанных с ними рудных скоплений. Естественно,

что это потребовало изучения как минимум двух-трех интрузий в каждом из комплексов каждой из структурно-формационных зон Полярного Урала. Особенное внимание при этом обращалось на выяснение структурных позиций интрузий. Выполнение исследований базировалось на стратиграфических и тектонических построениях, разработка которых для центральной (горной) полосы Полярного Урала осуществлялась автором начиная с 1951 г.

Большую помощь в выполнении полевых исследований, обработке материалов и составлении графических приложений в разное время оказали Е.И. Бевз, Т.А. Фомиченко, В.А. Потолицын, В.А. Капитанова, А.И. Чумакова и Н.А. Черненко. Автор глубоко признателен им. Искреннюю благодарность автор приносит также дирекции Института геологии Коми филиала АН СССР и сотрудникам его различных лабораторий, способствовавших выполнению исследований и изданию работы.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Полярный Урал относится к районам со сложным геологическим строением и не менее сложной историей развития. Это обусловило весьма разнообразные, нередко противоречивые суждения о его строении, разногласия между которыми, как и в ряде подобных районов, начинаются уже с решения вопросов стратиграфии. По возможности кратко отмечая существующее различие взглядов, ниже излагаются в своем большинстве уже опубликованные собственные представления. Они основаны на фактическом материале, собранном в процессе 25-летних исследований Полярного Урала.

В настоящее время на Полярном Урале представляется возможным выделить пять различных по времени заложения и строению структурно-формационных зон (рис. 1). Четыре из них отражают развитие дислокаций уральского субмеридионального структурного плана. По мнению большинства исследователей, с запада на восток они представлены: Западно-Уральской зоной складчатости, Центрально-Уральским поднятием, расчлененным на Полярном Урале на две зоны — Западную и Восточную и Тагило-Магнитогорским прогибом. При этом одни исследователи (Перфильев, 1968; Подсосова и др., 1974) Восточную зону рассматривают как составную часть Центрально-Уральского поднятия; по мнению других (Охотников, 1972а, 1975а, 1979; Геологическая карта Урала, 1971; Объяснительная записка..., 1980), она является частью системы Восточно-Уральских поднятий. Пятая зона представлена Байдарацким прогибом, расположенным на крайнем севере Полярного Урала поперек к простиранию структур уральского плана дислокаций.

Древнейшими из перечисленных являются Западная и Восточная зоны. Их внутреннее строение и история формирования могут быть восстановлены со времени образования расположенных в них реликтов жесткого кристаллического фундамента. Они наблюдаются в виде обнаженных выступов — Париквасьшорского и Марункеуского (рис. 2) площадью около 200 км² или устанавливаются в погребенном состоянии по характерной смене фаций и изменению простирания складок в залегающих выше терригенно-вулканогенных толщах нерасчлененных верхнего рифея-кембрия — Лаборовский, Малообский выступы, внутренние части Манита-Нырдынского, Усватинского, Оченырдынского поднятий.

Судя по наблюдениям во вскрытых разрезах, выступы сложены глубоко метаморфизованными отложениями париквасьшорской свиты,

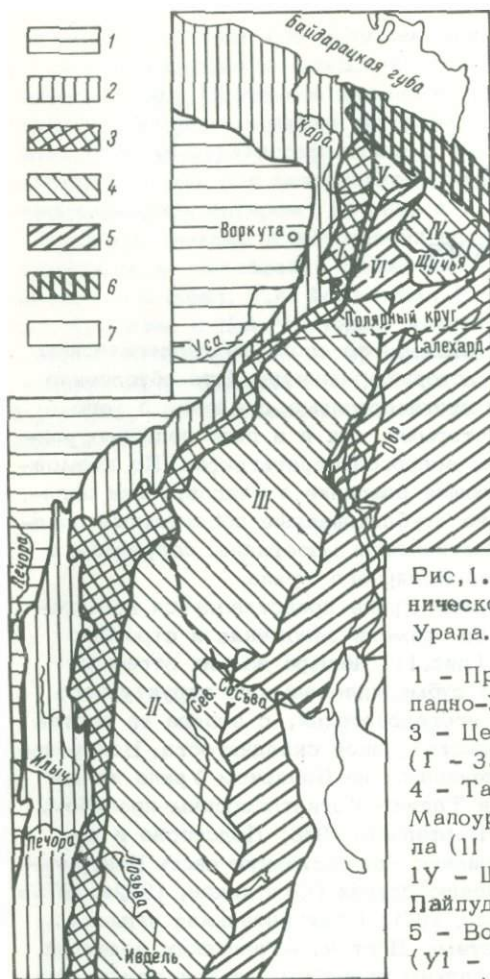


Рис. 1. Схема укрупненного тектонического районирования севера Урала.

1 - Предуральский прогиб; 2 - Западно-Уральская зона складчатости; 3 - Центрально-Уральское поднятие (I - Западная зона Полярного Урала); 4 - Тагило-Магнитогорский прогиб - Малоуральская зона Полярного Урала (II - Тагильский, III - Войкарский, IV - Шульгинский синклинали, У - Пайпудынский межгорный прогиб); 5 - Восточно-Уральское поднятие (У1 - Восточная зона Полярного Урала); 6 - Байдарачский прогиб; 7 - Восточно-Уральский прогиб.

время накопления которой условно отнесено к началу позднего или концу раннего протерозоя (Объяснительная записка..., 1980). Ныне эти отложения представлены дистеновыми, ставролитовыми, слюдяными и слюдяно-амфиболовыми гнейсами, эклогитами и амфиболитами, собранными в складчатые структуры северо-западного простирания. В этом же направлении вытянуты выступы кристаллического фундамента.

Как следует из данных геологических и геофизических наблюдений, они образуют зоны северо-западного простирания, «просвечивающие» под позднерифейско-кембрийскими толщами (Охотников, 1972а, 1975а; Металлогеническое районирование Урала..., 1976). На севере к ним относится Пырьяхинская зона, представленная в своей юго-

восточной части Лаборовской погребенной глыбой, на юге – зона северо-западных дифференцированных поднятий – Собское поперечное поднятие, в понимании Н.П. Хераскова и А.С. Перфильева (1963), юго-восточная часть которой состоит из Малообского и Париквасьшорского выступов. Между указанными расположены более мелкие зоны, одна из которых представлена Марункеуским выступом. Эти зоны расположены поперек к развитым позже и наложенным на них складчатым дислокациям уральского структурного плана. На юго-востоке они сочленяются с обширной Обь-Иртышской областью проявлений структур добайкальской консолидации в кристаллическом фундаменте Западно-Сибирской плиты (Каратаев, 1964; Соболевская, 1973; Охотников, 1978); на северо-западе погружаются в Западно-Уральской зоне и в Предуральском краевом прогибе (рис. 1).

Формирование отмеченных северо-западных зон оказало влияние на всю последующую эволюцию Полярного Урала. Они обусловили: во-первых, развитие здесь поперечной зональности в каждой из перечисленных выше субмеридиональных зон уральского простиранья и заложение мощных северо-западных разломов, подновлявшихся в последующие геологические эпохи; во-вторых, – гигантскую виргацию складчатых структур на севере Полярного Урала и приобретение ими северо-западного – пайхойского и юго-восточного направлений, получивших развитие вследствие облекания складками выступов (глыб) жесткого кристаллического фундамента (Охотников, 1969, 1973, 1978).

Время формирования кристаллического субстрата определяется по радиогенному возрасту эглогитов, равному 1560 ± 40 млн. лет (Удовкина, 1975; Гаррис, 1977), а также по несогласному налеганию на реликты его верхнерифейско-кембрийских отложений. Последние в истоках руч. Киргизшор представлены амфиболитами, содержащими прослой мраморизованных известняков. Эта толща круто погружается к СВ 60° и в отчетливо наблюдаемом контакте перекрывает „головы” слоев подстилающих слюдяных гнейсов, круто падающих к ЮЗ $250-260^\circ$.

Последующее развитие структур в течение позднего рифея-раннего кембрия подчинялось в основном уже становлению дислокаций уральского плана. Формирование их началось с заложения на раздробленном ранне-позднепротерозойском жестком субстрате мощного рифейского прогиба, вытянутого в северо-восточном направлении. В западной части его, вдоль окраины Восточно-Европейской платформы накапливались отложения бедамельской серии, представленные преимущественно туфогенными и терригенными толщами. Малая суммарная мощность среди них эффузивов, а также главным образом средний и кислый состав последних свидетельствуют о господстве здесь в позднем рифее-раннем кембрии миогеосинклинальных условий. К востоку, наоборот, в составе няровейского комплекса преобладающее развитие получили вулканиты среднего и основного состава. Большая мощность их (рис. 3, см. вкл.), особенно вулканитов среднего состава, и формирование полных вулканических серий указывают на принадлежность отложений к формациям, близким по сво-

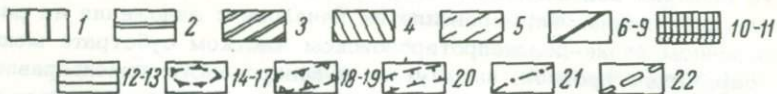
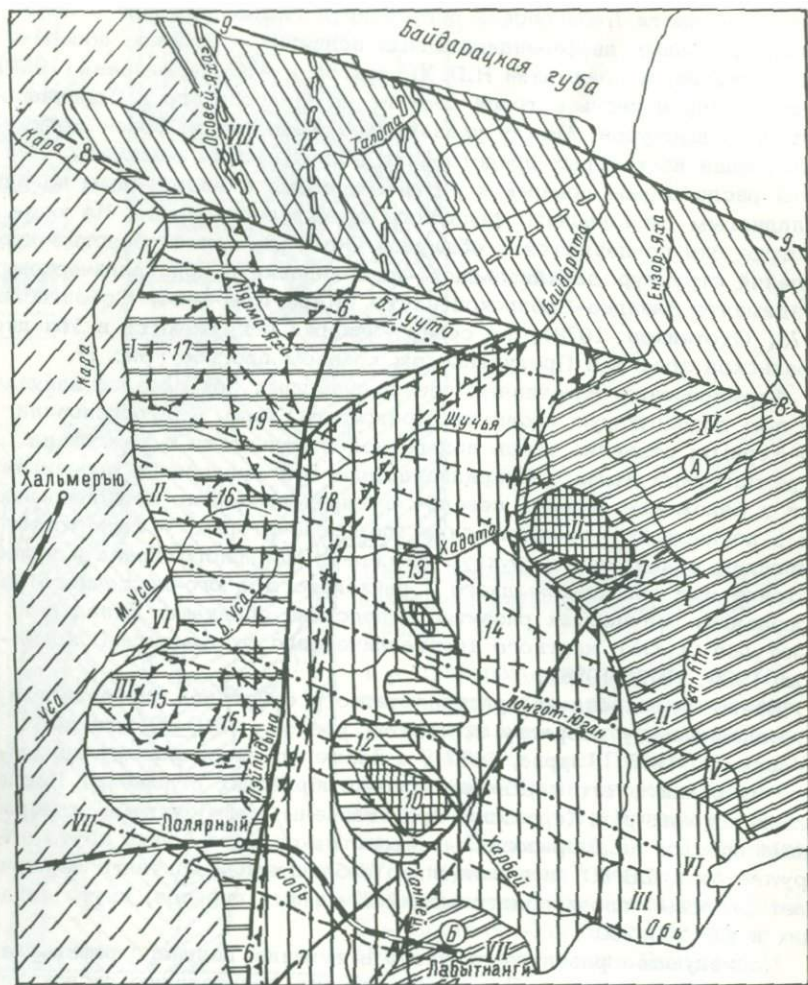


Рис. 2. Схема размещения важнейших структурных элементов Полярного Урала.

Структурно-формационные зоны: 1 - Восточная, 2 - Западная, 3 - Мапоуральская (А - Щучьинский, Б - Войкарский синклинории), 4 - Байдарашский прогиб, 5 - Западно-Уральская. Глубинные разломы: 6 - Западный, 7 - Восточный, 8 - Хуутинский, 9 - Байдарашский. Поднятия; дорифейские глыбы (выступы): 10 - Париквасьшорский, 11 - Лаборовская; рифейские: 12 - Харбейское, 13 - Марункеуское; палеозойские: 14 - Полярно-Уральское, 15-17 - Центрально-Уральские (15 - Манитанурдское и Енганэпэйское, 16 - Усватинское,

ему составу к образованиям эвгеосинклинальных прогибов (Охотников, 1968, 1969, 1972а, 1975а).

Так, в позднем рифее-раннем кембрии на Полярном Урале обособились две крупные структурно-формационные зоны уральского простирания: Западная с преимущественным миогеосинклинальным режимом и Восточная - эвгеосинклинальная, разделенные Западным глубинным разломом. Об идентичности времени формирования их и тождестве возраста развитых в них отложений свидетельствуют сходные органические остатки, обнаруженные в прослоях и биогермах известняков среди вулканогенных толщ каждой из зон. Из них в Западной (бедамельская серия) собраны микрофитоциты: *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydiobormis* Krasnop., *V. reticulatus* Nar., *V. imensis* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitle, *Osagia nimia* Z. Zhur. (Краснокутский, 1970); в Восточной (няровейский комплекс): *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Osagia nimia*, Z. Zhur., указывающие на принадлежность отложений к верхней части терминального рифея и на корреляцию их с укской свитой Башкирского Урала.

Характерной особенностью каждой из зон является непостоянство разрезов слагающих их отложений. Объясняется это гетерогенным строением эв- и миогеосинклинали, включающих расположенные вкрест их простирания реликты жесткого кристаллического субстрата. Значение вулканогенных горных пород обычно нарастает не только вверх по разрезам, но и в сторону и вокруг жестких глыб, в связи с чем Западная и Восточная зоны делились на сегменты, одни из которых характеризовались преимущественным накоплением вулканогенных отложений, другие - заметным сокращением их роли. В процессе инверсии рифейской геосинклинали на месте первых возникли вулканические островные поднятия. К числу их в Восточной зоне с юга на север относятся Харбейское, Марункеуское и более мелкие Гердизское, Лаптаяхинское, Садукское, Войвасёдинское, Хуутинское поднятия, а также отмели в Западной зоне (рис. 2). Важная роль в сложении их принадлежит лавам кислого состава (Петрова, 1969). Они венчают разрез няровейского комплекса и бедамельской серии, свидетельствуя о проявлении в это время субсеквентного

17 - Оченыдское). Межгорные прогибы: 18 - Усинско-Байдарашкий, 19 - Пайпудынский; 20 - граница зон стабильных поперечных поднятий (I - Пырьяхинской, II - Усватинское-Марункеуской, III - Северо-Западной дифференцированной - Собской, по Н.П. Хераскову); 21 - оси главнейших северо-западных складчатых мобильных поперечных структур (IУ - Сибилейской, или Хуутинской, У - Лонгот-Юганской, УI - Харбейской, УII - Собской); 22 - оси антиклиналей, поперечных к северо-западным структурам Байдарашского прогиба (VIII - Осоевской, IX - Оюяхинской, или Сянгурской, X - Талотинской, XI - Пензенгояхинской).

вулканизма и формировании островных поднятий и отmelей в стадию орогенного развития региона.

Размещение островных поднятий в пространстве подчинялось, с одной стороны, тенденции сохранения северо-западных простираний, наследуемых от заключенных в ядрах их реликтов жесткого кристаллического субстрата; с другой — развитию северо-восточных дислокаций уральского структурного плана внутри Западной и Восточной зон. Это обусловило формирование на Полярном Урале поперечной зональности. При главенстве северо-восточного простирания структур она представлена внутри последних северо-западными поперечными зонами (цапами) стабильных поднятий и расположенными между ними прогибами, приуроченными к мобильным сегментам.

Ранний палеозой на Полярном Урале характеризуется накоплением молассоидных и флишоидных отложений орангской свиты. Ее нижняя часть представлена черными углистыми сланцами, вмещающими линзы и прослой конгломератов с обильной галькой нижележащих вулканитов няровейского комплекса и кембрийских гранитов. Выше залегают мощная толща серицито-кварцевых сланцев, содержащих в низах редкие пакеты углистых сланцев, а также линзы и прослой известняков. Указанные отложения характерны для Восточной зоны. В Западной зоне известны маломощные прослой черных углистых сланцев, находящихся в переслаивании с лавами кислого состава и туфами в верхней части отложений бедамепьской серии, которые, по всей вероятности, идентичны по возрасту орангской свиты (рис. 3, см. вкл.).

Линзы и прослой конгломератов среди углистых сланцев орангской свиты наблюдаются обычно вокруг и в непосредственной близости к рифейским островным поднятиям, свидетельствуя о формировании их в доорангское время. С удалением от поднятий в разрезах свиты исчезают конгломераты. Особенно характерно это для прогибов, закладывающихся вдоль периферии Восточной зоны. Из них на западе — в Усинско-Байдарацком прогибе (Охотников, 1975а; рис. 2) известны разрезы, в которых переслаиваются углистые сланцы и вулканиты, что указывает на непрерывное накопление терригенно-вулканогенных отложений няровейского комплекса и флишоидных толщ орангской свиты.

Такое же непостоянство в соотношении отложений выявлено вдоль верхней границы орангской свиты. Здесь наряду с известным несогласным налеганием на отложения ее нижеордовикских толщ установлено непрерывное наращивание вверх разрезов от серицито-кварцевых сланцев до нижеордовикских песчаников верхнебайдарацкой свиты (Охотников, Фомиченко, 1973; Охотников, 1975а). Таким образом, орангская свита в ряде разрезов неразрывно связана с подстилающими ее верхнерифейско-кембрийскими толщами и перекрывающими отложениями нижнего ордовика.

Приведенные сведения указывают на длительное формирование орангской свиты, накопление которой, по-видимому, завершилось в позднем кембрии. Одним из доказательств этого является инъекция в орангские толщи гранитоидов полярно-уральского ряда комплексов,

радиологический возраст которых по многочисленным определениям равен 510–450 млн. лет.

Вслед за накоплением отложений орангской свиты практически вся территория Восточной и значительная часть Западной зон была выведена на дневную поверхность. Об этом свидетельствуют трансгрессивное налегание нижнеордовикских толщ верхнебайдарачкой свиты на углистые и серицито-кварцевые сланцы орангской свиты в Восточной зоне (Охотников, Фомиченко, 1973) или присутствие обломков этих горных пород, а также вулканитов бедамельской серии в гальке нижнеордовикских конгломератов тельпосской свиты и залегание последней с резким угловым несогласием на подстилающих толщах в пределах Западной зоны (Охотников, 1975а). Вместе с тем упомянутые выше в Восточной и известные в Западной зонах разрезы с установленным в них непрерывным осадконакоплением от позднего рифея–кембрия до ордовика включительно указывают на то, что отдельные части региона в эту эпоху все еще находились в погруженном состоянии. Так проявились предордовикские движения, в результате которых в раннем ордовике вся территория Полярного Урала представляла собой огромный архипелаг. В нем к числу наиболее крупных структур относится Полярно–Уральское субмеридионально вытянутое антиклинальное поднятие, охватившее практически всю территорию Восточной зоны. Оно включает перечисленные выше рифейские островные поднятия и претерпевшие инверсию мобильные поперечные прогибы между ними. Последние были преобразованы в горст–антиклинали, вытянутые в северо–западном направлении и ограничивающие с юго–запада и северо–востока рифейские островные структуры. К числу наиболее крупных из них относятся Собская, Лонготьюганская и Сибилейская (Хуутинская) поперечные структуры (рис. 2). С формированием их связано внедрение в толщи няровейского комплекса г. орангской свиты огромных масс гранитоидов, представленных преимущественно синскладчатыми согласными пластообразными раннеордовикскими интрузиями полярно–уральского латерального ряда комплексов.

Активные магматические процессы на площади Восточной зоны сопровождалась развитием интенсивного метаморфизма и становлением сложных интрузивного и амфиболитового комплексов, возникших за счет преобразования няровейских вулканитов внутри островных поднятий (Магматизм и металлогения..., 1969). К этому же времени относится формирование глаукофановых кристаллических сланцев. Они входят в состав амфиболитового комплекса и связаны пространственно и генетически с послонным проникновением гранитоидных расплавов в эффузивные толщи. Частным свидетельством этого является абсолютный возраст как их, так и амфиболитов, указывающий на образование метаморфических горных пород в интервале 450–415 млн. лет. На востоке, вдоль границы Полярно–Уральского поднятия с складывающимся в ордовике прогибом формировалась значительная по ширине зона растяжения, внутри которой получили распространение метасоматические габбро и габбро–амфиболиты (Морковкина, 1967; Охотников, Бэвз, 1972, 1981; Бэвз, 1973).

Одной из чрезвычайно важных особенностей Полярно-Уральского поднятия является виргация его структур на севере и дугообразная форма. На севере складчатые структуры его восточной части развернуты к востоку и полого погружаются к востоку-юго-востоку. Обусловлено это облеканием складками с севера Лаборовской погребенной глыбы (Охотников, 1973). В Западной зоне, наоборот, складчатые структуры в толщах бедамельской серии отклоняются к северо-западу, огибая Оченырское поднятие, что позволяет предполагать в ядре его реликты погребенного жесткого субстрата. Особенно наглядна указанная виргация структур в междуречья Хууты и Байдараты. Здесь сближенные в пространстве Саурейское и Ойбедашорское мелкие антиклинальные поднятия развернуты соответственно к север-северо-западу и северо-востоку (рис. 4, см. вкл.). Таким образом, присутствие реликтов жесткого кристаллического фундамента в структурах Полярного Урала обусловило им гигантскую виргацию, формирование на севере V-образной структуры и предопределили заложение внутри ее Байдарацкого прогиба.

Убедительным доказательством существования архипелага в раннем ордовике на Полярном Урале являются чрезвычайно разнообразие состава отложений, накопленных в эту эпоху, и быстрая смена их по латерали. Так, на площади Западной зоны в тельпосской свите на коротких расстояниях изменяются не только состав и положение в разрезах разнозернистых песчаников, но и мощность базальных конгломератов от 0 до 200 м. На площади Восточной зоны в Усинско-Байдарацком прогибе вкрест и по простиранию структур сменяют друг друга светло-серые и черные, то полимиктовые, то известковистые песчаники верхнебайдарацкой свиты.

Общей и наиболее характерной тенденцией фациальных изменений нижнеордовикских толщ является смена их к северу все более глубоководными отложениями. На юге в бассейне р. Соби и вплоть до района Щучинских озер они представлены преимущественно терригенными, часто грубозернистыми толщами, свидетельствующими о миогеосинклинальных условиях их накопления (Шадрин, Островский, 1978). К северу в бассейне р. Байдараты в составе тельпосской и хыдейской свит заметно шире развиты диабазы и порфириты, а в бассейне р. Б. Хууты и севернее ее вся ордовикская толща в целом замещается терригенно-вулканогенными отложениями талотинской свиты. Преобладание в составе ее вулканогенных горных пород, широкое развитие среди них покровов диабазов и порфиритов, а также большая мощность указывают на то, что отложения этой свиты весьма близки к формациям эвгеосинклиналией. Нижнеордовикский возраст их устанавливается по собранным В. А. Ереминым в известковистых песчаниках *Tritoechia lermontovae* (Lessn.). По своей формационной принадлежности, мощности и иному простиранию развитых в них складчатых структур они столь отличны от терригенных отложений, расположенных южнее, что образуют самостоятельную структурно-фациальную зону, именуемую Байдарацким прогибом (Охотников, 1975а, 1975б).

Байдарацкий прогиб вытянут в северо-западном направлении и ограничивает на севере распространение структур северо-восточного (уральского) простираия. Последние здесь имеют роль подчиненных складок, осложняющих дислокации генерального северо-западного структурного плана и, очевидно, являются отражением виргирующих структур Полярно-Уральского поднятия в области их периклинального погружения. От прилегающих с юга Западной и Восточной зон Байдарацкий прогиб отделен заложеной в эту эпоху системой Хуутинских северо-западных разломов. Однако широкое развитие вулканогенных отложений к юго-западу от них в бассейнах рр. Лекынтальбей и Хойтальбей свидетельствует о вовлечении в Байдарацкий прогиб части структур на севере Западной и Восточной зон.

Особенно характерно это для Усинско-Байдарацкого прогиба, вытянутого в меридиональном направлении вдоль Западного глубинного разлома. В западной части его в эту эпоху закладывался унаследованный Пайпудынский межгорный прогиб, выклинивающийся на юге в области поперечных структур зоны северо-западных дифференцированных поднятий (рис. 1, 2). Значение вулканогенных отложений в нем нарастало к концу накопления отложений ордовикских толщ и формирования изъяхойской свиты среднего-верхнего ордовика. В составе ее получили развитие сокращенная андезито-дацитовая серия в отличие от полной последовательно-дифференцированной базальт-липаритовой вулканической серии в Байдарацком прогибе. Обусловлено это, на наш взгляд, запаздыванием процесса вовлечения в прогиб структур Западной зоны и более ранним их замыканием в связи с присутствием в фундаменте зоны погребенных глыб жесткого кристаллического субстрата.

Синхронно с излиянием лав изъяхойской свиты в орангских толщах вдоль Западного глубинного разлома формировались дайки габбро-диабазов. Со средне-позднеордовикскими силлами, дайками диабазов и габбро-диабазов Байдарацкого прогиба они образуют единый пояс, что дополнительно подчеркивает связь Байдарацкого прогиба с закладывающимися в ордовике структурами в Западной и Восточной зонах (рис. 4).

На северо-западе Байдарацкого прогиба терригенно-вулканогенные толщи талотинской свиты фациально замещаются преимущественно терригенными отложениями осевой свиты. В составе ее преобладают темно-серые известковистые песчаники, темные глинистые и углисто-глинистые сланцы; изредка в них присутствуют прослойки диабазовых порфиритов и известняки, содержащие аренигские трилобиты *Apatoképhalus* sp. indet, *Agnestidae* gen indet, *Niobella* cf. *elliptocandata* Bursky. Среди этих отложений в ядрах мелких антиклиналей весьма часто наблюдаются нижние части ордовикских толщ, представленные кварцито-песчаниками тельпосской свиты. Появление и довольно широкое распространение их наряду с развитием грубозернистых терригенных отложений и известняков осевой свиты свидетельствуют о замыкании Байдарацкого прогиба к северо-западу от современного

бассейна р. Осовейяхи. На близость складчатого доордовиковского фундамента указывает также заметное преобладание здесь трахиандезитов и трахибазальтов среди вулканитов талотинской свиты.

Формирование локальных поднятий отразилось в последующем развитии весьма своеобразной нярминской свиты (Осадчев, 1951б), сложенной черными углисто-кремнистыми сланцами с редкими лепешковидными линзами известняков. Она обрамляет с юго-запада Байдарацкий прогиб, а южнее выполняет мощную горизонтальную флексуру между северо-западными структурами гряды Константина Камня и расположенными к югу северо-восточными складчатыми сооружениями Западной зоны. В бассейне р. Лядгей нярминская свита согласно, без перерыва перекрывает терригенно-вулканогенные отложения талотинской свиты. Это согласуется с верхнеордовиковско-силурийским ее возрастом, установленным А.И. Шмидтом (1975) на основании определений собранных им органических остатков. Выше нярминской свиты залегают широко распространенные карбонатные толщи нерасчлененных силура и девона, слагающие Западно-Уральскую зону складчатости в области сочленения и перехода ее в структуры Пай-Хоя.

На юго-востоке Байдарацкого прогиба ордовикские отложения талотинской свиты протягиваются в Щучинский синклиниорий Тагило-Магнитогорского прогиба, где некоторые исследователи (К.П. Прохорова, В.Н. Воронов) выделяли их в качестве сядайской свиты среднего-верхнего ордовика. Литологическое сходство их с отложениями талотинской свиты (рис. 3), близость разрезов и постепенный разворот на севере Щучинского синклинория развитых в нем складчатых структур к северо-западу, в сторону Байдарацкого прогиба, убеждают в общности Байдарацкой и Щучинской структур и принадлежности их к единой эвгеосинклиналиной зоне. Однако в ней эти структуры образуют частные, несколько обособленные прогибы.

Таким образом, в ордовике формировались прогибы и закладывалась эвгеосинклиналиная зона не только к востоку, но и к северу от Полярно-Уральского поднятия, в области периклиналиного погружения его структур. Вдоль восточного склона Урала она известна в литературе как Тагильский, Тагило-Магнитогорский прогиб (Пейве, 1947; Дедеев, 1959а, 1959б; Волков, 1960; Перфильев, 1968, и др.) или Малоуральская структурно-формационная зона Полярного Урала (Софронов, 1947, 1956; Охотников, 1975а).

Для эвгеосинклиналиной зоны на севере характерна разобшенность на ряд мелких (частных) прогибов. С юга на север в ней выделяются Войкаро-Собский и затем Щучинский синклинории, разделенные Малообским поперечным поднятием и Лонготьюганской горст-антиклиналью, а также осложняющими их северо-западными разломами. Также частично обособлены друг от друга Щучинский синклиниорий и Байдарацкий прогиб. Между ними расположена Сибилейская (Хуутинская) поперечная антиклиналь, являющаяся одной из развернутых к востоку периклиналиных структур Полярно-Уральского поднятия. Она осложнена Хуутинской системой мощных сближенных северо-западных разломов, которые в генерализованной текто-

нической схеме приняты в качестве границы между Щучьинским синклиниорием и Байдарацким прогибом (рис. 4).

Западной границей Тагило-Магнитогорского прогиба с Восточной зоной является Главный Уральский глубинный разлом, трассируемый расположенными вдоль него массивами гипербазитов (Пейве, 1947; Сиринов, 1962). На севере Урала, еще в области Войкарского массива, он расщепляется на две ветви: Западную и Восточную (Охотников, 1975а), каждая из которых по мере продвижения к северу испытывает дальнейшую виргацию. Уже в бассейне рр. Ханмей и Харбей и еще в большем количестве далее к северу от Восточного глубинного разлома отделяются оперяющие его восток-северо-восточные разрывы. В связи с этим западный рубеж Тагило-Магнитогорского прогиба на севере Урала утрачивает свою четкость и условно проводится вдоль западной границы распространения вулканогенных отложений ордовика или силура.

Для Щучьинского синклиниория и Байдарацкого прогиба в ранне-среднем палеозое также характерно нарастание интенсивности вулканизма во времени. Максимум он достигал в силуре-нижнем девоне. В это время на территории каждой из зон формировались идентичные по составу мощные покровы диабазов, спилитов и базальтов. В основании их на границе с талотинской свитой залегают конгломераты, туфоконгломераты и лавобракции, мощность горизонта которых на площади Байдарацкого прогиба изменяется от 2 до 150 м. В гальке и обломках их в обилии присутствуют разнообразные эффузивы, песчаники, углисто-кремнистые сланцы и известняки талотинской, осовейской и нярминской свит.

4354
Одной из важных особенностей силурийско-раннедевонской эпохи является формирование крупных кольцевых структур, превосходно выраженных на снимках из космоса. Две наиболее значительные из них расположены в истоках р. Оюяха (Оюяхинская) и вдоль северного берега оз. Лыдоты (Лыдотинская) на площади Байдарацкого прогиба. В диаметре они достигают 10-15 км и, по-видимому, соответствуют древним кальдерам. Внутренние части их выполнены покровами диабазов и туфолов основного состава, ниже которых залегают конгломераты. Показательно вовлечение в кольцевые структуры подстилающих терригенно-вулканогенных отложений талотинской свиты, что, очевидно, указывает на ордовикское заложение вулканов центрального типа и наследственное их развитие в силуре-раннем девоне.

На силурийско-нижнедевонских толщах залегают эйфельские конгломераты. Они наблюдаются повсеместно на всей территории Тагило-Магнитогорского прогиба (Волков, 1948, 1960), а также на севере в Западно-Уральской зоне (О бокситоносности..., 1976), свидетельствуя о начале замыкания в конце раннего девона палеозойской геосинклинали. Вслед за формированием их началось кратковременное накопление карбонатных толщ, прерванное во второй половине или в конце живетского века новыми восходящими движениями и складчатостью. В результате на севере в Щучьинском синклиниории Тагило-Магнитогорского прогиба получила распространение

мощная моласса, сформированная в течение конца живетского, франского и фаменского веков (Дедеев, 1959а, 1959б; Волков, 1960). Она представлена чередующимися конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, известняками, базальтами, андезитами, дацитами, туфами и туфоконгломератами, залегающими с угловыми несогласиями на подстилающих отложениях. К этому же времени относится завершение формирования Полярно-Уральского поднятия. Вывод его на дневную поверхность устанавливается по выпадению из стратиграфических разрезов в бассейне р. Пайпуды живетских, франских, фаменских осадков и залеганию каменноугольных известняков на эйфельских толщах (Шадрин, Островский, 1978).

Для молассоидной толщи характерны присутствие маломощных эффузивных покровов и частая смена их по латерали терригенными отложениями, что, по всей вероятности, является признаком излияния лав в мелких, локальных прогибах. Возможно, поэтому связанные с ними в пространстве и времени разнообразные интрузивные ассоциации представлены небольшими телами, сформированными в гипабиссальных условиях. Среди них выделяются средне-позднедевонские габбро, гранодиориты и плагиограниты раннеорогенного янганапэйского и сближенного с ними в пространстве и времени позднедевонско-реннекаменноугольные габбро-нориты и граниты позднеорогенного юрмэнекского комплексов.

Нижнекаменноугольные отложения характеризуются чрезвычайным разнообразием состава и мощности, указывающими на накопление их в разобщенных, по всей вероятности, наложенных мульдах. Преимущественно грубозернистые терригенные, реже карбонатные толщи турнейского, визейского и намюрского ярусов установлены ныне как в осевой части Полярного Урала, так и в северо-восточных и северо-западных его отрогах. В горной осевой части в бассейнах рр. Соби и Нядаяхи они представлены мощным (до 150 м) горизонтом базальных конгломератов, выше которых залегают сланцево-песчаниковые флишoidные толщи. В составе конгломератов присутствует крупная (0,2 м) плохо сортированная галька горных пород разнообразных комплексов, включая сюда доордовикские, ордовикские и послеордовикские терригенные и вулканогенные толщи, а также раннеордовикские граниты. Это указывает на весьма глубокую денудацию структур Полярного Урала, выведенных на дневную поверхность в предкаменноугольную эпоху.

На северо-востоке в Щучинском синклинии выше турнейских преимущественно терригенных отложений развита довольно мощная карбонатная толща визе и намюра, сменяющаяся вверх по разрезу терригенно-карбонатными образованиями среднего карбона (Дедеев, 1959а; Воронов, 1976). На северо-западе в бассейне р. Ямбояхи и к западу от оз. Осевой-То разрез нижнекаменноугольных образований начинается карбонатными отложениями (рис. 3). В основании их находится маломощный горизонт конгломератов либо конгломератовидные известняки, которые залегают на черных верхнеордовикско-силурийских углисто-кремнистых сланцах нярминской свиты. Выше известняков следует толща темно-серых глинисто-кремнистых слан-

цев и песчаников. Появление в верхах ее наряду со среднекаменноугольными *Profusulinella* sp., *Peudostafeella* sp., *Eostafella* sp., *Neoarchaediscus postrugosus*, *Neoarchaediscus gregori*, *Cloëivalinā* sp., *Nodosaria* ex. gr. *krotowi* Tscherd, нижнепермских спонгий, *Caprolithes*, *Cordaitales*, *Rufioria* (aff., *R. derzavinii*) и т.д. позволяет считать непрерывным процесс накопления осадков от карбона до нижней перми включительно.

Собственно нижнепермские отложения развиты к западу от бассейна р. Осоевьяхи. Представлены они сланцево-песчаниковой флишовой толщей, характерной для фации Пай-Хоя (Енцова, 1981). Ею вдоль северо-западных разломов Байдарацкой системы выполнены грабен-синклинали и, выклинивающиеся к юго-востоку, в сторону Байдарацкого прогиба и Западно-Уральской зоны. Нижнепермские отложения в них налегают на типично уральские толщи ордовика, представленные нярминской, сосоветской и талотинской свитами. Отложения последних сложены антиклинальные структуры, разделяющие грабен-синклинали и погружающиеся к северо-западу под нижнепермские толщи в сторону Пай-Хоя. В соответствии с этим сочленение развернутых к северо-западу структур Урала со складчатыми сооружениями Пай-Хоя напоминает в плане соединение шестерен, заходящие друг за друга „зубья“ которых нередко осложнены разломами.

Наиболее поздние восходящие движения в палеозойской истории Полярного Урала, по всей вероятности, отражены внедрением сиенито-диоритов торасовейского комплекса. Они расположены в области сочленения уральских и пайхойских структур среди широко распространенных вмещающих их нижнепермских отложений, что является свидетельством проявления постнижнепермского магматизма на Полярном Урале.

С этими движениями вдоль восточного склона Полярного Урала, надо полагать, связано заложение Приобского предгорного прогиба, выполненного мезозойскими отложениями. Исследование этой территории, особенно проведенные В.Н. Вороновым в последние годы, указывают на то, что юрские и меловые толщи распространены как вдоль восточного склона Полярного Урала к югу от Лабовской погребенной глыбы (рис. 2), так и к северу от гряды Янгана-Пэ в области сочленения Шучьинского синклинория с Байдарацким прогибом и структурами Ямальского грабена.

Очевидно, Приобский прогиб имел сложное строение. На севере вслед за структурами Тагило-Магнитогорского прогиба западная часть его, по-видимому, отклонялась к северо-западу в сторону Байдарацкого прогиба, а отдельные лагуны и заливы глубоко вдавались в структуры Полярного Урала. Это позволяет предполагать распространение мезозойских толщ в части Байдарацкого прогиба, скрытой под акваторией и отделенной от современной суши Байдарацкой системой северо-западных разломов.

В разрезах юрских и меловых отложений типично присутствие бурых углей. Они чередуются с грубозернистыми песчаниками и конгломератами, содержащими чрезвычайно разнообразную гальку. Ха-

рактены для мезозойских толщ также отсутствие отложений нижнего, среднего триаса и развитие мощных кор выветривания в позднем триасе—ранней юре. Они налагают на каменноугольные отложения, а также на толщи силура и девона, что свидетельствует о глубоком и весьма продолжительном размыве горных сооружений Уральского хребта, очевидно, окончательно сформированного в постнижнепермскую эпоху.

В течение мезозоя и кайнозоя характерно более интенсивное проявление расколов на севере. В бассейне р. Байдараты они выражены в обновлении мощного разлома (Охотников, Стрельников, 1974), вдоль побережья Байдарачкой губы — в развитии поднятых и опущенных блоков (в зонах северо-западных разрывов) и соответственно — в формировании многочисленных antecedентных долин рек, пересекающих дизъюнктивные структуры.

* * *

Резюмируя краткий обзор геологического строения Полярного Урала, важно отметить две главные особенности исторически направленного процесса развития его структур. Первая из них заключается в том, что в каждой из структурно-фациальных зон накопление вулканогенных толщ сдвинуто к середине, а иногда и к концу формирования геосинклинальных прогибов (рис. 3). Особенно это характерно для разрезов бедамельской серии, няровейского комплекса, отложений ордовика, среднего и верхнего девона. Следовательно, на Полярном Урале, начиная с рифейской и в каждую из последующих тектонических эпох, наследственно сохранялась тенденция запаздывания в развитии геосинклинального эффузивного магматизма. Объясняется это присутствием в структурах Полярного Урала глыб жесткого кристаллического фундамента, препятствующих быстрому вовлечению в прогибы территории каждой из зон.

Вторая особенность проявлена в унаследованном разрастании поднятий вокруг глыб древнего кристаллического субстрата. От эпохи к эпохе структуры поднятий не только сохраняли свое пространственное положение, но и заметно увеличивались в размерах. Наиболее наглядно это выражено в последовательном обрастании Париквасьшорского и Марункеуского выступов древнего фундамента соответственно Харбейской и Марункеуской рифейскими островными структурами, которые затем в раннем палеозое были объединены в едином Полярно-Уральском крупном поднятии (Охотников, 1968, 1969). Это обусловило постоянство в размещении на территории Полярного Урала в каждой из тектонических эпох не только стабильных поднятий, но и расположенных вокруг них северо-западных и северо-восточных частных мобильных прогибов, на месте которых формировались складчатые структуры. Менялась лишь значимость — subordinatenность и размеры последних. Так, дислокация северо-восточного простирания доминируют в Восточной и Западной зонах, а также на большей части площади Малоуральской зоны. Им подчинены поперечные структуры северо-западного направления. В Байдарачком прогибе и на Пай-Хое, наоборот, поперечными оказались складки и разрывы северо-восточного — уральского направления, осложняющие главенствующие складчатые структуры северо-западного простирания.

ГРАНИТОИДЫ, ИХ МЕСТО В ИСТОРИИ И СТРУКТУРАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В течение многолетних исследований на территории Полярного Урала установлены гранитоиды различного возраста, принадлежащие к образованиям трех генетических групп (Охотников, 1979). В первой из них в соответствии с пространственной, структурной, временной и генетической связью гранитоиды являются комагматами сложных вулканических серий. Часть из них по преимущественному преобладанию натриевой составляющей и тесной ассоциации с габбро и диоритами относится к производным базальтовой магмы. Они входят в состав сложных габбро-гранитных комплексов, свойственных геосинклинальным стадиям развития региона. Часть других, обнаруживающих взаимопереходы с покровами кислых лав и насыщенных калием, принадлежит к дифференциатам липарито-дацитовых расплавов.

Палингенные гранитоиды второй генетической группы не имеют связи с вулканитами. Они являются производными самостоятельных очагов гранитной магмы, возникших в процессе плавления сиалических толщ земной коры, преимущественно в стадии орогенного развития крупных структурных элементов Полярного Урала.

К третьей генетической группе относятся метасоматические гранитоиды.¹ На Полярном Урале они имеют локальное распространение. Из них позднепалеозойские охарактеризованы Ф.Р.Апельциным с сотрудниками (1967). Кроме того, метасоматические гранитоиды и связанное с ними рудообразование применительно к большей территории Урала рассмотрены А.И.Грабежевым (1981).

В двух первых генетических группах по времени формирования, взаимоотношениям с окружающими толщами и занимаемой позиции в структурно-формационных зонах Полярного Урала выделяются кембрийские, раннеордовикские, средне-позднеордовикские, средне-позднедевонские, позднедевонско-раннекаменноугольные, каменноугольно-раннепермские и позднепермские гранитоиды. Они представлены разнообразными комплексами, в которых отличаются не только по возрасту, но также по минеральному и химическому составу (табл. 1; см. приложение). Особенно наглядно это выражено на диаграмме фазового состояния альбит-кварц-ортоклаз (Tuttle, Bowen, 1958), где гранитоиды каждого из выделенных комплексов занимают вполне определенное, обособленное от других положение (рис.5).

¹ Гранитоиды этой генетической группы в работе детально не рассматриваются.

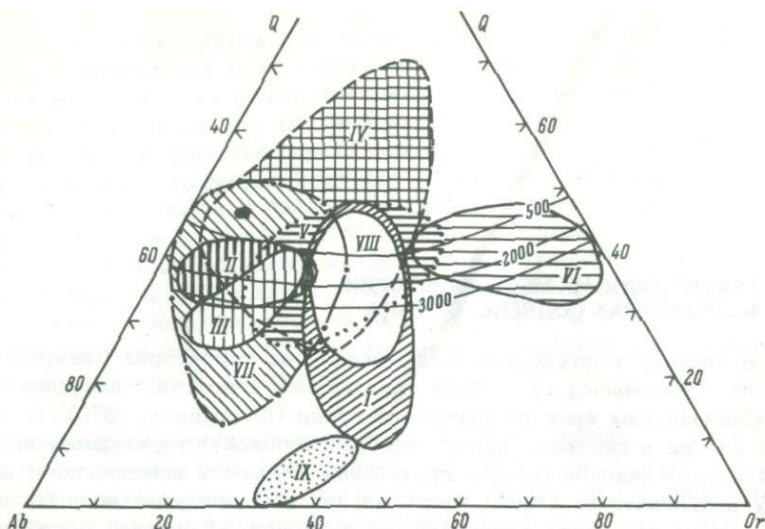


Рис. 5. Диаграмма фазового состояния альбит-ортоклаз-кварц гранитоидов различных комплексов Полярного Урала.

Поля распространения гранитоидов: I – кембрийских сядатаяхинского комплекса; раннеордовикских: II – харбейского, III – гердизского, IV – нодэягинского комплексов; средне-позднеордовикских субинтрузивных: V – пайлудынского, VI – себетинского комплексов; VII – средне-позднедевонских янганапэйского комплекса; VIII – позднедевонско-раннекаменноугольных юрмэнэксского комплекса; IX – позднепермских торасовейского комплекса.

Интрузии гранитоидов в более ранней истории Полярного Урала восстанавливаются с большим трудом и все еще относятся к проблематичным образованиям. Объясняется это глубокими метаморфогенными изменениями горных пород в раннем и среднем палеозое, приведшими в своем большинстве к утрате гранитоидами их первоначального облика.

Гранитоиды кембрия (?)

Из числа древних интрузивных образований кислого состава наиболее достоверно развитие на Полярном Урале доверхнекембрийских гранитоидов, поскольку галька их обнаружена в базальных конгломератах орангской свиты верхнего кембрия. Они представлены преимущественно микропегматитовыми, гранофировыми и ограниченно распространенными равномернозернистыми (арфведсонит-биотитовыми) гранитами и гранит-порфирами.²

² Микропегматитовые граниты на Полярном Урале являются столь характерными образованиями, что, несмотря на некоторые несоответствия с существующими классификациями, автор считает необходимым сохранение за ними здесь и дальше этого названия.

Гранитоиды этого возраста ныне установлены главным образом на площади Восточной структурно-формационной зоны в истоках по левобережью р. Б. Харбей в долине руч. Медного в пределах Харбейской островной структуры, а также вдоль западной периферии Марункеуского поднятия в бассейне р. Сядагатахи (ручьи Новый, Лидашор, Заозерный) и на левобережье р. Байдараты ниже устья р. Б. Ху-уты (рис. 2, 4). По всей вероятности, к доордовским интрузиям относятся также микропегматитовые граниты на площади Западной структурно-формационной зоны в истоках по правобережью р. Б. Кары к востоку от оз. Очеты в пределах Оченырдынского поднятия.

Микропегматитовые и гранофировые граниты в перечисленных районах образуют небольшие тела изометричной формы 300–500 м в поперечнике или же множество жильных тел мощностью 0,5–2 м. Они залегают среди амфиболитизированных верхнерифейско-кембрийских вулканитов няровейского комплекса (Восточная зона) или бедамельской серии (Западная зона). Для них специфичны темно-серая окраска, мелкозернистое строение и плотное сложение. Весьма показательны слабое развитие гнейсовидной полосчатости, столь характерной для более поздних синскладчатых гранитоидов раннего ордовика.

Средне-равномернозернистым арфведсонит-биотитовым гранитам присущи массивное сложение, темно-серая, слабозоная окраска и хорошая сохранность первичной гранитовой структуры. Как показали исследования наиболее крупных интрузий, они слагают гипсометрически нижнюю их часть и выше, а также в сторону контактов постепенно сменяются микропегматитовыми гранитами и гранит-порфирами. Такие интрузии имеют сложные состав и строение и характеризуются чаще пластообразной формой. Мощность их достигает 250–300 м, а протяженность 1,5–2,0 км.

Важной особенностью рассматриваемых гранитов является их высокая (чаще $> 10\%$) суммарная щелочность (см. Приложение). Особенно высоки содержания K_2O , количество которой обычно колеблется между 5 и 7%. По этому показателю, а также по минеральному составу (табл. 1) граниты относятся к ряду субщелочных горных пород калиево-натриевой серии.

В конгломератах оранжевой свиты верхнего кембрия присутствует по преимуществу галька гранит-порфиров, гранофиров и микропегматитовых гранитов, но отсутствует галька типичных арфведсонит-биотитовых гранитов. Объясняется это значительной глубиной залегания последних. Очевидно, в условиях кратковременного и весьма неглубокого размыва рифейских поднятий (Охотников, 1968, 1975а) в период формирования конгломератов эти граниты еще не были вскрыты.

Микропегматитовые граниты и гранофиры из гальки конгломератов оранжевой свиты и из изученных интрузий хорошо сопоставимы. Сходство их подчеркнуто не только тождеством структуры горных пород и широким развитием характерного для них гранофирового прорастания кварца и калиевого полевого шпата, но и идентичностью минеральных и химических составов. Действительно, неальбитизиро-

Таблица 1

Формационное расчленение гранитоидов Полярного Урала

Генетические группы	Магма	Формации	Комплексы	Индекс возраста	Габброиды < 56%	
Вулканическая интрузивная	Основная (базальтоидная)	Габбро-плагиогранитная	Харампэйско-масловский	0	94	
		Габбро-гранодиорит-плагиогранитная	Янгапапэйский	D ₂₋₃	34	
		Габбро-норит-гранитная	Юрмэнский	D _{3-C₁}	87	
		Габбро-сиенит-диоритовая	Торасовейский	P ₂	6-8	
		Субвулканических гранитоидов	Себетинский	Q ₂₋₃	-	
		Пайпудынский	-			
	Кислая (сиалическая)	Липарито-дацитовая	Гранитная	Сядатаяхинский	E	-
						-
	Палинганная	Гранитная	Гранодиорит-гранитная	Гердизский	O ₁	-
				Харбейский		-
Метасоматическая		Метасоматическая гранитная	Нодэягинский	Q ₁	-	
			Лонготьяганский		C-P ₁	-

ванные гранитоиды как из гальки конгломератов, так и из жильных и интрузивных тел характеризуются высокой общей щелочностью и особенно высокими (до 5-6%) содержаниями K₂O. В микропегматитовых гранитах и гранофирах присутствуют в близких или равных количествах альбит-олигоклаз (25-30%) и кварц - 25% кроме того, кварц и ортоклаз в симплектических сростках (30-35%), биотит, ортит, сфен, эпидот. Наконец, эти граниты на диаграмме фазового состояния гранитов (альбит-ортоклаз-кварц) занимают равновесное положение, свидетельствующее о тождестве условий их кристаллизации (рис. 6).

Общей для гранитоидов является также удивительно хорошая сохранность, обычно не наблюдаемая в древних образованиях. Она усугубляется в гранитоидах как интрузивных и жильных тел, так и в гальке конгломератов. Изменена чаще всего периферия жил,

Количественное соотношение горных пород, %				Средние содержания Fe _{общ} в гранитоидах, %	Ведущие минеральные ассоциации в гранитоидах
Сиенито-диориты SiO ₂ - 52-62%	Тоналиты, гранодиориты SiO ₂ - 56-68%	Адамеллиты, граниты SiO ₂ - 68-76%	Плагиограниты, трондjemиты >72%		
-	-	-	6	4	Олигоклаз, кварц, амфибол, магнетит, рутил, ильменит, пирит, апатит
5	31	4	26	3,9-6,7	Олигоклаз-андезин, кварц, калишпат, амфибол, биотит, апатит, магнетит, ильменит, пирит
2	2	9	-	3,4-3,5	Олигоклаз, кварц, микроклин, биотит, циркон, магнетит, ильменит, пирит
83-90	5-7	2-3	-	4,6-7,5	Калишпат, плагиоклаз, биотит, кварц, амфибол, реже пироксен, магнетит, ильменит, пирит, сфен
-	30-40	60-70	-	3,9-5,8	Кварц, ортоклаз, олигоклаз, пирит
-	60-80	20-40	-		
-	-	98-99	1-2	2,4	Кварц, ортоклаз, их симплектические сростки, альбит-олигоклаз, биотит, арфведсонит, сфен, ортит
-	до 20	80-85	1-2	1,8-2,5	Кварц, ортоклаз, альбит-олигоклаз, биотит, мусковит, сфен, ортит
-	1-3	70-75	20-27		
-	-	100	-	0,8-3,9	Калишпат, альбит, кварц, мусковит, ферримусковит, липидомелан, амфибол

пластовых залежей и гальки. При этом всюду сохраняется однотипность изменений, что выражено в заметной альбитизации горных пород, будь то граниты из жильных тел, заключенных в вулканических толщах, или из гальки конгломератов.

В гальке и валунах, размер которых колеблется от 1-2 до 20-30 см в поперечнике, заметно „прорастание” гранитов цементирующей тканью конгломератов, которая чаще всего представлена уже перекристаллизованной мелкозернистой массой, состоящей из кварца и альбита. Ею сложены тонкие нитевидные прожилки или она образует „бахромку” шириной 2-3 см, которая обволакивает внутреннюю неизмененную часть гальки.

Аналогичные тонкие кварц-альбитовые прожилки наблюдаются также по периферии жильных тел гранофилов и микропегматитовых гранитов. Нередко им сопутствует более широкое межпрожилковое раз-

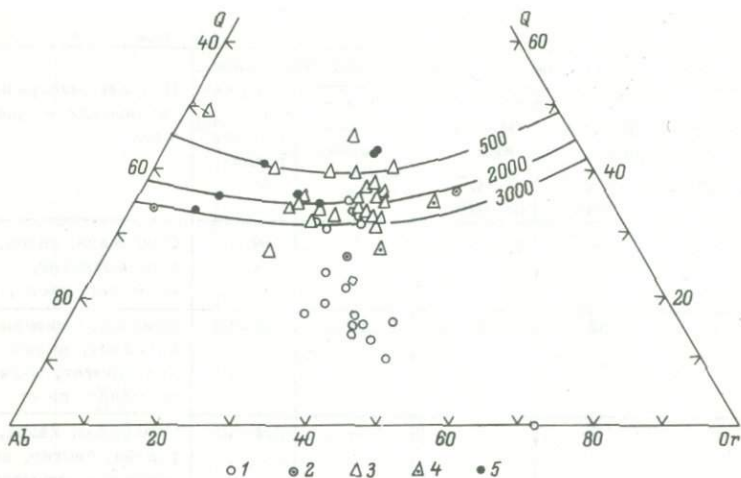


Рис. 6. Диаграмма фазового состояния альбит-ортоклаз-кварц гранитоидов кембрийских интрузий и из гальки позднекембрийских конгломератов орангской свиты.

1 и 2 - арфведсонит-биотитовые и биотитовые граниты (1 - из интрузий, 2 - из гальки); 3-4 - микропегматитовые граниты и гранит-порфиры (3 - из интрузий, 4 - из гальки); 5 - гранофельзофиры из интрузий.

витие альбита. Это приводит к повышенному содержанию натрия в гранитоидах и обычно сопровождается развитием в их эндоконтактах плоскопараллельной текстуры и гнейсовидной полосчатости, не распространяющихся на внутренние части жильных тел и пластовых залежей.

На фоне глубоких метаморфогенных изменений древних горных пород на Полярном Урале столь хорошая относительная сохранность является важной особенностью гранофировых, микропегматитовых и средне-равномернозернистых арфведсонит-биотитовых гранитов. Она свидетельствует о том, что перечисленные гранитоиды были „консервированы“ в стабильных структурах, слабо подверженных последующим деформациям, а также процессам магматизма и метаморфизма. К числу таких структур относятся Харбейское и Марункеуское поднятия (рис. 2), возникшие на жестком дорифейском субстрате.

Формирование интрузий гранитоидов, как и самих рифейских поднятий, завершилось к концу верхнего кембрия. Об этом свидетельствует совместное присутствие гальки гранитов и разнообразных эффузивов, слагающих поднятия, в верхнекембрийских конгломератах орангской свиты (Охотников, 1975а). При этом идентичность гранитов из гальки конгломератов и интрузивных тел доказывается не только указанными выше адекватным минеральным и химическим их составом, равной относительно хорошей сохранностью и однотипностью наложенных слабых изменений, но и общностью структурных

позиций, занимаемых интрузиями и конгломератами. Последние полагаются вокруг рифейских островных поднятий в непосредственной близости от жильных тел и пластообразных залежей микропегматитовых и средне-равномернозернистых гранитов. Характеризуются конгломераты плохой сортированностью (Охотников, 1975а). В них наряду с крупными присутствуют мелкие как окатанные, так и угловатые обломки, не испытавшие сколь-либо значительных перемещений. Следовательно, конгломераты формировались в процессе денудации местных горных пород и расположенных рядом с площадью их накопления интрузий гранитов. В этих условиях как интрузивные тела, так и конгломераты в посткембрийское время испытали однотипные изменения, что и определило в них в общем равную степень сохранности.

Изучение взаимоотношений кембрийских гранитоидов с окружающими толщами и более поздними магматическими образованиями указывает на то, что причиной изменения их, по всей вероятности, явились процессы метаморфизма, связанные с внедрением в раннем ордовике гранитоидов полярноуральского латерального ряда комплексов. Они сосредоточивались преимущественно между стабильными структурами и оказывали влияние главным образом на их периферию. В долинах ручьев Нового и Заозерного на площади широкого распространения гнейсо-гранитов раннего ордовика установлены относительно редко встречающиеся жильные тела гранофиров мощностью 0,6–0,8 м. В непосредственном соседстве с мощными пластовыми залежами гнейсо-гранитов они интенсивно гнейсифицированы, альбитизированы и калишпатизированы. Выражено это развитием как в жилах, так и во вмещающих их вулканитах параллельно-линейных скоплений кварца, альбит-олигоклаза, мусковита, эпидота и сфета, что, с одной стороны, обусловило этим горным породам хорошо выраженную гнейсовидную полосчатость, а с другой – привело к утрате отчетливых границ между ними. Реликтовые зерна микропегматита в жильных телах интенсивно корродированы и заключены внутри „потоков“, сложенных указанным минеральным агрегатом. Крупные зерна позже развивающегося микроклин-микропертита, наоборот, расположены косо по отношению полосчатости и насыщены по периферии пойкилитовыми вростками кварца, плагиоклаза и слюды.

Более мощные залежи, сложенные арфедсонит-биотитовыми гранитами, обычно сохраняют отчетливые границы. Однако вдоль лежачих боков залежей граниты заметно калишпатизированы и биотитизированы, особенно вдоль многочисленных мелких трещин, а в висячих боках залежей нередко развиты инъекционные гнейсы.

Естественно поэтому, что внутренние и внешние части залежей гранитов характеризуются различными цифрами абсолютного возраста, полученными при определении содержания радиогенного аргона в биотитах и калиевых полевых шпатах. Так, изучение вкрест простираения одной из пластообразных залежей мощностью 250 м, расположенной в долине руч. Заозерного, свидетельствует о том, что граниты в лежачем боку ее имеют возраст 431 ± 15 млн. лет (по калишпату) и 342 ± 12 млн. лет (по биотиту); во внутренней части по калишпату – 490 ± 17 млн. лет и в висячем боку (по калишпату) –

221±8 млн. лет. Нет сомнения в том, что наиболее достоверны значения возраста гранитов из внутренней части залежи, однако и они, судя по довольно интенсивной пертитизации ортоклаза, не соответствуют действительному времени формирования гранитов и в сравнении с геологическими данными заметно „омоложены“. Особенно наглядно это выражено в гранитах из гальки верхнекембрийских конгломератов орангской свиты. Радиологический возраст их колеблется в пределах 219 и 257 млн. лет и явно противоречит позиции конгломератов в стратиграфическом разрезе района.

Указанные выше особенности гранитоидов и их положение в структурах явились основанием для выделения на Полярном Урале кембрийского сядатаяхинского комплекса. Объединенные в нем гранитоиды характеризуются тесной пространственной и, очевидно, генетической связью с верхнерифейско-кембрийскими покровами липаритов няровейского комплекса и бедамельской серии в Восточной и Западной структурно-формационных зонах Полярного Урала. Микропегматитовые граниты и гранофиры весьма часто по простирацию переходят в гранит-порфиры с крайне редко встречающимися зернами микропегматита. Гранит-порфиры залегают преимущественно внутри липаритов, мощность пакетов которых достигает 150 м, и макроскопически не отличимы от них, так как обладают сходными с ними тонкозернистым сложением и розово-кремовой окраской. Сходны также их химические составы. Эти наблюдения позволяют предполагать, что кембрийские гранитоиды являются эквивалентами позднерифейско-кембрийских вулканитов кислого состава кузьшорского комплекса и связаны с ними не только во времени и в пространстве, но и общностью магматических источников.

Согласно указанным структурным связям и времени формирования, гранитоиды сядатаяхинского комплекса относятся к орогенной гранитовой формации (Кузнецов, 1964). Размещение их в пространстве уже подчинялось субмеридиональным дислокациям уральского структурного плана, возникшего на основе развития и последующей инверсии рифейской геосинклинали в среднем, частью, по-видимому, в позднем кембрии (Охотников, 1975а). Следовательно, граниты сядатаяхинского комплекса принадлежат к „собственно уральским“ образованиям и среди известных представляют наиболее раннюю формацию гранитоидов в истории формирования полярной части Уральского подвижного пояса.

Гранитоиды раннего ордовика

На границе позднего кембрия и главным образом в раннем ордовике гранитообразование приобрело на Полярном Урале широкий размах. Гранитоиды этого возраста распространены на обширной территории Восточной структурно-формационной зоны. Ими образованы наиболее крупные интрузии, а обнаженная поверхность их составляет до 10% площади зоны. Становление интрузий сопровождалось формированием различных жильных тел и разнообразных эндогенных рудных скоплений. Естественно поэтому, что раннеордовикские грани-

тоиды, выделенные в полярноуральский латеральный ряд комплексов (Охотников, 1975а, 1976, 1979), привлекали особенное внимание и долгое время рассматривались на Полярном Урале в качестве без малого не единственных потенциально рудоносных образований. Среди них установлены гранитоиды интрузивных харьбейского и гердизского, а также метасоматического нодэягинского комплексов.

Гранитоиды гердизского комплекса

Наиболее распространены на Полярном Урале гранитоиды гердизского комплекса. Сложенные ими интрузии представлены телами трех морфологических разновидностей: самостоятельными согласными (пластообразными) залежами, сложными зонами инъекции и телами, близкими к массивам. Первые из них вытянуты на 3–5, иногда 10–15 км, при мощности 500–1000 м. Вторые имеют мощность до 200–300 м и представлены многочисленной и согласной инъекцией мощностью от 0,1–0,2 до 3 м. Гранитоиды в зонах находятся в частом чередовании с обычно подчиненными им по количеству вмещающими горными породами. Тела, близкие к массивам, имеют площадь обнаженной поверхности до 70–100 км² при ширине их от 1 до 7 и длине 3–10 км. При выяснении деталей строения в них также устанавливаются вытянутые линзы или прослои вмещающих горных пород, делящие интрузию на ряд согласных пластообразных залежей. В свою очередь каждая из мощных пластообразных залежей, будь то составная часть массива или самостоятельное тело, в области выклинивания расщепляется на множество мелких согласных прожилков, проникающих во вмещающие верхнерифейско–кембрийские вулканогенные толщи няровейского комплекса или в сланцевые отложения орангской свиты. В них они образуют зоны инъекции, свидетельствующие о тесной взаимосвязи и переходах друг в друга указанных морфологических разновидностей.

Как видно, интрузии гердизского комплекса относятся к автохтонным образованиям. Они формировались в условиях межслойного проникновения расплавов, что определило общие для них текстурно-структурные особенности. Первостепенными среди них являются гнейсовидная полосчатость в гранитоидах и явное преобладание в них грано- и лепидогранобластовых структур. Плоскостной и линейный параллелизм минералов особенно отчетливо выражен в эндоконтактах интрузии и постепенно затухает в сторону внутренних их частей, где изредка наблюдается нормальная гранитовая структура.

Главным и нередко единственным компонентом гердизского комплекса являются лейкократовые гнейсо–граниты. Для них характерно развитие кварца и плагиоклаза в зернах нескольких генераций. Они образуют концентрически–зональные агрегаты, в которых мелкие зерна поздней генерации группируются вокруг более крупных, что свидетельствует о длительном процессе кристаллизации лейкократовых гнейсо–гранитов. Становление их по данным радиологических определений (Охотников, Фомиченко, 1972, 1976) охватывало период от 510 до 450, а местами до 435–440 млн. лет.

Длительное формирование интрузий в автохтонном состоянии способствовало амфиболизации вмещающих толщ и становлению сложного инъекционного гнейсо-амфиболитового комплекса, характерного для внутренних частей Полярно-Уральского антиклинального поднятия. Нередко в контактах с интрузиями наблюдается магматическое замещение вмещающих толщ, "тени" которых сохраняются среди гранитоидов. В бассейне р. Ингилор и в ряде других мест известны граниты, зональный плагиоклаз и кварц которых переполнены мельчайшими включениями вмещающих углистых сланцев орангской свиты. Сами граниты в эндоконтактах контаминированы и представлены гибридными адемеллитами, а также мелкозернистыми кварцевыми диоритами, связанными между собой постепенными переходами.

Мелкозернистые плагиограниты представлены плотными светлосерыми породами, сложенными равновеликими (0.1-0.2 мм) изометричными зернами кварца, альбита, чешуйками мусковита и биотита. Эти граниты образуют тонкие ветвящиеся жилы, мощность которых не превышает 10, реже 15 см. Они пересекают лейкократовые гнейсо-граниты, в соответствии с чем относятся к более поздним образованиям, формировавшимся на уровне 450-430 млн. лет. К еще более поздним образованиям относятся жилы плагиогранит-аплитов, радиологический возраст которых колеблется в интервале 430-415 млн. лет.

Как с мелкозернистыми плагиогранитами, так и с плагиогранит-аплитами увязывалось развитие микроклинизации (Охотников, Фомиченко, 1972, 1976). Особенно интенсивно проявилась она в лейкократовых гнейсо-гранитах, слагающих интрузии, близкие по форме к массивам. Ортоклаз их нередко полностью замещен микроклином. Микроклинизация наблюдается также в экзоконтактах интрузий. В областях, сложенных верхнекембрийскими серицито-кварцевыми сланцами и песчаниками орангской свиты, она сопровождалась формированием очковых метасоматических высококальциевых гранитов, выделенных в нодзягинский комплекс (Охотников, Бэвз, 1972; Охотников, 1976).

Гранитоиды нодзягинского комплекса

Для гранитоидов нодзягинского комплекса характерны: ярко-розовая окраска, узловатая или очковая текстура, обусловленная развитием крупных (1-2 см) овоидов микроклина, и чрезвычайно неуравновешенный минеральный и химический состав (Охотников, Бэвз, 1972). Наиболее представительны крупно-порфиновые светло-розовые разновидности. Они, по всей вероятности, являются результатом завершения на уровне 362 млн. лет указанного выше процесса микроклинизации, общая продолжительность которого охватывает промежуток времени, равный 50-70 млн. лет.

Метасоматические гранитоиды чаще всего образуют крупные залежи с обнаженной поверхностью до 10-15 км². Они сильно вытянуты вдоль разломов при ширине около 1-2 км и обычно имеют в плане форму линз. Особенно крупные тела характерны для бассейнов

рр. Нодэяга, Большой Ханмей и Евюган, где они пространственно и генетически связаны с зонами субширотных мощных разломов, пересекающих сланцевые отложения орангской свиты. В этих гранитах ооиды микроклина наряду с крупными зернами кварца и альбита погружены в мелкозернистую альбит-кварцевую ткань. В ней нередки удлинённые агрегаты мусковита, в ассоциации с которыми находятся апатит, циркон, пирит, галенит.

Внешние части залежей представлены очковыми гнейсами, в которых сохраняются реликты замещённых ими серицито-кварцевых сланцев. Крупные очковые выделения микроклина погружены здесь в кварц-альбит-мусковитовую ткань. С удалением от залежей гранитов она сменяется постепенно серицито-кварцевыми сланцами, изредка ещё содержащими выделения микроклина.

Гранитоиды харбейского комплекса

Максимальное распространение гранитоидов этого комплекса выявлено в бассейнах рр. Лонготьюган, Б. Харбей, Б. Ханмей и Байдарата. В этих районах в составе харбейского комплекса установлены крупнозернистые адемплиты, двуспудяные лейкократовые и аляскитовые граниты, мелкозернистые плагиограниты, микропегматитовые граниты, а также плагиогранит-порфиры, плагиогранит-аплиты, гранит-порфиры и гранит-аплиты. По разнообразию, а главное по увеличенному количеству (до 25-30%) поздних жильных дифференциатов и сокращённому (до 50%) развитию лейкократовых гранитов главной фазы этот комплекс существенно отличается от гердизского. Перечисленные в нём горные породы образуют самостоятельные согласные пластовые залежи или линзовидные тела мощностью от 0,2 до 1 км. Наиболее крупные из них связаны с поперечными Лонготьюганской и, по-видимому, Собской горст-антиклиналями. Реже встречаются тела изометричной формы, в сложении которых принимают участие почти все из указанных выше разновидностей гранитов. Наиболее ярким примером таких тел является Харбейская полифазовая интрузия, приуроченная к своду одноименной мелкой поперечной антиклинали.

Общей и весьма характерной особенностью интрузивных тел являются резкие, очень отчетливые контакты их с вмещающими толщами. Последние представлены верхнерифейско-кембрийскими вулканитами няровейского комплекса, верхнекембрийскими углистыми и серицито-кварцевыми сланцами орангской свиты или плагиоклаз-амфиболовыми гнейсами, развитыми по диоритам предшествующих интрузий сальгальбейского комплекса (Охотников, 1979). В подавляющем числе случаев, особенно для интрузий изометричной формы, в их эндо- и экзоконтактах отсутствуют или чрезвычайно ограниченно развиты гибридные разновидности горных пород, гнейсо-граниты и гнейсы, а включённые гранитоидами ксенолиты вмещающих толщ обычно слабо переработаны и нередко имеют угловатую форму. Все это указывает на принадлежность интрузий к явно перемещённым - аллохтонным телам.

Наиболее широко распространены в составе комплекса лейкократовые граниты главной интрузивной фазы. Массивные во внутренних частях интрузий, к периферии они изредка приобретают облик гнейсов. Следующие позже аляскитовые граниты слагают линзовидные и жилкообразные тела мощностью от 2 до 20 м, реже пластообразные залежи, расположенные у периферии крупных интрузий. Они пересекают лейкократовые граниты и отличаются от них яркой мяско-красной окраской, более высоким (до 40%) содержанием ортоклаза и меньшим количеством биотита. Вместе с тем, судя по многочисленным калий-аргоновым датировкам, формирование лейкократовых и аляскитовых гранитов сближено во времени. Их абсолютный возраст колеблется в интервале 490–440 млн. лет.

Как лейкократовые, так и аляскитовые крупнозернистые граниты пересечены многочисленными ветвящимися жилами и штокообразными телами мелкозернистых светло-серых плагιοгранитов (трондьемитов) с радиологическим возрастом 455–415 млн. лет. С ними ассоциируют плагιοаплиты, плагιοгранит-порфиры и ограниченно распространенные гранит-аплиты, составляющие своеобразную жильную серию.

* * *

Судя по вышеприведенным характеристике и цифрам абсолютного возраста, гранитоиды перечисленных комплексов относятся к синхронным образованиям с чрезвычайно длительным периодом формирования от 490 до 415 млн. лет. Они интродировали или метасоматически замещали не только верхнерифейско-кембрийские вулканогенные толщи няровейского комплекса, но и верхнекембрийские терригенные отложения орангской свиты. Это свидетельствует о посткембрийском внедрении гранитов. Время завершения становления интрузий не имеет твердой даты. Достоверно установлено (Охотников, 1975) присутствие гальки этих гранитов в конгломератах нижнего карбона и налегание их на описанные граниты. Несомненна также принадлежность гранитоидов к синкладчатым образованиям. На это указывают преобладание среди морфологических разновидностей их согласных пластообразных залежей и резко выраженное развитие в них гнейсовидных текстур, свидетельствующих о внедрении гранитоидов в условиях проявления интенсивных динамических нагрузок. Направление полосчатости в гранитах подчинялось как общей линейной ориентированности интрузий, так и субмеридиональному простиранию осевых плоскостей складчатых структур.

В отличие от кембрийских гранитоиды раннего ордовика в силу хорошо выраженных „структур течения“, контаминации и замещения вмещающих толщ относятся к более глубинным образованиям. Они не имеют эффузивных комагматов, так как формировались вслед за накоплением песчано-сланцевых толщ орангской свиты уже значительно позже излияний позднерифейско-кембрийских лав, слагающих Полярно-Уральское поднятие. Отличаются от кембрийских комплексы их также присутствием жильных поздних дифференциатов, а главное – развитием трондьемитов, отсутствующих в кембрийских интрузиях.

Наконец, в гранитоидах раннего ордовика в отличие от кембрийских умеренно содержание щелочей, сумма окислов которых колеблется между 7 и 8% и равные или близкие значения натрия и калия. По своему облику, широкому развитию инъекционных гнейсов и тесной связи с областью поднятия эти гранитоиды отвечают одному из типов проявления батолитового магматизма, свойственного орогенным стадиям развития подвижных поясов (Кузнецов, 1964).

Гранитоиды среднего-позднего ордовика

Раннеордовикская эпоха интенсивного развития гранитоидов сменилась резким сокращением роли их в процессах магматизма на всей территории полярного сектора Урала. Одновременно центры гранитообразования сместились в стороны от Полярно-Уральского поднятия. Обуславливалось это заложением прогибов к востоку, северу и западу от него. В течение конца раннего ордовика и в среднем ордовике в них преимущественное развитие получали базальтоиды, принадлежащие к формациям ранних геосинклинальных стадий. Представителями их в интрузивных фациях являются габбро и плагиограниты харампейско-масловского комплекса, сосредоточенные вдоль западной границы Щучинского синклиналия. К ряду поздних дифференциатов базальтоидных расплавов относятся субинтрузии дацитовых порфиритов и липаритовых порфиритов.

Плагиограниты харампейско-масловского комплекса чаще образуют сложные зоны инъекции, в которых мощность тел их достигает 1-2 м. Изредка наблюдаются крупные залежи мощностью около 200 м и протяженностью 2-3 км и еще реже - неправильные мелкие тела, залегающие среди роговообманковых пегматоидов (Бевз, 1972, 1976). По своему химизму они относятся к горным породам с резким преобладанием натрия над калием при общей бедности щелочами и пересыщенности кремнеземом (см. Приложение). Ими интродуцированы палеонтологически охарактеризованные верхнерифейские вулканы няровейского комплекса, а галька их установлена в нижнекаменноугольных конгломератах в бассейне р. Нядеяха. По данным радиологических определений формирование плагиогранитов охватывало интервал от 450 до 414 млн. лет.

В конце среднего, частью, по-видимому, в позднем ордовике в Западной структурно-формационной зоне и менее в Байдарацком прогибе распространение получали субинтрузивные дацитовые порфириты и липаритовые порфириты, изредка сопровождаемые гранит-порфирами. Среди них выделяются синхронные себетинский и пайпудынский комплексы, составляющие единый латеральный ряд (Охотников, 1979).

Субинтрузивные липаритовые порфириты себетинского комплекса сосредоточены на площади Байдарацкого прогиба в бассейнах рр. Хууты, Немзияхи, Нундермы и Себетьяхи (рис. 1, 2, 4). Они представлены преимущественно линзовидными телами мощностью до 350 м, которые залегают среди палеонтологически охарактеризованных терригенных и вулканогенных отложений талотинской свиты ордовика

и тесно связаны во времени и пространстве с приуроченными к верхней части их покровами липаритов.

Липариты субинтрузивных фаций пайпудынского комплекса слагают тела нескольких морфологических разновидностей, среди которых преобладают пластовые залежи мощностью от 10 до 75 м и дайки. Реже известны тела изометричной формы с диаметром от 50 до 3000 м. Эти образования распространены в Западной структурно-формационной зоне. В бассейнах рр. Пайпудыны, Малой Усы, Хадаты, Нярымы и Кызыггея (рис. 2, 4) они связаны пространственно с покровами дацитов и менее распространенных липаритов, залегающих в верхней части изъяхойской свиты среднего-верхнего ордовика. В указанных районах липаритовые порфиры выявлены в интрузивных соотношениях с конгломератами и песчаниками тельпосской свиты нижнего ордовика, которые не только изменены в контактах с ними, но и содержатся в качестве ксенолитов внутри субинтрузий. Таким образом, установлено пострanneордовикское время формирования субинтрузий липаритовых порфиров, становление которых, по всей вероятности, завершалось в конце позднего ордовика. Об этом, в частности, свидетельствует радиологический возраст свинцовой минерализации, сопровождающей субинтрузии липаритовых порфиров. По данным И.Л. Лучинина (1969), он равен 445 млн. лет.

Липаритовые порфиры субинтрузивных фаций каждого из двух комплексов сходны по своим морфологическим признакам и связи с эффузивными комагматами. Однако если липаритовые порфиры себетинского комплекса являются конечным результатом полностью завершенной дифференциации базальт-андезит-липаритовой эффузивной серии, входящей в состав талотинской свиты на площади Байдарашко-го прогиба, то в пайпудынском комплексе они, по всей вероятности, принадлежат к производным базальт-андезито-дацитового „сокращенного“ ряда. В нем не получили интенсивного развития конечные собственно калиевые дифференциаты лав основного и среднего состава. В условиях накопления изъяхойской свиты в области долгоживущих поднятий Западной структурно-фациальной зоны дифференциация базальтоидных расплавов завершилась на уровне формирования дацитов и липарито-дацитов (Охотников, 1972а): Этим объясняется заметное различие химизма и металлогении липаритовых порфиров. В себетинском комплексе они относятся к ряду пород, высоко насыщенных калием. Содержание K_2O в них достигает 8-9%. В субинтрузиях пайпудынского комплекса чаще преобладает натрий, а по своему составу они нередко полностью соответствуют дацитам (см. Приложение). Именно этим отличаются раннегеосинклинальные пострanneордовикские субинтрузии пайпудынского комплекса от доордовикских орогенных собственно липаритовых порфиров бедамельской серии. Те и другие сближены в пространстве и нередко без всяких оснований объединяются в пайпудынском комплексе, которому поэтому присваивается не только доордовикский возраст, но и указывается повышенная калиевая щелочность кислых лав.

Субинтрузии липаритовых порфиров или дацитовых порфиритов, как равно и харампэйско-масловские плагиограниты, образуют чаще рои

мелких тел, тесно сопряженных в пространстве, В роях они связаны единством становления и общностью сопровождающих их изменений окружающих толщ, в силу чего рудообразующая способность конкретных отдельно взятых интрузий не поддается определению. Достоверно установлено лишь то, что интенсивное развитие плагиогранитов является признаком формирования вкрапленных магнетитовых руд в метасоматических габбро ордовика, а массовое проявление субинтрузий благоприятствовало распространению колчеданной и полиметаллически-колчеданной минерализации (Бевз, 1976; Охотников, Чумакова, 1981).

Гранитоиды среднего-позднего девона

Средне-позднедевонские интрузии открывают развитие специфических для Урала многочисленных габбро-гранитных ассоциаций, которые отличаются от всех предшествующих магматических образований повышенной основностью гранитоидов и тесной ассоциацией с горными породами основного состава. Для них характерны увеличенные содержания железа и пространственная обособленность в Тагило-Магнитогорском и Байдарашком прогибах.

Габбро и граниты средне-позднедевонского возраста сосредоточены в Щучинском и Войкаро-Собском синклиниях (рис. 1, 2), на площадях которых соответственно выделены синхронные янганапэйские и конгорский комплексы, весьма близкие по составу. Первый из них изучен более детально и отличается от второго присутствием в его составе плагиогранитов (Сергиевский, Молдаванцев, 1968; Магматизм и металлогения..., 1976; Бэвз, 1976, 1979; Маслов, Костюкова, 1976).

Интрузивные проявления янганапэйского комплекса представлены габбро, диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, сиенито-диоритами и граносиенитами. Общей и характерной особенностью их является средне- и мелкозернистое сложение и обычно небольшие размеры сложенных ими тел. В своем большинстве они образуют пластообразные залежи и штокообразные тела с диаметром до 3, реже 5 км, в которых чаще всего присутствует одна из разновидностей горных пород. Тем не менее благодаря изредка наблюдаемому совместно развитию габбро и диоритов или кварцевых диоритов и гранодиоритов, а также сходству наборов аксессуарных минералов они рассматриваются в качестве последовательных дифференциатов, ранними из которых являются габбро (Бэвз, 1976, 1979).

Гранодиориты установлены в северной части Щучинского синклиория где ныне известны две сложенные ими интрузии: Янганапэйская и Сибилейская. Они представлены мелкими массивами, имеющими в плане изометричную форму. В них гранодиориты сопровождаются сиенито-диоритами и кварцевыми диоритами, связанными между собой постепенными переходами (Бэвз, 1979). В экзоконтактах интрузий выявлены диориты и габбро-диориты. К числу наиболее поздних образований относятся аплитовидные граниты и плагиограниты.

Кварцевые диориты распространены главным образом в эндоконтактах интрузий и в отличие от сиенито-диоритов и граносиенито-диоритов имеют предпочтительно тонко- и мелкозернистое сложение. Весьма характерна их тесная пространственная связь с вмещающими порфиритами или известняками силура и нижнего девона либо появление вокруг ксенолитов и участков сохранившейся кровли интрузий. Это свидетельствует о гибридном генезисе кварцевых диоритов, сопровождающих их сиенито-диоритов и граносиенитов, комагматизм которых с гранодиоритами подтверждается присутствием адекватных элементов-примесей.

Плагииграниты наряду с жильными телами в Нгунортской и Янганапэйской интрузиях слагают значительные площади, а на юге в районе Юнъягинского железорудного месторождения вне видимой связи с гранодиоритами бурением установлена крупная залежь их, вытянутая на протяжении 3 км в северо-восточном направлении. Ближайшее рассмотрение разрезов залежи по профилям буровых скважин свидетельствует о том, что она состоит из массы взаимно параллельных пластовых тел и жил, иногда довольно мощных, отделенных друг от друга скарнами и ороговикованными порфиритами. По своему строению она более соответствует мощной зоне инъекции плагиигранитов вдоль многочисленных разрывов и трещин, возникших в условиях сочленения мощных северо-западных и Восточного глубинного разломов. В этом смысле она не отличается от остальных жильных тел плагиигранитов, тесно связанных с кали-натриевыми гранитами в известных Нгунортской и Янганапэйской интрузиях.

Перечисленные выше интрузивные проявления распределены на площади весьма неравномерно. На юге, в бассейне р. Юнъяхи (южной), обнаружены только габбро, диориты и плагииграниты. Они залегают среди силурийско-нижнедевонских порфиритов в зонах мощных разломов, сосредоточенных по преимуществу вдоль южной периферии Лаборовской погребенной глыбы. К северу, в значительном удалении от нее в гряде Янгана-Пэ и в бассейне р. Юнъяхи (северной) наряду с габбро и габбро-диоритами развиты гранодиориты и сопровождающие их гибридные разновидности горных пород, которые ассоциируют как с силурийско-нижнедевонскими покровами порфиритов, так и с отложениями среднего и верхнего девона. Интрузии приурочены к крупным северо-западным складчатым структурам, поперечным по отношению к субмеридиональным дислокациям уральского плана.

В каждом из этих районов для интрузий характерны свои морфологические особенности. На юге они чаще представлены линзовидными залежами, вытянутыми вдоль разломов; на севере, залегая преимущественно в сводах антиклиналей, имеют форму массивов. Очевидно, формирование складчатых поперечных структур способствовало не только развитию более крупных интрузий в комплексе, но и выводу в верхний структурный ярус как ранних, так и поздних его дифференциатов.

Габбро, диориты, гранодиориты и плагииграниты янганапэйского комплекса относятся к образованиям, сближенным по времени прояв-

ления. Из них диориты известны среди известняков эйфельского яруса, а галька их и габбро установлена в конгломератах живетского яруса среднего девона (Дедеев, 1959а; Волков, 1960; Молдавандцев, 1963). Гранодиориты и сиенито-диориты наблюдаются на водоразделе рр. Нирцью и Нгуорты в контакте с кислыми вулканитами живетского и франского ярусов. Последние заметно ороговикованы и вмещают прожилки сиенито-диоритов. Это свидетельствует о формировании комплекса в течение верхней половины среднего и частью в позднем девоне, что подтверждается абсолютным возрастом габбро- и диоритов, который колеблется в пределах от 415 до 353 млн. лет (Охотников, 1979). Указанная датировка интрузивных проявлений позволяет достаточно уверенно рассматривать их в качестве комагматов эффузивных покровов андезито-базальтов, андезитов и дацитов, залегающих среди отложений живетского и франского ярусов среднего и верхнего девона в Щучинском синклиории. Об этом же свидетельствует тесное сообщество в пространстве гранодиоритов Сибилейской интрузии и их эффузивных эквивалентов, хотя непосредственная связь между ними и не установлена в силу слабой обнаженности территории.

По изложенным причинам габбро, диориты и гранодиориты янганапэйского комплекса относятся к образованиям раннеорогенной формации. Становление сложенных ими интрузий завершалось в условиях замыкания палеозойской геосинклинали и развития в среднем, позднем девоне складчатых процессов на площади современного восточного склона Полярного Урала. Подтверждением этому является не только приуроченность интрузий к складчатым структурам, но и заметная роль в их составе калия. Сравнение горных пород харампэйско-масловского и янганапэйского комплексов свидетельствует о двукратном нарастании в образованиях последнего величины коэффициента калиевости $K_2O (Na_2O + K_2O)$ от 7.14 до 17.2 в габбро и от 4.6 до 8.4 мол. % в плагиогранитах. Вместе с тем, судя по высоким содержаниям натрия, горные породы янганапэйского комплекса также представляют одну из разновидностей натровых (базальтоидных) серий. Существенным отличием от всех последующих комплексов является развитие в ее составе плагиогранитов, нередко в объеме до 30%, находящихся в ассоциации с равными количествами гранодиоритов (табл. 1).

Гранитоиды позднего девона-раннего карбона

Вслед за формированием средне-позднедевонских интрузий с незначительным перерывом во времени на восточном склоне Полярного Урала в Тагило-Магнитогорском прогибе получила развитие еще одна габбро-гранитная ассоциация. Интрузивные проявления ее выделены в юрмэнекский комплекс, в составе которого кроме габбро-норитов и биотитовых гранитов присутствуют диориты, гранодиориты и аляскитовые граниты (Охотников и др., 1976; Фомиченко, Охотников, 1978). В отличие от предшествующих им интрузий янганапэйского комплекса они распространены весьма ограниченно и известны в бас-

сейне р. Лонготьюган, а также в нижнем течении р. Юньяхи (южной). Такое обособление обусловлено тесной связью их с крупной поперечной Лонготьюганской горст-антиклиналью, вдоль разломов которой расплавы гранитоидов проникали на запад за пределы Тагило-Магнитогорского прогиба, в область распространения древних толщ (Охотников, 1975а). В связи с этим интрузии юрмэнского комплекса известны не только среди нерасчлененных силурийских и нижнедевонских эффузивов основного состава, но и среди доордовикских вулканогенных и терригенных отложений яровейского комплекса и орангской свиты, слагающих Восточную структурно-формационную зону (рис. 2), а также в ассоциации с ордовикскими метасоматическими габбро харампэйско-масловского комплекса.

Наиболее ранними проявлениями в юрмэнском комплексе являются габбро-нориты. Ими сложены чаще полого залегающие линзовидные тела размером от 0,2 до 1-2 кв. км. В них установлены ксенолиты мелкозернистых габбро, сходных по составу и структуре с габбро янганапэйского комплекса (Охотников и др., 1976). Габбро-нориты прорваны гранитами, секущие жильные тела которых содержат обломки габбро-норитов и в ряде случаев представлены зонами интрузивных брекчий мощностью от 8-10 до 50-70 м. Они приурочены к региональным разломам, вдоль которых, как видно, внедрялись и габбро-нориты, и следующие за ними граниты. Этим объясняются их тесное сообщество в пространстве и предпочтительное залегание гранитов внутри интрузий габбро-норитов.

Граниты чаще вскрыты в основании склонов возвышенности, гипсометрически ниже перекрывающих их габбро-норитов. Кроме жильных они образуют штокообразные тела до 100 м в поперечнике. Нередко выходы их, особенно в бассейне верхнего течения р. Юньяхи (южной), расположены среди глубоко измененных эффузивов и диоритов, что позволяет предполагать присутствие здесь не вскрытых эрозией более крупных гранитных массивов.

Диориты также пространственно тесно связаны с гранитами. Обычно для них характерны мелкозернистое сложение, неуравновешенный состав и весьма постепенные переходы к вулканитам, что позволяет относить значительную часть их к метасоматическим образованиям. Вместе с тем в среднем течении р. Юньяхи (южной) известны крупно-равномернозернистые диориты, удаленные от гранитов, которые, по-видимому, являются производными самостоятельной догранитной интрузивной фазы.

К числу наиболее поздних образований относятся аляскитовые граниты и легматиты, мелкие штоки и жильные тела которых пересекают биотитовые граниты. Часть из них сопровождается мелкой рассеянной вкрапленностью сульфидных минералов, что при сходстве составов и морфологии интрузий сближает их с аналогичными аляскитовыми гранитами янаслорского комплекса, выделенного в южной части Полярного Урала (Магматизм и металлогения..., 1976; Охотников, 1979).

Для габбро-норитов и гранитов типичны малые размеры тел, средне- и мелкозернистое сложение, такситовое строение и присутствие

зонального плагиоклаза, что в общем определяет принадлежность их к гиабиссальным интрузиям. Об этом же свидетельствует содержание кремнекислоты в гранитах, количество которой не превышает 74% и соответствует, по данным Д.С. Штейнберга и Г.В. Ферштатера (1968), некотектическим гиабиссальным гранитам Урала.

Не менее характерны для габбро-норитов и гранитов повышенные количества K_2O , отчетливая связь с крупной поперечной Лонготьюганской антиклиналью и разломами в ее крыльях. Все это указывает на принадлежность юрмэнэксского габбро-норит-гранитового комплекса к орогенной формации и на связь его интрузивных проявлений с формированием поднятий. Габбро-нориты внедрялись на уровне 401–370 млн. лет, а следующие за ними граниты – в интервале 353–342 млн. лет (Фомиченко, Охотников, 1978). Судя по этим данным, габбро-норит-гранитовый юрмэнэксский комплекс формировался на границе верхнего девона и карбона, в период интенсивного проявления восходящих движений на Полярном Урале в предраннекаменноугольную эпоху.

Одной из характерных особенностей позднедевонско-раннекаменноугольных интрузивных проявлений является пестрота состава и многофазовость. По этим признакам юрмэнэксский комплекс не имеет себе равных среди разных по возрасту интрузивных образований Полярного Урала. Особенно показательны существенно увеличенные (по сравнению с янганапэйским) количества гранитов и появление аляскитов.

Перечисленные разновидности горных пород образуют гомодромную серию, члены которой, последовательно сменяющие друг друга, тесно сближены во времени и в пространстве. По этим особенностям, возрасту, принадлежности к гиабиссальным образованиям и занимаемой позиции в общей структуре Урала юрмэнэксский комплекс является аналогом магнитогорского на Южном Урале (Ферштатер, 1975; Охотников и др., 1976). Сходны также петрографические и химические характеристики главных типов горных пород, образующие эти комплексы и состав ассоциирующих с ними железорудных скоплений. С гранитами юрмэнэксского комплекса на восточном склоне Полярного Урала связаны гранат-пироксеновые скарны с магнетитом, залегающие либо непосредственно у контактов интрузий, либо в незначительном удалении от них в ороговикованных и измененных силурийско-нижнедевонских порфиритах.

Гранитоиды карбона и ранней перми

Позднепалеозойская эволюция Полярного Урала характеризовалась заметной активизацией мобильных поперечных структур, вдоль которых в эту эпоху получили развитие гранитоподобные метасоматиты лонготьюганского комплекса. Наиболее крупные поля их сосредоточены в бассейнах рр. Лонготьюган и Немюрюган вдоль северо-западных разломов, обрамляющих Лонготьюганскую поперечную горст-антиклиналь. Реже они наблюдаются вдоль крыльев Собской

поперечной антиклинали, замещающая в той и другой из структур древние вулканогенные отложения няровейского комплекса и гранитоиды более ранних интрузий в Восточной структурно-формационной зоне Полярного Урала (рис. 2).

По мнению Ф.Р. Апельшина, Н.В. Скоробогатовой, Л.Н. Якушина (1967), наибольшая полнота процессов метасоматического замещения и состояние эвтектического плавления достигались в зонах нарушений гранитоидов и гнейсо-гранитов. При этом состав и сложение гранитоидоподобных метасоматитов зависели от строения материнского субстрата и интенсивности его замещения. В подавляющем числе случаев как по форме, так и по составу они существенно отличаются от интрузивных гранитов (табл. 1). Ими образованы линзы или тела неправильной формы, конфигурация которых зависела от степени трещиноватости и направления трещин в материнском субстрате. Эти тела не имеют отчетливых границ и чередуются с участками менее измененных горных пород, совместно с которыми составляют единые поля, вытянутые по преимуществу в северо-западном направлении.

Самостоятельные, изолированно расположенные тела метасоматических гранитов этого же возраста известны в бассейне р. Нягарнеошор (Охотников, 1975а). Они представлены пластообразными залежами мощностью около 70–100 м и протяженностью до 1 км, которые все также расположены среди глубоко измененных вулканитов няровейского комплекса. От расположенных рядом или включенных в качестве ксенолитов раннеордовикских гранитов гердиэского комплекса метасоматические граниты отличаются крупнозернистым массивным сложением, обусловившим их пегматоидный облик. Вмещающие раннеордовикские граниты вдоль контактов насыщены крупными (4–5 мм) очковыми выделениями микроклина, сфеном и магнетитом, а также пронизаны массой ветвящихся жил розовых или мясо-красных гранитов, мощность которых достигает 10–15 см.

По занимаемой структурной позиции и тесной связи с зонами разломов в консолидированных структурах Восточной зоны Полярного Урала гранитоидоподобные метасоматиты и метасоматические граниты относятся к внегеосинклинальным образованиям. Согласно данным радиологических определений (Апельшин и др., 1967; Охотников, 1972а, 1979), они формировались в течение верхнего палеозоя, охватив несколько эпох гранитообразования. Ранняя из них на уровне 348–313 млн. лет, по всей вероятности, увязывалась с формированием гранитоидов юрмэнекского комплекса. Свидетельством этого являются проникновение последних на запад в Восточную структурно-формационную зону Полярного Урала, совместное нахождение здесь и общность структурной позиции занимаемой ими и гранитоидами лонготьюганского комплекса в нижнем течении р. Лонготьюган и, наконец, единство проявления этих гранитоидов во времени. Более позднее гранитообразование в интервале 313–240 млн. лет, очевидно, является отражением позднекаменноугольной и пермской активизации структур расположенной к востоку Ангальско-Березовской геосинклинали, инверсия которой сопровождалась формированием крупных гранитных баголитов (Охотников, 1975а).

Гранитоиды поздней перми

Позднепермские гранитоиды представлены щелочными гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, входящими наряду с габбро-сиенитами, монцонитами, габбро-, сиенито-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами в состав сложной габбро-сиенит-диоритовой ассоциации. Она выделена в торасовейский комплекс, интрузии которого (Торасовейская и Левдиевская) расположены вдоль побережья Байдарачкой губы. Перечисленные разновидности горных пород тесно связаны между собой и образуют сложные, но единые тела, в которых щелочные граниты, граносиениты и гранодиориты резко подчинены сиенито-диоритам и вскрыты бурением В.Я. Пономаревым на глубинах свыше 200 м во внутренней части Левдиевской интрузии.

Большая часть поверхности интрузий скрыта под современными рыхлыми и мезозойскими отложениями. Непосредственным наблюдениям доступны лишь фрагменты Торасовейской интрузии. Судя по результатам бурения и данным геоморфологических, а также геофизических наблюдений, интрузии имеют форму небольших батолитов размером 12–14 км в поперечнике. Они залегают в ордовикских терригенных и вулканогенных отложениях талотинской свиты (Левдиевская интрузия) либо среди сланцев и песчаников нерасчлененных верхнего карбона и нижней перми (Торасовейская интрузия) в области сочленения структур Урала и Пай-Хоя. Характерно пологое залегание их поверхности, что, по всей вероятности, обусловлено приуроченностью интрузий к ядрам довольно пологих антиклинальных структур северо-западного или близкого к нему простирания. Однако главной магмоконтролирующей структурой является Байдарачья система северо-западных разломов. Интрузии с нею имеют отчетливую пространственную связь и за пределами ее неизвестны.

Главной и наиболее распространенной составной частью торасовейского комплекса являются крупнозернистые сиенито-диориты (табл. 1). В сторону периферии интрузий они постепенно сменяются габбро-сиенитами, монцонитами, габбро-диоритами и диоритами. Показательно развитие в них мелкозернистых структур, что наряду с постепенной сменой разновидностей горных пород свидетельствует о принадлежности габбро-диоритов и диоритов к фациям эндоконтактов.

Взаимоотношения сиенито-диоритов с гранодиоритами, граносиенитами и щелочными гранитами в силу слабой изученности Левдиевской интрузии не представляются достаточно ясными. Установлены пересечения крупнозернистых сиенито-диоритов жилами граносиенитов. Вместе с тем в керне ряда скважин наблюдаются постепенные переходы между сиенито-диоритами, с одной стороны, и гранодиоритами и граносиенитами – с другой. По-видимому, наиболее вероятно принадлежность гранитоидов к поздней интрузивной фазе, тесно следующей за внедрением сиенито-диоритов.

По своему химизму горные породы торасовейского комплекса существенно отличаются от всех охарактеризованных выше интрузивных ассоциаций. Они принадлежат к группе горных пород с явно

повышенной щелочностью (см. Приложение) и нормальным содержанием кремнекислоты. Не менее характерны пестрота их набора и тесная связь с крупными дизъюнктивными структурами позднего заложения. По этим признакам щелочные гранитоиды, сиенито-диориты и сопровождающие их гибридные разновидности горных пород относятся к постороженным образованиям. Этот вывод подтверждается залеганием их среди палеонтологически охарактеризованных нерасчлененных толщ верхнего карбона-нижней перми. Калий-аргоновые датировки сиенито-диоритов и граносиенитов, полученные при исследовании как валовых проб, так и биотита из разных интрузий, распределяются в пределах 216-267 млн. лет и не противоречат позднепермскому времени формирования комплекса.

* * *

Рассмотренные гранитоидные ассоциации сосредоточены главным образом на территории двух крупных структурно-формационных зон, отличающихся не только по времени заложения, но и по условиям эволюции. Ранние из них приурочены к области Полярно-Уральского поднятия, в связи с чем являются отражением процесса формирования положительных структур, возникших в докембрии и раннем палеозое вокруг глыб жесткого дорифейского субстрата. Поздние связаны с заложением в ордовике и дальнейшей эволюцией эвгеосинклинального прогиба, сформированного к востоку и северу от Полярно-Уральского поднятия.

Гранитоиды каждой из зон резко отличаются по своему генезису и минеральному составу. Кембрийские и раннеордовикские гранитоиды Полярно-Уральского поднятия являются производными магм кислого состава и представлены образованиями гранитных формаций. Из них первые, по всей вероятности, завершают кристаллизацию липарито-дацитовых позднерифейско-кембрийских расплавов, вторые - имеют палингенное происхождение. Они заметно оторваны во времени и пространстве от габбро и диоритов, которые к моменту внедрения их представляли уже достаточно консолидированные образования. Гранитоиды этих эпох характеризуются незначительной ролью в них амфибола и биотита. По своему составу они чаще принадлежат к двуслюдяным или преимущественно мусковитовым горным породам.

Средне- и позднепалеозойские гранитоиды находятся в тесной ассоциации с габбро, диоритами и тоналитами. По своим связям и составу они относятся к высокожелезистым образованиям базальтоидного генезиса, свойственным геосинклинально-складчатым областям с фемическим типом эволюции. Выделенные среди них интрузивные комплексы последовательно сменяли друг друга как во времени, так и в пространстве. Это выражено планомерным смещением с запада на восток в сторону внутренней части прогиба каждой последующей из интрузивных ассоциаций, начиная от наиболее ранней геосинклинальной габбро-плагиогранитной харампэйско-масловской, через габбро-гранодиорит-плагиогранитную янганапэйскую и кончая орогенной габбро-норит-гранитной юрмэнэксской и постороженной

габбро-сиенит-диоритовой торасовейской. При этом в комплексах постепенно нарастало значение калиевых разновидностей горных пород при неизменно высокой роли в составе последних амфибола и биотита. Особенно резкое увеличение содержания калия заметно в посторогенных интрузиях, чем они существенно отличаются от всех предшествующих, сформированных в едином процессе эволюции эвгеосинклинальной зоны восточного склона Полярного Урала.

Естественно различна металлогеническая специализация гранитоидов. Уже в ранних исследованиях было подмечено, что раннепалеозойские гранитоиды сопровождаются преимущественно оруденением молибдена, вольфрама, свинца и весьма незначительными скоплениями железа. Средне- и позднепалеозойские базальтоидные, наоборот, обладают ярко выраженной железорудной и медной специализацией. Таким образом, на Полярном Урале весьма отчетливо выделяются гранитоиды, являющиеся производными магм как кислого, так и основного состава.

Установление генетической связи оруденения и интрузий относится к чрезвычайно сложной и весьма дискуссионной проблеме. Обычным и наиболее часто встречающимся доказательством ее является наличие тесного сообщества интрузий и оруденения в пространстве, общность их структурной позиции и тождественное либо близкое время формирования. Нередко привлекаются данные о сходстве или различии фациально-глубинных условий формирования руд и интрузий, одинаковой степени их метаморфизма и закономерной зональности (вертикальной и горизонтальной) в расположении рудных скоплений вокруг плутонов (Горжевский, Козеренко, 1965; Изох, 1978). Несомненно, что к числу доказательств относятся также геохимическое родство и сходство рудных акцессорных минералов в гранитоидах, рудных телах (Ляхович, 1969, 1976). Естественно, в каждом конкретном случае может быть привлечен ряд дополнительных признаков. Однако все они, в том числе и перечисленные выше, относятся к категории косвенных критериев и, сколь бы не были совершенны, в надежности их всегда остается доля сомнения, поскольку отсутствуют наблюдения прямой связи оруденения с кристаллизующимися гранитными расплавами.

Вместе с тем нельзя согласиться с мнением части исследователей, считающих неразрешимой проблему установления генетической связи оруденения, особенно гидротермального генезиса, и интрузий. В этом убеждает ряд положений, к числу которых относятся: во-первых, давно установленная направленность эволюции магматических расплавов в сторону отделения от них и формирования все более кислых образований, что не исключает, а в ряде случаев и сопровождается кристаллизацией наиболее поздних высококремнекислотных горных пород (кварцевых образований); во-вторых, сходная с кремнекислотным обогащением направленность накопления рудных элементов от ранних к поздним магматическим дифференциатам и совпадение во времени максимальной концентрации металлов с заметным увеличением содержания кремнекислоты в горных породах; в-третьих, аналогичная тенденция накопления щелочей. Способность их удерживать воду, летучие и рудные компоненты (Рехарский, 1972; Летников, 1971) обуславливает одновременную концентрацию как щелочей, так и металлов в поздних продуктах дифференциации магматических расплавов, а последующее фракционирование в них щелочей

приводит к отделению от них рудоносных растворов (Охотников, Фомиченко, 1976).

Единая направленность указанных процессов, естественно, не является случайной и, очевидно, указывает на то, что между магматическими дифференциатами и сопровождающими их рудными гидротермальными телами (кварцевыми жилами) существуют непосредственные связи. Изучая разнообразие интрузий гранитов Полярного Урала и связанные с ними рудные скопления, мы имели возможность убедиться не только в этом, но и в том, что первостепенным, если не единственно надежным, доказательством генетической связи руд и магматических образований могут быть результаты изучения найденных непосредственных переходов этих горных пород (Охотников, Фомиченко, 1976). Важность подобных наблюдений тщательного изучения интрузий и совмещенных с ними в пространстве рудных образований подчеркивалось многими исследователями (Смирнов, 1944, 1955; Абдуллаев, 1951, 1954; Сморгчов, 1964; Раген, 1979; Козеренко, 1981, и др.).

Особенно важно проведение таких наблюдений в подвижных поясах земной коры с полициклическим развитием, а также в зонах долгоживущих глубинных разломов. В них весьма часто последующие процессы магматизма и метаморфизма накладывались на ранее созданные структуры, изменяя здесь не только минеральный и химический состав гранитоидов, но и контуры самих интрузий. Примеры этому во множестве известны в различных районах СССР, в том числе и в горной полярной части Урала (Апельцин и др., 1967; Охотников, 1975а), в силу чего здесь любые косвенные доказательства мало эффективны и обычно могут играть роль дополнительных признаков связи оруденения и гранитов. Поэтому, естественно, что главное внимание уделялось нами поискам и изучению непосредственных взаимоотношений гранитоидов и оруденения в интрузиях разных по возрасту, генезису и структурной позиции.

Кембрийские интрузии

Из числа кембрийских интрузий детально изучено несколько тел, расположенных в истоках по левобережью р. Сядатаяхи. Тесное сообщество в пространстве, общность занимаемой структурной позиции, выраженная в приуроченности наблюдаемых интрузий к ядру антиклинали, и идентичность составов, очевидно, свидетельствуют о единстве их магматического источника. Это явилось основанием для выделения здесь единой Сядатаяхинской интрузии, сопровождаемой массой апофиз.

Сядатаяхинская интрузия

Объединенные под этим названием интрузивные образования представлены согласными пластообразными залежами, наиболее крупная из которых имеет мощность, изменяющуюся от 230 до 310 м. Она вытянута в меридиональном направлении между двумя правыми ис-

токама ручьяозерного на расстоянии 1700 м (рис. 7). В гипсометрически верхней ее части, на водоразделе между истоками ручья, внутри гранитов сохранились линзы вмещающих амфиболизированных вулканитов няровейского комплекса. Меньших размеров и различной формы ксенолиты их наблюдаются на 300 м глубже в каньоне правого истока ручья в количестве большем, чем ближе к месту выклинивания интрузии выполнялись наблюдения. Характерно, что в общем большее количество ксенолитов и послойное проникновение гранитного расплава во вмещающие толщи свойственно лежащему — западному боку интрузии, погружающейся к СВ $60-70^\circ$ под углами от 60° в каньонах ручьев до 30° на их водоразделе. Тем не менее эндоконтактовые производные гранитоидов шире развиты в восточном, висячем, боку интрузии.

Граниты крупных залежей. Изучение наиболее крупной интрузии вдоль пяти профилей, расположенных вкрест ее простираения на различных гипсометрических уровнях, показывает, что она сложена шелочными арфведсонит-биотитовыми, биотитовыми и микропегматитовыми среднеравнозернистыми гранитами, а также гранофирами и гранит-порфирами. При этом арфведсонит-биотитовые граниты расположены преимущественно во внутренней наиболее глубоко вскрытой части интрузии в каньоне ручья. Гипсометрически выше шире развиты биотитовые граниты, а в 300 м по вертикали над урезом ручья преобладающее распространение получили гранит-порфиры. Микропегматитовые граниты и гранофиры развиты главным образом в висячем боку интрузий, что, очевидно, свидетельствует о нормальном (неопрокинутом) залегании пластообразной интрузии.

Это распределение различных разновидностей гранитов в теле интрузии как нельзя лучше объясняет присутствие в преобладающем количестве микропегматитовых гранитов, гранофиров и гранит-порфиров в гальке конгломератов орангской свиты, которые накапливались, как видно, в условиях весьма неглубокого вскрытия кембрийских гранитов.

Арфведсонит-биотитовые граниты имеют массивную текстуру и равнозернистое сложение. Для них характерно хорошее сохранение гранитовой или гипидиоморфнозернистой структуры, обусловленной развитием идиоморфных призматических зерен альбит-олигоклаза (№ 11-15) в количестве до 25-30% общего объема горных пород. Ортоклаз составляет 40-45%, кварц — 20-25, биотит — 3-5%; постоянно присутствуют арфведсонит, ортит, эпидот, сфен, циркон, магнетит и пирит. Изредка наблюдаются апатит и лимонит.

Гранитам свойственно кучное расположение биотита и амфибола. Последний из них имеет густую темно-зеленую окраску, $c:Ny=6^\circ$, плеохроирует от темно-зеленовато-синего до желтовато-зеленого по Np , оптически отрицателен с $2V=60^\circ$. Рентгеноструктурным анализом подтверждена принадлежность его к щелочным амфиболам группы рибекит-арфведсонит. Ортоклаз пертитизирован и представлен чаще всего пертитами распада, реже и ближе к периферии интрузии — пертитами замещения. Здесь же нередко появляются новообразования

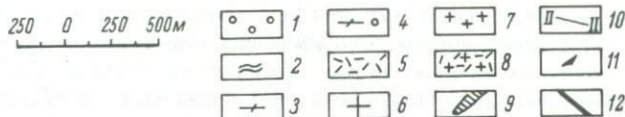
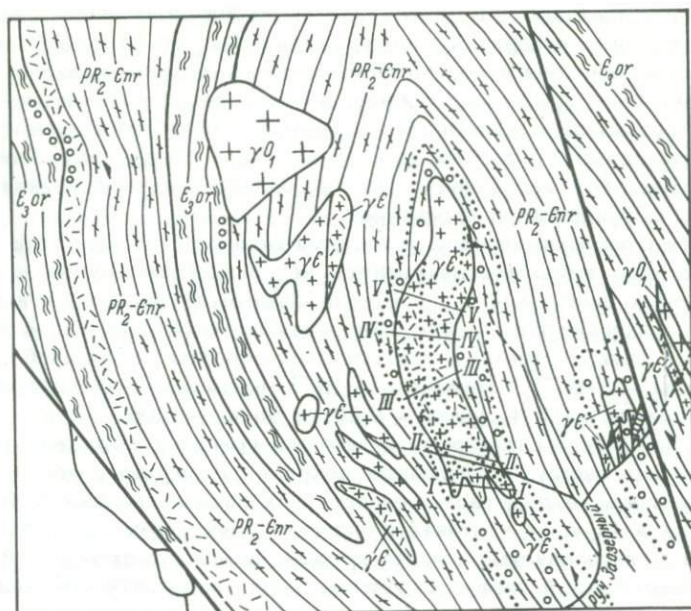


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Сядатаяхинской интрузии.

1 - конгломераты позднекембрийские орангской свиты; 2 - парагнейсы по сланцам орангской свиты; 3 - вулканиты позднерифейско-кембрийские основного и среднего состава амфиболитизированные; 4 - гнейсы очковой текстуры (по вулканитам); 5 - липаритовые порфиры позднерифейско-кембрийские; 6 - граниты микроклиновые раннеордовикские; 7 - граниты кембрийские арфведсонит-биотитовые и биотитовые; 8 - граниты кембрийские микропегматитовые, гранофиры и гранит-порфиры; 9 - кварцево-сульфидные жилы; 10 - геолого-геохимические профили; 11 - элементы залегания горных пород; 12 - дизъюнктивные нарушения.

мелких зерен микроклина, развитых по ортоклазу. Соответственно калиевый полевой шпат у периферии интрузий чаще представлен упорядоченным микроклином со степенью триклинности, равной единице. В сторону центра интрузии шире распространен менее упорядоченный микроклин, степень триклинности которого колеблется от 0.8 до 0.9. Кварц всюду и постоянно слабо катаклазирован.

Эти граниты характеризуются переменным количеством SiO_2 , содержания которой изменяются от 70 до 75%, и весьма высокой суммой щелочей (9-11%). В них явно преобладает K_2O (5% и выше). По мере продвижения в стороны боков залежи, вверх по склонам

долины или с приближением к ксенолитам кровли в гранитах заметны более сильные колебания в содержании SiO_2 от 69 до 76% при сохранении количества и соотношения щелочей. Одновременно возрастает значение альбит-олигоклаза, но несколько сокращается содержание ортоклаза и арфведсонита. Горные породы приобретают более темную окраску и переходят в субщелочные биотитовые граниты. В них сохраняется массивное сложение, однако все чаще появляются фрагменты порфиroidной структуры.

По своим петрохимическим и геохимическим признакам арфведсонит-биотитовые и биотитовые граниты не отличаются друг от друга. На двумерных диаграммах (рис.8) они занимают равновесное положение и характеризуются единством геохимической специализации, выраженной присутствием в них главным образом (в %) ниобия - 0,003, олова - $3 \cdot 10^{-4}$, бериллия - $5 \cdot 10^{-4}$, вольфрама - $2 \cdot 10^{-4}$, свинца - 0,04, меди - 0,001, цинка - 0,003 и бария - 0,05.

Дальнейшие эндоконтактовые изменения гранитов выражены в непрерывном и весьма постепенном сокращении размеров зерен минералов, а также в заметном изменении их количественных соотношений. Уже в 17 м от контакта в всячем боку залежи граниты переходят в мелкозернистые горные породы, изменяют окраску, приобретая темно-серый цвет и характерную для эндоконтактов микропегматитовую структуру.

Микропегматитовые граниты представлены группой горных пород, объединяющих связанные между собой равномерно-средне-мелкозернистые собственно микропегматитовые граниты, гранофиры с характерным развитием микропегматита в основной массе и микропегматитовые гранит-порфиры, содержащие гранофировые сростки в качестве порфировых выделений. Перечисленные горные породы обычно имеют плотное сложение. Калиевый полевой шпат в них находится главным образом в симплектических сростках с кварцем, количество которых достигает 60-70% к составу горных пород. В эту ткань погружены призматические зерна ортоклаза, составляющие до 15-20% объема гранитов, и менее распространенные плагиоклаз, кварц, арфведсонит и биотит. Нередко они образуют гломеропорфировые обособления, имеющие сходный состав и структуру с арфведсонит-биотитовыми и биотитовыми гранитами, от которых отличаются лишь несколько меньшим размером (2-3 мм в поперечнике) слагающих их зерен.

В сторону всячего бока залежи заметно сокращается количество вкрапленников и возрастает объем микропегматитовой ткани. В 8 м от контакта количество ее достигает 90%. Породы приобретают мелко-равномернозернистое сложение, а в 3-4 м от вмещающих очковых гнейсов полосчатое строение, обусловленное параллельно-линейным расположением вдоль контакта удлинённых линзовидных обособлений биотита и арфведсонита.

Очковые гнейсы, развитые по вулканитам, в контакте с гранитами заметно биотитизированы и пронизаны тонкими кварц-полевошпатовыми прожилками вдоль многочисленных трещин. Сам контакт представлен весьма неровной поверхностью с массой "залитов" гранитов

в вулканогенную толщу. Вдоль этой поверхности на ширине всего 2-3 см граниты столь интенсивно обогащены биотитом и амфиболом, что по окраске и зернистости макроскопически с трудом отличаются от измененных вулканогенных вмещающих отложений.

По набору аксессуарных минералов и химическому составу микропегматитовые граниты мало отличаются от биотитовых и арфведсонит-биотитовых гранитов. Однако в них весьма часто появляется гранат, свидетельствующий о принадлежности их к эндоконтактной части интрузии, а в химическом составе сокращается до 8,5% содержание суммы Na_2O и K_2O при сохранении преобладающего количества последней. Характерно также постоянство содержания SiO_2 , количества которой не опускаются ниже 75 и не поднимаются выше 76%.

В гипсометрически верхней части интрузии (рис. 7, профиль III) на участках с сохранившейся кровлей наблюдается проникновение среднезернистых арфведсонит-биотитовых гранитов в микропегматитовые гранит-порфиры. Арфведсонит-биотитовые граниты слагают клинообразные тела мощностью 1,2-1,5 м, расширяющиеся вниз по склону. Весьма характерно, что в контакте их с микропегматитовыми гранит-порфирами в последних не наблюдаются изменения состава, структуры или другие признаки контактовых воздействий. Соотношение разновидностей гранитов здесь таково, что напоминает соприкосновение среднезернистых гломеропорфировых обособлений с окружающей их мелкозернистой тканью. Горные породы как бы переходят друг в друга без заметных следов изменения каждой из них. Следовательно, если микропегматитовые граниты и относятся к более ранним образованиям, то разрыв во времени формирования между ними и арфведсонит-биотитовыми гранитами был весьма невелик. На это же указывают их тесная связь и описанные взаимоотношения, установленные в части интрузии, вскрытой глубже на 300 м.

В ряде случаев в микропегматитовых гранитах резко сокращается количество симплектических сростков кварца и ортоклаза. Это сопровождается развитием в них микрогранитовой ткани, сложенной равновеликими изометричными зернами кварца, альбита, ортоклаза, биотита и арфведсонита. Ею включены порфировые выделения, представленные главным образом ортоклазом и реже кварцем. Изредка наблюдается присутствие единичных зерен микропегматита. В большинстве же случаев такие горные породы не содержат микропегматита и представлены гранит-порфирами. Они развиты преимущественно в лежачем и висячем боках гипсометрически верхней части пластообразной залежи арфведсонит-биотитовых гранитов, образуют здесь ее оторочку мощностью до 30 м и глубже в висячем боку сменяются микропегматитовыми, а в лежачем - преимущественно биотитовыми средне-равномернозернистыми гранитами. Таким образом, гранит-порфиры по занимаемой ими позиции, структуре и тесной связи с микропегматитовыми гранитами также принадлежат к эндоконтактовым производным арфведсонит-биотитовых гранитов, но в вертикальных разрезах интрузии занимают гипсометрически верхнюю часть, слагая здесь оторочку - „корочку“, под которой залегают микропегматитовые и средне-равномернозернистые граниты.

Весьма показательно, что пространственно именно с гранит-порфирами в гипсометрически верхней части интрузии связано развитие кварцевых жил и проявления сульфидной минерализации. Преимущественно согласные кварцевые жилы небольшой мощности и протяженности залегают во вмещающих амфиболизированных вулканитах рядом с гранит-порфирами. Сульфидная минерализация представлена мелкой распыленной убогой вкрапленностью главным образом пирита, которая широко распространяется вдоль многочисленных мелких трещин как в самих гранит-порфирах, так и во вмещающих толщах. Очень редко ей сопутствует молибденит в явно непромышленных количествах.

Граниты апофиз и жильных тел. В строении интрузий меньших размеров наблюдается аналогичная зональность, но вследствие более ускоренной их консолидации гранит-порфиры и микропегматитовые граниты по отношению средне-равномернозернистых гранитов внутренних частей залежи получили здесь большее распространение. Они развиты не только в эндоконтактах арфведсонит-биотитовых и биотитовых гранитов, но и слагают апофизы, непосредственно связанные с пластообразными интрузивными залежами. Это обстоятельство в условиях хорошо обнаженных долин ручьев позволяет проследить изменения состава микропегматитовых гранитов и гранит-порфиров уже в теле апофиз.

В долине левого истока руч. Заозерного вскрыта пластообразная согласная залежь арфведсонит-биотитовых и биотитовых гранитов мощностью 30-40 м. При падении к СВ $50-60^\circ \angle 60^\circ$ она бронирует правый склон долины, в котором на протяжении 70 м по простиранию среди альбит-амфиболовых кристаллических сланцев обнажен висячий ее бок (рис. 9, обн. 5222).

Биотитовые граниты аналогичны по составу и структуре описанным выше (т. 5222). По мере приближения к контакту с вмещающими кристаллическими сланцами в висячем боку залежи они приобретают все более отчетливое порфировидное сложение. В составе их заметно возрастает количество мелких зерен кварца, ортоклаза, олигоклаза, среди которых изредка появляются симплектические сростки кварца и ортоклаза, а также крупные включения граната. С дальнейшим приближением к контакту в них увеличивается содержание биотита, сфена и рудного минерала (т. 5222).

Непосредственно от висячего бока залежи наблюдается отделение вертикальной апофизы, хорошо отпрепарированный горизонтальный срез которой в днище долины вытянут в восточном направлении поперек русла ручья. Апофиза имеет сложное строение (рис. 9). Мощность ее меняется от 1,5 до 5 м; протяженность обнаженного горизонтального среза - 8 м. В северо-восточном и юго-западном направлениях от нее, вдоль сланцеватости во вмещающих кристаллических сланцах в свою очередь наблюдаются жилообразные отделения, несущие в большинстве случаев убогую рудную минерализацию.

Апофиза сложена как биотитовыми порфировидными, так и микропегматитовыми гранитами, а также гранит-порфирами. Взаимоотношения их и строение апофизы изучены вдоль профиля, расположенного

Рис. 8. Двумерные диаграммы распределения гранитов в координатах $K_2O/Na_2O - SiO_2$ в Сядатаяхинской интрузии (а) и в апофизах (б).

1 - арфведсонит-биотитовые и биотитовые граниты; 2 - микропегматитовые граниты, гранофиры и гранит-порфиры; 3 - гранофельзофиры, 4 - кальцит-кварцевые обособления.

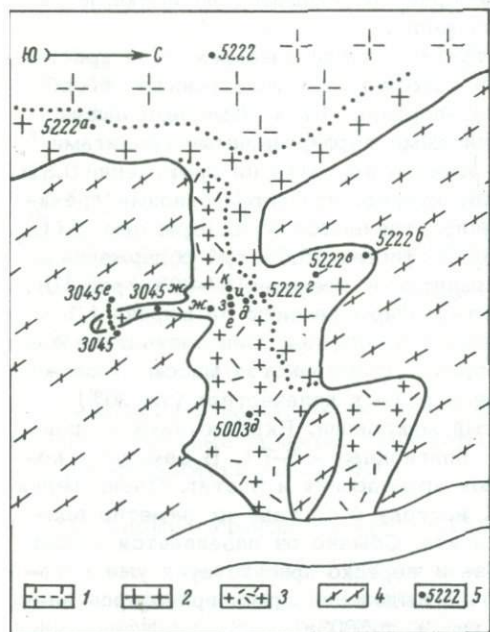
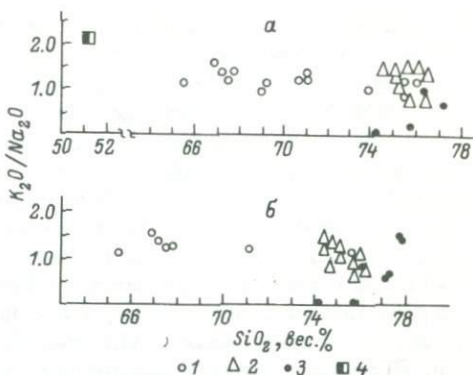


Рис. 9. Апофиз гранит-порфиров и гранофиров (обн. 5222).

1 - арфведсонит-биотитовые и биотитовые граниты; 2 - порфиroidные биотитовые граниты; 3 - микропегматитовые граниты, гранит-порфиры и гранофиры; 4 - очковые гнейсы; 5 - точки отбора проб.

вкrest ее простираия, начинающая от биотитовых порфиroidных гранитов, сосредоточенных вдоль северного контакта. Эти граниты слагают ответвления апофизы и находятся здесь в непосредственном соприкосновении с вмещающими амфиболитизированными вулканитами. К югу через 3.1 м от контакта они сменяются гранит-порфирами, которые отличаются от порфиroidных биотитовых гранитов мелкозернистым сложением, обусловленным резким увеличением количества (до 95%) микрогранитовой ткани. В сложении ее принимают участие изометричные мелкие (0.01-0.02 мм) зерна кварца, олигоклаза, ортоклаза и нередко микропегматита, среди которых расположены редкие арфведсонит, биотит и рудный минерал.

Указанная смена горных пород выглядит следующим образом. Среди порфиroidных среднезернистых биотитовых гранитов (т. 5222б, в, рис. 9) появляются темно-серые линзовидные обособления, сложенные гранит-порфирами. Они имеют мощность 0.7-1.0 см при длине 3-5 см. Контакт их с порфиroidными гранитами иногда

довольно отчетлив (т. 5222г, д); иногда же наблюдается проникновение порфиroidных гранитов в виде мелких клиньев или апофиз в темно-серые гранит-порфиры. Однако чаще обе разновидности пород постепенно переходят друг в друга.

Изучение под микроскопом границы между этими разновидностями горных пород указывает на то, что в одних случаях в порфиroidных гранитах существенно увеличивается количество микрогранитовой массы, среди которой сохраняются гломеропорфиroidные сростки кварца, ортоклаза и плагиоклаза. По мере сокращения их количества и размеров возрастает объем микрогранитовой ткани и порфиroidные граниты совершенно незаметно переходят в гранит-порфиры с вкраплениями, образованными уже отдельными кристаллами. В других случаях граница отчетливо видна и представлена довольно ровной линией, вдоль которой соприкасаются микрогранитовая масса и равномерно-среднезернистые граниты, не имеющие в этом случае порфиroidного сложения.

Эти наблюдения свидетельствуют о почти одновременной кристаллизации гранитного расплава, в котором несколько раньше обособливались мелкозернистые гранит-порфиры. Сложенные ими линзы чередуются с более крупнозернистыми порфиroidными гранитами, количество которых в сторону южного контакта на протяжении 0,3 м быстро сокращается. Весьма характерно, что порфиroidные граниты и гранит-порфиры существенно отличаются по содержанию SiO_2 , количество которой в последних достигает 75,5% при содержании ее в порфиroidных биотитовых гранитах в пределах 67-68% (рис.10).

Серые и темно-серые гранит-порфиры развиты на ширине 1,1 м и слагают полностью весь южный бок апофизы. Они состоят на 90-92% из микрогранитовой аллотриоморфнозернистой массы, в сложении которой принимают участие в равных количествах (до 30%) кварц, олигоклаз и нерешетчатый микроклин. Вкрапленники - преимущественно ортоклаз и менее плагиоклаз - 5-7%. В заметных количествах до 1-2% присутствуют арфведсонит и биотит. Очень редки мусковит и рудный минерал. К востоку в составе их заметно возрастает количество микропегматита. Обычно он развивается вокруг порфиroidных выделений ортоклаза и нередко присутствует уже в таких количествах, что правомочно выделение здесь гранофиroidов или микропегматитовых гранитов (рис. 9, т. 5003д).

В сторону южного контакта апофизы, в 0,6 м от него, среди темно-серых гранит-порфиroidов наблюдаются лейкократовые, почти белые тонкозернистые (фельзитойдные) горные породы. Они образуют мелкие линзы ($1 \times 5 \text{ см}^2$), полосы или напоминают ветвящиеся жилы мощностью 0,5-0,7 см. Однако не отделены резкими границами от темно-серых гранит-порфиroidов и вместе с ними слагают единую монолитную горную породу пятнистой или полосчатой текстуры (рис. 9, т. 5222е).

Сравнение лейкократовых обособлений (т. 5222к, и) с окружающими их темно-серыми гранит-порфирами и гранофирами (т. 5222е, э) свидетельствует о том, что они имеют еще более тонкозернистое сложение и нередко афанитовую структуру. В них весьма редки порфиroidные выделения (не более 1-2%), которые представлены главным

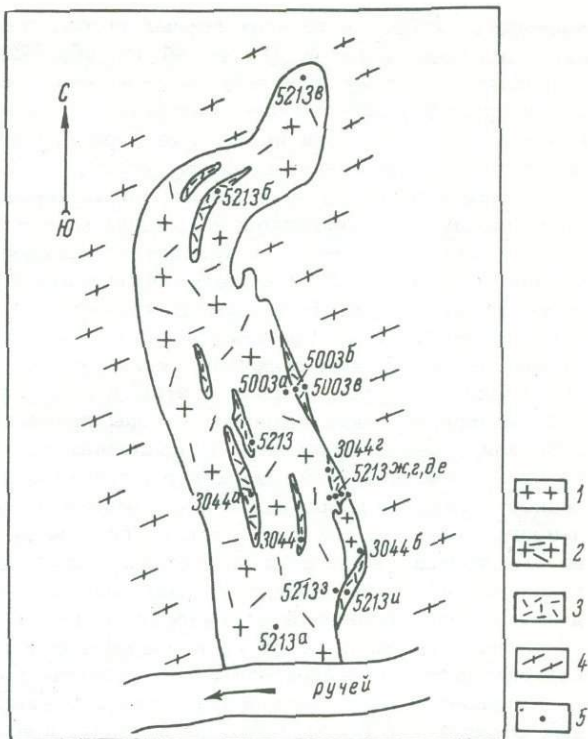
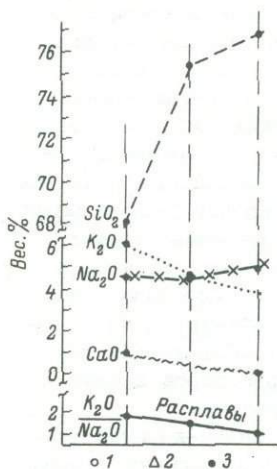


Рис. 10. Изменение содержаний окислов и отношения щелочей в гранитах апофизы (обн. 5222).

1 - арфведсонит-биотитовые и биотитовые граниты (6 проб); 2 - микропегматитовые граниты, гранофиры и гранит-порфиры (4 пробы); 3 - гранофельзофиры (2 пробы).

Рис. 11. Апофиза гранофиров (рбн. 5213).

1 - граниты порфировидные биотитовые; 2 - микропегматитовые граниты, гранит-порфиры и гранофиры; 3 - гранофельзофиры; 4 - сланцы амфиболовые; 5 - точки отбора проб.

образом серицитизированным олигоклазом. В микрогранитовой массе обособлений увеличено количество кварца. Зерна его приобретают линзовидную форму, а в расположении их заметен параллелизм. Кварц составляет до 45-50% микрогранитовой массы. В ней сокращено до 15-20% количество микроклина, имеющего отчетливую решетчатую структуру. Плаггиоклаза (альбит-олигоклаза) - 30-35%; он интенсивно серицитизирован. Все также присутствуют, но весьма редки арфведсонит и биотит, зато в заметных количествах (2-3%) получил развитие мусковит. По своему составу и облику эти горные породы приближаются, с одной стороны, к плаггиогранит-порфирам, с другой - к существенно кварцевым фельзитовидным образованиям. Химические анализы указывают на то, что в них до 77.5% возрастает

количество SiO_2 и из всех горных пород, слагающих апофизу, минимально содержание K_2O (рис. 86, 10; обр. 5222к, з; см. Приложение).

Ближе к южному контакту апофизы указанные лейкократовые тонкозернистые обособления приобретают все более отчетливые границы. Нередко они имеют уже форму жильных тел, пересекающих темно-серые гранит-порфиры (рис. 9, т. 5222ж, 3045ж). Взаимоотношения и различия этих горных пород хорошо видны невооруженным глазом. Под микроскопом границы между ними практически не наблюдаются. Заметны лишь увеличение количества мелких зерен кварца в сторону лейкократовых обособлений и более плотное сложение горных пород. В 3–5 см от контакта на отдельных участках объем лейкократовых (фельзитовидных) обособлений заметно возрастает. Здесь уже ими включены сильно удлинённые линзы темно-серых гранит-порфиров. Наряду с этим в виде тонких жил и прожилков лейкократовые тонкозернистые породы проникают во вмещающие амфибололизированные вулканиты. В последних вдоль зальбандов жил или на их простирании видна мелкая распыленная и крайне редкая вкрапленность пирита, пирротина и молибденита. Она не имеет промышленного значения, так как невелика по объему и сосредоточена в весьма тонких нитевидных прожилках. Однако по положению в пространстве и тесной связи с указанными жильными обособлениями появление рудной вкрапленности может быть истолковано как результат отделения ее от гранит-порфиров и гранофиров вместе с тонкозернистыми лейкократовыми горными породами.

Тонкозернистые обособления и связь с ними кварц-кальцит-рудных образований более наглядны в телах, имеющих жильную форму. Одно из них расположено на правом склоне левого истока руч. Заозерного в 500 м ниже описанных выше гранофиров в обн. 5222 (рис. 7). Апофиза имеет мощность 2,5 м при длине 11 м и круто, под $\angle 80^\circ$, погружается к СВ 70° (рис. 11). Особенностью ее является отчетливое линзовидно-полосчатое или узловатое сложение. Оно обусловлено развитием овальных, линзовидных или сильно удлинённых жильных лейкократовых обособлений среди более темных микропегматитовых гранитов и гранит-порфиров.

Форма обособлений и строение апофизы видны особенно на пришлифованных поверхностях гранитов. Обособления более темны, чем в обн. 5222, но также имеют криптокристаллическое сложение и мощность, лишь изредка превышающую 1,0–1,5 см при длине 7–8 см. Характерно сосредоточение их ближе к висячему боку апофизы. Во внутренней части ее они иногда образуют серию параллельных кулис, составляющих зону мощностью 5–10 см (т. 5213б, 3044а). Среди них крайне редко видны кальцит-кварцевые скопления, которые имеют форму либо линз, либо уже приближаются к прожилкам мощностью 0,3–0,5 см. С ними связана вкрапленность пирита, магнетита, пирротина и молибденита.

Микроскопические исследования тонкозернистых обособлений указывают, в свою очередь, на их сложное линзовидно-полосчатое строение, обусловленное чередованием в них взаимно параллельных сильно удлинённых линз или полос. Они сложены: а) тонкозернистыми гра-

нофирами или гранит-порфирами мощностью 0,5–2 мм и б) тонкозернистой кварц-полевошпатовой фельзитоидной тканью; мощность линз 0,1–0,5, реже 2–3 мм. В соответствии со сложением и составом эти горные породы в целом именуются нами гранофельзофирами.

Слагающие их тонкозернистые гранофиры и гранит-порфиры по своему составу и структурам идентичны описанным выше. Однако здесь в них чаще наблюдается планпараллельная текстура. Она выражена взаимно параллельным расположением удлиненных зерен кварца и полевых шпатов как в порфировых выделениях, так и в микрогранитовой основной массе. Это свидетельствует о ее первичном синкристаллизационном формировании тем более, что указанные минералы не носят следов регенерации, а планпараллельная текстура имеет локальное распространение, пространственно тесно связана с линейно-вытянутыми или линзовидными обособлениями гранофельзофинов и с удалением от них постепенно сменяется массивным сложением горных пород. Шире в гранофирах здесь развит мусковит, сосредоточенный по преимуществу вдоль границ линз, и довольно часто появляется кальцит. В усредненном составе микрогранитовой массы гранофинов (т. 5213, 5213б, 3043 и т.д.) содержится до 60 или 70% микропегматита, 10–15% кварца, 25–30% альбит-олигоклаза (№ 12). Размер зерен 0,01 мм в поперечнике. В редких порфировых выделениях – микропертит (ортоклаз) и еще реже олигоклаз (№ 18–22). В части горных пород присутствуют биотит и редкие зерна арфведсонита.

В гранит-порфирах симплектические сростки кварца и калишпата образуют порфировидные обособления, которые погружены в тонкозернистый агрегат. В составе его до 40–45% альбит-олигоклаза и до 35–40% кварца; изредка присутствуют микроклин, арфведсонит, мусковит и тонкочешуйчатый темно-бурый биотит (стильпомелан), образующий цепочковидные скопления.

Кварц-полевошпатовые фельзитоиды имеют афанитовое сложение. По составу и структуре они весьма близки к микрогранитовой массе гранит-порфинов и также содержат редкие зерна биотита, арфведсонита, рудного минерала и эпидота, но отличаются от нее более отчетливой планпараллельной текстурой, подчеркнутой здесь шире развитым мусковитом. Для них характерно перемное количество мельчайших (0,01–0,02 мм) зерен кварца, альбит-олигоклаза (№ 8–12), микроклина и мусковита. Они то равномерно распределены в горных породах, состоящих в этом случае на 70–75% из кварца, 20–25% альбит-олигоклаза, 3–5% микроклина и 1–2% мусковита, то кварц группируется внутри линз фельзитоидов в виде тонких полос или жилообразных обособлений. Зерна его достигают 0,2–0,3 мм в поперечнике и нередко сопровождаются кальцитом.

Изучение взаимоотношений перечисленных горных пород показывает, что между ними нет резких границ. Указанные петрографические разновидности взаимно переходят друг в друга, что выражено в изменении количества одних и тех же минералов и сменой части их новыми соединениями в направлении от гранит-порфинов и гранофинов в сторону фельзитоидов и кварцевых обособлений. Так, в фель-

зитоидах до 55–60% возрастает содержание альбит-олигоклаза против 30–45% в гранит-порфирах и гранофирах; в кварцевых обособлениях, наоборот, присутствуют единичные его зерна.

Количество кварца в гранит-порфирах и фельзитоидах сохраняется на одном уровне, но резко возрастает с переходом к кварцевым обособлениям. Нередко вследствие концентрации кварца в жилообразных обособлениях количество его в окружающих фельзитоидах составляет 25–30% против 35–40% в гранит-порфирах. Показательно также резкое сокращение в фельзитоидах количества калиевого полевого шпата. Исследование поведения его в указанном направлении свидетельствует о заметном сокращении в гранит-порфирах и гранофирах сначала объема ортоклаза и микропегматита, взамен которых развитие получал микроклин. Количество последнего с приближением к фельзитоидам также уменьшается при все возрастающем значении мусковита.

В результате вокруг кварцевых обособлений среди фельзитоидов формировались горные породы, близкие по составу к плагиогранитам – трондьемитам (обр. 5003б, 5003в/1; см. Приложение). В них весьма редко присутствует микроклин, а мусковит в количестве до 2–3% явно тяготеет к кварцевым и кальцит-кварцевым обособлениям.

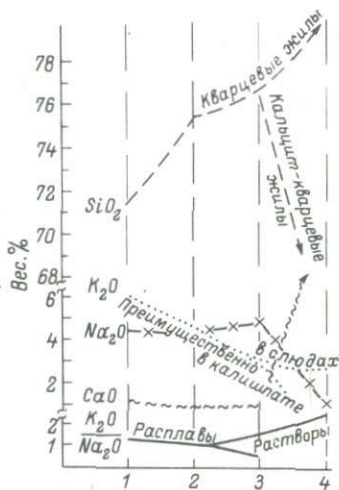
Указанные вариации минерального состава находят свое подтверждение в химизме горных пород. К сожалению, в силу малой мощности не удалось выполнить отдельное опробование фельзитоидов. На диаграмме (рис. 12) приведены данные в целом для гранофельзофинов, в которых наряду с фельзитоидами присутствуют и калишпатсодержащие гранофиры. Естественно поэтому, что в гранофельзофидах выше, чем в фельзитоидах, содержание K_2O и ниже Na_2O . Однако и в этом случае в гранофельзофирах по сравнению с гранофирами устанавливается не только нарастание количества SiO_2 от 75 до 77 и затем до 80% в кварцевых обособлениях, но и заметное увеличение (от 1% и выше) содержания Na_2O и, наоборот, – сокращение K_2O до 1,5–2 против 4–5% в гранофирах.

Кварцевые и кальцит-кварцевые обособления в фельзитоидах достигают обычно протяженности 2–3 см при мощности 0,2–0,3 мм. Они не имеют отчетливых границ и довольно быстро вкрест и по простиранию сменяются разрозненными зернами кварца, входящими уже в состав кварц-полевошпатовой ткани фельзитоидов. От последней обособления отличаются резко сокращенным количеством полевого шпата и более крупнозернистым сложением. Мощность их возрастает до 1–2 мм одновременно с увеличением размера зерен. В этих обособлениях наряду с кварцем, кальцитом и мусковитом концентрируются рудные минералы. Они наблюдаются либо в виде эмульсионной вкрапленности в зернах кварца, либо тесно ассоциируют с биотитом (стильпноmelаном) или кальцитом.

По своему сложению и составу такие обособления уже ничем не отличаются от гидротермальных кварцевых и кальцит-кварцевых минерализованных жил. Особенно это заметно в случаях залегания их среди порфировидных субщелочных гранитов и гранофинов. В них они приобретают довольно отчетливую форму жил мощностью 0,6–0,8 см и хорошо видимые границы.

Рис. 12. Изменения содержаний окислов и отношения щелочей в гранитах апофизы (обн. 5213).

1 - арфведсонит-биотитовые и биотитовые граниты; 2 - микропегматитовые граниты, гранофиры и гранит-порфиры (6 проб); 3 - гранофельзофиры (5 проб); 4 - кварцевые и кальцит-кварцевые жилы (2 пробы).



Изучение одной из них, расположенной в висячем боку апофизы (рис. 11, т. 30446), показывает, что гипсометрически верхняя ее часть залегает среди порфировидных биотитовых гранитов (т. 5213 е) и на протяжении 0.8 м вниз по склону переходит в кальцит-кварцевое обособление (т. 5213и) уже среди гранофельзофиров, с которыми оно связано взаимопереходами. Это свидетельствует об отжиге части растворов из генерирующих их гранофельзофиров и перемещении в окружающие порфировидные граниты, гранофиры и гранит-порфиры. Поэтому естественно, что гипсометрически верхняя и нижняя части жилы несут тождественную рудную минерализацию как по набору, так и по количеству рудных компонентов.

Рудные минералы представлены пирротинном, молибденитом, пиритом и сфалеритом, группирующимися в виде линз и тонких прожилков в тесной ассоциации с тонкочешуйчатым биотитом (стильпномеланом). Наиболее ранний из них пирротин наблюдается только внутри чешуйчатых агрегатов молибденита, достигающих 1-1,5 мм в поперечнике. По сравнению с ними сфалерит менее распространен. Обычно он обрастает агрегаты молибденита и цементирует его чешуйки, создавая гнезда сложного пирротин-молибденит-сфалеритового состава. Пирит либо равномерно рассеян внутри прожилка, либо концентрируется по периферии сложных минеральных агрегатов.

Особенности кристаллизации гранитного расплава. Детальное изучение интрузий арфведсонит-биотитовых гранитов и сопровождающих их сателлитов свидетельствует о том, что все они относятся к образованиям одной интрузивной фазы. Слагающие их арфведсонит-биотитовые и биотитовые средне-равномернозернистые, реже порфировидные граниты и мелкозернистые микропегматитовые граниты, гранофиры и гранит-порфиры связаны между собой постепенными переходами и являются поэтому фаціальными разновидностями, возникшими при кристаллизации единого расплава.

Мелкозернистое сложение микропегматитовых гранитов, гранофиров и гранит-порфиров свидетельствует об ускоренной кристаллизации этих горных пород, сформированных в зоне соприкосновения гранитного расплава с вмещающими толщами. Судя по результатам изуче-

ния подобных гранитов в других районах СССР, для них характерны низкотемпературный β -кварц, богатство летучими и ряд других особенностей, указывающих на кристаллизацию их при температурах 600–700° (Повилайтис, 1966, 1972). Преимущественно в висячих боках интрузий ими сложены эндоконтактные зоны – оболочки, толщина которых в зависимости от мощности интрузий изменяется от 6 до 40 м. Значительно реже, минуя ее, в непосредственном контакте с позднерифейско-кембрийскими вулканитами няровейского комплекса находятся порфириовидные среднезернистые биотитовые граниты.

Эндоконтактная оболочка обычно тоньше в глубже вскрытых частях интрузий и заметно утолщается гипсометрически выше, у их кровли. Формирование ее несколько предшествовало кристаллизации главной массы арфведсонит-биотитовых гранитов, поскольку последние в апикальных частях интрузий в виде мелких пластообразных жил проникали в лежащие выше мелкозернистые микропегматитовые гранит-порфиры и гранофиры. В глубже вскрытых частях интрузий и в ряде апофиз между арфведсонит-биотитовыми гранитами и их эндоконтактной оболочкой нет резкой границы. Вместе с этим смена горных пород совершается и здесь на столь коротком интервале (0,3 м в апофизах и 2–2,5 м в интрузивных телах), что достаточно отчетливо отделяется „верхний гранитный слой“.

Эти сведения убеждают в том, что довольно широко распространенные в бассейне р. Сядатаяхи мелкие тела и мелкие пластовые залежи микропегматитовых гранитов, гранофиров и гранит-порфиров являются апофизами залегающих глубже и в своем большинстве, очевидно, не вскрытых залежей арфведсонит-биотитовых гранитов. На неглубокий эрозионный срез указывают также особенности строения вскрытых интрузий. В апикальных частях их на водоразделах ручьев не только наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих толщ, но и нередко полностью сохранилась эндоконтактная оболочка.

Микропегматитовые граниты, гранофиры и гранит-порфиры, слагающие эндоконтактную оболочку интрузий, отличаются от глубже залегающих арфведсонит-биотитовых и биотитовых гранитов не только по указанному мелко-, а иногда и тонкозернистому сложению и довольно широкому развитию микропегматита, сколько по существенно увеличенному в них количеству SiO_2 и сокращенному значению суммы щелочей. По значениям этих окислов (рис. 8) фигуративные точки мелкозернистых гранитов на двумерных диаграммах группируются отдельно от арфведсонит-биотитовых гранитов. Это свидетельствует о том, что микропегматитовые граниты, гранофиры и гранит-порфиры кристаллизовались из части расплава, обособленной от главной его массы в магматических камерах. Они сосредоточивались преимущественно в верхних частях камер и, судя по составу, характеризуют наиболее легкую фракцию гранитного расплава, обогащенную SiO_2 и летучими.

Указанное фракционирование расплава не является следствием обогащения его кремнеземом за счет ассимиляции вмещающих толщ.

Последние, во-первых, принадлежат к образованиям основного состава; во-вторых, в интрузиях отсутствуют признаки контаминации расплава. На это указывают неизменные количества кальция, магния и железа в гранитах как у контактов их с ксенолитами и вмещающими вулканитами основного состава, так и во внутренних частях интрузий, не содержащих ксенолитов (рис.8).

Обособление мелкозернистых гранитов, обогащенных SiO_2 , обусловлено, по всей вероятности, разделением гранитного расплава в магматической камере и всплыванием наиболее легкой и менее тугоплавкой его части. Тенденция изменения состава гранитов вверх, в сторону обогащения кремнеземом, установлена во многих гранитных интрузиях (Афанасьев, 1957). Известны указания о том, что в ряде случаев гранитные интрузии в верхних апикальных частях представлены горными породами, содержащими 77–80% SiO_2 , что существенно отличает их от обычных гранитов (Белянкин, 1956; Повилайтис, 1966). В верхних частях магматических камер они образуют зону, характерной особенностью которой является развитие микропегматитовых структур и мелкозернистое сложение.

В таких гранитах М.М.Повилайтис (1966, 1971, 1972), М.В.Мартынюк и др. (1972), Г.Г.Мелентьев, Л.М.Делицын, Б.И.Мелентьев (1972), а также ряд других исследователей отмечают не только высокие содержания кремнезема, но и развитие в них ритмичной зональности. Возникновение ее указанными авторами увязывается с процессом ликвации гранитных расплавов, вызванной, как они полагают, присутствием в гранитах примесного компонента, в качестве которого могли быть редкие элементы (Mo, W). Чем бы ни было обусловлено разделение расплава, важно, что оно совершалось внутри магматической камеры в докристаллизационный период или синхронно с кристаллизацией расплава, в силу чего относится к собственно магматическому процессу и является первичным для сформированных гранитов.

Сравнение строения крупных и мелких интрузий показывает, что наиболее интенсивно оно выражалось в жильных телах и апофизах. Действительно, в эндоконтактной оболочке крупных интрузивных залежей, хотя и устанавливается общая неуравновешенность состава, выраженная присутствием в ней одновременно микропегматитовых гранитов, гранофиоров и гранит-порфиоров, но не получило развития их дальнейшее „расслоение“. В мелких залежах и апофизах среди микропегматитовых гранитов, гранофиоров и гранит-порфиоров наблюдаются гранофельзофиры и обособления в них преимущественно кварцевого состава, что привело к формированию здесь не только более высококремнистых образований (рис.7), но и рудных скоплений в них.

Особенно отчетливо „расслоение“ горных пород в мелких телах, имеющих форму линейно-вытянутых жил. В них гранофельзофиры и кварцевые обособления появляются одновременно с хорошо выраженным плоскостным и линейным параллелизмом главных и второстепенных породообразующих минералов. Характерно также предпочтительное сосредоточение гранофельзофиоров и кварцевых обособлений

в них ближе к контактам таких тел. Это свидетельствует о том, что более интенсивное „расслоение“ совершалось, во-первых, в обстановке максимальной (для данного случая) текучести гранитного расплава, обусловленной проникновением его вдоль трещин и полосей во вмещающих толщах, что хорошо согласуется с экспериментальными исследованиями и выявленным аплотонным характером формирования линейной зональности в ряде гранитных интрузий других районов СССР (Повилайтис, 1971, 1972; Мелентьев и др., 1972). Во-вторых, что „расслоенные“ горные породы формировались в условиях повышенной вязкости расплава, вызванной большей скоростью охлаждения его по сравнению с состоянием в более крупных камерах.

Показательно, что степень „расслоения“ гранитоидов находит свое отражение в распределении и поведении щелочей. В крупных массивных телах и залежах микропегматитовые граниты, гранофиры и гранит-порфиры, равно как и арфведсонит-биотитовые граниты, характеризуются практически неизменной величиной $K_2O/Na_2O > 1$. В „расслоенных“ апофизах и особенно в телах, имеющих жильную форму, с появлением в них гранофельзофиров устанавливается заметное изменение режима щелочности. Как показано на конкретных примерах (рис. 10, 12), количество K_2O в направлении от арфведсонит-биотитовых гранитов в сторону гранофельзофиров непрерывно сокращалось при увеличении в последних содержания Na_2O . Соответственно в них K_2O/Na_2O меньше или равно единице.

В зонах развития кварцевых, мусковит-кварцевых и кальцит-кварцевых обособлений среди гранофельзофиров поведение калия и натрия приобретало противоположно направленную тенденцию. В кварцевых обособлениях возрастало содержание K_2O при резком сокращении количества Na_2O .

Приведенные сведения указывают, во-первых, на различное поведение калия и натрия, обнаруживающих способность к раздельной концентрации и обособлению в составе „расслоенных“ тел. Разделение их, как видно, связано с „расслоением“ расплава и, следовательно, является итогом магматического процесса и кристаллизации гранитов в жильных телах и апофизах. Во-вторых, резкое изменение поведения щелочей в зонах развития кварцевых обособлений свидетельствует о столь же резком изменении состояния расплава. Появление, иногда довольно широкое развитие и концентрация в кварцевых обособлениях мусковита – типичного позднего минерала пневматолитового или гидротермального генезиса, нередкая ассоциация его с кальцитом, как равно форма обособлений и приведенные ранее переходы их в кварцево-рудные жилы, указывают на присутствие растворов в составе гранитных расплавов. Последние, как видно, до разделения представляли гетерогенную среду.

Обособление в ней, а иногда и отделение от нее растворов сопровождалось миграцией более подвижного калия, что обуславливало интенсивное развитие мусковита. Это не исключает возможности более позднего его формирования и последующего наложения в условиях длительного и сложного становления интрузий. Однако подчеркивает, что начало выделения мусковита и концентрация вместе

с ним кварца тесно увязывались с завершением кристаллизации гранитов и отделением от них флюидной фазы.

Менее подвижный натрий оставался в остаточных магматических расплавах, имеющих поэтому состав плагиогранитов (трондьемитов) или близких к ним горных пород. В условиях совместного нахождения кристаллизующихся расплавов и растворов вполне вероятно их длительное взаимодействие, вплоть до развития автотектонических процессов. Возможно, этим объясняется присутствие в кварцевых обособлениях кальцита, обусловленное частичной деанортизацией плагиоклаза.

Таким образом, разделение гранитного расплава и дальнейшее формирование в обособленной эндоконтактной части его «расслоенных» гранитных тел сопровождалось фракционированием щелочей и отделением в растворы подавляющего количества калия. Он поглощается кристаллизующимся мусковитом, постоянная связь с которым рудных минералов свидетельствует о том, что вместе с калием в растворы выносились другие металлы.

Естественно, что в своем большинстве весьма малая мощность трондьемитовых и кварцевых обособлений среди гранофельзофиров чрезвычайно затруднила их раздельное опробование. Это обусловило в общем ограниченное количество отобранных проб, для части которых по указанной причине не исключается возможное «заражение» материалом окружающих гранофиров и гранит-порфиров. Однако сохранение тенденции изменения содержаний щелочей в горных породах каждой из изученных апофиз (рис. 10, 12) убеждает в справедливости полученных результатов тем более, что они находят свое подтверждение в указанной выше первичной группировке минералов в составе гранитоидов.

Граниты и оруденение

Сравнительный анализ результатов исследований крупных и мелких интрузивных тел свидетельствует о том, что рудные гидротермальные скопления молибденита, сфалерита, пирротина и пирита являются следствием разделения гранитного расплава и отделения от него рудонесущих калийсодержащих растворов. Они имеют прямую генетическую связь с микропегматитовыми гранитами, гранит-порфирами, гранофирами и гранофельзофирами, составляющими эндоконтактную фацию равномерно-среднезернистых арфведсонит-биотитовых и биотитовых гранитов.

Таким образом, как перечисленные граниты, так и соответствующие им рудные скопления связаны единством процесса. Однако на диаграмме, построенной по методу З.Г. Караевой (1968), фигуративные точки мелкозернистых гранитов, эндоконтактных оболочек и арфведсонит-биотитовых и биотитовых гранитов внутренних частей залежей занимают раздельное положение. Первые из них группируются в поле гранитов, материнских для месторождений молибдена, вольфрама, олова, вторые – в поле редкометалльных гранитов со щелочным цветным минералом (рис. 13).

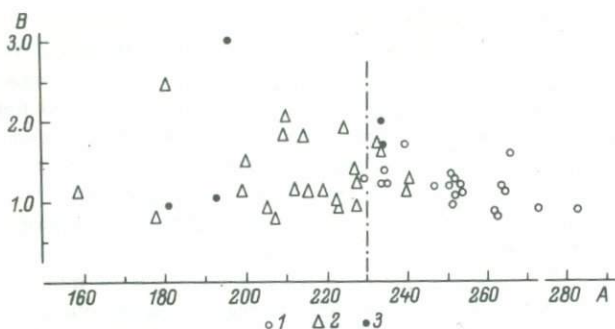


Рис.13. Диаграмма размещения гранитов в рудоносных полях по З.Г.Караевой (1968).

Левая часть диаграммы – граниты материнские для месторождений молибдена, вольфрама, реже олова; правая часть – граниты редкометальные со щелочным цветным минералом. 1 – арфведсонит-биотитовые и биотитовые граниты; 2 – микропегматитовые граниты, гранофиры и гранит-порфиры; 3 – гранофельзофиры. $A = (Na + K - Ca)$, $B = \left(\frac{Na - Ca}{K} \right)$.

Это же различие в геохимической специализации гранитов заметно по результатам опробования по профилям наиболее крупного интрузивного тела (рис.7). При анализе их устанавливается довольно отчетливая тенденция концентрации молибдена, олова, меди и свинца преимущественно в микропегматитовых гранитах, гранофирах и гранит-порфирах, выраженная тем более отчетливо, чем ближе к апикальной части (гипсометрически выше) расположены эти горные породы. Так, в профиле II (рис.7), характеризующем гипсометрически нижнюю часть интрузии, молибден и олово в малых количествах содержатся лишь в микропегматитовых гранитах, главным образом в висячем боку залежи. Главным рудным компонентом здесь является ниобий (0.005–0.006%) и другие редкие элементы, содержащиеся в арфведсонит-биотитовых гранитах. В 300 м выше (профиль III) по вертикали в апикальной части интрузии олово установлено при 100% встречаемости и изредка появляется молибден. Содержания их заметно возрастают соответственно до 0.002 и 0.003%. Увеличивается также содержание свинца, но полностью исчезает ниобий. К северу по простирацию интрузии в несколько глубже вскрытых ее частях (рис.7, профили IV, V) встречаемость олова резко сокращается, но возрастает роль молибдена и сохраняется несколько повышенные концентрации свинца.

Для остальных рудных элементов не установлены столь отчетливые закономерности. Повышенные концентрации бария, титана и ванадия обнаруживают тесную связь с ксенолитами, а также с вмещающими интрузию амфиболизированными вулканитами. Иногда в ассоциации с ними наблюдаются несколько увеличенные концентрации меди и молибдена.

Эти сведения указывают на то, что разделение гранитного расплава сопровождалось обособлением в верху магматических камер не только части его, обогащенной SiO_2 , но и главной массы олова, отчасти молибдена, очевидно, вольфрама. В нижних и внутренних частях магматических камер в свою очередь обособливались граниты со щелочным минералом и остальными редкими элементами. Следовательно, граниты апикальной и глубже расположенной частей интрузии имеют различную геохимическую специализацию, что предопределялось условиями кристаллизации расплава и несомненно является одним из веских аргументов в доказательстве генетической связи гранитов и наблюдаемых скоплений молибдена, сфалерита, пирротина и пирита.

В мелких интрузиях и апофизах одновременно с „расслоением” расплавов совершалось дальнейшее распределение рудных элементов. Молибден, олово и ряд других рудных элементов отделялись от расплава микропегматитовых гранитов, гранофиоров и гранит-порфиров и концентрировались в гранофельзофирах, кварцевых и кальцит-кварцевых обособлениях. На это указывают повышенные в них содержания металлов. При этом в одних из апофиз концентрировался молибден, а в других преимущественно олово, хотя в составе арфведсонит-биотитовых и биотитовых гранитов, слагающих более крупные интрузии, эти металлы нередко находятся совместно. По-видимому, в процессе распределения металлов в интрузиях олово и молибден имели тенденцию раздельного обособления. Из них олово накапливалось предпочтительно в гипсометрически верхней части интрузии, обогащенной SiO_2 . Об этом, в частности, свидетельствует различная встречаемость этих металлов в апикальной части Сядатаяхинской интрузии (рис. 7, профиль III), где олово является постоянным, а молибден спорадическим элементом. Апофизы, отделенные от интрузии на различных гипсометрических уровнях, очевидно, могли содержать и различные количества этих металлов.

Нередкие повышенные концентрации металлов в составе гранофельзофиоров Сядатаяхинской интрузии, видимо, свидетельствуют о незавершенности процесса „расслоения” расплава и сохранении в нем подавляющей части рудных элементов. Незавершенность „расслоения” расплава устанавливается также по сохранению в гранофельзофирах высокого (близкого к 1) отношения K_2O к Na_2O (рис. 10, 12), что свидетельствует о низкой степени фракционирования щелочей и в общем о незначительном отделении в растворе калия. Не случайно кварцевые и кальцит-кварцевые обособления характеризуются содержанием в них невысоких количеств мусковита, а сопряженные с ними в пространстве плагиограниты развиты чрезвычайно ограниченно. Эти обстоятельства являются одной из причин низкой рудообразующей способности интрузии.

Действительно, находящиеся в генетической связи с кембрийскими гранитами Сядатаяхинский интрузии рудные скопления весьма невелики по своим размерам. Они чаще представлены мелкой рассеянной вкрапленностью рудных минералов в гранофельзофирах и гранит-порфирах. Реже наблюдаются линзовидные скопления преимущественно

пирита, пирротина, сфалерита и изредка молибденита. Размеры их обычно не превышают $3 \times 10-15$ мм, в связи с чем они не представляют практической ценности.

Раннеордовикские интрузии

Связь оруденения с раннеордовикскими гранитоидами, динамика становления сложенных ими интрузий и различие рудообразующей способности их рассмотрены на примерах детально изученных Харбейской и Гердизской интрузий. Они занимают различную структурную позицию в области Полярно-Уральского поднятия. Первая из них приурочена к своду одноименной поперечной антиклинальной мобильной структуры и сопровождается промышленно значимыми скоплениями руд вольфрама и молибдена. Вторая занимает место внутри стабильного поперечного Пырьяхинского поднятия (рис. 2, 4), а связанное с нею Саль-Тальбинское рудопроявление характеризуется убогими содержаниями молибдена (табл. 2).

Харбейская интрузия

Харбейская интрузия представлена несколькими разобщенными телами, вскрытыми на водоразделе р. Б. Харбей и ручья Молибденитового. Главное из них в своей южной части наследует форму небольшой центриклинали, осложняющей поперечную антиклиналь. Интрузия поэтому имеет чашеобразную форму с диаметром 1,6 км, а сланцеватость в гранитоидах погружается к ядру центриклинали под углом $50-60^\circ$ (рис. 14). На северо-западе интрузия переходит в серию согласных залежей, инъецирующих верхнекембрийские серицитокварцевые и углистые сланцы орангской свиты, что свидетельствует о посткембрийском ее формировании. На юге и юго-востоке граниты залегают среди плагиоклаз-амфиболовых гнейсов и верхнерифейско-кембрийских вулканогенных отложений няроевского комплекса. С севера на юг интрузия рассечена серией параллельных разломов, вдоль которых расположены мелкие изометричные тала мелкозернистых плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. К западу и востоку от интрузии также известны мощные дизъюнктивные нарушения, нередко сопровождаемые рудной минерализацией.

Большая часть вскрытой поверхности интрузии (49-50%) представлена крупнозернистыми лейкократовыми гранитами (рис. 14). На востоке и юго-востоке преобладают розовые крупнозернистые аляскитовые граниты (26%), а также распространены светло-серые мелкозернистые плагиограниты (19%). На долю жильных плагиогранит-гранит-порфиров и гранит-аплитов приходится 5-7%. Во внутренней части интрузии, особенно вдоль меридиональных разломов, лейкократовые и аляскитовые граниты заметно микролинизированы.

Лейкократовые граниты относятся к наиболее ранним образованиям. Они пересекаются аляскитовыми гранитами и мелкозернистыми плагиогранитами. Состав их: 25-30% кварца, 35-40% плагиоклаза (альбит № 8-9), 28-30% ортоклаза, 1-3% мус-

Т а б л и ц а 2

Характеристика Харбейского и Саль-Тальбинского месторождений

Место-рождения	Морфология рудных тел	Ведущие рудные минералы	Средняя мощность рудных тел, м	Тип ору-денения	Распро-странение на глуби-ну, м
Харбей-ское	Штокверк, жилы	Молибденит, пирротин, халькопирит, шеелит	0,7-1,5	Массив-ные, про-жилковые, реже вкраплен-ные	> 400
Саль-Тальбин-ское	Жилы, прожилки	Молибденит, пирротин, халькопирит, пирит	0,1-0,3	Вкраплен-ные, ре-же про-жилковые	20-40

ковита, 1% биотита. Размер зерен от 1-2 до 4 мм в поперечнике. Стабильные акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, сфеном. В незначительных и непостоянных количествах присутствуют апатит, гранат, галенит и пирит. Граниты массивны, имеют равнозернистое сложение и гранитовую структуру. В 200-300 м от контакта нередко переходят в гнейсо-граниты с характерной для них узловатой текстурой, обусловленной линзовидными обособлениями кварца и полевых шпатов среди линейно-вытянутых агрегатов слюд. Одновременно в них сокращается количество кварца и ортоклаза, и по составу они чаще отвечают адамеллитам или изредка монзонитам, среди которых увеличивается количество сфена, магнетита, хлорита и появляется молибденит.

Вмещающие серицито-кварцевые сланцы в контакте с гнейсо-гранитами и адамеллитами превращены в мусковит-кварцево-альбитовые горные породы, развитые на ширине 7-8 м. На большем удалении наблюдается тонкая гранитная инъекция, сопровождаемая в углистых сланцах появлением редких очковых выделений амфибола. На юге и юго-востоке интрузии граниты в контакте сохраняют первоначальный состав, а инъекция их в вулканогенные сланцы сопровождается шире развитой амфиболизацией. Характерно, что ширина зоны изменения вмещающих толщ в целом для интрузии не превышает 7-20 м.

Важной особенностью гранитов является катаклаз составляющих их минералов. Брусковидные зерна плагиоклаза изогнуты, рассечены трещинами, а отдельные части их сдвинуты и развернуты. Интенсивно трещитоваты также сами граниты. Трещины в них „залечены“ мелкозернистыми плагиогранитами, количество которых достигает 15-20% общего объема горных пород и возрастает к востоку до 25-30%. В связи с этим химическая характеристика гранитов аддитивна. Особенно это касается кремнекислоты и окиси натрия, количе-

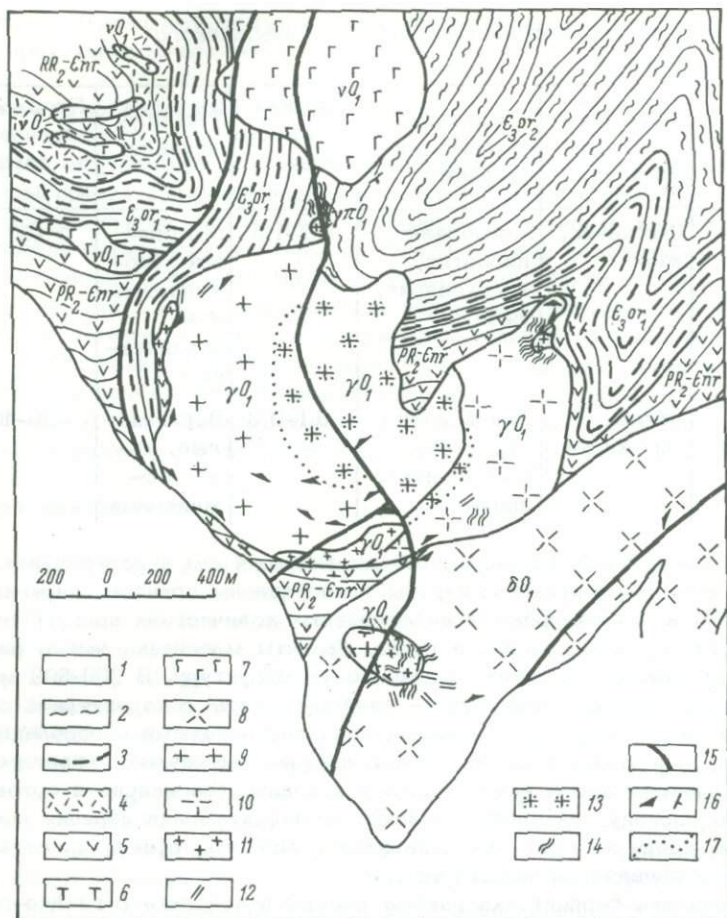


Рис. 14. Схематическая геологическая карта Харбейской интрузии.

1 - современные отложения; 2 - сланцы верхнекембрийские серицито-кварцевые верхней подсвиты орангской свиты; 3 - сланцы верхнекембрийские, углистые, нижней подсвиты орангской свиты; 4 - липаритовые порфиры верхнерифейско-кембрийские; 5 - порфириды верхнерифейско-кембрийские; 6 - серпентиниты; 7 - габбро-диабазы; 8 - плагиоклаз-амфиболовые гнейсы (по диоритам); 9 - граниты лейкократовые, адамеллиты; 10 - граниты аляскитовые; 11 - плагииграниты, плагиигранит-порфиры; 12 - плагиигранит-аплиты, гранит-аплиты; 13 - граниты микроклинизированные; 14 - кварцевые жилы; 15 - дизъюнктивные нарушения; 16 - элементы залегания горных пород; 17 - границы фаций.

ство которых тем выше, чем шире проявлено воздействие мелкозернистых плаггиогранитов. В наименее измененных лейкократовых гранитах, вмещающих до 7% мелкозернистых плаггиогранитов, содержится до 74,52% SiO_2 , до 5,5% Na_2O и 3,2–3,6 K_2O (см. Приложение). В геохимической характеристике гранитов обращает внимание отсутствие молибдена и чрезвычайно редкая встречаемость вольфрама на фоне постоянно присутствующих бериллия, олова, меди, свинца, ванадия и бария в тысячных и десятитысячных долях процента. Характерны также сравнительно низкие содержания фтора, количество которого не превышает 0,01%.

Аляскитовые граниты характеризуются типичной гиподиоморфнозернистой структурой. В сравнении с лейкократовыми гранитами в них шире развит пертитизированный ортоклаз, количество которого достигает 38–42%, кварца – 21–25%, кислого плаггиоклаза – 32–38% и до 3% мусковита. Размер зерен 1–3 мм. В ограниченном количестве развиты также биотит, сфен, ортит, циркон, эпидот и гранат, но появляются галенит, халькопирит, изредка молибденит и чаще встречается вольфрам в количестве до 0,0003%. Содержание кремнекислоты колеблется от 75,84 до 75,91%, увеличено количество K_2O (3,75–4,32%) и понижено содержание Na_2O (4,15–4,88%).

Аляскитовые граниты слагают крупную залежь (рис. 14), а также установлены в жильных телах, инъецирующих лейкократовые граниты. Мощность жил 0,7–1,2 м и заметно нарастает до 10–20 м в нижней части интрузии. Отчетливые контакты между аляскитовыми и лейкократовыми гранитами наблюдаются в апикальной части интрузии, где каждая из жил аляскитовых гранитов сопровождалась окварцеванием вмещающих лейкократовых гранитов. Обычно это выражается заметным увеличением в последних кварца и кремнекислоты, количество которой увеличивается до 74,84–75,84%. В глубже вскрытой (на 400–500 м) части интрузии утрачена четкость границ и между лейкократовыми и аляскитовыми гранитами наблюдаются постепенные переходы. Они обусловлены развитием нитевидных или линзовидных обособлений кварца и ортоклаза в лейкократовых гранитах, которые при заметном нарастании в них количества и мощности обособлений через 7–8 м сменяются аляскитовыми гранитами. Характерно при этом, что в гранитах переходной зоны по сравнению с лейкократовыми возрастало содержание SiO_2 до 76,56% и сокращался объем Na_2O до 4,38%, которая по своему количеству тем не менее доминировала над K_2O (3,56%).

Очевидно, обособление аляскитовых гранитов началось до полного завершения кристаллизации лейкократовых гранитов. Поэтому указанные разновидности гранитов имеют сходный абсолютный возраст (табл. 3). О тесной связи лейкократовых и аляскитовых гранитов и общности их магматического источника свидетельствует также единство их минерального состава. Те и другие относятся к ряду ортоклазовых гранитов, в которых наблюдается „сквозное“ развитие идентичных ортита, циркона, биотита, характеризуются постоянными и близкими значениями фтора и, наконец, имеют сходный химический

состав, а также общую структурную позицию и металлогеническую специализацию (Охотников, Фомиченко, 1976).

Плагиограниты (трондьемиты) в своем большинстве мелкозернистые горные породы плотного сложения и гранобластовой структуры. Они состоят на 70–75% из альбита № 6–7 и на 20–25% из кварца. Мусковита – 3–5%, также в небольших количествах постоянно присутствуют биотит, ортит, циркон, сфен, изредка ортоклаз, эпидот, турмалин, магнетит, лимонит, рутил и галенит. Размер зерен 0.01–0.2 мм.

Плагиограниты инъецируют лейкократовые и аляскитовые граниты, а тела их имеют различную форму, зависимую от степени трещиноватости горных пород. В западной, менее нарушенной части интрузии плагиограниты выполняют микроскопические трещины, пересекающие зерна кварца, плагиоклаза и ортоклаза лейкократовых гранитов. Реже наблюдаются линзовидные или жилеобразные тела мощностью 3–4 м. Они косо пересекают сланцеватость адамеллитов и гнейсо-гранитов. В них до 10–20% содержатся угловатые обломки вмещающих гранитоидов, что обуславливает плагиогранитам брекчиевидную текстуру. Сами плагиограниты между обломками имеют гомогенное равномернозернистое сложение. В составе их (в %): 71.32 – SiO_2 , 6.47 – Na_2O , 0.39 – K_2O (см. Приложение).

В восточной и юго-восточной, наиболее нарушенных частях интрузии, плагиограниты развиты по сети густо расположенных трещин. Нередко среди них как лейкократовые, так и аляскитовые граниты сохранились в виде изолированных участков, подвергшихся интенсивным воздействиям. Резорбированы кварц, плагиоклаз и особенно ортоклаз, зерна которого испытали наибольшую дезинтеграцию. Соответственно изменялся и состав плагиогранитов. В контакте с лейкократовыми гранитами в них возростала роль SiO_2 (до 74,52%) и K_2O (до 1,42%) при неизменном количестве Na_2O (6,43%). В случаях воздействия на аляскитовые граниты в составе плагиогранитов кристаллизовался микропегматит, а наряду с возросшим значением SiO_2 (до 76,52%) резко увеличивалось (до 2,21–3,80%) количество K_2O при заметном сокращении Na_2O (до 3,5–3,9%).

Весьма характерно, что воздействие плагиогранитов испытала лишь внешняя часть залежи аляскитовых гранитов. Во внутренней части последней отсутствуют плагиограниты, а аляскитовые граниты здесь, как следует из результатов термолюминесцентных исследований, не обнаруживают следов температурных воздействий, которые, напротив, явно фиксируются во внешней части залежи. Термолюминесцентные максимумы располагаются в области 150° и указывают на сравнительно низкотемпературное воздействие. Очевидно, внедрение плагиогранитов следовало во времени столь тесно за аляскитовыми гранитами, что последние внутри залежи еще не были консолидированы и поэтому не подверглись трещиноватости, способствующей проникновению плагиогранитов в ее внутреннюю часть. Близость кристаллизации по времени аляскитовых гранитов и плагиогранитов подтверждается также тождественной датировкой их абсолютного возраста на уровне 430–460 млн. лет. (табл. 3).

К юго-востоку от главной Харбейской интрузии плагиограниты образуют самостоятельные тела, залегающие среди плагиоклаз-амфиболовых гнейсов (рис. 14). Наиболее крупное из них (интрузия Овальная) достигает в поперечнике 250-300 м и характеризуется сложным строением. В ней в тесной ассоциации с плагиогранитами и плагиогранит-порфирами находятся линзовидные или линейно-вытянутые кварцевые обособления. Они сложены зернами с извилистыми или бухтообразными ограничениями, а количество их возрастает по мере приближения к контактам интрузии. Мощность обособлений достигает 2-3 см. Они чаще параллельны контактам интрузии. Однако нередко переходят во вмещающие плагиоклаз-амфиболовые гнейсы, в которых имеют вид типичных гидротермальных кварцевых жил. Сами плагиограниты и плагиогранит-порфиры между обособлениями кварца представлены горными породами с высокими содержаниями кремнекислоты. В них содержится 79.70% SiO_2 , до 1.0% K_2O и 5.48% Na_2O .

По тесной ассоциации в пространстве и структурным связям мелкозернистые плагиограниты не отделены от образований Харбейской интрузии. Сходны они также с лейкократовыми и аляскиотовыми гранитами по развитию в них все тех же идентичных „сквозных“ ортита, сфена, циркона и биотита. Наконец, общность их с этими гранитами подчеркивается тождественной геохимической характеристикой. В плагиогранитах в равных и прежних количествах присутствует фтор, все также отсутствуют молибден, сурьма и в сравнении с аляскиотовыми гранитами занижено содержание олова (табл. 4).

Жильные плагиогранит-порфиры, плагиоаплиты и гранит-аплиты имеют плотное мелкозернистое сложение, гранобластовую, микрогранитовую или порфировую структуру и светлую зеленовато-серую окраску. Они характеризуются неустойчивым составом и структурой, в силу чего взаимно переходят друг в друга и не отличаются по своим внешним признакам. Общим для них является также зональное строение и наблюдаемое всюду преимущественное обособление склад вдоль залобандов.

Ведущая роль в составе горных пород принадлежит альбиту №6-7 (65-70%) и кварцу (до 30%). В незначительных количествах присутствуют мусковит, биотит, ортит, циркон, сфен, апатит, лейкоксен, магнетит и кальцит. Ортоклаз, свойственный гранит-аплитам, наблюдается во внутренних частях сложенных ими жил и нередко полностью исчезает в сторону периферии, уступая место мусковиту.

Указанные горные породы чаще образуют жильные тела, мощность которых колеблется от 0.15 до 2 и 3 м. Они пересекают все гранитоиды Харбейской интрузии, в том числе и плагиограниты, что свидетельствует о их несомненном позднем образовании. Для них характерны отчетливые, большей частью параллельно-прямолинейные контакты, вдоль которых на ширине 2-3 см весьма часто получали распространение окварцевание и серицитизация вмещающих горных пород. Вместе с тем, судя по развитию тождественных „сквозных“ ортита, биотита, циркона и весьма сближенной по времени кристал-

Последовательность формирования Харбейской и Гердизской интрузий

фазы	Суб-фазы	Сопровождающие процессы		Харбейская интрузия		Гердизская интрузия	
				характеристика субфаз	абсолютный возраст (в млн. лет по слюдам)	характеристика субфаз	абсолютный возраст (в млн. лет по слюдам)
Пост-интрузивная	У1	Карбонатизация, хлоритизация		Кварцевые, кварц-карбонатные жилы с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом	277-305	-	-
	У	Окварцевание, серицитизация, эпидотизация		Кварцевые, мусковит-кварцевые жилы с молибденитом, шеелитом, пирротинном, халькопиритом и пиритом	332-377	Кварцевые, мусковит-кварцевые жилы с вкрапленностью молибденита	362
Интрузивная	У1 жильная	Мусковитизация, микроклиннизация		Плагиогранит-порфиры, плагиогранит-аплиты, гранит-аплиты	415-435	Плагиогранит-аплиты с вкрапленностью молибденита, гранит-аплиты	414-430
	III	Амфиболизация	Альбитизация	Плагиограниты мелкозернистые	430-455	Плагиограниты мелкозернистые	430-450
	II			Граниты аляскиговые	440-460	Лейкократовые граниты, адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты	432-490 (510)
	I			Граниты лейкократовые, адамеллиты			

Т а б л и ц а 4

Элементы-примеси (в г/т) и отношение щелочей в гранитоидах

Субфазные разновидности гранитов	Интрузии	Количество проб	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Mo	W	Sn	Zn	Pb	Ba	Ti	Mn	F
Гранодиориты, кварцевые диориты гибридные	Гердизская	67	0.50	1.2	1.0	2.9	30.0	23.8	728	5168	466	270
Граниты лейкократовые, адамеллиты	Харбейская	28	0.71	-	0.9	5.4	16.4	22.2	146	724	236	124
	Гердизская	127	0.65	1.4	1.0	3.7	26.8	34.7	340	2254	260	260
Граниты аляскиговые Плагиограниты мелкозернистые (внутренние и внешние части тел)	Харбейская	34	0.85	Следы	1.8	11.5	14.9	49.4	104	368	146	122
	Харбейская	11	0.68	-	-	7.0	20.0	50.0	30	3000	200	100
	Внешняя	10	0.11	-	2.0	4.3	16.7	47.0	60	1400	148	100
	Внутренняя	12	0.51	1.5	1.0	5.0	37.0	25.0	350	600	50	210
	Внутренняя	14	0.15	1.0	1.0	4.2	30.0	26.4	313.5	3257	400	135

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Субфазные разновидности гранитов	Интрузии		Количество проб	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Mo	W	Sn	Zn	Pb	Ba	Ti	Mn	F
Плагиогранит-порфиры, плагиогранит-аплиты (внутренние и внешние части тел)	Харбейская	Внешняя	14	1.08	3.3	3.5	5.7	28.1	48.5	682	1764	418	-
		Внутренняя	14	0.13	-	2.3	8.5	11.5	17.8	213	1007	363	100
	Гердиэская	Внешняя	14	1.36	1.0	3.0	4.0	41.0	10.0	775	5326	333	280
		Внутренняя	15	0.12	54.7	0.5	5.6	16.4	38.0	70	420	126	100
Гранит-порфиры, гранит-аплиты	Харбейская		4	0.78	-	3.4	6.0	38.0	30.0	40	1000	220	100
Мусковит-кварцевые жилы с молибденитом	"		1000	41.20	1400	340	20.0	145	16.6	3533	1400	1900	-
	Гердиэская		334	18.20	1000	10.0	10.0	50.0	30.0	300	3000	500	320
Кварцевые жилы с галенитом и сфалеритом	Харбейская		300	0.02	0.5	2.7	8.8	800	1700	1709	3272	1006	100

П р и м е ч а н и е. Таблица составлена по данным дублированных химических и спектральных анализов проб, отобранных по профилям.

лизации (табл. 3), плагиогранит-аплиты, гранит-аплиты и плагиогранит-порфиры являются производными лейкократовых гранитов. Об этом же свидетельствует единство геохимических характеристик их и предшествующих им гранитоидов Харбейской интрузии (табл. 4).

Важной особенностью жильных образований является дифференциация минеральных ассоциаций. Как показывают исследования многочисленных жил, в них обособливались вдоль зальбантов мусковит, кварц и кальцит. Эти минералы образуют обогащенную слюдой и кварцем оторочку во внешних частях гранитоидных жил. Мощность ее колеблется от 0,2–0,3 до 5–7 см. В ней мусковит, кварц, кальцит и заметно подчиненный им альбит находятся во взаимных прорастваниях, свидетельствующих об их одновременной кристаллизации. В ассоциации с ними появляются халькопирит, ковеллин, пирит, магнетит и нередко молибденит. Объем мусковита достигает 5–10 или нередко 20% жильной массы. Характерно постепенное увеличение содержаний его в направлении от внутренних к внешним частям жильных тел.

В жилах мощностью 0,2–0,4 м это выражено сначала появлением среди гранитоидов разрозненных чешуек мусковита. Их количество постепенно нарастает, и в 2–3 см от контактов жилы они совместно с кварцем образуют слюдяно-кварцевые оторочки. В более мощных жилах мусковит уже во внутренних частях их обособливался в виде линзовидных или сильно вытянутых струйчатых скоплений, разделенных гранитоидами, практически не содержащими слюды. Размеры и количество слюдяно-кварцевых скоплений постепенно нарастают в стороны зальбандов, где они также сливаются в единую оторочку.

Одновременно с увеличением количества мусковита в сторону зальбандов жил в гранит-аплитах сокращается объем ортоклаза. Единичные зерна его еще присутствуют среди разрозненных чешуек мусковита или в гранитоидах между струйчатыми скоплениями, но полностью исчезают с приближением к слюдяно-кварцевым оторочкам. Аналогично также поведение альбита. Главная масса его концентрируется во внутренних частях жил, в стороны от которых заметно сокращается роль альбита, а в слюдяно-кварцевых оторочках он присутствует в редких разрозненных зернах.

Между внутренними и внешними частями жил нет границ. Гранитоиды и слюдяно-кварцевые обособления как вдоль зальбандов, так и внутри жил связаны постепенными переходами за счет указанной смены в них одних минеральных ассоциаций другими. Замена последних при этом отражает внутренние минеральные группировки в гранитоидах и, следовательно, синхронна с их формированием.

Естественно, что указанные вариации минерального состава находят свое отражение в химизме горных пород. Выражается это главным образом различным объемом щелочных металлов и кремнекислоты, находящихся во внутренних и внешних частях жильных тел. Так, в дайке плагиогранит-аплитов мощностью 2,3 м, расположенной в верхней части левого склона долины р. Б. Харбея (рис. 15), внутренние и внешние части жилы характеризуются содержа-

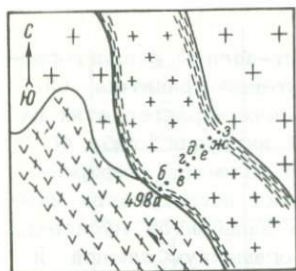


Рис.15. Жила плагиогранит-аплитов в лейкократовых гранитах.

1 - вулканогенные сланцы; 2 - лейкократовые граниты; 3 - плагиогранит-аплиты; 4 - слюдяно-кварцевые обособления в плагиогранит-аплитах.

ниями окислов (в направлении от лежащего к висячему боку), приведенными в табл.5.

Аналогичное распределение щелочей наблюдается также от центра к периферии штокообразного тела плагиогранит-порфиров, расположенного юго-восточнее (рис.14; табл.6).

Слюдяно-кварцевые оторочки вкрест простирания и по восстанию переходят в слюдяно-кварцевые рудоносные жилы. Наиболее типичные из таких переходов установлены в нижних частях склонов долин руч. Молибденитового и р.Б.Харбея. В первом из этих случаев жила плагиогранит-порфиров мощностью 0,15 м, аналогичная по строению описанным выше, сопровождается вдоль зальбандов слюдяно-кварцевыми оторочками мощностью 1 и 1,5 см (рис.16). Переход к ним от плагиогранит-порфиров выражен постепенным сокращением роли альбита и возрастающим значением кварца и слюд. Плагиогранит-порфиры выклиниваются вверх по склону, а в области выклинивания их слюдяно-кварцевые оторочки сливаются в единую слюдяно-кварцевую жилу мощностью 7-8 см. В ней уже нет альбита, но появляется вкрапленность халькопирита, пирита и увеличенное количество кальцита. Они тяготеют к зальбандам жилы, которая по восстанию прослеживается еще на 5 м.

На левом склоне долины р.Б.Харбея изучена жила мощностью 0,2 м. Она имеет зональное строение и вкрест простирания от внутренней к внешней частям представлена плагиогранит-порфирами мощностью 0,12 м, слюдяно-кварцевыми скоплениями (2-3 см каждое), содержащими еще альбит (3-6%) и слюдяно-кварцево-кальцитовыми обособлениями (1-2 см). В последних уже нет альбита, но получили развитие борнит, ковеллин, пирит и халькопирит. От зоны к зоне наблюдается постепенная смена минерального состава, что свидетельствует о последовательном и в общем синхронном формировании жилы.

В устье обрушенной штольни Харбейского месторождения жилы плагиогранит-порфиров наблюдаются в составе Главной рудной зоны. Они образуют в ней согласные тела, при выклинивании которых устанавливаются максимальные скопления молибденита, халькопирита и других рудных минералов (Охотников, 1975а). Изучение взаимоотношений руд и плагиогранит-порфиров в дайке мощностью 0,4 м показывает, что состав и строение ее заметно видоизменялись по мере приближения к рудным скоплениям. В удалении от последних плагиогранит-порфиры представлены плотными однородными горными породами. В составе их доминирует альбит (60-65%), которому подчинен

Т а б л и ц а 5

Распределение щелочных компонентов и кремнекислоты
в дайке плаггиогранит-аплитов (к рис.15)

Точки отбора проб	Расстояние между точками, м	Содержание окислов, %		
		K_2O	Na_2O	SiO_2
498а	0,08 от контакта	0,98	5,68	Не опр.
498б	0,1	0,14	7,19	" "
498в	0,7	0,38	6,57	" "
498г	0,3	0,38	7,00	" "
498д	0,2	0,39	6,47	71,32
498е	0,5	0,36	6,94	Не опр.
498ж	0,3	0,80	7,14	76,21
498з	0,12	3,10	5,26	79,3

Т а б л и ц а 6

Распределение щелочных компонентов
в штоке плаггиогранит-порфирах

Точки отбора проб	Расстояние между точками, м	Содержание окислов, %	
		K_2O	Na_2O
495	Центральная часть штока	1,07	4,82
495а	0,5	3,00	4,43
495б	0,3	3,00	4,62
495в	0,4	6,65	2,00
493	0,4 - экзоконтакт	6,97	5,89

кварц; крайне ограничено (1-2%) развиты равномерно распределенные чешуйки мусковита. Соответственно в плаггиогранит-порфирах содержится 8,52% Na_2O , 0,96% K_2O и 63,14% SiO_2 . Изредка устанавливаются „следы“ молибдена. К северу с приближением к рудным скоплениям, уже через 1 м, дайка приобретает полосчатое сложение, обусловленное параллельно-линейным расположением возросшего количества чешуек мусковита и кварца. В составе горных пород это отражается увеличением содержания K_2O до 11,89%, SiO_2 до 70,02% и сокращением Na_2O до 6,47%. Увеличено в них также количество молибдена до 0,005-0,01. В дальнейшем на протяжении 1,1 м дайка делится сначала на две, а затем на множество мусковит-кварцевых прожилков мощностью 2-3 мм, еще нередко содержащих альбит. В них, а также рядом с ними во вмещающих плаггиоклаз-амфиболовых гнейсах развиты молибденит, пирит и халькопирит. Здесь же вне видимой связи с плаггиогранит-порфирами наблюдаются более мощные кварцево-мусковит-молибденитовые жилы, образующие Главную рудную зону Харбейского месторождения.

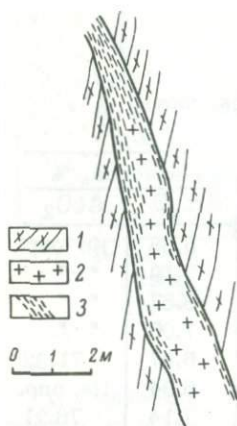


Рис.16. Изменение состава жилы плагиогранит-порфиров по восстанию.

1 - плагиоклаз-амфиболовые гнейсы; 2 - плагиогранит-порфиры; 3 - слюдяно-кварцевые рудонесущие скопления.

Указанное распределение минералов, наблюдаемое как вкрест, так и по простиранию жильных тел сопровождалось обособлением и концентрацией рудных компонентов. Как было показано выше, рудные минералы сосредоточивались во внешних частях гранитоидных жил, обнаруживая тесную связь с мусковитом. Естественно поэтому, что геохимическая характеристика внутренних и внешних частей **дайки** тел плагиогранит-порфиров, плагиогранит-аплитов и гранит-аплитов существенно различна. Как показывает массовое опробование, внутренние части их практически лишены рудных элементов (табл. 4). Последние, как видно, вместе с калием мигрировали во внешние части гранитоидных жил.

Миграция калия, по всей вероятности, сопровождалась развитием микроклинизации гранитоидов. В Харбейской интрузии по интенсивности проявления и распространенности она подчинена серицитизации и прокварцеванию и пространственно не связана с описанными жильными телами, хотя и соответствует им по времени становления. О позднем проявлении ее свидетельствует замещение ортоклаза члещ-, кократовых и аляскитовых гранитов микроклином, а также нередкое появление его в мелкозернистых плагиогранитах. Обычно замещена периферия ортоклаза, что сопровождалось развитием светлой каймы с характерной решетчатой структурой микроклина. При полном замещении ортоклаза периферия зерен представлена упорядоченным, а ядра их еще неупорядоченным микроклином. В этом процессе общий привнос калия столь незначителен, что как лейкократовые, так и аляскитовые граниты практически не изменяли своего первоначального состава и геохимической характеристики.

К в а р ц е в ы е ж и л ы, особенно рудонесные, в большинстве случаев имеют зональное строение, обусловленное развитием в них кварца двух генераций. Ранняя из них представлена светлосерым кварцем, слагающим внешние части жил; с ним ассоциирует молибденит в виде вкрапленности и прожилков. Для поздней генерации характерен темный кварц, содержащий вкрапленность халькопирита, галенита и пирита, которые нередко находятся в сростаниях с кальцитом. Эти минералы выполняют внутренние части жил.

Мусковит выделялся в каждую из генераций. Однако различия его видны в случаях самостоятельного обособления жил, сложенных кварцем указанных двух генераций. В ранних из них получал развитие зеленоватый мусковит с абсолютным возрастом 377-332 млн. лет. С темным кварцем ассоциирует светлый мусковит, кристаллизовав-

шийся на уровне 305–277 млн. лет (табл. 3). Характерно постепенное сокращение роли мусковита (серицита) в составе кварцевых жил. В наиболее поздних из них, сложенных молочно-белым кварцем, отсутствует мусковит и ничтожны содержания K_2O (табл. 4). Соответственно эти жилы не сопровождаются рудной минерализацией. По-видимому, к периоду формирования их прекращались также микроклинизация гранитоидов Харбейской интрузии.

Гердизская интрузия

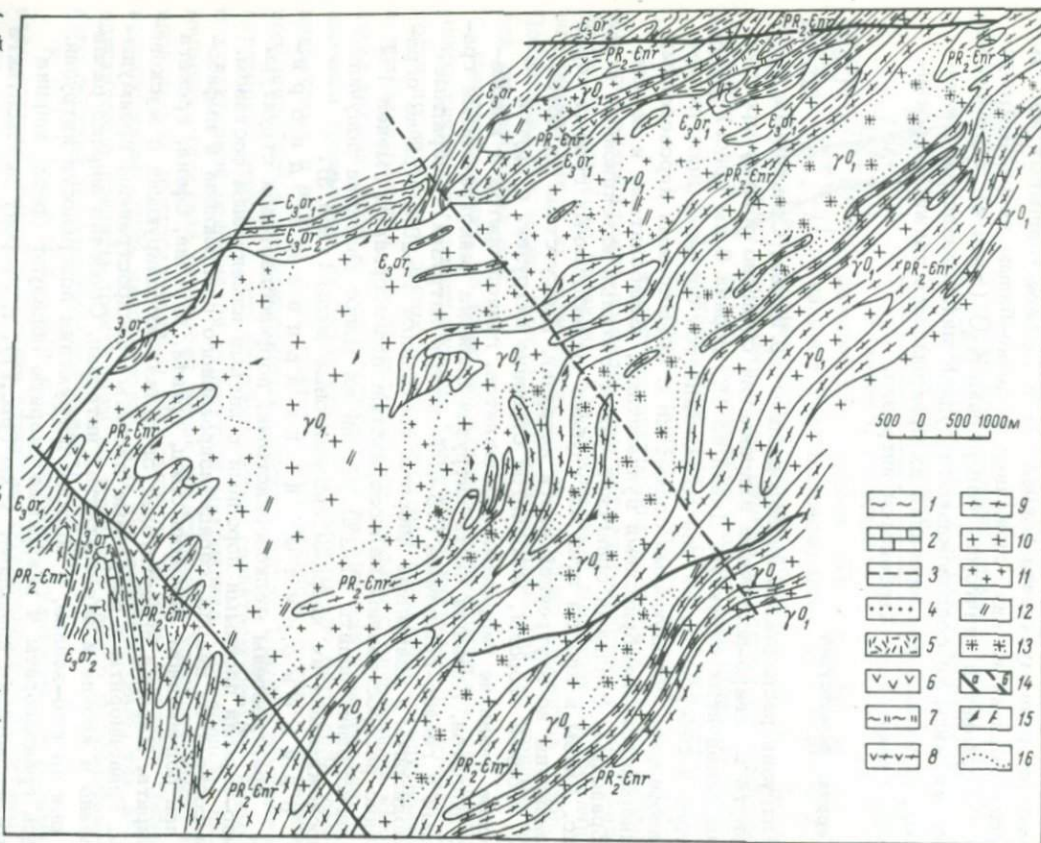
Интрузия расположена на водоразделе рр. Щучья, Сальтальба и вытянута в северо-восточном направлении согласно общему простиранию складчатых структур. Длина ее 15, ширина 6 км (рис. 17). На востоке и северо-востоке она сопровождается согласно залегающими апофизами, образующими совместно с вмещающими няровейскими верхнерифейско-кембрийскими вулканитами, амфиболитами и верхнекембрийскими сланцами орангской свиты сложный инъекционный комплекс. Линзы и пласты этих же глубоко проработанных горных пород установлены во внутренней части интрузии. Присутствие их обусловило, с одной стороны, полосчатое строение интрузии, с другой – широкое развитие гибридных адамеллитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Большая часть интрузии сложена лейкократовыми гранитами и гнейсо-гранитами (75–80% объема интрузии). Гибридные гранодиориты и кварцевые диориты составляют 18–20%. Крайне ограниченно распространены мелкозернистые плагиограниты (менее 1%) и плагиогранит-аплиты (1–2%). Столь же малое развитие получили сопровождающие их кварц-молибденитовые жилы (табл. 3).

Гранодиориты и кварцевые диориты представлены мелкозернистыми, порфиробластовой структуры темно-серыми плотными породами с весьма изменчивым составом. Они состоят из кварца, серицитизированного плагиоклаза и амфибола при подчиненном значении слюда, ортита, циркона, сфена, граната и пирита. Изредка присутствует ортоклаз, ассоциирующий с мусковитом. Гранодиориты и кварцевые диориты распространены преимущественно в кровле и эндоконтактах интрузии. Особенно широко развиты они на юго-западе, в области погружения поверхности интрузии. Здесь гранодиориты и кварцевые диориты образуют ореол, ширина которого нередко превышает 1 км (рис. 17). В сторону экзоконтакта они постепенно сменяются эпидот-амфиболовыми, амфибол-хлоритовыми или слюдяно-кварц-полевошпатовыми сланцами и амфиболитами, распространенными на ширине также не менее 1 км.

Исследование контактов указанных гранитоидов и вмещающих эпидот-амфиболовых сланцев (амфиболизованных вулканитов) свидетельствует об отсутствии между ними резких границ. Обычно в 5–6 см от гранодиоритов или кварцевых диоритов во вмещающих сланцах наблюдается интенсивное развитие кварц-полевошпатовых прожилков мощностью 3–4 мм. Между ними еще сохраняются эпидот, амфибол, сфен и хлорит, количества которых заметно убывают с приближением к гранитоидам. В последних перечисленные минералы присутствуют

Рис. 17. Схематическая геологическая карта Гердизской интрузии.

1 - сланцы верхнекембрийские серицито-кварцевые верхней подсвиты орангской свиты; 2 - известняки мраморизованные верхнекембрийские; 3 - сланцы верхнекембрийские, углистые, нижней подсвиты орангской свиты; 4 - конгломераты орангской свиты; 5 - липаритовые порфиры верхнерифейско-кембрийские; 6 - вулканиты основного и среднего состава верхнерифейско-кембрийские; 7 - сланцы вулканогенные; 8 - вулканиты амфиболитизированные; 9 - амфиболиты; 10 - граниты, гнейсо-граниты, амагмеллиты; 11 - гранодиориты, кварцевые диориты мелкозернистые, гибридные; 12 - плагιοгранит-аплиты, гранит-аплиты; 13 - граниты микроклинизированные; 14 - разломы: а - наблюдаемые, б - предполагаемые; 15 - элементы залегания горных пород; 16 - границы фаций.



в качестве линзовидных обособлений или скопления их соответствую-
ют „теньям“ слоев вмещающих толщ. Они наследуют простирание сло-
истости окружающих отложений, нередко имеют вертикальное паде-
ние и от кровли интрузии прослеживаются в глубину ее на 40–50 м.

Характерна при этом зависимость состава гранитоидов от вмещающих толщ. Так, гранодиориты преимущественно распространены в контактах интрузии с серицито-кварцевыми и углистыми сланцами орангской свиты. Кварцевые диориты возникали чаще при соприкосновении гранитоидов с вулканитами основного и среднего состава. Те и другие в сторону внутренней части интрузии постепенно сменяются адамеллитами и лейкократовыми гранитами. Лишь изредка последние отделены от них расплывчатой слабоволнистой субгоризонтальной границей, наблюдаемой в вертикальных разрезах. Однако и в этом случае гранодиориты и лейкократовые граниты обнаруживают одинаковую термолюминисценцию, свидетельствующую об отсутствии между ними взаимных тепловых воздействий.

Выявленные особенности границ интрузии, очевидно, указывают на послонно-инъекционное одноактовое внедрение гранитоидов и последующее магматическое замещение части вмещающих толщ. Естественно поэтому, что кварцевые диориты, гранодиориты, а также нередко адамеллиты и лейкократовые граниты характеризуются полосчатым сложением и развитием плоскостного и линейного параллелизма в расположении минералов. Сформированные в этом процессе адамеллиты, гранодиориты и кварцевые диориты являются гибридными образованиями. Убедительным подтверждением этому служит присутствие в них цинка, меди, бария и ванадия в количествах, превышающих содержание этих же элементов в лейкократовых гранитах и весьма близких по своему значению во вмещающих толщах (табл. 4, 7).

Лейкократовые граниты характеризуются бластогранитовой, каталитической структурой и неравномернозернистым сложением. Размер зерен в них колеблется от 0,5–1 до 4 мм. В составе гранитов главенствуют деанортизованный плагиоклаз-альбит № 3–8 (35–40%), кварц (25–30%), ортоклаз (8–10%), микроклин (12–15%), мусковит (10–12%); постоянно присутствуют сфен, ортит, циркон, биотит, апатит, рутил, галенит и часто молибденит, магнетит, пирротин, пирит и гранат. Содержание SiO_2 в гранитах достигает 76% при равном или повышенном значении Na_2O (5,59%) над K_2O (см. Приложение).

Плагиоклаз и особенно кварц образуют обособленные линзовидные концентрически-зональные агрегаты с характерной кристаллизацией в них зерен двух или трех генераций. Ортоклаз наблюдается преимущественно во внутренней части интрузии. Вдоль периферии ее полностью или частично замещен решетчатым микроклином. Характерна ассоциация последнего с мусковитом, в связи с чем мусковит развит главным образом во внешней части интрузии. Внутри ее мусковит присутствует в сростках с кварцем, полевыми шпатами и аксессуарными минералами в составе пегматоидных гранитов. Линзы их размером 0,2–0,5х0,7–1,0 м² вскрыты на глубинах 500–600 м среди

Т а б л и ц а 7

Содержания элементов-примесей (в г/т) в горных породах, вмещающих Харбейскую и Гердизскую интрузии

Горные породы	Mo	Sn	Cu	Zn	Pb	Ba	Ti	Mn
Амфиболиты, амфиболовые сланцы	<1	5	50	70	9	300	6000	1300
Вулканиды среднего и основного состава	<1	5	40	90	10	60	7000	1500
Липаритовые порфиры, их туфы	<1	5	25	80	10	210	5000	100
Углистые сланцы	4	5	30	80	8	300	2000	700
Серицит-кварцевые сланцы	<1	5	17	60	8	200	3000	900

лейкократовых гранитов, с которыми они связаны постепенными переходами. Обычно в лейкократовых гранитах в сторону пегматоидных на протяжении 5–10 м возрастает количество мусковита, микроклина и увеличивается размер зерен до 1 и 2 см. Соответственно от лейкократовых пегматоидные граниты отличаются повышенным количеством K_2O до 5–6%.

Во внутренней части пегматоидных линз расположены нередко светло-розовые или белые гранит-аплиты. Они образуют удлинённые (жидкообразные) тела мощностью 0,08–0,1 м, не имеющие отчетливых границ с пегматоидными гранитами. Смена горных пород между ними выражена сокращением размера зерен минералов в сторону гранит-аплитов и исчезновением мусковита. Хорошая обнаженность внутренней части интрузии в бассейне р. Няровейхадата позволяет установить, что ни пегматоидные граниты, ни залегающие внутри них гранит-аплиты не имеют подводящих каналов и не сообщаются с поверхностью. Следовательно, они сингенетичны лейкократовым гранитам, являются обособлениями внутри них и свидетельствуют о чрезвычайно длительной кристаллизации, продолжавшейся в течение становления как лейкократовых гранитов, так и их жильных дифференциатов.

Не случайно характерной особенностью лейкократовых гранитов является аллотриоморфнозернистое сложение, обусловленное неоднократной полной или частичной перекристаллизацией породообразующих минералов. Зерна их имеют извилистые, бухтообразные нарушенные коррозией ограничения, образуют взаимнопроникающие сростки и обычно слагают концентрически-зональные агрегаты. В них минералы поздних генераций развивались вокруг ранних, отражая сложный и, по-видимому, весьма длительный процесс формирования гранитов.

Судя по результатам определения абсолютного возраста, период кристаллизации лейкократовых гранитов охватывал промежуток времени, равный 60 млн. лет (490–432 млн. лет; табл. 3). В течение его происходило общее нивелирование состава интрузии, что обусловило,

с одной стороны, весьма постепенную смену от более основных разновидностей гранитоидов в эндоконтактах ее к более кислым гранитам ядра, с другой – равномерное распределение как породообразующих минералов, так и рудных компонентов. Олово, молибден, цинк, свинец, барий в равных или почти равных количествах встречаются в эндоконтактах и во внутренней части интрузии как в гранитоидах, так и в их полевошпатовой составляющей (табл. 4).

Плаггиограниты (трондьемиты) развиты преимущественно по периферии интрузии, главным образом в областях выклинивания лейкократовых гранитов (рис. 17), среди которых залегают в виде ветвящихся прожилков или реже жил мощностью 0,1–0,15 м. Они имеют мелкозернистое гранобластовое сложение и состоят из равновеликих (0,1–0,2 мм) зерен кварца и альбита. В подчиненном количестве находятся биотит, мусковит, циркон, ортит, сфен, апатит и пирит; изредка встречаются микроклин, гранат, галенит и пирротин. В составе плаггиогранитов до 73–74% SiO_2 и резко до 6 или 7,67% увеличено значение Na_2O при подчиненной роли (0,53–1,05%) K_2O (см. Приложение). Характерно присутствие обломков лейкократовых гранитов или реликтовых зерен альбитизированного ортоклаза и густо серицитизированного плаггиоклаза, свидетельствующих о катаклазе и дроблении, которое предшествует внедрению плаггиогранитов. Позднее формирование подтверждается их абсолютным возрастом 450–430 млн. лет (табл. 3), а также люминесценцией плаггиогранитов за счет теплового воздействия их и „высвечивания“ лейкократовых гранитов в ряде изученных контактов. Экстремальные максимумы люминесценции находятся в области 188–200°, указывая на невысокий общий тепловой фон, превышающий, однако, таковой в Харбейской интрузии.

Жильные тела, особенно наиболее крупные из них, имеют зональное строение. Оно обусловлено концентрацией слюд главным образом вдоль контактов и в клинообразных окончаниях жил. В них шестоватые зерна ярко-коричневого биотита образуют агрегаты, включающие кварц, альбит и сопровождающиеся редкими розетковидными выделениями или убогой вкрапленностью молибденита. За пределами жил биотит развит в виде отдельных чешуек, реже скоплений, которые создают во вмещающих амфиболитах линейно-вытянутые зоны биотитизации, практически лишенные молибдена.

Мусковит обособлен в сильно удлинённых скоплениях, количество и мощность которых нарастают от внутренних к внешним частям жильных тел. Нередко в зальбандах последних появляются слюдяно-кварцевые оторочки мощностью 1–2 см. Количество мусковита в них достигает 15–20% объема жильной массы, что обуславливает повышение содержания K_2O в эндоконтактах до 3–4% при сокращении содержания Na_2O до 2%. Внутри жил, напротив, количество Na_2O возрастает до 7,69% при значительном сокращении значений K_2O до 0,6–0,91%. Характерно также присутствие мусковита внутри жил.

Соответственно молибден, олово, вольфрам и другие рудные элементы, ассоциирующие со слюдами, распределены в жилах относительно равномерно и устанавливаются как во внешних, так и во

внутренних их частях. В последних нередко содержания молибдена даже выше, чем в мусковит-кварцевых оторочках (табл. 4).

Плаггиогранит-аплиты относятся к наиболее поздним образованиям. Они слагают жилы мощностью 0.1–0.3 м, которые весьма часто косо пересекают сланцеватость биотитизированных амфиболитов и содержат их ксенолиты. При этом в составе жил нередко наблюдаются отдельные крупные чешуйки биотита или агрегаты их, сохранившие направление сланцеватости вмещающей толщи. Абсолютный возраст плаггиогранит-аплитов 430–414 млн. лет (табл. 3). В отличие от плаггиогранитов они характеризуются аплитовой, реже порфиroidной структурой и повышенным количеством кремнекислоты до 75–76% при содержании K_2O и Na_2O соответственно в среднем около 1 и 6%.

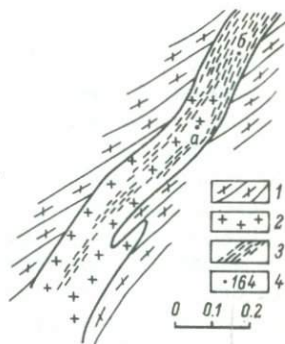
По своему составу плаггиогранит-аплиты – типичные кварц-плаггиоклазовые породы. В них содержится до 60 или 70% плаггиоклаза и 20–25% кварца, мусковита 1–3%, биотита 1–2% и до 1% ортита. В незначительных количествах присутствуют также циркон, сфен, апатит, галенит, пирит, пирротин, халькопирит и молибденит. Характерно развитие кварца и плаггиоклаза в зернах двух генераций. Плаггиоклаз ранней из них полисинтетически sdвойникован, представлен альбит-олигоклазом № 9–10. Изометричные зерна его размером 0.6 мм в поперечнике серицитизированы в ядрах и окаймлены более мелкими зернами альбита № 3–4 поздней генерации. В ассоциации с последними развиты равновеликие зерна кварца, мусковит, изредка биотит и перечисленные выше рудные минералы.

В ряде жил обособлены плаггиоклаз и кварц, а также ассоциирующие с ними мусковит и рудные минералы. Зерна их размером 0.1–0.08 мм сосредоточены в сильно удлиненных линзах, не имеющих отчетливых границ. Мощность линз 3–5 мм, а протяженность редко превышает 2–3 см. Нередко они косо расположены по отношению зальбандов жилы и заметно тяготеют к ее зальбандам. В жиле плаггиогранит-аплитов мощностью 0.12–0.15 м (рис. 18), вскрытой над штольней Саль-Гальбинского месторождения, наблюдается увеличение количества таких линз вверх по склону и восстанию жильного тела. Одновременно в общей массе жилы сокращается роль альбита (до 30–35%), но увеличивается содержание кварца (до 50%) и возрастает роль мусковита.

На протяжении 1.5–2 м плаггиогранит-аплиты полностью переходят в кварцевую жилу, мощность которой не превышает 0.08–0.1 м. В ней содержание альбита уменьшается до 5–7 и затем 3–5%, по-прежнему в малом количестве присутствует биотит, но появляется карбонат и постепенно возрастает роль мусковита. Он наряду с сопровождающей его вкрапленностью пирротина и молибденита тяготеет к зальбандам жилы, а ближе к клинообразному завершению ее слагает оторочки мощностью 2–3 мм. Соответственно плаггиогранит-аплиты в зоне переходов их в кварцевые гидротермальные жилы характеризуются заметно повышенными значениями SiO_2 (до 77–80%) и сохранением на прежнем уровне содержаний Na_2O (до 6.74%). Количество K_2O в них понижается до 0.5–0.72% (рис. 18, т. 164а;

Рис. 18. Изменение состава жилы плагиогранит-аплитов по восстанию.

1 - биотит-роговообманковые гнейсы; 2 - плагиогранит-аплиты; 3 - слюдяно-кварцевые обособления; 4 - точки отбора проб.



см. Приложение). Через 0,2 м по простиранию, уже в мусковит-кварцевой жиле, наоборот, резко сокращено количество Na_2O (до 0,3%), но возрастают содержания SiO_2 и K_2O соответственно до 88 и более 6% (рис. 18, т. 164б).

Приведенная характеристика плагиогранит-аплитов свидетельствует о том, что формирование их совершалось в условиях синкристаллизационной группировки минеральных составляющих. Характерно при этом разделение щелочей. Из них калий, по-видимому, обладающий большей подвижностью, мигрировал в гидротермальную часть жилы, в то время как натрий оставался в собственно плагиогранит-аплитах.

Вместе с калием в растворы переходила подавляющая часть рудных компонентов. Это подтверждается тесной связью с мусковитом рудных минералов, особенно молибденита. Содержания молибдена изредка достигают 0,1%. Естественно поэтому, что внешние и внутренние части жил, подобно таковым Харбейской интрузии, характеризуются различными содержаниями рудных элементов. Максимальные концентрации их устанавливаются во внешних частях вдоль альбандов или в зонах выклинивания жил (табл. 4).

Как и в Харбейской интрузии, формирование плагиогранит-аплитов сопровождалось микроклинизацией лейкократовых гранитов и вмещающих отложений. В Гердизской интрузии этот процесс развит гораздо шире и интенсивнее. Ранее проявление его, по всей вероятности, связано со становлением мелкозернистых плагиогранитов. В частности, об этом свидетельствует тесная пространственная связь зон микроклинизации и развития плагиогранитов. Вместе с тем последние также содержат новообразования микроклина, указывающие на еще более позднее время проявления микроклинизации. В бассейне р. Нодэяги зоны микроклинизации являются продолжением жил плагиогранит-аплитов, а в непосредственной близости к ним развитие получали наиболее крупные и в максимальном количестве оводны микроклина. Таким образом, микроклинизация - чрезвычайно длительный процесс, который охватывал промежуток времени, равный 80-60 млн. лет, начиная от периода становления мелкозернистых плагиогранитов (450-430 млн. лет) и кончая эпохой формирования кварцевых жил (362 млн. лет; табл. 3).

В лейкократовых гранитах микроклинизация выразилась в замещении ортоклаза микроклином, количество которого нередко превышает 40 или 45%. Характерно при этом заметное повышение в гранитах роли рубидия и вольфрама при сохранении прежних значений осталь-

ных рудных элементов. Исследования микроклина показывают, что он являлся главным носителем вольфрама и нередко развитие его сопровождалось концентрацией шеелита в гранитах.

Мусковит-кварцевые жилы, кроме указанного выше сопровождения плагиогранит-аплитов, имеют самостоятельное развитие. В этом случае они нередко пересекают жилы плагиогранит-аплитов. Мусковит в них имеет абсолютный возраст 362 млн. лет (табл. 3); количество его заметно увеличено, в связи с чем содержание K_2O возрастает до 10–11%. Характерны также зональное строение жил и обособление мусковита вдоль зальбандов, где мощность сложенных им оторочек достигает 1–3 см при мощности самой жилы 3–5 см. В ассоциации с мусковитом наблюдается вкрапленность пирита, ильменита, магнетита и молибденита. Они не образуют сколь-либо значимых скоплений, тем более что жилы маломощны и выклиниваются на коротком расстоянии.

Связи руд и гранитоидов

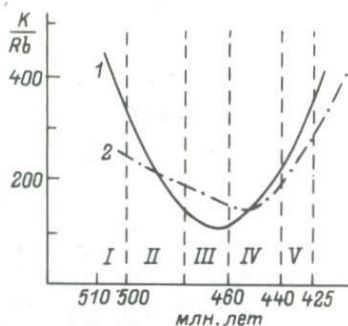
Выявленные переходы плагиогранитов, плагиогранит-порфиров и плагиогранит-аплитов в мусковит-кварцевые и кварцевые рудоносные жилы свидетельствуют о том, что перечисленные образования как в Харбейской, так и в Гердизской интрузиях являются сближенными по времени или одновременными и в этом случае взаимосвязанными производными единых магматических источников. Однако плагиограниты, плагиогранит-порфиры и плагиогранит-аплиты по своему составу, структурам, формам залегания, наблюдаемым зонам „закалки“ и ороговикования в экзоконтактах жил относятся к магматогенным образованиям. Рудоносные кварцевые и мусковит-кварцевые жилы, состоящие на 80–90% из кварца, 5–20% мусковита, незначительного количества альбита и рудных минералов, являются образованиями гидротермального генезиса. Обособление указанных горных пород в различных частях одних и тех же жильных тел обусловлено, как было показано выше, синкристаллизационной группировкой петрогенных элементов и возникших в гранитоидах минеральных образований. Следовательно, указанные гранитоиды и сопровождающие их гидротермальные образования до разделения представляли сложную, но единую гетерогенную систему. В ней совместно находились как растворы, так и расплавы.

Эта особенность поздних дифференциатов отражена в поведении калия и рубидия, существенно отличающим их от гранитов предшествующих субфаз (рис. 19). Как установлено в Харбейской и Гердизской интрузиях, для ранних дифференциатов свойственно накопление рубидия и калия. Более ускоренное возрастание содержаний первого из них (от 0.0164 в лейкократовых до 0.0334% в аляскитовых при почти неизменном содержании калия) отражается сокращением величины параметра K/Rb , что, по мнению О.Д. Ставрова (1971), характерно гранитам магматического генезиса.

Формирование поздних дифференциатов сопровождалось выносом рубидия и калия, что указывает на присутствие в расплавах газовой

Рис. 19. Поведение параметра K/Rb в ранних и поздних дифференциатах Харбейской (1) и Гердиэской (2) интрузий.

Интервалы кристаллизации (в млн. лет): I - гранодиоритов, адамеллитов; II - гранитов лейкократовых; III - гранитов аляскитовых; IV - плагиогранитов (трондьемитов); V - плагиогранит-порфиоров, плагиогранит-аплитов.



жидкой фазы. Количество рубидия от плагиогранитов в сторону плагиогранит-аплитов сокращалось в 5 (от 0,004 до 0,0007%), а калия в 2 раза (от 0,499 до 0,24%). Соответственно величина параметра K/Rb в поздних дифференциатах возрастала во времени, отражая становление богатых флюидами гранитов, сходных, по данным О.Д. Ставрова (1971), с анатекитами.

Приведенные сведения подтверждают известные высказывания В.И. Рехарского (1972), Д.С. Коржинского (1976) и других исследователей о том, что поздние магматические дифференциаты кислого и субщелочного состава представляют собой гетерогенную систему, в которой совместно с силикатным расплавом находились и минерализующие растворы. Как установлено, причиной разделения их является обособление в раствор-расплавах богатого натрием трондьемитового магматического остатка. При кристаллизации его минерализованные растворы отжимались к периферии плагиогранит-порфиоров и плагиогранит-аплитов либо удалялись от них, слагая самостоятельные части жильных тел. В них концентрировалась подавляющая часть калия, что являлось следствием разделения (фракционирования) щелочей в позднематматических дифференциатах гранитов (Охотников, Фомиченко, 1974а, 1974б; 1976).

Результаты изучения поведения щелочей в конкретных телах гранитоидов свидетельствуют о том, что в их внутренних и внешних частях отношения K_2O и Na_2O чрезвычайно различны. Поэтому горные породы разных частей жил занимают на диаграмме изменения режима щелочности во времени обособленное положение (рис. 20). Большие (обычно >1) значения K_2O/Na_2O , соответствующие обособленным растворам во внешних частях жил, образуют верхнюю ветвь кривой; нижняя ветвь отражает преобладание натрия в остаточных расплавах, слагающих внутренние части тел. Положение этих кривых графически отображает фракционирование щелочей, значение которого, судя по все большему расхождению ветвей, нарастало во времени.

Наряду с K_2O во внешних частях жильных тел увеличивалось значение кремнекислоты и нередко кальция. Здесь же устанавливаются повышенные концентрации рудных элементов (табл. 4), указывающих на то, что фракционирование щелочей сопровождалось отде-

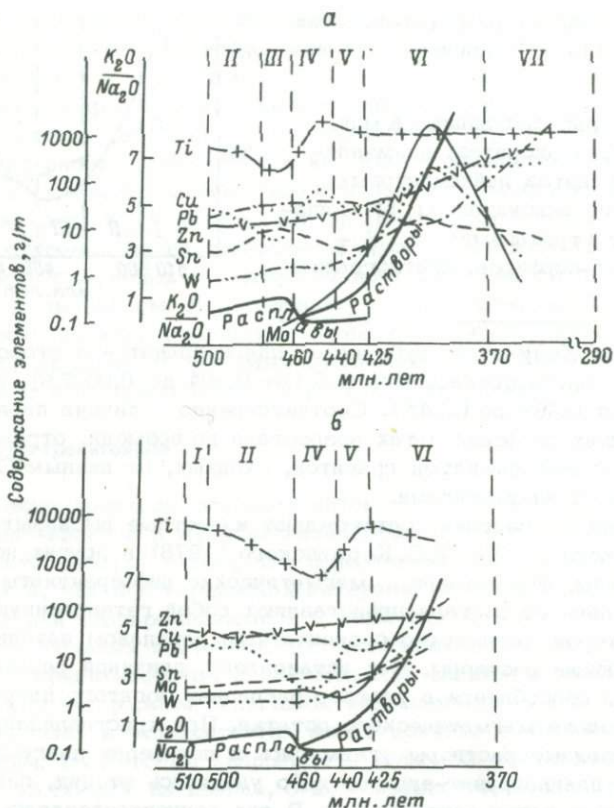


Рис. 20. Фракционирование щелочей и поведение металлов в процессе эволюции Харбейской (а) и Гердиэской (б) интрузий.

Интервалы кристаллизации (в млн. лет): I – гранодиоритов, адалелитов; II – гранитов лейкократовых, III – гранитов аляскитовых; IV – плагиогранитов (трондьемитов); V – плагиогранит-порфиров, плагиогранит-аплитов; VI – мусковит-кварцевых жил с молибдени-то-вом; VII – кварцевых жил с галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

лением от силикатных расплавов металлов и переходом их в газо-жидкую фазу.

Содержание металлов в мусковит-кварцевых обособлениях у периферии жил обычно тем выше, чем больше в них значение K_2O/Na_2O . В свою очередь величина этого отношения определяется степенью разделения („расслоения“) жильных тел и выше в случаях полного обособления мусковита от полевошпатовой составляющей гранитов. Естественно, что в условиях отделения распоров, продолжавшегося в течение 50 млн. лет (табл. 3), развитие могли получать несколько генераций мусковита. Из них поздние накладывались на предыдущие, что „затушевывает“, но отнюдь не отрицает более раннее выделение мусковита, установленное в процессе завершения кристаллизации гранитов в „расслоенных“ жильных телах.

Вместе с калием, входящим в состав мусковита, в раствор выносились молибден, вольфрам, свинец, цинк, медь, часть олова и других металлов. Особенно ярко это проявлено для молибдена (рис. 20). Так, например, во внутренних частях жил плагиогранитов и плагиогранит-порфиров Харбейской интрузии практически отсутствует молибден (табл. 4), а в мусковит-кварцевых оторочках и в кварцево-рудных жилах с мусковитом количество его достигает 0,14–0,19%. Сходно в своем большинстве распределение молибдена в жильных телах Гердизской интрузии. Поэтому естественно, что содержание большинства рудных элементов и их минеральных соединений в поздних магматических образованиях, представленных плагиогранитоидами, нередко занижены по сравнению с гранитами предшествующих им субфаз.

Как видно, прямая генетическая связь рудной гидротермальной минерализации устанавливается не с калиевыми гранитами, а с поздними их дифференциатами, способными отдавать как калий, так и другие металлы, и поэтому обедненными ими. Количество и размеры рудных скоплений, естественно, тем больше, чем интенсивнее развиты поздние дифференциаты, представленные различными структурными модификациями трондьемитов. Исключение, по-видимому, представляет часть олова. В случаях кристаллизации в составе Харбейской интрузии аляскитовых гранитов оно имело два максимума накопления. Ранний из них совпадал с периодом кристаллизации аляскитовых гранитов; поздний – с формированием мусковит-кварцевых молибденитсодержащих жил (табл. 4). Это позволяет предполагать присутствие на площади Харбейского рудного поля грейзеновых скоплений олова, связанных с аляскитовыми гранитами. Однако двукратное накопление его в количествах до 0,0012% в аляскитовых гранитах и до 0,002% в рудных жилах скорее свидетельствует о „распылении“, нежели о концентрации этого металла в общем процессе рудогенеза и становлении Харбейского молибденового месторождения.

Особенности эволюции и продуктивность интрузий

Рассмотренные Харбейская и Гердизская интрузии формировались в течение одних и тех же интервалов времени, длительность которых обуславливалась связью становления интрузий с развитием структур, наследственно сохранявших тенденцию общих продолжительных восходящих движений (Охотников, 1968, 1975а, 1979). Интрузии поэтому имели адекватно направленную эволюцию, что выразилось не только в последовательной кристаллизации их крупно- и мелкозернистых сходных по составу дифференциатов, но и в идентичном поведении в них калия, рубидия и других металлов (рис. 19, 20). Гранитоиды каждой из интрузий залегают среди сходных вмещающих отложений, равных по возрасту и геохимической специализации (табл. 3, 7). Близки их петрохимические характеристики и условия раннего становления, особенно для лейкократовых гранитов, занимающих равновесное положение на диаграмме фазового состояния альбит-ортоклаз-кварц (рис. 5).

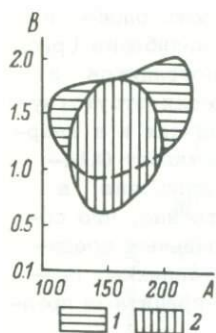


Рис. 21. Положение лейкократовых гранитов Харбейской (1) и Гердизской (2) интрузий в рудоносных полях (по З.Г. Караевой).

На оси абсцисс - коэффициент щелочности $A = (Na + K - Ca)$, на оси ординат - степень альбитизации $B = \left(\frac{Na - Ca}{K} \right)$.

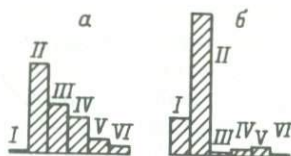
Чрезвычайно важно и то, что исходные лейкократовые граниты обеих интрузий имеют качественно одинаковую геохимическую специализацию, что отражено в совпадении полей их фигуративных точек в области вольфрам-молибден-оловоносных гранитов (рис. 21) на диаграмме З.Г. Караевой (1968). Общность геохимической специализации гранитоидов подтверждается также действительно наблюдаемой связью с ними качественно равнозначных рудных скоплений молибдена, вольфрама, меди, цинка, свинца и олова (табл. 2, 4). Минералы большинства перечисленных элементов встречаются в гранитоидах каждой интрузии. Тем не менее, как показано в табл. 2, продуктивность Харбейской и Гердизской интрузий существенно различна. Первая из них сопровождалась формированием промышленного молибденового месторождения, в соответствии с чем особенности эволюции ее могут рассматриваться в качестве признаков значительных рудных скоплений.

Харбейская интрузия в отличие от Гердизской, относится к полифазовым образованиям. Внедрение гранитоидов каждой из фаз и субфаз ее связано с проявлением нового тектонического импульса (Охотников, 1975а). Она формировалась в условиях непрекращающейся динамической нагрузки, разрядка которой всякий раз сопровождалась внедрением новой порции дифференциатов. Эта особенность эволюции обусловлена приуроченностью интрузии к долгоживущей мобильной поперечной структуре и характеризуется правосторонней гистограммой. На ней отражено интенсивное развитие поздних дифференциатов, следующих за внедрением лейкократовых гранитов главной интрузивной фазы (рис. 22).

Гердизская интрузия приурочена к стабильной поперечной структуре (рис. 2, 4), что обеспечило ей длительное состояние покоя и кристаллизацию в закрытой системе. На это указывают обособления в ней пегматоидных гранитов и высокие содержания фтора, количество которого в два раза выше, чем в гранитоидах Харбейской интрузии (табл. 4). Не менее показательны интенсивное магматическое замещение гранитоидами вмещающих толщ и развитие гибридных адамеллитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. По этим признакам Гердизская интрузия относится к автохтонным образованиям (Cann, 1970). Для нее не характерно развитие поздних дифференциатов, а эволюция отражена левосторонней гистограммой (рис. 22) и заключалась преимущественно в длительной гомогенизации лейкократовых гранитов главной фазы. Важная роль в этом процессе

Рис. 22. Гистограммы распространения фазовых разновидностей гранитов в Харбейской (а) и Гердиэской (б) интрузиях.

I – гранодиориты, адамеллиты; II – граниты лейкократовые; III – граниты аляскистовые; IV – плагиограниты (трондьемиты); V – плагиогранит–порфиры, плагиогранит–аплиты; VI – мусковит–кварцевые жилы с молибденитом и шеелитом.



принадлежала каталитической кристаллизации, которая непрерывно продолжалась вплоть до формирования плагиогранит–аплитов. Ею охватывался период, в течение которого в Харбейской интрузии завершилась кристаллизация не только лейкократовых, но и следующих за ними аляскистовых гранитов (табл. 3).

В результате как петрогенные, так и рудные элементы получили в гранитоидах равномерное распределение. При этом металлы не удалялись из интрузии, а „поглощались“ самими гранитами. Поэтому не случайно лейкократовые граниты Гердиэской интрузии характеризуются концентрациями молибдена, вольфрама, цинка, свинца, бария и титана, в полтора–два раза превышающими содержания их же в аналогичных гранитах Харбейской интрузии (табл. 4).

В равной мере это же относится к поздним дифференциатам, представленным плагиогранитами и плагиогранит–аплитами. Содержание металлов в их внутренних частях (табл. 4) выше, чем в Харбейской интрузии, что является следствием слабого отделения рудонесущих флюидов. Вероятно, состояние покоя Гердиэской интрузии в стабильной структуре привело не только к малому развитию жильных дифференциатов, но и ограничило в них отделение газовой фазы.

Как видно, повышенные концентрации металлов в гранитоидах указывают на затрудненное отделение рудонесущих растворов и, таким образом, свидетельствуют не о высокой, а о низкой продуктивности интрузий. Высокой рудообразующей способностью (продуктивностью) обладали лишь те из интрузий, в которых свободно отделялись рудонесущие флюиды. К таковым относится Харбейская интрузия. Формирование ее сопровождалось внедрением поздних жильных дифференциатов в объемах, достаточных для образования связанных с ними промышленных скоплений руд. Следовательно, продуктивность в значительной мере определяется тектонической позицией гранитных интрузий. При равных геохимической специализации и указанных прочих условиях она выше у сложнодифференцированных интрузий, становление которых связано с эволюцией мобильных структур, и чрезвычайно низка в длительно кристаллизующихся гранитах стабильных поднятий.

В мобильных структурах устанавливается ускоренное накопление окиси калия в ходе кристаллизации гранитов. В течение одного и

того же интервала времени (40–60 млн. лет) количество ее в Харбейской интрузии оказалось в полтора раза выше, чем в Гердиэской. Это обусловило в первой не только повышенное содержание K_2O в лейкократовых гранитах, но и последующее развитие здесь аляскитовых гранитов (табл. 3, 4).

Не менее характерно, что к завершению кристаллизации аляскитовых гранитов одновременно с окисью калия заметно возросли концентрации вольфрама, рубидия, свинца и особенно олова. В отличие от Гердиэской в Харбейской интрузии эти металлы подверглись ранней мобилизации. Видимо, ускоренное накопление калия стимулировало их активность. Позиция интрузий в мобильных структурах в равной мере способствовала как ранней мобилизации, так и ускоренной концентрации металлов, что в свою очередь предопределяло возможность отделения их в больших количествах.

Калий, отделенный от гранитов, шел на образование стресс-минералов, главным образом мусковита. В сростаниях с ним обычно находятся рудные минералы. При этом они с мусковитом (серицитом) образуют настолько устойчивую ассоциацию, что серицитизация и мусковитизация издавна служили (не только на Полярном Урале) одним из весьма важных признаков поисков рудных гидротермальных скоплений (Охотников, 1975а; Soregaroli, 1975).

В Гердиэской интрузии угнетенное развитие поздних магматических дифференциатов обусловило и малый объем отделенных от них гидротермальных растворов. Поэтому калий в значительной своей части сохранялся среди гранитоидов в магматической камере. В условиях длительного покоя интрузии он поглощался главным образом антистресс-минералами, среди которых главенствовал микроклин. Соответственно для Гердиэской интрузии характерно более интенсивное проявление микроклинизации по сравнению с развитием мусковитизации и мусковит-кварцевых жил. Микроклинизация, как указывалось, нередко сопровождалась развитием шеелита, в связи с чем интрузии стабильных структур при малой способности их к отделению гидротермальных растворов могут сопровождаться метасоматическими скоплениями вольфрама.

Средне-позднедевонские интрузии

Штокообразные интрузии гранитоидов среднего–позднего девона известны среди терригенно-вулканогенных отложений ордовика, силура, нижнего, среднего и частью верхнего девона. Наиболее представительны и лучше обнажены они на севере в пределах Щучинского синклинория (рис. 2). Изучению подверглись три интрузии: Янганапэйская, Нгунортская и Сибилейская, приуроченные к разным частям одной крупной поперечной Сибилейской (Хуутинской) антиклинали (Охотников, Стрельников, 1974). Они характеризуются, в общем, близким составом горных пород. Из них первая сопровождается убогим сульфидным оруденением, с Сибилейской связано фор-

мирование магнетитовых скарновых руд и наложенной медной гидротермальной минерализации, с Нгунортской интрузией связь рудопроявлений не установлена.

Янганапэйская интрузия

Расположена эта интрузия в западной части хр. Янгана-Пэ, в юго-западном крыле Сибилейской (Хуутинской) поперечной антиклинали среди ордовикских и силурийских вулканитов главным образом кислого и среднего состава. Интрузия вытянута в субширотном направлении и представлена штокообразным телом размером в плане $3 \times 4 \text{ км}^2$. В составе ее установлены гранодиориты, адамеллиты, граниты, кварцевые диориты, редко диориты. Обособленные мелкие тела сложены плагиигранитами, иногда диоритами или габбро-диоритами. Наиболее распространены гранодиориты и адамеллиты, слагающие центральную часть интрузии (рис. 23).

Кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты и граниты связаны между собой постепенными переходами и составляют главную фазу интрузии. Диориты, слагающие обособленные тела, очевидно, принадлежат к образованиям более ранней фазы, а плагииграниты, судя по воздействиям их на диориты, по всей вероятности, представляют наиболее поздние дифференциаты интрузии.

Г р а н о д и о р и т ы — среднезернистые, иногда неравномернозернистые горные породы, розовой, красновато-розовой до мяскокрасной окраски вследствие пелитизации полевых шпатов. Текстура массивная, местами катакластическая. Характерна гипидиоморфнозернистая структура, которая изредка переходит в монцитовую или, у разломов и в зонах дробления, в катакластическую и blastsоцементную.

Минеральный состав (в %): плагиоклаз 45–60, ортоклаз 7–20, кварц 20–25, амфибол 0–10, биотит 0–7, хлорит, мусковит, эпидот, лейкоксен; магнетит 0–2, сфен до 0,5, апатит, кальцит, пренит. Суммарное количество цветных минералов составляет от 5–7 до 15%. В целом состав гранодиоритов на площади интрузии довольно выдержан, за исключением ортоклаза, содержание которого изменяется от 10–12 в центральной части интрузии до 15–20% с приближением к ее южному и восточному контактам.

Плагиоклаз и цветные минералы в равной степени идиоморфны. Плагиоклаз представлен олигоклаз-альбитом или олигоклазом с полисинтетическими двойниками различной ширины. Ортоклаз образует ксеноморфные зерна в интерстициях. Амфибол представлен главным образом синевато-зеленой роговой обманкой, очевидно, уже заместившей первичную. В свою очередь он замещается, иногда нацело, эпидотом, хлоритом со сфеном, кое-где вместе с кальцитом. Местами наблюдаются мелкие зерна актинолита. Биотит в значительной мере замещен хлоритом и лейкоксеном, иногда эпидотом. Пластинки его часто смяты, иногда вытянуты вдоль трещин. Очевидно, часть его зерен образовалась в конце формирования гранодиоритов.

Рудные минералы ассоциируют с амфиболом и биотитом. Наиболее распространен магнетит (до 1736 г/т). Он образует как идио-

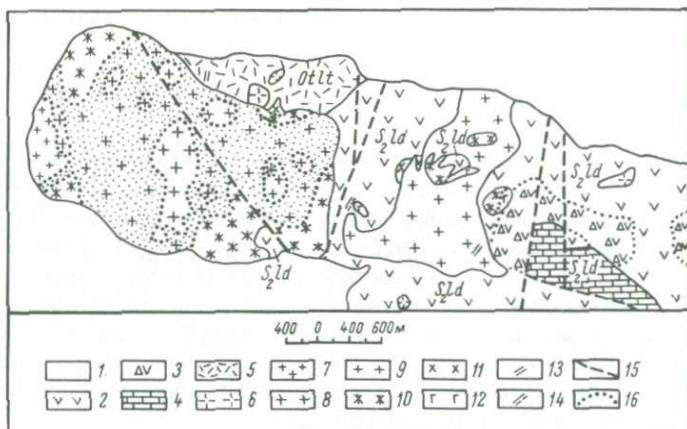


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Янганапэйской интрузии. Составлена Е.И.Бевз.

1 – современные отложения; 2 – вулканиты среднего, кислого состава лудловского яруса силура; 3 – туфобрекчии верхнего силура; 4 – известняки верхнего силура; 5 – вулканиты кислого состава талотинской свиты ордовика; 6 – плагиограниты; 7 – граниты; 8 – адамеллиты; 9 – гранодиориты; 10 – кварцевые диориты; 11 – диориты; 12 – габбро-диориты; 13 – дайки диоритовых порфириров; 14 – жилы гранит-порфириров; 15 – дизъюнктивные нарушения; 16 – границы фаций.

морфные, так и ксеноморфные зерна до 0,5 мм размером, часть которых выделилась при замещении амфибола и биотита. В меньших количествах присутствуют ильменит (21,5–84,15 г/т) и пирит (0,4–40 г/т), изредка появляется халькопирит (0,8 г/т). Из других аксессуарных минералов наиболее распространены сфен и циркон. Реже наблюдаются изометричные буроватые зерна ортита.

А да м е п п и т ы слагают небольшие участки (от 100x200 до 700x1500 м²), расположенные внутри гранодиоритов. С последними они связаны постепенными переходами, что выражается в возрастании содержания кварца и уменьшении количества цветных минералов в адамеллитах. Адамеллиты – средне- или разнозернистые горные породы гипидиоморфнозернистой структуры. Минеральный состав их (в %): плагиоклаз 40–60, ортоклаз 7–25, кварц 25–35, амфибол и биотит 1–10, редко до 20; сфен, апатит, циркон, реже ортит; магнетит 0,3–2,0, иногда пирит, кальцит. Характерна изменчивость содержания калишпата и цветных минералов.

Плагиоклаз образует призматические зерна с полисинтетическими двойниками, представлен олигоклазом, реже олигоклаз-андезином. Ортоклаз, местами с мелкопятнистыми пертитовыми вростками, ксеноморфен. Кварц также ксеноморфен, развит в зернах от мелких до 3–5 мм, иногда катаклазирован. Амфибол – спорадический минерал, представлен зеленой роговой обманкой. Биотит в значительной мере

замещен хлоритом, иногда мелкими зернами лейкоксена или сфена. Аксессуары редки, ассоциируют с цветными или рудными минералами. Количества последних (в г/т) достигают: магнетита 6.63-1736.6, ильменита 84.15, пирита 0.45-39.6, молибденита до 0.0156.

Г р а н и т ы распространены среди адамеллитов, на западе интрузии слагают поле размером 600x1000 м². Для них характерна гранитовая структура. Минеральный состав (в %): плагиоклаз 30-40, ортоклаз 25-30, кварц 30-40, биотит 3-5, амфибол 0-2; хлорит, эпидот, мусковит, пренит, лейкоксен, апатит, циркон, магнетит.

Плагиоклаз образует идиоморфные зерна, слабо затронутые вторичными процессами. Размер их 2-5 мм, состав варьирует от олигоклаз-альбита (в разностях с большим количеством кварца) до олигоклаз-андезина. Характерны полисинтетические двойники по альбитовому и периклиновому законам. Ортоклаз в ксеноморфных зернах до 3 мм в поперечнике, местами с тонкими прожилковыми пертитами. Кварц также ксеноморфен, катаклазирован, образует изометричные зерна. Роговая обманка наблюдается в виде мелких (0.2-1.0 мм) зерен. Оранжево-бурый биотит замещен мусковитом и хлоритом. Кроме того, хлорит слагает тонкие прожилки. Эпидот развит по плагиоклазу в виде мелких зерен. Зерна магнетита (до 0.2-0.3 мм) имеют неправильную форму, иногда квадратные сечения, местами образуют скопления. В протолочных пробах (в г/т) кроме упомянутых магнетита (329.6), апатита (1.21), циркона (1.95) установлены ильменит (30.6), сфен (6.6), пирит (38.4), арсенипирит (0.08) и барит (3.09). Часть зерен магнетита кристаллизовалась в процессе замещения биотита и роговой обманки.

К в а р ц е в ы е д и о р и т ы вдоль контактов интрузии слагают полосы шириной от 200 до 600 м. Представлены они среднезернистыми, а с приближением к контакту интрузии мелкозернистыми горными породами розовато-серой или серой окраски. Структура их гипидиоморфнозернистая, на отдельных участках переходит в структуру обрастания, замещения, иногда катакlastическую. Минеральный состав (в %): плагиоклаз 50-65, ортоклаз 3-12, кварц 10-18, амфибол и биотит 13-25; хлорит, мусковит, актинолит, эпидот, лейкоксен, апатит, сфен, циркон, магнетит 1-3, пирит, кальцит.

Плагиоклаз наиболее идиоморфен и представлен андезином или олигоклаз-андезином. Ортоклаз образует небольшие зерна в интерстициях, иногда обрстая плагиоклаз. Кварц в мелких зернах также располагается в интерстициях, местами корродирует плагиоклаз. Роговая обманка буро-зеленая или зеленая, часто замещается хлоритом или актинолитом. Изредка содержит реликты моноклинного пироксена. Бурый биотит кроме пластинок часто слагает тонкие прожилки со скоплениями в них зерен магнетита размером до 1-2 мм. Аксессуары (в том числе рудные) минералы присутствуют в следующих количествах (в г/т): циркон 1.05-4.1, апатит 0.02-0.31, редко турмалин; магнетит 492.3-1165.4, ильменит 0-14.3, пирит 0.44-0.47, халькопирит 0-0.27, галенит 0-0.016, гематит 0-3.93. Магнетит выделялся на разных стадиях. Он образует как первичные включения в роговой обманке и биотите, редко в плагиоклазе, так и самосто-

ательные зерна октаэдрической или неправильной формы, в том числе выделявшиеся при образовании прожилков бурого биотита. Мелкие зерна его возникли при замещении роговой обманки актинолитом.

Смена гранодиоритов кварцевыми диоритами выражена в первых постепенном возрастании количества кварца, ортоклаза. При равной с гранодиоритами сумме цветных минералов в кварцевых диоритах заметно возрастает роль амфибола, преобладающего над биотитом.

П л а г и о г р а н и т ы слагают обособленные тела размером от 100 до 1200 м в поперечнике. Мелкие из них имеют в плане овальную или близкую к изометричной форму, более крупные массивы — неправильную форму, осложненную апофизами длиной 100–300 м

Плагииграниты имеют зеленовато-серую или светло-серую, на выветрелой поверхности белую окраску, редко розовато-серую. В них преобладают мелко- и разномзернистые разновидности. Наряду с гипидиоморфнозернистой широко распространена симплектитовая структура, обусловленная вростками кварца в плагиоклазе. Указанные прорастания составляют от 10 до 40% объема породы. Характерна быстрая изменчивость размера вростков: иногда в одном зерне наблюдается постепенная смена вростков кварца размером 0,3–0,8 мм более мелкими, вплоть до его „капельных” включений, размером 0,01 мм и меньше. Редко и в небольших количествах наблюдаются сростки кварца с ортоклазом.

Минеральный состав (в %): плагиоклаз 60, кварц 30–40, роговая обманка 5–15, ортоклаз 0–3, лейкоксен, апатит, сфен, магнетит, ильменит, иногда пирит, гематит, кальцит, пренит. По данным исследования протоочных проб, количество магнетита и ильменита колеблется от единичных зерен до 87 и 28 г/т, лейкоксена до 67 и пирита до 17 г/т. Плагиоклаз идиоморфен, представлен олигоклазом-андезином или олигоклазом. Иногда присутствуют редкие зерна альбита. Кварц, кроме многочисленных вростков в плагиоклазе, образует самостоятельные зерна размером 2–3 мм. Роговая обманка буровато-зеленая, сине-зеленая или зеленая, в значительной мере замещена хлоритом и эпидотом. В некоторых разновидностях присутствовал биотит, замещенный хлоритом. Ортоклаз редок, образует мелкие зерна, иногда частично окаймляя плагиоклаз. Изредка наблюдаются тонкие прожилковые пертиты. Магнетит и ильменит ассоциируют с цветными минералами. Характерна бедность аксессуориями. Единичные мелкие, иногда игольчатые зерна апатита ассоциируют с рудными минералами, изредка появляются единичные зерна сфена и иголки рутила.

В контакте с диоритами плагииграниты представлены плагиигранит-порфирами сиренево-серой окраски. Структура мезостазиса их гипидиоморфнозернистая. Вкрапленники плагиоклаза (1–3 мм) расположены среди мелкозернистой массы (0,1–0,5 мм), состоящей из плагиоклаза, большей частью идиоморфного, и ксеноморфного кварца, пластинок или агрегатов биотита и хлорита, зерен актинолита. Они характеризуются следующим минеральным составом (в %): плагиоклаз 60–65, кварц 15–20, роговая обманка и биотит 10–15; эпидот, апатит, сфен, рутил, пирит 7–8. С удалением от контакта в 1–4 м

плаггиогранит-порфиры переходят в разнозернистые серые плаггиограниты. В них содержится уже до 40% крупных зерен кварца и меньше цветных минералов. Контакт плаггиогранит-порфиров с диоритами неровный и нерезкий. На ширине 8-10 см серые тонкозернистые плаггиогранит-порфиры как бы „пропитывают“ перекристаллизованные диориты и содержат их ксенолиты.

Ж и л ь н ы е п р о я в л е н и я представлены аллитовидными гранитами, мелкозернистыми гранитами или гранит-порфирами красной или темно-розовой окраски. Мощность жил их колеблется от 0.01 до 0.25 м, а протяженность редко превышает 7 м. Маломощные жилы аллитовидных гранитов установлены среди гранодиоритов. Для них характерны аллотриоморфнозернистая структура и мелкозернистость (размеры зерен от сотых долей миллиметра до 0.4, реже до 1.0 мм). Минеральный состав (в %): ортоклаз 50-55, плаггиоклаз 10-15, кварц 35, биотит 1; магнетит, лейкоксен, иногда эпидот. Ортоклаз - буроватый ортоклаз-пертит с простыми двойниками. Плаггиоклаз представлен альбит-олигоклазом с тонкими полисинтетическими двойниками. Изредка наблюдаются пластинки биотита, хлорита с лейкоксеном и сфеном, мелкие зерна магнетита, эпидота.

Жилы мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров развиты среди вулканитов силура и измененных габбро-диоритов. Для них характерна неоднородность строения: меняются размеры зерен от 0.03-0.05 до 3-4 мм, иногда крупные зерна собраны в скопления среди мелко- и тонкозернистой массы. Структура гранитовая, иногда аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав (в %): плаггиоклаз 25-40, ортоклаз 25-50, кварц 30-35, реликты биотита и хлорит I, сфен, лейкоксен, магнетит, эпидот, пренит. Ортоклаз-пертит образует зерна различной величины, иногда обрастает плаггиоклазом. Последний представлен олигоклаз-альбитом, слабо и неравномерно пелитизирован и серицитизирован. Зерна кварца ксеноморфны, чистые и свежие. Магнетит присутствует в количестве 200 г/т, ильменита 22, пирита 67.3, лейкоксена 12.6 г/т.

* * *

Охарактеризованные гранитоиды Янганапэйской интрузии представляют собой породы, пересыщенные или слабо пересыщенные кремнеземом. В них $N\alpha_2O$ (3.5-5%) обычно преобладает над K_2O (1.5-3%), за исключением аллитовидных гранитов. Содержание большинства окислов подобно таковым в средних химических составах гранодиоритов и адамеллитов на территории СССР (Соловьев, 1970), однако выше содержания титана, магния и суммарного железа, что подчеркивает связь гранитоидов с базальтоидными расплавами. Эта же связь выражена заметной ролью в гранитоидах марганца, ванадия, скандия, содержащихся в количествах, превышающих в 1.5-2 раза кларки (Виноградов, 1962), и, наоборот, пониженным значением стронция и бария (содержания ниже кларков). Характерно присутствие свинца (до 0.002%) и молибдена (до 0.001%).

Нгуортская интрузия

Интрузия представлена плагиогранитами, тело которых вытянуто с севера на юг **вкрест** простираения оси Сибилейской (Хуутинской) поперечной антиклинальной структуры. Размеры его обнаженной части в плане 1600x1000 м² (рис. 24). Непосредственные контакты с вмещающими вулканитами верхнего силура не вскрыты, но плагиограниты с приближением к контакту на расстоянии 40–50 м приобретают сначала мелкозернистое, а в 10–15 м – тонкозернистое сложение и нередко порфиroidную структуру. Экзоконтактовые изменения выражены в слабом ороговиковании. Для интрузии характерно присутствие горных пород, близких по составу к адамеллитам, находящихся в тесной ассоциации с плагиогранитами.

П л а г и о г р а н и т ы – мелко- или среднезернистые, иногда разномасштабные, вблизи контактов порфиroidные. Окраска зеленовато-серая, светло- или темно-, реже сиреневато-серая или серовато-розовая. Текстура массивная, структура гипидиоморфнозернистая, реже симплектитовая и пойкилитовая. Симплектитовые сростки кварца и плагиоклаза составляют от 10 до 40% объема породы. Характерна быстрая изменчивость размера вростков: иногда в одном зерне плагиоклаза в направлении к его периферии наблюдается постепенная смена вростков кварца размером 0,3–0,8 мм более мелкими, вплоть до тончайших прорастаний. Гранофиroidные структуры, как известно, свойственны апикальным частям интрузий, в связи с чем широкое развитие их свидетельствует не только о гипабиссальных условиях формирования плагиогранитов, но и о малой глубине вскрытия интрузии.

Минеральный состав (%): плагиоклаз 55–60, кварц 30–40, роговая обманка 5–15, ортоклаз 0–3; лейкоксен, апатит, сфен, редко ортит, циркон, магнетит, ильменит, пирит, иногда кальцит, пренит. Плагиоклаз идиоморфен, представлен олигоклазом-андезином или андезином,

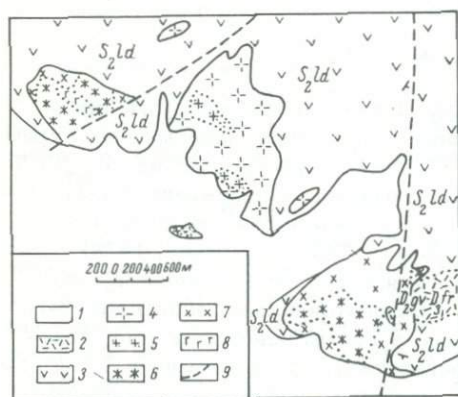


Рис. 24. Схематическая геологическая карта Нгуортской интрузии. Составлена Е.И. Бевз.

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканиты кислого состава живецкого и франского ярусов девона; 3 – вулканиты кислого и среднего состава лудловского яруса силура; 4 – плагиограниты; 5 – плагиограниты с повышенным содержанием K_2O ; 6 – диориты кварцевые; 7 – диориты кварцсодержащие; 8 – габбро; 9 – дизъюнктивные нарушения.

замещается серицитом, соссиуритом, пелитизирован. Изредка отмечаются небольшие зерна альбита. Кварц, кроме многочисленных симплектитовых прорастаний в плагиоклазе, образует самостоятельные зерна, часто крупные (2–3 мм). Цветные минералы в большинстве случаев замещены хлоритом и эпидотом. Ортоклаз присутствует в редких небольших зернах, кое-где окаймляет плагиоклаз. Изредка наблюдаются тонкие прожилковые пертиты.

Небольшие зерна магнетита и ильменита ассоциируют с цветными минералами. Аксессуары присутствуют в следующих количествах (в г/т): магнетита 157,2–373,1, ильменита 4,97–11,8, гематита и пирита 0,029–1,8, лейкоксена 0–7,97, иттротитанита 0–3,83, сфена 0–0,456, ортита 0,076.

Горные породы, близкие по составу к адамеллитам, залегают среди плагиогранитов (рис. 24). В них заметно (5–15%) увеличено количество калиевого полевого шпата. Они имеют более яркую розовую окраску и образуют либо изометричные тела, не имеющие отчетливых контактов, либо полосы, ширина которых колеблется от 30–40 до 300 м. Полосы отделены друг от друга плагиогранитами, что создает впечатление чередования этих горных пород, особенно заметное при расщеплении полос на несколько клинообразных тел мощностью 3–4 м. В вертикальном разрезе, вскрывающем центральную часть интрузии, видно, что переходные к адамеллитам горные породы чаще залегают под плагиогранитами.

Переходные к адамеллитам горные породы, как и плагиограниты, имеют гипидиоморфнозернистую структуру, реже пойкилитовую или симплектитовую и графическую. Минеральный состав их (в %): плагиоклаз 45–55, кварц 30–35, ортоклаз 5–15, роговая обманка 5–15, лейкоксен, магнетит 1–2; ильменит, сфен, апатит. Плагиоклаз представлен олигоклазом или олигоклаз–андезином, при пелитизации приобретает ржаво- или темно-бурую окраску. Ортоклаз образует ксеноморфные зерна, часто окаймляет плагиоклаз. Наблюдаются пятнистые или прожилковые пертиты, иногда простые двойники. Зерна кварца предпочтительно собраны в скопления. Местами кварц образует микрографические сростания как с ортоклазом, так и с плагиоклазом, обособленные от буровато-зеленой или зеленой роговой обманки.

Характерно не только появление, но и постепенное увеличение количества ортоклаза от плагиогранитов в сторону пород, близких к адамеллитам. Содержание его нарастает от 0–1% до 3 и затем до 10–15%. Это убеждает в том, что плагиограниты и горные породы, близкие к адамеллитам, связаны постепенными переходами и, следовательно, относятся к синхронным образованиям. Обособление их в процессе кристаллизации единого расплава является результатом его разделения или „расслоения“, что наглядно выражено в естественных обнажениях. Очевидно, поэтому в плагиогранитах и горных породах, близких к адамеллитам, установлен идентичный набор аксессуарных минералов, которые по данным изучения протоочных проб представлены (в г/т) магнетитом 3232,75, ильменитом 390,0,

пиритом 4.75, сфеном 110.75, цирконом 0.158, апатитом. При этом выявляются несколько повышенные содержания магнетита в адамеллитоподобных разновидностях горных пород по сравнению с плагиогранитами.

Ж и л ь н ы е п р о я в л е н и я в Нгуортской интрузии редки и маломощны. Среди разновидностей, переходных к адамеллитам, наблюдаются линзы кварц-полевошпатового состава мощностью 3–7 см, а среди плагиогранитов жилы (0.5–4 см мощностью) розового тонкозернистого аплитовидного плагиогранита. Структура их микроаллотриоморфнозернистая с элементами пойкилитовой. Сложены они кварцем (30–35%) и олигоклаз-альбитом или альбитом. Присутствуют хлорит и эпидот.

Несколько обособленно от интрузии расположены плагиогранит-порфиры. По структуре и формам залегания они также относятся к жильным образованиям, хотя и не исключается залегание их в апикальных частях не вскрытых полностью интрузивных тел плагиогранитов. Ими сложены тела протяженностью до 300 м и мощностью до 30 м. Плагиогранит-порфиры имеют темно-розовую или розовую окраску и отчетливо видимые вкрапленники плагиоклаза 2–3 мм в перечнике, редко – плагиоклаза и кварца. Основная масса аллотриоморфнозернистой или гилпидиоморфнозернистой структуры сложена мелкими зернами плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз вкрапленников – олигоклаз или олигоклаз-андезин, в основной массе – альбит-олигоклаз или альбит.

Плагиограниты главной интрузии и малых тел относятся к горным породам, пересыщенным кремнекислотой, богатым и умеренно богатым щелочами. Характерно резкое преобладание Na_2O (4–5%) над K_2O (1–1.5%). Разности, переходные к адамеллитам, пересыщены кремнеземом и относительно бедны щелочами. По содержаниям породообразующих окислов плагиограниты весьма близки к таковым Янганапэйской интрузии, за исключением железа, сумма окислов которого в них достигает 5–7%. Близки также геохимические характеристики плагиогранитов Янганапэйской и Нгуортской интрузий. В плагиогранитах последней повышены содержания скандия, ванадия, титана, хрома. Отсутствуют или изредка появляются „следы” свинца, молибдена, никеля, серебра, бария и лантана.

Сибилейская интрузия

Интрузия расположена в гряде Сибилей, в верхнем течении р. Нир-щю. Имеет штокообразную форму и размер в плане 3.5x4.5 км². Приурочена к ядру субмеридиональной антиклинали второго порядка, осложняющей Сибилейскую субширотную структуру, и прорывает отложения силура и среднего-верхнего девона (рис. 25). Судя по сравнительно небольшой ширине экзоконтактового ореола и геофизическим данным, поверхность контакта круто погружается под вмещающие породы. Вулканы лудловского яруса силура в зоне экзоконтакта преобразованы в эпидотовые, пироксеновые, гранат-пироксеновые скарны; известняки этого же возраста мраморизованы, а вулканы кислого состава среднего-верхнего девона ороговикованы.

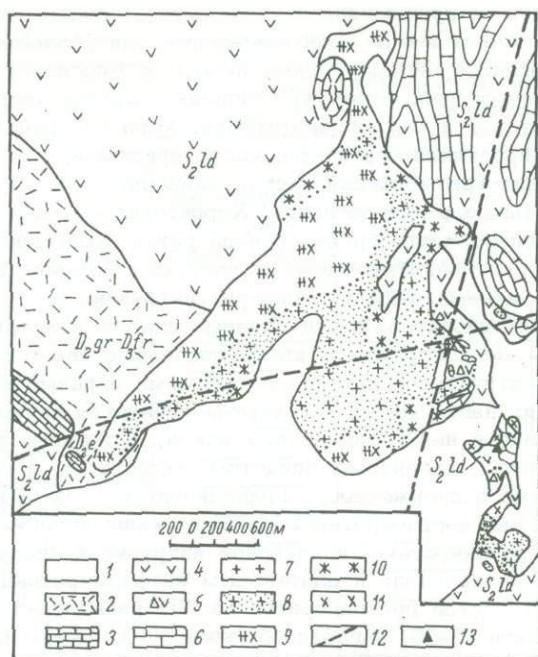


Рис. 25. Схематическая геологическая карта Сибирейской интрузии. Составлена Е.И. Бевз.

1 - четвертичные отложения; 2 - вулканы кислого состава живетского и франского ярусов девона; 3 - известняки эйфельского яруса девона; 4 - вулканы среднего и основного состава лудловского яруса силура; 5 - участки развития туфобрекчий верхнего силура; 6 - известняки лудловского яруса силура; 7 - адамеллиты; 8 - гранодиориты; 9 - сиенито-диориты кварцевые; 10 - диориты кварцевые; 11 - диориты; 12 - дизъюнктивные нарушения; 13 - Сибирейское месторождение железа.

В составе интрузии установлены следующие фациальные разно- сти: гранодиориты (43% площади интрузии), кварцевые сиенито-диориты (43%) и кварцевые диориты (13%), диориты амфиболовые и габбро-диориты амфибол-пироксеновые (1%). Быстрая смена одних фациальных разно- стей другими; часто небольшие размеры сложен- ных ими участков (первые десятки и сотни метров) указывают на неоднородность, неустойчивость состава и вместе с присутствием в северной части интрузии ксенолитов кровли свидетельствуют о ее неглубоком эрозионном срезе (Бевз, 1979).

Между гранодиоритами, кварцевыми сиенито-диоритами, кварце- выми диоритами и диоритами, а иногда и габбро-диоритами установ- лены постепенные переходы, обусловленные изменением количествен- ных соотношений кварца, плагиоклаза, ортоклаза и темноцветных

минералов. Жильные проявления мало распространены и представлены аплитовидными гранитами.

Гранодиориты – розово-серые или розовые мелкозернистые, реже разнозернистые горные породы с массивной, иногда брекчиевидной текстурой. Структура гипидиоморфнозернистая с участками пойкилитовой и микрогранофировой. У разнозернистых горных пород порфириовидная структура, часто криптовая с гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, пойкилитовой или микрогранофировой тканью в интерстициях. Характерно широкое развитие катаклаза. Довольно часто среди гранодиоритов наблюдаются автомагматические брекчии. Они сложены участки размером 20–50 x 70–150 м², расположенные чаще у периферии интрузии. В составе брекчии обломки гранодиоритов, зерен полевых шпатов и кварца. Они сцементированы мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом с пойкилитовой структурой или более крупными зернами кварца. Нередко в брекчиях наблюдается перетертая глинистая масса. Характерно присутствие в ней реликтов прожилков, сложенных роговой обманкой, биотитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом и магнетитом. Это указывает на подверженность гранодиоритов и автомагматических брекчий в них неоднократным тектоническим подвижкам, обусловленным приуроченностью Сибилейской интрузии к своду мобильной поперечной антиклинали и длительным ее формированием.

Минеральный состав гранодиоритов (в %): плагиоклаз 50–65, ортоклаз 2–15, кварц 15–25, роговая обманка 0–10, биотит 0–10; хлорит, актинолит и эпидот 0–15; лейкоксен, апатит, сфен, иногда циркон, рутил, магнетит, иногда ильменит, пирит, кальцит, редко цеолиты. Плагиоклаз – тонко сдвойникованный олигоклаз и олигоклаз-альбит; иногда присутствуют толстотаблитчатые зерна олигоклаз-андезина ранней генерации. Ортоклаз слагает мелкие зерна, иногда окаймляет или корродирует плагиоклаз, часто образует мелкие вроски в кварце, а также микрогранофировые срастания с кварцем. Местами наблюдаются тонкие прожилковые или мелкопятнистые микропертитовые вроски.

Цветные минералы группируются между призмами плагиоклаза, образуют зерна до 2–3 мм в поперечнике и редкие агрегаты. Буро-зеленая роговая обманка замещается бледно-зеленой, а также актинопитом, хлоритом, иногда с лейкоксеном, эпидотом или кальцитом, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Редко отмечаются зерна сине-зеленой роговой обманки. Зеленовато-бурый биотит встречается гораздо реже, чем роговая обманка, подвержен интенсивному замещению хлоритом.

Апатит и сфен ассоциируют со скоплениями цветных минералов. Иногда появляются мелкие шестоватые призмы циркона, редко – зерна ортита. Широко развиты прожилки хлорита, эпидота, кальцита, реже актинолита, биотита, магнетита, гидроксидов железа. Из рудных минералов в гранодиоритах резко преобладает магнетит (623–34,7 г/т). Он выделялся на протяжении всего процесса формирования гранодиоритов (табл. 8): 1) одновременно с роговой обманкой и биотитом, часто в виде мелких включений в них; 2) в виде скоп-

Т а б л и ц а 8

Последовательность образования минералов
в Сибирейской интрузии и связанных с ней рудах

Минералы	Последовательность минералообразования		
	магматическая кристаллизация	образование автомагматических брекчий в конце магматической кристаллизации	постмагматическая (метасоматическая и гидротермальная) минерализация
Плагиоклаз	_____		
Ортоклаз		_____	
Кварц		_____	_____
Пироксен ромбический	_____		
Пироксен моноклинный	_____		
Роговая обманка	_____	_____	
Биотит	_____	_____	
Хлорит		_____	_____
Актинолит		_____	_____
Эпидот		_____	_____
Лейкоксен		_____	
Апатит	_____	_____	
Сфен	_____	_____	
Циркон	_____		
Магнетит	_____	_____	_____
Ильменит	_____		
Пирит	_____		
Халькопирит			_____
Кальцит		_____	_____
Цеолит		_____	_____
Пренит			_____

лений зерен или тонких линейных обособлений их среди прожилков вторичного амфибола, биотита и хлорита, наложенных на гранодиориты; 3) при замещении роговой обманки вторичным амфиболом и хлоритом, а биотита - хлоритом. Большая часть магнетита принадлежит ко второй генерации, связанной с наложенными прожилками цветных минералов. Содержания магнетита заметно возрастают в гранодиоритах на севере и востоке интрузии, особенно в автомагматических брекчиях. Ильменит наблюдается реже и в гораздо меньших количествах (36-496,5 г/т). Как и магнетит, ассоциирует с цветными минералами. Часто присутствует пирит (4,98-50,3 г/т): в одних случаях аксессуарный в виде мелких зерен кубической формы, в других - слагающий постмагматические прожилки. Редко встречаются халькопирит и сфалерит.

Кварцевые сиенито-диориты представлены разнозернистыми (0,1–3,0 мм), иногда порфировидными породами серой, серовато-розовой или розовой окраски. Текстура массивная, иногда брекчиевидная. Характерны гипидиоморфнозернистая структура, реже гранофировая, монцитонитовая и структура обростания, а также развитие автомагматических брекчий.

Минеральный состав (в %): плагиоклаз 50–60, ортоклаз 7–20, кварц 7–10, пироксен (диопсид) 0–10, роговая обманка 10–20, биотит 0–8; вторичная роговая обманка, актинолит, хлорит, элидот, серицит, лейкоксен, апатит до 0,5; сфен, циркон, магнетит, ильменит, кальцит, пренит, цеолит. Общее количество цветных минералов меняется от 15 до 30%.

Плагиоклаз зонален. Состав его изменяется от олигоклаз-андезина до андезина. Ортоклаз в мелких зернах окаймляет плагиоклаз или образует микрогранофировые сростания с кварцем. Иногда представлен более крупными зернами, включающими плагиоклаз, амфибол, биотит. Кварц, кроме сростков с ортоклазом, присутствует в отдельных зернах или их скоплениях, иногда пронизан тонкими полевшатовыми жилами. Зерна бледно-зеленоватого диопсида расположены в интерстициях, ксеноморфны, иногда удлиненной формы, часто наблюдается тонкая поперечная отдельность. Замещается амфиболом и зелено-бурым биотитом. Амфибол представлен тремя разновидностями роговой обманки и актинолитом. Буро-зеленая роговая обманка образует индивидуализированные зерна, иногда мозаичные или волокнистые агрегаты, заместившие пироксен. Бледно-зеленая и бледно-сине-зеленая роговые обманки развиты по пироксену совместно или порознь в виде волокнистых, игольчатых, лучистых, мозаичных агрегатов или мелких зерен. Бледно-зеленый, почти бесцветный актинолит образует волокнистые или шестовато-лучистые агрегаты, замещающие буро-зеленую роговую обманку. Биотит представлен двумя генерациями. Биотит первой из них – гипидиоморфные пластинки, плеохроирующие от рыжеватого-бурого по N_g до бледно-желтого по N_p ; в значительной мере замещен хлоритом. Более поздний – зеленоватого-бурый биотит представлен чешуйчатыми, волокнистыми или мелкопластинчатыми агрегатами, замещающими пироксен или слагающими тонкие прожилки.

Апатит (0,2–83,2 г/т) наблюдается в ассоциации с цветными и рудными минералами, реже среди зерен плагиоклаза в виде мелких гексагональных призм или изометричных зерен, редко имеет шестоватый габитус. Иногда содержит мелкие включения магнетита. Сфен присутствует в мелких идиоморфных зернах также в ассоциации с цветными минералами. Содержание циркона меняется от 2,8 до 7,5 г/т, реже он встречается в виде мелких единичных зерен. Ортит редок (7,3 г/т).

Магнетит, как и в гранодиоритах, представлен несколькими генерациями (табл. 8). Зерна его размером до 0,5–0,8 мм ассоциируют большей частью с амфиболом и биотитом, в том числе вторичными. Характерны значительное содержание магнетита – 390–16371 г/т, иногда повышенные содержания ильменита – до 1404 г/т, пирита –

- 16.9-23.2 г/т или халькопирита (3.3-4.8 г/т). Кальцит и пренит слагают тонкие прожилки.

Описанные выше гранодиориты и кварцевые сиенито-диориты связаны постепенными переходами, которые выражены развитием темно-розово-серых мелкозернистых пород, имеющих промежуточный состав между граносиенитами и диоритами. Они характеризуются криптовой структурой. Сложены удлиненными табличками плагиоклаза и менее идиоморфными изометричными или вытянутыми зернами диопсида. Интерстиции заполнены мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (андезин) 40-45, ортоклаз 20-23, кварц 15-17, диопсид 5-7, роговая обманка и актинолит 10-12; хлорит, лейкоксен, апатит 0.5, магнетит 7-10, кальцит 1. Свойства, облик минералов и время их выделения аналогичны таковым в кварцевых сиенито-диоритах.

Кварцевые диориты развиты в эндоконтактах на ширине 50-150 м. Это мелко- и тонкозернистые, иногда порфировидные темно-розово-серые, серовато- или зеленовато-розовые породы, для которых характерны пониженное содержание цветных минералов и присутствие кварца. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, местами катакластическая. Минеральный состав (в %): плагиоклаз 50-70, ортоклаз 0-10, кварц 10-15, роговая обманка и биотит 10-20; лейкоксен, сфен, апатит, циркон, магнетит 0-5, пирит 0-7, кальцит. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) наиболее идиоморфен. В порфировидных зонах он резко преобладает среди укрепленников, составляющих 25-30% объема породы, а в основной массе слагает многочисленные мелкие лейсты, иногда субпараллельные. Ортоклаз образует небольшие зерна в интерстициях, мелкие вроски в кварце, иногда обрастает плагиоклаз, редко слагает мелкие вкрапленники. Небольшие зерна кварца также расположены в интерстициях, иногда кварц корродирует зерна плагиоклаза. Зерна буро-зеленой роговой обманки большей частью замещены хлоритом или актинолитом. Бурый биотит кроме пластинок слагает тонкие прожилки со скоплениями зерен магнетита размером до 1-2 мм.

Магнетит выделялся как в процессе кристаллизации кварцевых диоритов, так и в виде скоплений и тонких наложенных прожилков. Зерна и агрегаты пирита неравномерно распределены. Они имеют явно постмагматический генезис, так как содержат многочисленные включения основной массы, представленной зернами полевых шпатов, кварца, хлорита, серицита. Кальцит слагает тонкие прожилки, приуроченные к участкам дробления горных пород.

Диориты представлены мелко- или тонкозернистыми, реже разнозернистыми горными породами розово-серой, серой или розово-зеленой окраски. Текстура массивная, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав (в %): плагиоклаз 60-70, ортоклаз 0-3, пироксен (диопсид) 3-5, роговая обманка 12-20, биотит 0-1; актинолит, хлорит, апатит 0.5-1.0; сфен, циркон, магнетит 8-15, пирит до 0.2; пренит, кальцит, цеолит. Обычен плагиоклаз-андезин или олигоклаз-андезин. В диоритах с повышенным содержа-

нием K_2O вокруг зерен нередко развит ортоклаз. Диопсид и зеленая роговая обманка образуют гилидиоморфные зерна и волокнистые или мозаичные агрегаты. Бурый биотит развит в пластинках или мелколлестчатых агрегатах, местами замещающих амфибол. Характерно широкое распространение магнетита, ассоциирующего как с аксессуориями, так и с цветными минералами.

Г а б б р о - д и о р и т ы - мелкозернистые горные породы розово-серой или серой окраски. Сложены удлиненными или толсто-таблитчатыми зернами плагиоклаза, между которыми располагаются более мелкие (до 0.6 мм) зерна остальных минералов. Минеральный состав (в %): плагиоклаз 50-60, ромбический пироксен 1-3, диопсид 7-8, роговая обманка 12-22, биотит 0-1, ортоклаз 0-3; хлорит, актинолит, эпидот, лейкоксен, апатит, сфен, магнетит 8-10; пирит, пренит, цеолит, халцедон, кальцит.

Плагиоклаз наблюдается в двух генерациях: 1) вкрапленники - крупные зерна андезин-лабрадора с квадратными или шестигугольными сечениями; 2) более мелкие удлиненно-таблитчатые зерна андезина. Ортоклаз образует редкие небольшие зерна, иногда окаймляет плагиоклаз. Зерна ромбического пироксена близки к изометричным, характеризуются тонкой отдельностью по (010), $n_g - n_p = 0.009 - 0.011$. Диопсид бесцветен или слегка сероватой окраски; $C:N_g = 36 - 44^\circ$, $n_g - n_p = 0.020 - 0.025$; наблюдаются простые двойники. Замещается бледно-зеленой роговой обманкой и актинолитом. Характерно присутствие крупных (до 1 мм длиной) зерен апатита, чаще шестоватого габитуса.

Магнетит ассоциирует с цветными минералами. В них, реже в плагиоклазе, он образует включения или слагает агрегаты и тонкие прожилки. Количество его по сравнению с гранодиоритами увеличено до 14506.7 г/т. Повышено содержание ильменита - 371.8, пирита - 264.8 г/т.

А п л и т о в и д н ы е г р а н и т ы - розовые тонкозернистые породы, слагающие прожилки (1-2 см мощностью), линзы или гнезда (до 2-5 см в поперечнике) среди кварцевых сиенито-диоритов и кварцевых диоритов. Для них характерны переменный состав и структуры. Внутри жил они имеют аллотриоморфнозернистое сложение или нередко представлены скоплениями зерен кварца. В сторону зальбандов появляются участки с гранофировой структурой и затем аплиты микрогранофирового сложения. Ими сложены оторочки мощностью 1-3 мм. В аплитах обычно ортоклаз преобладает над олигоклаз-альбитом. Изредка наблюдаются мелкие зерна магнетита, пластинки хлорита с лейкоксеном и сфеном, зерна эпидота, иногда тонкие жилы кальцита.

Перечисленные выше горные породы, за исключением жильных из них, принадлежат к одновременным образованиям. Формирование их совершалось в условиях тесной взаимосвязи и подчинялось единой направленности процесса кристаллизации. В них в первую очередь выделялся плагиоклаз, вслед за которым поочередно кристаллизовались цветные минералы, ортоклаз и кварц (табл.8).

Характерна для них также адекватная геохимическая специализация. Она выражена постоянным присутствием (в %): марганца (0,05–0,3), хрома (0,02), циркония (0,007–0,06), ванадия (0,007–0,06), стронция (0,02–0,06), бария (0,005–0,04), иттрия (до 0,01), кобальта (до 0,01), никеля (до 0,003). Изредка присутствует скандий. Особенно заметны повышенные концентрации железа и меди. Количества этих металлов нарастают от центра к периферии интрузии. В гранодиоритах, диоритах и сиенито-диоритах, слагающих ее краевые фации, содержания меди достигают сотых долей процента, а железа нередко превышают 8–10%. По этим показателям указанные горные породы существенно отличаются от аналогичных образований на территории СССР (Соловьев, 1970). Заметно повышено в них также количество титана и особенно суммы щелочей (до 8–8,5%) при несколько пониженном содержании окиси кальция (около 3–4%).

Рудные залежи представлены линзами гранат-эпидот-пироксеновых скарнов, содержащих вкрапленность, прожилки и агрегаты минералов меди и железа. Они залегают чаще согласно в ороговикованных или скарнированных порфиритах, туфах и известняках лудловского яруса силура в непосредственном контакте с диоритами, гранодиоритами или сиенито-диоритами Сибирейской интрузии. Изменения вмещающих толщ и формирование скарновых залежей составляют звенья единого процесса, связь которого с интрузией не оставляет сомнения в генетической общности руд и гранитов. Это тем более вероятно, что скопления меди и железа в экзоконтактах интрузии являются логическим продолжением указанного выше накопления их же в гранодиоритах, диоритах и сиенито-диоритах краевых фаций.

Рудные скопления формировались в две стадии минерализации. В первую из них преимущественное развитие получал магнетит, во вторую – главным образом медно-сульфидная минерализация. Прожилки магнетита в скарнах имеют мощность от 3–5 мм до 15 см. Изредка среди мраморов наблюдаются тела кальцит-магнетитовых полосчатых скарнов мощностью до 1 м. Содержание железа в рудоносных скарнах достигает 49,43%. Магнетит руд мелкозернистый, с редкими вкраплениями или тонкими прожилками пирита и халькопирита, иногда примазками вторичных минералов меди.

Сульфидная минерализация второй стадии оруденения широко развита в гранат-эпидот-пироксеновых, эпидотовых скарнах, а также в гидротермально проработанных эпидотизированных гранодиоритах. Она представлена вкрапленностью, мелкими гнездами и прожилками пирита, халькопирита, изредка борнита, ковеллина и арсенопирита, которые пересекают скопления и прожилки магнетита. Содержания меди обычно не высоки и не превышают 0,6%. Однако наряду с Сибирейским, в непосредственной близости от него, известны другие рудопоявления, в которых вскрыты массивные халькопирит-пирит-магнетитовые руды с содержанием меди до 1,49%, цинка около 0,9 и железа свыше 50%.

Особенности формирования и продуктивность интрузий

Сопоставление охарактеризованных выше интрузий свидетельствует о том, что они формировались в весьма сходных условиях и являются производными единого комплекса. На это указывают общность их структурной позиции и совместное размещение фигуративных точек слагающих интрузию горных пород на диаграммах фазового состояния расплавов (рис. 26). Как видно, поля фигуративных точек указанных интрузий хорошо совмещаются с областью составов натровых серий гранитоидов, являющихся производными малопродуктивных магм (Основные проблемы..., 1971). Судя по неустойчивости состава интрузий, частой и быстрой смене их фашиальных разновидностей и распространенности микропегматитовых структур, они принадлежат к гипабиссальным образованиям, сформированным в две последовательные субфазы. В главную из них внедрялись гранодиориты, адамеллиты и граниты; поздняя представлена плагиогранитами.

Разнообразие слагающих интрузии горных пород обусловлено не столько последовательным становлением гранодиоритов и плагиогранитов, сколько процессами контаминации первичного гранитоидного расплава. На это указывают неустойчивость как минерального, так и химического состава горных пород и их структуры, а также обилие в гранодиоритах ксенолитов вмещающих толщ и развитие вокруг них гибридных диоритов и сиенито-диоритов. Количество ксенолитов, а следовательно и значимость диоритов, сиенито-диоритов и прочих гибридных образований, закономерно нарастает в сторону контактов интрузии. Естественно поэтому, что состав вмещающих отложений оказывал существенное влияние на формирование интрузий и развитие в них гибридных разновидностей горных пород. В Сибилейской интрузии ими сложено свыше 55% площади. Представлены они кварцевыми сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами, возникшими в контакте с вулканитами основного и среднего состава, содержащими прослой известняков. В Янганапэйской интрузии роль гибридных пород резко сокращена, что, по-видимому, обусловлено относительно низкой общей щелочностью, малой активностью гранодиоритов, а также кристаллизацией их в условиях преимущественно кислого состава вулканических рамы.

В Нгунортской интрузии предпочтительное развитие получили плагиограниты, среди которых установлены горные породы, близкие к адамеллитам. Это представляет возможность выявить взаимоотношения калиевых и натровых разновидностей в составе поздних дифференциатов янганапэйского комплекса. Как указывалось выше, они связаны постепенным переходом и являются итогом синкристаллизационного перераспределения калиевого полевого шпата. Следовательно, между периодами кристаллизации плагиогранитов, с одной стороны, и адамеллитов, гранодиоритов – с другой, не было разрыва во времени. Обособление их совершалось в процессе кристаллизации единого расплава, за счет разделения в нем щелочных компонентов и предпочтительной концентрации калия в разновидностях, близких

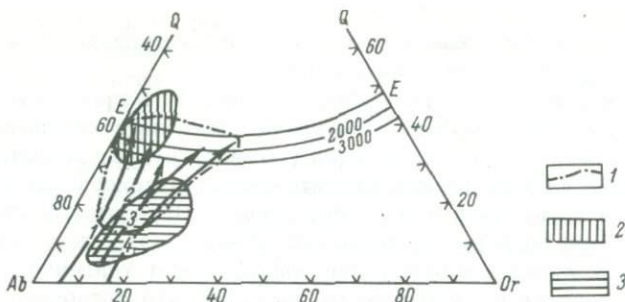


Рис. 26. Диаграмма фазового состояния альбит-кварц-ортоклаз средне-позднедевонских гранитоидов.

Поля фигуративных точек гранитоидов интрузий: 1 - Янганапэйской, 2 - Нгунортской, 3 - Сибилейской; *E* - кварц-полевошпатовая контектика. Пути вариации составов маловодных магм по Д.С.Штейнбергу, Г.Б.Ферштатеру и др. (Основные проблемы петрологии..., 1971), серии: 1 - наиболее известковая габбро-плагиогранитная, 2 - нормальная габбро-плагиогранитная, 3 - малокалиевая, 4 - главная известково-щелочная калинатровая.

к адамеллитам. Об этом свидетельствуют существенно различные содержания щелочей. В плагиогранитах Нгунортской интрузии среднее количество Na_2O и K_2O (в %) составляет 5.2 и 0.53, а в горных породах, близких к адамеллитам, соответственно 4.3 и 1.4 при содержании SiO_2 72.6 и 71.5 (см. Приложение). Характерно, что вдоль границ полос, сложенных указанными разновидностями горных пород, устанавливаются низкие содержания K_2O (0.81%), которые постепенно возрастают до 1.6 в сторону адамеллитов.

Как видно, становление средне-позднедевонских интрузий янганапэйского комплекса сопровождалось разделением - фракционированием щелочных составляющих в первичных расплавах гранитов. Калий при этом поглощался гранодиоритами, адамеллитами или близкими к ним по составу горными породами. Натрий обособливался в остаточных расплавах трондземитов.

Дальнейшее исследование поведения щелочей в горных породах Сибилейской интрузии показывает, что вдоль ее эндоконтактов и в кровле устанавливаются максимальные концентрации калия. Действительно, сосредоточенные у периферии кварцевые сиенито-диориты содержат от 2.4 до 3.2% K_2O против 1.74-2.6% в гранодиоритах, слагающих внутреннюю часть интрузии, и 0.32-0.81% в плагиогранитах Нгунортской интрузии (см. Приложение). Очевидно, формирование части гибридных горных пород сопровождалось поглощением значительных количеств калия, способствуя миграции его в сторону периферии интрузии. В итоге внутренние части Сибилейской интрузии оказались обедненными калием, а среди слагающих их гранодиоритов и адамеллитов обособливались наиболее бедные K_2O плагиограниты - трондземиты. Они представляли собой остаточные расплавы, которые в ряде случаев внедрялись позже гранодиоритов и со-

проводящих их руд, как это установлено на площади Юнъягинского железорудного месторождения.

Важной особенностью Сибилейской интрузии в сравнении с остальными является высокая концентрация железа в слагающих ее горных породах. Количество железа (общего) в гранодиоритах достигает 8,67%, а в кварцевых сиенито-диоритах колеблется от 5,25 до 10,38%, в то время как в плагиогранитах Нгуортской интрузии содержание его варьирует в пределах 2,5–7,2%. Это указывает на тесную связь калия и железа. Они обнаруживают тенденцию к совместному накоплению у периферии интрузии, что предопределило связь с Сибилейской интрузией железорудных скарнов и подтверждает известные представления о том, что продуктивны на железо контакто-метасоматического генезиса гранитоиды базальтоидного происхождения, характеризующиеся повышенной активностью калия в расплаве (Штейнберг, 1955; Овчинников, 1960).

Одной из важных причин, способствовавших концентрации железа вокруг Сибилейской интрузии, видимо, являлось выделение значительной части магнетита на завершающих этапах кристаллизации горных пород главной фазы. Магнетит ассоциирует с поздними генерациями цветных минералов, богатых гидроксидом. Они выполняли жилки, трещины и сосредоточивались на площади брекчированных участков. Следовательно, формирование скоплений магнетита происходило одновременно с отделением летучей фазы, чему способствовало резкое падение давления в магматической системе при образовании многочисленных тектонических трещин в окружающей среде. Это обеспечивало вынос за пределы магматического очага значительной части железа, что, по мнению Ф.К.Шипулина (1968), является одним из неперемняемых условий формирования железорудных скарнов.

Не менее важным является формирование в составе Сибилейской интрузии автомагматических брекчий. Развитие их обусловлено структурной позицией интрузии в ядре мобильной Хуугинской (Сибилейской) поперечной структуры. Как известно, автомагматические брекчии представляют собой раннюю стадию становления закрытых экзоплозий, свойственную малоглубинным интрузиям, которые, по мнению П.Ф.Иванкина (1970) и С.С.Долгушина (1979), относятся к рудно-магматическим системам, сопровождаемым образованием скарново-магматитовых месторождений.

Согласно собранным сведениям, в формировании железорудных скарнов средне-позднедевонской эпохи основная роль принадлежала гранитоидам главной интрузивной фазы. Сравнение их и сопровождающих горных пород из непродуктивной Янганапэйской и продуктивной Сибилейской интрузий убеждает в том, что рудоносность гранитоидных интрузий в значительной мере, если не полностью, определялась ассимиляционной способностью расплавов и количеством возникших гибридных горных пород. В этом отношении продуктивные на железо интрузии Полярного Урала не отличаются от таковых, распространенных и ранее охарактеризованных в более южных районах Урала (Штейнберг, 1955, 1961; Знаменский, 1966). В гранитоидах продуктивных интрузий на Полярном Урале наблюдаются наи-

более высокие концентрации железа, обусловленные заимствованием его из ассимилированных вулканитов преимущественно основного состава. Вынос железа за пределы интрузий и накопление его в скарнированных вмещающих толщах, по-видимому, осуществлялись за счет высокой миграционной способности калия, с которым железо находилось в тесных взаимных связях.

Естественно поэтому, что масштабы рудных скоплений в значительной мере зависели от объемов интрузий, небольшие размеры которых в общем предопределили формирование мелких месторождений. По результатам геологоразведочных работ, выполненных в 1953–1957 гг. на площади Щучьинского синклиория А.А. Юсуповым, запасы месторождений этого возраста колеблются в пределах 5–60 млн. т железа.

Плагиограниты, как видно, не имели прямого отношения к формированию железорудных скарнов. Судя по полученным результатам исследований, они относятся главным образом к постжелезорудным образованиям. Это подтверждается установлением в них ксенолитов железных руд, скарнов и роговиков, обнаруженных на площади Юнь-Ягинского железорудного месторождения С.Г. Караченцевым в 1959 г.

Интрузии позднего девона–раннего карбона

Гранитоиды позднего девона–раннего карбона сосредоточены на восточном склоне Полярного Урала к югу от бассейна р. Щучьей. Они выделены в юрмэнекский комплекс (Охотников и др., 1976; Охотников, 1979), интрузии которого вскрыты преимущественно в каньонах рек и ручьев, пересекающих слабо обнаженную всхолмленную поверхность Малоуральской структурно-формационной зоны. В сложении последней главная роль принадлежит силурийско–нижнедевонским покровам базальтовых и диабазовых порфиритов, мощность которых достигает 800–1000 м. К югу от них в бассейне р. Лонготьган распространен комплекс метасоматических габброидов ордовика.

Детально изучены гранитоиды трех интрузий, представленных мелкими телами, небольшие размеры которых обусловлены главным образом малым вскрытием их апикальных частей. Интрузии сближены в пространстве, но занимают различные структурные позиции, предопределившие их морфологические особенности. В своде довольно крупной субмеридиональной антиклинали в западной части Малоуральской зоны развитие получили преимущественно пластообразные залежи, инъецирующие метасоматические габбро. Такова Юрмэнекская интрузия. В 5 км к востоку и в 8 км к юго-востоку от нее расположены соответственно Харасавейская и Каньонная интрузии. Они приурочены к синклинали структуре, сложенной силурийско–нижнедевонскими эффузивами и подстилающей их вулканогенно–терригенной толщей.

В отличие от Юрмэнекской эти интрузии имеют форму мелких изомеричных массивов. Изолированные друг от друга части их обнаженной поверхности расположены среди метаморфизованных и нередко

скарнированных вулканитов, слагающих сохранившуюся кровлю. Круто под нее погружаются боковые поверхности интрузий. Однако по набору горных пород и их петрографическому составу как Юрмэнская, так Харасавейская и Каньонная интрузии имеют общую и чрезвычайно сходную характеристику. Наиболее полно она представлена в последней из них.

Каньонная интрузия

Интрузия расположена на правом берегу р. Юньяхи (южной) у крутой излучины, огибающей с севера необнаженную часть гранитоидов, скрытых от наблюдения под современными рыхлыми отложениями (рис. 27). Интрузия в плане имеет овальную форму, несколько удлиненную в север-северо-восточном направлении. Это соответствует простиранию вмещающей ее синклинальной структуры, подчиненной развитию дислокаций уральского плана. Длина интрузии (включая необнаженную ее часть) достигает 1,5 км. Вкрест простирания она полностью вскрыта на протяжении 1,3 км в каньоне ручья, что представляет возможность детального изучения западной, центральной и восточной ее частей. Судя по наблюдениям в контактах, обилию ксенолитов и сохранившихся участков кровли, представленных измененными вулканитами, большая часть гранитного расплава инфицировала вулканогенную толщу силура-нижнего девона, выполняющую внутреннюю часть синклинальной структуры, и лишь частично граниты проникали в восточное крыло последней.

Площадь интрузии у дневной поверхности свыше 2 км². Из них на долю гранитов приходится около 70-75%; 15% составляют гибридные гранодиориты, 3-5% - гибридные диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты и монзониты; 6-8% - аляскиты и связанные с ними микропегматитовые граниты и гранит-порфиры. С юга интрузия охвачена широким ореолом развития метасоматических диоритов; с востока - ороговикованной вулкано-терригенной толщей, слагающей ядро антиклинали и вмещающей пироксеновые роговики, гранат-пироксеновые скарны и скарноиды (рис. 27). Исходными образованиями интрузии являются аляскитовые граниты, не столько потому, что они слагают большую ее часть, сколько от того, что все остальные довольно многочисленные разновидности, за исключением аляскитов, возникли в результате контаминации гранитного расплава. Это обусловило концентрически-зональное строение интрузии, выраженное в том, что от центра к периферии ее в каждой из зон последовательно нарастала основность горных пород.

Граниты внедрялись в главную интрузивную фазу, которой предшествовало формирование габбро и габбро-норитов юрмэнского комплекса (Охотников и др., 1976). К наиболее поздним образованиям относятся аляскитовые граниты, слагающие как жильные тела, пересекающие биотитовые граниты, так и удаленные от них самостоятельные пластообразные залежи.

Биотитовые граниты образуют центральную часть интрузии. Представлены они серыми слабо-розоватыми мас-

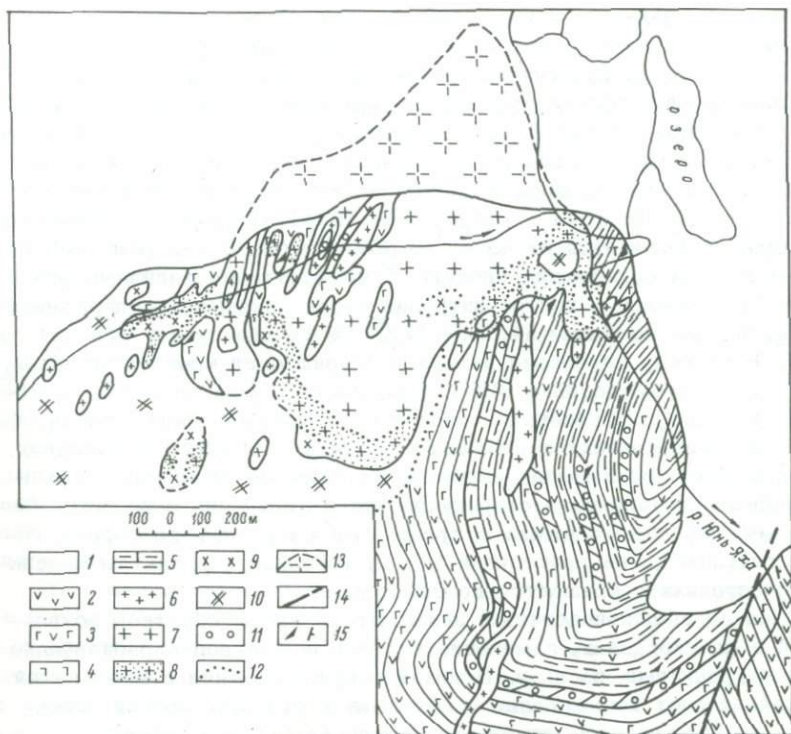


Рис.27. Схематическая геологическая карта интрузии Каньонной.

1 - современные отложения; 2 - базальты, порфиры диабазовые; 3 - вулканы амфиболитизированные; 4 - габбро-диабазы субвулканические; 5 - сланцы кремнистые и известковистые ороговикованные; 6 - аляскиты, гранит-порфиры, микропегматитовые граниты; 7 - граниты биотитовые; 8 - гранодиориты, амагплиты „гибридные“; 9 - диориты, сиенито-диориты, кварцевые диориты, монзониты „гибридные“; 10 - диориты, габбро-диориты метасоматические; 11 - скарны гранат-пироксеновые и пироксеновые роговики; 12 - границы фаций; 13 - предполагаемое распространение гранитов; 14 - дизъюнктивные нарушения; 15 - элементы залегания слоев.

сивными равномернозернистыми горными породами, состоящими из олигоклаза № 20-22, микроклина, кварца, биотита; относительно редки сфен, магнетит, апатит, циркон, ортит, эпидот. Характерны гилидоморфнозернистая структура и зональное строение плагиоклаза. При этом в отличие от подавляющего большинства гибридных горных пород в гранитах плагиоклаз имеет, как правило, обратную зональность, обусловленную кристаллизацией во внешних частях его отчетливо идиоморфных табличек основного олигоклаза (№ 26-28) до олигоклаз-андезина (№ 30). Микроклину свойственна решетчатая структура. В стороны от центральной части интрузии она изредка вуали-

пируется развитием пертита и продуктов пелитизации. Кварц иногда катаклазирован, а биотит едва заметно хлоритизирован. Все это свидетельствует о весьма слабых вторичных изменениях гранитов, сохранивших практически неизменным свой первичный состав.

Главнейшей особенностью биотитовых гранитов является тенденция повышения основности в направлении от центра к периферии интрузии, что отображается в постепенном изменении минерального и химического их состава. Так, количество плагиоклаза в них нарастает от 25–30 до 40%, кварца – от 15–20 до 25–30%, микроклина, наоборот, сокращается от 40–45 до 30% при более или менее постоянном 3–7%-м содержании биотита. Соответственно типичные разновидности гранитов в центре интрузии характеризуются содержанием SiO_2 , не превышающим 74,3%, и K_2O до 5% при сумме щелочей до 8–9%. В сторону периферии интрузии сокращается количество SiO_2 до 71,69 и затем до 67 и 64% при постоянном убывании K_2O и нарастании Na_2O . Такая направленность повышения основности гранитов в сторону контактов наблюдается как в отдельных обнажениях, так и в целом на площади интрузии. В итоге ее биотитовые граниты весьма постепенно в сторону периферии интрузии сменяются биотитовыми же адамеллитами и гранодиоритами. Смена горных пород совершается на расстоянии 3–5 м, а вблизи к реликтам кровли это расстояние сокращается до 0,5–1 м.

Судя по вышеприведенным данным и развитию обратной зональности в плагиоклазах, изменение состава испытывал первоначально кислый гранитный расплав. В зонах соприкосновения с вмещающей толщей за счет ассимиляции ксенолитов и участков кровли основность его повышалась вплоть до появления гранодиоритов.

Одновременно с повышением основности и нарастанием количества уменьшалась степень идиоморфизма плагиоклаза. Таблитчатые зерна его в гранитах с приближением к гранодиоритам утрачивают четкость ограничений и, сохраняя удлинение, нередко вместе с микроклином приобретают овальную форму. В результате граниты в зонах перехода в гранодиориты характеризуются гранитовой структурой, свидетельствующей о синхронном выделении главных породообразующих минералов и ускоренной кристаллизации контаминированного гранитного расплава.

Изредка между гранитами и вмещающими вулканитами отсутствуют гибридные горные породы. В этом случае в гранитах наблюдается локальное развитие порфировой структуры и появление относительно редких зерен микропегматита при неизменном химическом составе самих гранитов.

Как видно, исходным для разнообразных гибридных горных пород являлся гранитный расплав. Это определило одинаковый набор аксессуарных минералов как в гранитах и гранодиоритах, так и в расположенных между ними переходных горных породах. Показательно не только постоянство набора, но и обязательное присутствие одновременно трех рудных минералов: магнетита, пирита и ильменита, из которых последний практически не встречается или чрезвычайно редок в гранитоидах, относящихся к производным кислых магм.

Столь же неизменна геохимическая характеристика гранитов и сопровождающих их гибридных разновидностей, включая и гранодиориты. Для этих горных пород характерно присутствие следующих элементов (в вес. %): бериллия - $3-5 \cdot 10^{-4}$, марганца - 0,01-0,03, свинца - 0,02-0,05, галлия - до 0,003, ванадия - 0,005-0,01, меди - 0,007-0,02, титана - 0,1-0,2, циркония - 0,005-0,01, стронция - 0,05-0,02, бария - 0,1, иттрия - 0,002. Изредка в малых количествах присутствуют хром, никель, кобальт, олово и молибден. Указанная характеристика гранитов и связанных с ними гибридных гранитоидов выдерживается в каждой из трех интрузий и, следовательно, является постоянной не зависимо от структурной позиции их и условий залегания.

Гранодиориты, согласно вышеприведенным сведениям, несомненно относятся к гибридным разновидностям гранитов. Именно это определило преимущественное распространение их по периферии интрузии и создание эндоконтактной оторочки шириной в 100-200 м вокруг гранитного тела. Изредка гранодиориты встречаются в центральной части интрузии. Однако и здесь среди них наблюдаются ксенолиты кровли, свидетельствующие о принадлежности гранодиоритов к краевым фациям и общем неглубоком вскрытии интрузии.

От гранитов гранодиориты отличаются более темной окраской и нередко наблюдаемым полосчатым сложением, обусловленным сохранением среди них "теней" замещенных ими вмещающих горных пород. Закономерным следствием этого являются неуравновешенность состава гранодиоритов и установленные переходы их к адамеллитам либо, наоборот, к тоналитам и кварцевым диоритам. Гранодиориты имеют гранитовую структуру. В минеральном составе их и близких к ним горных пород количество плагиоклаза колеблется от 50 до 70%, микроклина 8-20%, кварца 7-20%, биотита 3-9%, амфибола 2-12%; весьма характерно почти постоянное присутствие мирмекиста в количестве 3-5%, а также апатита, сфена, магнетита и граната.

Чрезвычайно показательным разнообразием зональности плагиоклаза. Наряду с обратной в гранодиоритах наблюдается прямая зональность или зональность с рекурренцией, что также является свидетельством химической неуравновешенности среды и различных условий кристаллизации расплава. Наиболее часто встречается нормальная зональность, при которой от ядра к периферии состав плагиоклаза изменяется от № 35-29 к № 25, 20, 13. Это указывает на кристаллизацию первоначально более основного расплава, как видно, обособливаясь от гранитного у периферии магматической камеры. Соответственно этому в составе гранодиоритов обязательно присутствует амфибол. Количество его заметно нарастает в сторону периферии, особенно с приближением к следующей зоне распространения гибридных горных пород, представленных уже диоритами и их разновидностями.

Амфибол характеризуется $C:Ng = 24-25^{\circ}$, $2V_{Np} \approx 65-70^{\circ}$ и травяно-зеленой окраской. По этим признакам относится к обыкновенным роговым обманкам. Характерна близкая к призматической форма ее зерен, подчеркивающая идиоморфизм по отношению полевых

шатов. Обычно тесно ассоциирует с биотитом, нередко развитым вокруг ее зерен.

Одной из важных особенностей гранодиоритов является повышенное количество в них магнетита. Как установлено, содержание его от центра интрузии в гранитах постепенно нарастает в сторону периферии к гранодиоритам от 1.5–1.6 до 2.5 кг/т. В этом же направлении в подавляющем числе случаев, наоборот, сокращается железистость биотита от 53% в гранитах до 26–27% в гранодиоритах. Таким образом, железистость биотита в гранитах и гранодиоритах и содержание в них магнетита находятся в обратной зависимости. Тем не менее появление в гранодиоритах амфибола указывает на практически неизменные в них по сравнению с гранитами количества железа в силикатной форме. Кроме того, в ряде случаев установлена равная железистость биотитов как в гранитах, так и в гранодиоритах. Следовательно, повышенные концентрации магнетита в гранодиоритах обусловлены не столько переходом железа из силикатного в окисное состояние, сколько заимствованием его из вмещающих толщ.

Кварцевые диориты, диориты и сиенито-диориты образуют наиболее внешнюю эндоконтактовую зону. В ней они распространены в тесной ассоциации с монцонитами, гранодиоритами и другими гибридными разновидностями. Важной особенностью их являются переменные количества кварца и микроклина. Содержание последнего колеблется от 0% в диоритах до 4–5% в сиенито-диоритах. Количество кварца достигает 8–10% в кварцевых диоритах и рядом же, с удалением на 1.0–1.5 м, сокращается до 0–1% в сиенито-диоритах. Столь же непостоянны в них содержания окислов. Вместе с тем как кварцевые диориты и диориты, так и сиенито-диориты характеризуются высоким (60–70%) содержанием зонального плагиоклаза (в ядре № 38–40), амфибола (12–15%), сфена и магнетита, количество которого нередко достигает 3–5%. Относительно невысоки содержания биотита (2–3%), апатита. Обращают на себя внимание раннее выделение идиоморфных призм амфибола, а также мелкозернистое сложение горных пород и нередкий переход наблюдаемой в них паналлотриоморфнозернистой структуры в призматически-зернистую.

Указанные изменения минерального состава и структуры обусловили весьма тесную пространственную связь перечисленных петрографических разновидностей. Две-три из них нередко сразу наблюдаются на площади 5–8 м². Они связаны постепенными взаимопереходами даже в том случае, если в поле между ними устанавливаются отчетливые границы. Изучение их в ряде конкретных обнажений и под микроскопом убеждает в том, что наиболее характерны четкие границы для гранитоидов и окружающих их сиенито-диоритов и диоритов. Гранодиориты серой окраски в виде полос и клиньев шириной от 5 до 15 см залегают среди более темных, иногда почти черных, сиенито-диоритов. В них в сторону гранодиоритов устанавливается резкое сокращение количества темноцветных минералов и увеличивается содержание кварца и микроклина. Это указывает

на довольно резкую смену состава горных пород, связанных тем не менее единством процесса кристаллизации. Очевидно, сиенито-диориты относятся к тем из них, в составе которых в большой мере сохранилось влияние среды, вмещающей интрузию.

Приведенные сведения свидетельствуют о том, что разнообразие горных пород в зоне эндоконтактов интрузии является следствием кристаллизации химически неуравновешенного расплава. Незавершенная в нем ассимиляция вмещающих горных пород основного состава обусловила сохранение „теней“ их среди гранодиоритов. Последние характеризуют более удаленную от вмещающих горных пород и потому более однородную часть расплава, но также являются гибридными разновидностями. Естественно поэтому, что сиенито-диориты, диориты и другие разновидности гибридных горных пород находятся в тесной связи с гранодиоритами и в случае отсутствия их также отсутствуют в эндоконтактах интрузии.

Наконец, в составе внешней эндоконтактовой зоны изредка встречаются монцо-габбро-диориты. Они локально распространены и наблюдаются преимущественно в области соприкосновения гранитоидов с вулканогенно-терригенной нижней толщей, содержащей прослой известняков. Для монцо-габбро-диоритов также характерны такситовое сложение и паналлотриоморфнозернистая структура. В составе их до 30% моноклинного пироксена, 50% основного (андезин-лабрадор) плагиоклаза, 15% амфибола, 5-10% биотита, 1-3% микроклина, 1-3% кварца и 4-5% магнетита. Показательно обособление ксеноморфных зерен микроклина на одних участках и отсутствие на других.

Монцо-габбро-диориты находятся в ассоциации с пироксен-амфиболовыми горными породами, в которых резко сокращено (до 2-3%) количество основного плагиоклаза, но увеличено содержание амфибола до 55-60% и моноклинного пироксена (диаллага) до 30-35%. Плагиоклаз в них относится к ряду наиболее поздних образований, и ксеноморфные зерна его переполнены пойкилитовыми вростками амфибола и пироксена. По своему составу и сложению, а главное по тесной связи со скарноидами и пироксеновыми роговиками указанные горные породы относятся уже к метасоматическим образованиям, хотя и не отличимы в ряде случаев от монцо-габбро-диоритов и габбро-диоритов.

Несмотря на тесную взаимосвязь с гранодиоритами и гранитами, сиенито-диориты, диориты и кварцевые диориты тем не менее резко отличаются от них по своей геохимической характеристике. Выражается это в появлении и стопроцентной встречаемости в них (в вес.%): скандия 0.003-0.004, цинка - 0.008-0.01, кобальта 0.005-0.01, никеля 0.001-0.002, хрома - 0.006-0.1, увеличения роли галлия - 0.003, ванадия - 0.03-0.1, марганца до 0.1, меди - 0.02-0.1, титана - 0.1-0.6 при исчезновении или заметном снижении бериллия - 0.0003, свинца - 0.003, бария - 0.006-0.02, олова, молибдена и сохранении равных количеств стронция - 0.02-0.03, циркония - 0.008-0.02, иттрия - 0.003-0.004. По присутствию и содержанию перечисленных элементов сиенито-диориты, кварцевые диориты, диориты и монцо-

диориты весьма близки к вмещающим их вулканогенным породам среднего и основного состава. Сводная геохимическая характеристика последних (в вес. %): бериллий — 0,0003, скандий — 0,01, марганец — 0,1, галлий — 0,002, ванадий — 0,03, медь — 0,03, цинк — 0,005, титан — 0,7–1, кобальт — 0,004–0,01, никель — 0,03, цирконий — 0,01, хром — 0,05, стронций — 0,02, барий — 0,03.

Естественно, что указанное совпадение геохимических составов не является случайным. Оно свидетельствует о том, что формирование сиенито-диоритов, кварцевых диоритов, монцо-диоритов и других подобных им разновидностей гибридных горных пород осуществлялось в условиях заметного заимствования материала вмещающей среды. При этом наряду с петрогенным в гибридных горных породах концентрировались и рудные элементы. Видимо, этим обусловлены весьма высокие в них содержания магнетита, количество которого в некоторых разновидностях пород достигает 50–60 кг/т.

Исследования железистости биотита в этих горных породах показывают, что по сравнению с гранодиоритами она вновь повышалась до 45–51%, почти достигая уровня железистости биотитов в гранитах. Следовательно, если низкая железистость биотита в гранодиоритах и одновременное обогащение их магнетитом еще могли служить доводом перехода части железа из силикатного в окисное состояние, то высокие содержания магнетита в сиенито-диоритах и диоритах можно связывать только с заимствованием ими железа из вмещающих толщ. Этот вывод подтверждает суждение А.М. Дымкина, Ю.А. Полтавец и Г.С. Нечкина (1982) о том, что железорудные месторождения формировались в условиях докристаллизационного обогащения исходного расплава феррическими компонентами, в том числе и железом.

Аляски́товые и микропегматитовые граниты, гранит-порфиры являются фашиальными разновидностями поздней интрузивной фазы. Они находятся в тесной взаимосвязи и образуют единые тела, которые представлены мелкими штоками, жилами и пластообразными залежами, находящимися как среди терригенных и вулканогенных отложений, так в гранодиоритах и биотитовых гранитах. С последними аляски́товые граниты имеют достаточно отчетливые секущие контакты и с приближением к ним приобретают мелкозернистое или порфировидное сложение, что указывает на их несомненное позднее внедрение. Приуроченность наиболее крупных пластовых залежей аляски́товых гранитов к своду антиклинальной структуры, очевидно, является следствием связи внедрения их с завершением формирования складчатых структур на границе позднего девона и раннего карбона.

Аляски́товые граниты обычно аллотриоморфнозернистой структуры имеют равномерно-среднезернистое сложение и кремовую или розовую окраску, обусловленную обилием в них микроклина (45–50%) и весьма незначительным (менее 1%) количеством биотита. По своему составу — это типичные пейкократовые породы, содержащие кроме указанных минералов до 20% олигоклаза № 20–21 и около 30% кварца. Редки в них циркон, сфен и магнетит, хотя количество по-

следнего в некоторых эндоконтактовых разновидностях и достигает 1,2 кг/т. В отличие от биотитовых гранитов и гранодиоритов характерно постоянство указанного минерального состава в качественном и количественном его выражениях. Сохраняется также постоянство химической характеристики аляскитовых гранитов, что свидетельствует об отсутствии или чрезвычайно слабой контаминации их расплава и сохранении им первичного состава в течение всего процесса кристаллизации. В зонах эндоконтактов изменяется обычно структура горных пород. Выражается это в смене среднезернистых аляскитовых гранитов мелкозернистыми гранит-порфирами, состоящими на 20–30% из порфировых выделений кварца, олигоклаза, микроклина, которые погружены в идентичную по составу мелкозернистую ткань.

Микропегматитовые граниты сложены преимущественно (40–50%) симплектическими сростками кварца и ортоклаза, в массу которых погружены порфировидные выделения олигоклаза (20%), кварца (до 25%) и микроклина (10%). Изредка появляется амфибол (1–2%). Однако присутствие его не влияет на химический состав гранитов. Они сохраняют равную с аляскитовыми гранитами кислотность или характеризуются даже более высоким (до 74–75%) содержанием SiO_2 прогив 72–73% в аляскитовых гранитах (см. Приложение).

Мелкозернистые разновидности горных пород развиты ограниченно и обычно образуют узкую оторочку вокруг аляскитовых гранитов. Однако если гранит-порфиры располагаются преимущественно в лежачих и всячих боках пластовых, жильных и штокообразных тел, то микропегматитовые граниты сосредоточивались в их верхних частях. В наиболее крупной пластовой залежи, расположенной на правом склоне долины р. Юньяхи (рис. 27), микропегматитовые граниты занимают гипсометрически наиболее верхнюю южную ее часть и к северу вниз по склону быстро сменяются обычными среднезернистыми аляскитовыми гранитами.

Подобное расположение микропегматитовых гранитов и нередко более высокая их кремнекислотность указывают на то, что в эндоконтактах апикальных частей интрузии не только отсутствовала сколь-либо заметная контаминация расплава аляскитовых гранитов, но и обособливалась наиболее кислая его часть. Как видно, распределение горных пород по содержанию в них кремнекислоты в телах, сложенных биотитовыми и аляскитовыми гранитами, имеет противоположно направленную тенденцию. В первых из них кислотность горных пород понижалась в сторону эндоконтактов, во вторых – повышалась либо сохранялась на прежнем уровне. По этому признаку условия становления аляскитовых гранитов весьма сходны с формированием описанных выше кембрийских гранитов. Видимо, поэтому в них устанавливается повышенная встречаемость молибдена. Однако общая геохимическая характеристика аляскитовых гранитов в качественном и даже в количественном ее выражениях абсолютно идентична с биотитовыми гранитами и гранодиоритами.

Метасоматические горные породы представляют собой сложный, но единый комплекс, развитый вокруг

гранитоидов Каньонной и Харасавейской интрузий. За исключением скарнов, они не образуют самостоятельных тел, хотя по составу среди них выделяются кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, диоритизированные, габброизированные и амфиболитизированные вулканиты, гранат-пироксеновые скарны, пироксеновые и биотитовые роговики. Из них наибольший интерес представляют диориты, генезис которых все еще дискуссионен; с ними на площади Харасавейской интрузии тесно ассоциируют железорудные скарны и магнетитсодержащие роговики. Линзы и прослои их наблюдаются среди диоритов как у дневной поверхности, так и на глубинах свыше 100 м (вскрыты скважинами).

Диориты состоят из плагиоклаза (андезин-олигоклаза), амфибола, пироксена, биотита, кварца, сфена, магнетита и апатита, количества которых, как и структуры горных пород, чрезвычайно переменны. Наиболее типичны пойкилобластовая и гранобластовая структуры, обусловленные либо одновременной кристаллизацией породобразующих минералов, либо поздним образованием пироксена и амфибола. Крупные зерна их не имеют конечных граней и развивались по гранобластовой ткани роговиков или основной массе эффузивов, включая многочисленные пойкилитовые вроски. Не случайно поэтому диориты содержат реликты амфиболитизированных вулканитов, а в стороны от интрузий постепенно переходят в широко распространенные диоритизированные и габброизированные диабазы.

Не менее убедительно о метасоматическом генезисе диоритов свидетельствует зависимость их состава от сложения окружающих толщ. Так, по составу среди диоритов выделяются кварцевые и бескварцевые, пироксеновые и амфиболовые (беспироксеновые) разновидности. Последние и нередко кварцевые диориты имеют преимущественное распространение в области соприкосновения гранитоидов с вмещающими вулканитами основного и среднего состава. Пироксеновые же появляются в контакте интрузий с карбонатными породами, прослои которых наблюдаются как среди эффузивных, так и среди терригенных образований.

Скарны и роговики среди диоритов наблюдаются обычно ближе к границе с гибридными сиенито-диоритами и имеют форму линз и прослоев. Весьма примечательна их тесная связь. Они чередуются между собой, образуя слои мощностью 0,5–3 м, в которых скарны и роговики переходят друг в друга. Для тех и других характерна гранобластовая структура. Скарны на 80–90% состоят из гранита и моноклинного пироксена (чаще всего диопсида или авгита – 20–30%), среди которых развиты магнетит и изредка плагиоклаз, амфибол, эпидот и цоизит. Установлено присутствие халькопирита, пирита, пирротина, реже молибденита. Известны также эпидотовые и скаполитовые разновидности скарнов. Для всех разновидностей их обычно полосчатое сложение, обусловленное чередованием линейных обособлений граната и пироксена, сопровождаемого рудным минералом.

Роговики имеют мозаичную структуру. Их микрогранобластовый агрегат сложен изометричными мелкими (0,01–0,1 мм) зернами плагиоклаза, кварца, амфибола, пироксена и биотита. Однако весьма

часто в роговиках, особенно вдоль границ их с диоритами, встречаются одиночные крупные зерна и гломеробластовые обособления плагиоклаза, иногда вместе с амфиболом и пироксеном. Они содержат многочисленные пойкилобластовые вроски или участки роговиковой ткани, указывающие на позднее (построговиковое) формирование обособлений. Нередко гломеробластовые обособления уже столь крупны, что внутри роговиков слагают отдельные участки. Плагиоклаз, амфибол и авгит в них образуют гранобластовый агрегат, который по своему минеральному и химическому составу соответствует диоритам. Следовательно, диоритизация вулканитов и формирование метасоматических диоритов совершается вслед за ороговикованием вмещающих толщ и является результатом более глубокой их проработки.

Естественно поэтому, что к ряду метасоматических образований относятся не только скарны и роговики, но и связанные с ними диориты. Именно это генетическое родство обусловило их тесную пространственную связь и единство геохимической специализации. По данным опробования, как скарны, так и метасоматические диориты характеризуются идентичным набором элементов и равными положительными значениями скандия, никеля, кобальта, цинка, ванадия и меди при пониженных содержаниях свинца.

Благодаря сходству окраски, наблюдаемым взаимопереходам, идентичному набору и переменным количествам породообразующих минералов метасоматические диориты как в поле, так и под микроскопом, а также и по химическому составу отличаются с большим трудом от гибридных разновидностей горных пород. Обычно они находятся в столь тесных сочетаниях, что даже при указанных различиях геохимического облика и структуры разделение их в поле и соответственно на картах в достаточной мере условно. Тем не менее для первых из них наблюдаются предпочтительные пространственные и генетические связи с вмещающими толщами, для вторых — с интрузиями гранитов. Кроме того, метасоматические диориты и особенно габбро-диориты отличаются иногда по наблюдаемому порфиробластовому-очковому их сложению, обусловленному развитием крупных (до 1–2 см в поперечнике) призм амфибола и реже пироксена.

Отличаются они также по времени формирования. Изучение взаимоотношений их с горными породами Харасавейской и Каньонной интрузий показывает, что метасоматические диориты вокруг каждой из них пересекаются жилами и апофизами биотитовых гранитов. Известны пересечения их также гибридными гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Следовательно, формирование метасоматических диоритов и сопровождающего их комплекса горных пород предшествовало становлению интрузий биотитовых гранитов. Это подтверждается несколько большим, чем у гранитов, абсолютным возрастом метасоматических диоритов (Фомиченко, Охотников, 1978) и согласуется с известными представлениями о метасоматической проработке вмещающих толщ, опережающей внедрение интрузий.

Вместе с тем наблюдаемая в ряде случаев калишпатизация метасоматических диоритов или формирование самостоятельных, но ограниченно распространенных образований их же в контакте с аляскитовыми гранитами убеждает в длительности метасоматических процессов. Они, как видно, сопровождали внедрение гранитов в течение главной и последующей интрузивных фаз. Видимо, это обусловило широкое развитие метасоматически измененных горных пород, распространение которых, по результатам изучения Харасавейской и Каньонной интрузий, в десять и более раз превышает площадь выходов самих гранитов (рис. 27, 28).

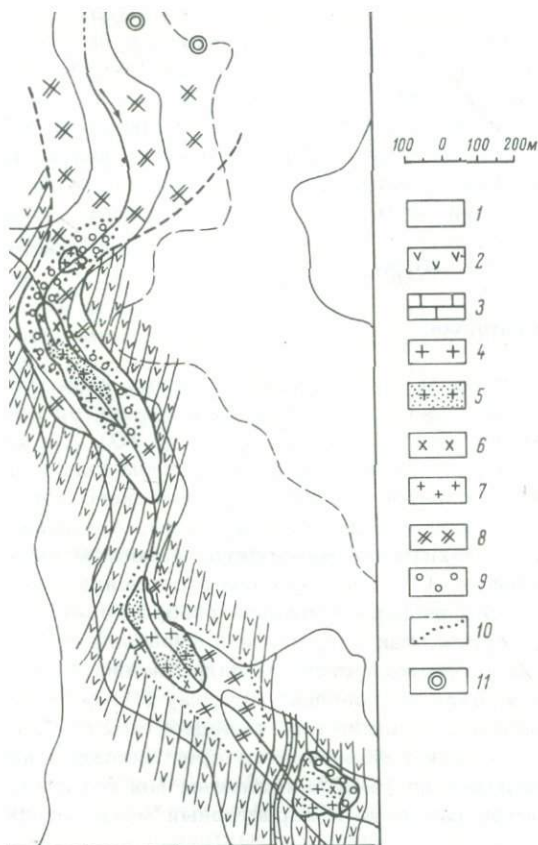
Чрезвычайно важно, что на этой площади одновременно с формированием метасоматических диоритов шло образование гранат-пироксеновых скарнов. Они установлены в контактах как биотитовых, так и аляскитовых гранитов и, судя по этой связи, принадлежат к обособленным в пространстве разновременным образованиям (рис. 27, 28). Тем не менее для них характерны сходный петрографический и минеральный состав, а также присутствие идентичных металлов, но указанное количество (в %) — меди (0,001), свинца (0,0004), молибдена (0,0004), стронция (0,004) и бария (0,003) — выше в два раза в ранних скарнах. Скандий (0,008) и цинк (0,001) накапливались в равных количествах как в ранних, так и в поздних скарнах.

Харасавейская интрузия

Интрузия представлена четырьмя разрозненными выходами гранитов, вскрытых в пониженной части рельефа вдоль русла р. Харасавей. Судя по положению их в едином поле развития метасоматических диоритов, они являются частями одного интрузивного тела, вытянутого в субмеридиональном направлении на расстояние свыше 3 км (рис. 28). Оно залегает среди вулканогенных отложений преимущественно основного состава, слагающих западное крыло упомянутой выше синклинали структуры.

Для вулканитов характерно переслаивание с известняками. Это обусловило довольно широкое развитие здесь гранат-пироксеновых и эпидотовых скарнов, обнаруженных как вдоль русла реки, так и вскрытых буровыми скважинами в северной части интрузии. Магнетитсодержащие скарны залегают в метасоматических диоритах на различных горизонтах, начиная от 0 и до 150 м. Количество их нарастает с глубиной. Они образуют линзы и прослои мощностью 1–3 м, в которых содержится вкрапленность магнетита, пирита и пирротина, вплоть до образования руд с содержанием железа около 25–30%.

В отличие от Каньонной в Харасавейской интрузии ограниченно развиты гибридные разновидности горных пород, за исключением гранодиоритов, и практически полностью отсутствуют разновидности с повышенной калиевой щелочностью. Отличаются также гибридные гранодиориты. В них отсутствует мирмекит. Вокруг гранодиоритов развиты кварцевые диориты и диориты, метасоматические диориты, содержащие скарны и роговики.



Геологическая карта Харасавейской интрузии.

1 - гранитные отложения; 2 - базальты, порфириды диабазовые; 3 - граниты биотитовые; 4 - граниты биотитовые; 5 - гранодиориты; 6 - "граниты биотитовые"; 7 - аляскииты, микропегматитовые граниты, граниты; 8 - диориты метасоматические; 9 - скарпы гранатовые, пироксеновые роговики; 10 - границы фаций; 11 - жилы.

На территории интрузии имеют метасоматические диориты, с ними интрузивные породы составляют 1/7 часть, из них гранитов приходится около 60%, гранодиоритов - около 20%, кварцевых диоритов 2-3%. Весьма редки аляски-пегматитовые, пегматоидные граниты и гранит-порфиры.

Харасавейская интрузия имеет много общего с интрузией в долине реки Кавказ. Это выражено прежде всего в единстве их структурной организации, петрографического состава и геохимического состава. Кроме того, в высокой активности расплава и, наконец,

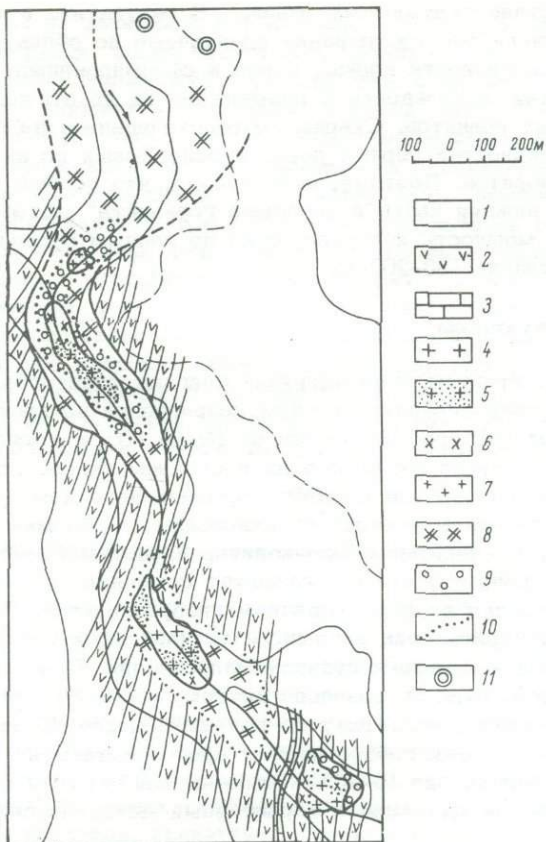


Рис.28. Схематическая геологическая карта Харасавейской интрузии.

1 - современные отложения; 2 - базальты, порфиры диабазовые; 3 - известняки; 4 - граниты биотитовые; 5 - гранодиориты; 6 - диориты „гибридные“; 7 - аляскиты, микропегматитовые граниты, гранит-порфиры; 8 - диориты метасоматические; 9 - скарпы гранат-пироксеновые, пироксеновые роговики; 10 - границы фаций; 11 - буровые скважины.

Явное преобладание на площади имеют метасоматические диориты, В сравнении с ними интрузивные породы составляют 1/7 часть, из которой на долю гранитов приходится около 60%, гранодиоритов - 30-35%, диоритов и кварцевых диоритов 2-3%. Весьма редки аляскитовые, микропегматитовые, пегматоидные граниты и гранит-порфиры (1-2%).

Вместе с тем Харасавейская интрузия имеет много общего с Каньонной. Это выражено прежде всего в единстве их структурной позиции, сходстве петрографического состава и геохимического облика пород, а также в высокой активности расплава и, наконец,

в близком составе окружающих толщ. В результате в каждой из интрузий получили распространение идентичные по облику и составу гибридные разновидности горных пород и сформировалась одинаковая концентрическая зональность в размещении их по отношению исходных биотитовых гранитов. Скарны сосредоточивались на границе гибридных разновидностей горных пород и налегающих на них метасоматических диоритов. Поэтому, естественно, что особый интерес представляют нижняя часть и „подошва горизонта“ метасоматических диоритов, мощность которого, судя по данным бурения, достигает в этом районе 180–200 м.

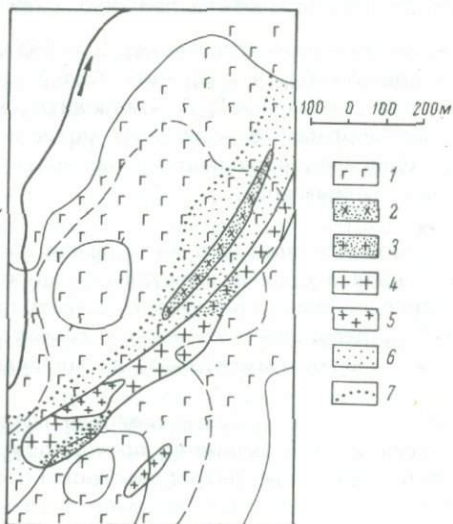
Юрмэнекская интрузия

Биотитовые граниты этой интрузии слагают пластообразное тело, вытянутое в север–северо–восточном направлении на протяжении свыше 1 км. Мощность его колеблется от 50 до 100 м в юго–западной части (рис. 29). Расположено оно на восточном склоне горы Юр–Мэнеку среди габбро–норитов и габбро юрмэнекского комплекса. Вмещающие габбро–нориты нередко брекчированы, а обломки их включены гранитами. Ксенолиты габбро–норитов известны также во внутренней части гранитов, что не оставляет сомнений в более позднем внедрении их, вслед за формированием габбро–норитов.

Как габбро–нориты, так и граниты приурочены к своду антиклинали, вытянутой в северо–восточном направлении. Пластообразная залежь гранитов, судя по довольно крутому ($50\text{--}60^\circ$) падению к северо–западу, видимо, осложняет ее западное крыло. Соответственно висячем боку залежи габбро–нориты ороговикованы на ширине от 50 до 200 м, нередко до 15–20% насыщены магнетитом, приобретают мелкозернистое сложение и характерный металлический звук при ударе.

Рис. 29. Схематическая геологическая карта Юрмэнекской интрузии.

- 1 – габбро, габбро–нориты; 2 – диориты „гибридные“; 3 – гранодиориты „гибридные“; 4 – граниты биотитовые; 5 – аляскисты, гранит–порфиры, микропегматитовые граниты; 6 – ороговикованные габбро; 7 – границы фаций.



Несмотря на иную форму и меньшие размеры, в сложении Юрмэнской интрузии кроме биотитовых гранитов также принимают участие гибридные адамеллиты, гранодиориты и диориты. Известны здесь тела и поздних аляскитовых, а также микропегматитовых гранитов. Следовательно, по разнообразию интрузивных горных пород, их петрографическому составу, активности гранитного расплава и его металлоносности Юрмэнская интрузия не отличается от Каньонной и Харасавейской. Как следует из результатов опробования по ряду профилей, она сохраняет указанную выше геохимическую специализацию и особенность распространения элементов.

Единственным и весьма важным отличием является иной состав вмещающих отложений. Здесь нет вулканогенной толщи, как нет и развитых в ней прослоев карбонатных горных пород. Следовательно, нет скарнов, пироксеновых роговиков и связанных с ними достаточных скоплений магнетита. Естественно, что эта интрузия не сопровождалась развитием и метасоматических диоритов.

Особенности формирования и продуктивность интрузий

Сравнение трех перечисленных выше интрузий свидетельствует о том, что, несмотря на различную (частную) структурную позицию и морфологию тел, они характеризуются общностью петрографического состава горных пород и идентичной геохимической специализацией. Убедительным доказательством генетического единства интрузий является совместимость слагающих их горных пород на диаграмме фазового состояния альбит-ортоклаз-кварц (рис. 30). Судя по развитию в интрузиях сходных гибридных горных пород и поздних аляскитовых гранитов, гранитные расплавы характеризовались одинаковой активностью, а кристаллизация их как в пластовых, так и в массивных телах подчинялась единой направленности. Между тем гранат-пироксеновые скарны установлены только на площади Каньонной и Харасавейской интрузий, а магнетитовые руды с промышленным содержанием железа известны в контакте с гранитами последней из них. Они вскрыты буровыми скважинами в месторождении Озерном и, как ранее указывалось, представлены линзами и прослоями гранат-пироксеновых магнетитсодержащих скарнов, залегающих в метасоматических диоритах. К сожалению, дальнейшие поисково-разведочные работы на месторождении Озерном были прекращены. Не выполнялись они также на площади Каньонной интрузии, в связи с чем масштабы распространения железных руд в этих районах остались невыясненными.

Как видно, ни структурная (частная) позиция, ни морфология тел и их размеры не оказывают существенного влияния на рудоносность интрузий. Главным и определяющим фактором в формировании железорудных месторождений является состав вмещающей среды. Возникшие в ней роговики, скарны, в том числе рудоносные, и метасоматические диориты органически связаны не только между собой,

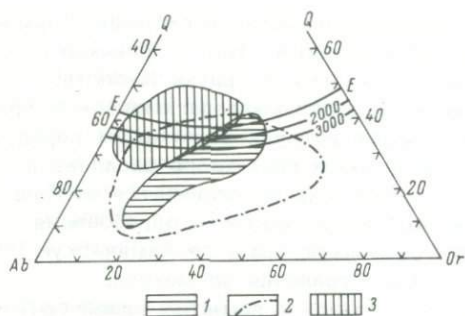


Рис. 30. Диаграмма фазового состояния гранитоидов.

Интрузии: 1 - Каньонная, 2 - Харасавейская, 3 - Юрмэнекская.

но и с порождающими их интрузиями гранитов. Едва ли поэтому генетическое родство железорудных скарнов и гранитов нуждается

в дополнительных доказательствах, тем более что названные горные породы имеют тождественную геохимическую характеристику в ее качественном отображении. Кроме того, о тесной взаимосвязи руд и гранитов свидетельствует установленное распределение железа как в эндоконтактах интрузий, так и в сопровождающих их метасоматических породах, а также весь в целом процесс накопления железа.

Изучение указанных интрузий показывает, что формирование в их экзоконтактах метасоматических разновидностей горных пород в большем числе случаев (за исключением Юрмэнекской интрузии) сопровождалось миграцией железа из вмещающих вулканитов в сторону контактов с гранитоидами. Не случайно поэтому подавляющее число залежей рудоносных скарнов расположено вблизи к интрузиям, чаще всего в соприкасающейся с ними «подшве толщи» метасоматических диоритов. Накопление в них железа, главным образом в форме магнетита, обусловлено, видимо, притоком атмосферного кислорода, чему способствовали габиссальные условия формирования интрузии (Овчинников, 1960; Охотников и др., 1976).

Сравнение содержаний суммарного железа во вмещающих эффузивах и в метасоматических диоритах убеждает в том, что метасоматическое замещение первых сопровождалось выносом из них от 2 до 3% железа (табл. 9). Оно могло накапливаться в линзах и прослоях скарнов или в иных благоприятных формах и условиях. Весьма грубый подсчет показывает, что с 1 км^2 площади метасоматических диоритов, вскрытых скважинами над гранитами на глубину 200 м, количество его могло достигать 10–15 млн. т. Если же учитывать действительное вовлечение в процесс метасоматоза вмещающей толщи на всю ее 800-метровую мощность, то количество освобожденного железа может увеличиваться до 40–60 млн. т на 1 км^2 площади развития метасоматических диоритов.

Эти подсчеты выполнены на сравнительно ограниченном количестве анализов горных пород и, естественно, не могут учитывать всех особенностей процесса перераспределения железа. Однако преимущественно основной состав вмещающих вулканитов и, следовательно, довольно высокие содержания в них железа при весьма широком и интенсивном развитии метасоматических диоритов свидетельствуют о реальной возможности накопления его в близких к ука-

Т а б л и ц а 9

Содержание железа во вмещающих и в гибридных образованиях позднедевонско-раннекаменноугольных интрузий

Горные породы	Fe ₂ O ₃ + 1.11 FeO		Fe (среднее)
	пределы	среднее	
Диабазовые порфириты	8.63-15.2	11.04	7.72
Габброизированные вулканыты	-	10.97	7.67
Метасоматические диориты	5.27-10.1	7.3	5.1
Гибридные диориты	5.21-9.15	7.55	5.28

занным количествам. Подтверждением этому служит совпадение приведенных цифр с запасами ряда разведанных месторождений, имеющих площадь около 1 км² и значительно меньше: Юньягинского (66 млн. т), Тальбейского (7 млн. т), Дорожного (6 млн. т), Овального (3-5 млн. т), часть из которых, хотя и связана с иными интрузивными комплексами, но формировалась в аналогичных геологических условиях. Очевидно, полученные при расчетах цифры не относятся к категории случайных. С определенной долей условности они отражают объемы железа, мигрирующего в процессе развития метасоматических диоритов, распространение которых, как видно, является важным критерием в оценке рудоносности районов.

Как установлено, метасоматические диориты вокруг Харасавейской и Каньонной интрузий расположены на площади 5-8 км². К югу они известны вплоть до бассейна р. Лонготьюган (рис. 4), что свидетельствует о развитии их на территории свыше 150 км². В ее пределах наряду с биотитовыми гранитами и метасоматическими диоритами, видимо, существуют диориты магматического генезиса (Охотников и др., 1976). Естественно поэтому, что далеко не вся указанная площадь может иметь высокую перспективную оценку. Но если взять только наиболее достоверную ее часть площадью 35-40 км², расположенную между и вокруг гранитоидных интрузий в верхнем течении р. Юньяхи (южной), то при минимальной мощности вулканогенной толщи до 500 м суммарное количество вынесенного из нее железа может оцениваться в 0.9-1.5 млрд. т.

Разумеется, не все вынесенное железо концентрировалось в одном-двух крупных месторождениях. Весьма характерной особенностью Полярного Урала является формирование многочисленных мелких месторождений с запасами от 1-3 до 60 млн. т. Для железорудных месторождений, связанных с описанными биотитовыми гранитами, это обусловлено размещением их в северном крыле Лонготьюганской поперечной горст-антиклинали и развитием здесь наряду с северо-восточными уральскими сближенных северо-западных поперечных расколов. Заложение их предопределило не только массу магмоподводящих каналов и соответственно становление множества, в общем, мелких (2-5 км²) интрузий гранитов, но и развитие метасоматических диоритов на широкой площади.

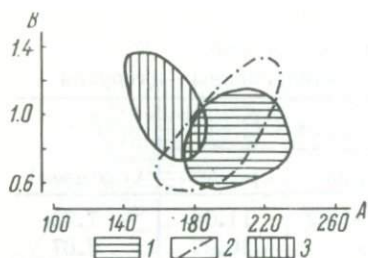


Рис. 31. Размещение гранитоидов в рудоносных полях, по З.Г. Каравевой.

Интрузии: 1 - Каньонная, 2 - Харасавейская, 3 - Юрмэнская.

$$A = (N\alpha + K - C\alpha), \quad B = \left(\frac{N\alpha - C\alpha}{K} \right).$$

Одной из особенностей биотитовых и аляскитовых гранитов юрмэнского комплекса наряду с железорудной является их редкометальная специализация. Фигуративные точки разновидностей гранитов каждой из интрузий весьма кучно располагаются на диаграмме З.Г. Каравевой (1968) в поле гранитов, материнских для молибдена и вольфрама (рис. 31). Не удивительно поэтому, что в ряде протолочных и геохимических проб, отобранных из гранитов и скарнов, встречается молибден или его минералы. Однако в этом районе он не образует сколько-нибудь существенных скоплений.

Позднепермские интрузии

Торасовейская интрузия

Из числа позднепермских образований изучена Торасовейская интрузия. Она представлена главным образом сиенито-диоритами, слагающими небольшую возвышенность среди выравненной и заболоченной поверхности у западного побережья Торасовейского залива Байдарачьей губы. Сиенито-диориты, их эндоконтактовые производные и находящиеся в контакте с ними ороговикованные сланцы и песчаники верхнего карбона-нижней перми вскрыты в виде уступов высотой 5-10 м, которые осложняют юго-западный, юго-восточный и северо-восточный склоны возвышенности. Выходы в них горных пород расположены на расстоянии 500-700 м друг от друга. Между ними на ровной поверхности возвышенности наблюдаются глыбовые развалы сиенито-диоритов, а ближе к юго-восточной ее части обнажены ороговикованные песчаники. Они образуют широкое поле, внутри которого расположены сиенито-диориты (рис. 32).

Как видно, разобщенные на первый взгляд выходы сиенито-диоритов сближены в пространстве, размещены внутри единого поля развития ороговикованных терригенных отложений и образуют единую морфологически выраженную структуру. Сами сиенито-диориты в каждом из выходов имеют однотипный состав и сходный характер эндо- и экзоконтактовых изменений. Это свидетельствует о принадлежности их к одному интрузивному телу, неглубоко вскрытая апикальная поверхность которого частью находится под ороговикованными вмещающими толщами, частью скрыта под четвертичными отложениями. Ниже их и кровли форма и контуры интрузии установлены магнитометрическими исследованиями. Они свидетельствуют не только о

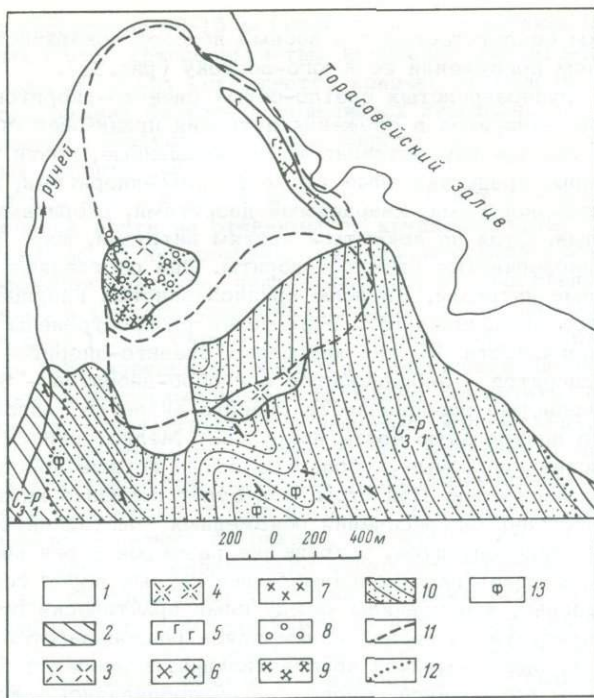


Рис. 32. Схематическая геологическая карта Торасовейской интрузии.

1 – современные отложения; 2 – верхнекаменноугольные–нижнепермские нерасчлененные песчаники и сланцы. Крупнозернистые фации внутренней части интрузии: 3 – сиенито-диориты, 4 – кварцевые сиенито-диориты, 5 – габбро-диориты, 6 – диориты; мелкозернистые фации эндоконтактов: 7 – сиенито-диориты, 8 – кварцевые сиенито-диориты, 9 – кварцевые диориты; 10 – роговики, ороговикованные песчаники и сланцы; 11 – предполагаемый контур интрузии; 12 – границы фаций; 13 – места сбора флоры.

о принадлежности разобнесенных выходов сиенито-диоритов к единому телу овальной формы с весьма низкой магнитной активностью (до 100 гамм), но и о значительных его размерах. Длинная ось интрузии, направленная с юго-востока на северо-запад, по-видимому, достигает 14 км.

В плане у дневной поверхности Торасовейская интрузия сохраняет форму овала и ориентированность в пространстве, но обнаженная ее часть имеет гораздо меньшие размеры. Длина не превышает 1,8, а ширина 1,0 км. На северо-западе округлые контуры интрузии подчеркнуты положением русла безымянного ручья, обтекающего устойчивые при эрозии сиенито-диориты. На юго-востоке сиенито-диориты скрываются под песчано-сланцевые отложения верхнего карбона–нижней перми. Ороговикование последних к юго-востоку еще на протя-

жении 1,5 км свидетельствует о весьма пологой поверхности интрузии и плавном погружении ее к юго-востоку (рис. 32).

Помимо крупнозернистых светло-серых сиенито-диоритов и кварцевых сиенито-диоритов в сложении интрузии принимают участие мелкозернистые преимущественно темноокрашенные, почти черные горные породы, представленные также сиенито-диоритами, кварцевыми сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами. Судя по вскрытым частям интрузии, шире распространены крупнозернистые сиенито-диориты. Они составляют 70–75% общего объема интрузии. На долю крупнозернистых кварцевых сиенито-диоритов приходится 15%. Еще менее распространены мелкозернистые разновидности. Из них кварцевых сиенито-диоритов – 3–5%, кварцевых диоритов – 5–6, диоритов и габбро-диоритов – 6–8%.

Крупнозернистые разновидности сиенито-диоритов слагают преимущественно центральную часть интрузии. Мелкозернистые, в своем большинстве гибридные, более основные горные породы развиты вдоль ее периферии. При этом, как будет показано ниже по данным многочисленных пересечений обнаженных частей интрузии и изучения ее эндоконтактов, сокращение размеров зерен минералов и изменение состава перечисленных выше горных пород совершается столь постепенно, что границы между ними практически отсутствуют. Это свидетельствует о тесной взаимосвязи разновидностей сиенито-диоритов и их одновременной кристаллизации, в процессе которой горные породы повышенной основности обособливались у контактов. По сравнению с ними внутренняя, значительно большая, часть интрузии имеет более кислый состав, который, надо полагать, приближается к исходному неконтаминированному расплаву. Наиболее близки к нему крупнозернистые кварцевые сиенито-диориты. Они, по всей вероятности, характеризуют глубже вскрытую часть интрузии по сравнению с расположенными у ее периферии и шире распространенными крупнозернистыми сиенито-диоритами. Об этом свидетельствует не только их более высокая кислотность, но и нахождение чаще всего в стороне от сохранившихся участков кровли и эндоконтактовых мелкозернистых горных пород.

Крупнозернистые кварцевые сиенито-диориты развиты преимущественно в юго-восточной части интрузии, но весьма часто глыбы их встречаются также в центре ее, на отдельных участках среди обломков крупнозернистых сиенито-диоритов. Характеризуются они гипидиоморфнозернистой структурой и равномернoзернистым массивным сложением. Их состав (в %): андезин 60–65, калиевый полевой шпат 12–15, кварц 10, роговая обманка 7–10, биотит 5–7; магнетит, сфен, апатит, циркон, пирит. Содержание SiO_2 – 61 и несколько более высокое количество Na_2O (4%) по сравнению с K_2O (3,24%). Характерно присутствие весьма разнообразных элементов-примесей в невысоких количествах (в %): бериллия $2 \cdot 10^{-4}$, скандия 0,005, марганца 0,08, галлия 0,004, ванадия 0,01, свинца 0,03, меди 0,001, цинка 0,01, циркония 0,03, титана 0,4 и никеля 0,002.

Уже на расстоянии 10–15 м (если судить по наблюдениям среди элювиальных глыб) крупнозернистые кварцевые сиенито-диориты изменяют состав. В них сокращается количество кварца, но увеличивается содержание биотита и появляется пироксен. Эти изменения сопровождаются развитием наиболее широко распространенных крупнозернистых сиенито-диоритов.

Крупнозернистые сиенито-диориты макроскопически почти не отличимы от крупнозернистых кварцевых сиенито-диоритов. В них сохраняются гипидиоморфнозернистая структура и массивная текстура, лишь несколько темнее становится окраска. Однако в составе уже присутствуют (в %): андезин-лабрадор 55–60, ортоклаз 17–20, биотит 10–12, диопсид 7–8, роговая обманка 5–7 и кварц 3–5; изредка встречается ромбический пироксен. Более разнообразны аксессуарные минералы. Кроме магнетита, апатита, сфена, циркона, присутствующих в заметных количествах, встречаются арсенопирит, ильменит, пирит, ортит, марказит и молибденит. Ортоклаз характеризуется частичной упорядоченностью, степень триклинности колеблется от 0,5 до 0,6. Темноцветные минералы образуют чаще линзовидные скопления, в которых зерна моноклинного пироксена нередко последовательно обрастают роговой обманкой и биотитом, что обуславливает развитие на таких участках келифитовой структуры. Весьма показательна тесная ассоциация биотита и магнетита. Они образуют сростки, свидетельствующие об их тесном совместном выделении, обычно в заключительные стадии кристаллизации горных пород.

По данным химических анализов, крупнозернистые сиенито-диориты в разных частях интрузии характеризуются равными содержаниями Na_2O и K_2O , сумма которых колеблется около 8%. Также практически постоянно содержание SiO_2 , изменяющейся от 55 до 57% (см. Приложение). По сравнению с крупнозернистыми кварцевыми сиенито-диоритами в них сохраняется то же разнообразие элементов-примесей, но изменяется их содержание в сторону незначительного возрастания молибдена, меди, цинка и др.; появляются следы олова, фтор.

Очень показательно распределение магнетита. При практически постоянном содержании окиси и закиси железа, сумма которых колеблется между 6 и 8%, количество магнетита в крупнозернистых сиенито-диоритах заметно растет от центральной (внутренней) части интрузии от 0,22–2 до 96 г/т с приближением к ее периферии или участкам сохранившейся кровли (рис. 33). В этом же направлении среди крупнозернистых сиенито-диоритов при микроскопическом изучении все чаще наблюдаются мелкозернистые обособления, имеющие форму небольших линз. По набору минералов они идентичны крупнозернистым сиенито-диоритам и не имеют с ними отчетливых границ. Однако отличаются большим количеством кварца, биотита и ассоциирующего с ним магнетита. В результате крупнозернистые сиенито-диориты приобретают такситовое сложение, а в составе их возрастает содержание SiO_2 до 58%.

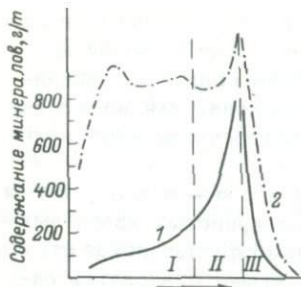


Рис. 33. Поведение биотита и магнетита в интрузии (от центра к периферии).

1 - магнетит, 2 - биотит. Зоны: I - внутренней части интрузии, II - эндоконтакта, III - экзоконтакта.

С дальнейшим приближением к границам интрузии крупнозернистые сиенито-диориты постепенно сменяются уже собственно эндоконтактовыми разновидностями горных пород. Они различны по составу, окраске и структуре в разных частях интрузии, что, очевидно, обусловлено отличиями в сложении вмещающих толщ и различным влиянием их на исходный расплав.

В западной части интрузии эндоконтактовые разновидности сиенито-диоритов находятся в соприкосновении с верхнекаменноугольно-нижнепермскими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и резко подчиненными им сланцами. Вдоль контакта с ними они образуют субмеридионально вытянутую зону, в северной части которой развиты преимущественно мелкозернистые кварцевые сиенито-диориты. Южнее они уступают место мелкозернистым сиенито-диоритам, а к западу от полосы развития последних появляются мелкозернистые же кварцевые диориты. Это обуславливает сложное полосчатое строение зоны эндоконтакта и различную ее ширину, изменяющуюся от 40-50 м на севере до 120 м на юге (рис. 32).

Мелкозернистые кварцевые сиенито-диориты характеризуются плотным сложением, порфиroidной или мелкозернистой структурой и весьма переменными количествами слагающих их минералов. От крупнозернистых кварцевых сиенито-диоритов они отличаются не только более темной окраской, но и присутствием в них диопсида в количестве от 3 до 7%. В порфировых выделениях обычен плагиоклаз-андезин № 33-35. Общее его количество, включая и мелкие зерна промежуточной ткани, - 60-65, изредка до 70%. Содержание кварца колеблется от 8-10 до 12%, калиевого полевого шпата - 5-17%, амфибола - 3-5%, биотита - 3-12%. Весьма показательно большое количество магнетита - от 3 до 7%. Кроме него, аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, пиритом и арсенопиритом.

Одной из особенностей мелкозернистых кварцевых сиенито-диоритов является такситовое сложение. Оно обусловлено разнообразными по форме и размерам обособлениями - главным образом кварца, биотита и магнетита. Нередко мелкозернистой кварцевой тканью сложены самостоятельные участки, в которых присутствуют редкие порфиroidные зерна плагиоклаза и еще реже ортоклаза. В ряде других случаев вместе с кварцем обособливались биотит и магнетит, причем последние преимущественно в виде сростков мелких зерен. Более крупные, нередко единичные зерна магнетита ассоциируют чаще с обособлениями темнoцветных минералов, представленных пироксеном,

амфиболом и биотитом. Тем не менее по валовому химическому составу мелкозернистые кварцевые сиенито-диориты сходны на разных участках и в общем не отличаются от крупнозернистых разновидностей сиенито-диоритов. В них сохраняются равные соотношения Na_2O и K_2O , составляющих в сумме 8%, и SiO_2 - 58%, но резко - до 185 г/т - возрастает количество магнетита.

Сходны они также с крупнозернистыми сиенито-диоритами по набору элементов-примесей и их количествам. Лишь несколько повышено в них содержание ванадия, что обусловлено возросшим количеством магнетита, являющимся главным его носителем.

Мелкозернистые сиенито-диориты менее распространены. От мелкозернистых кварцевых сиенито-диоритов отличаются не только низкими содержаниями кварца (3-5%), но и более темной, почти черной окраской. Однако подобно им имеют порфиривидную структуру и переменный состав. Особенно заметны в них изменения содержаний ортоклаза (микропертита), биотита и магнетита. Даже на расстоянии 5-10 м количество микропертита изменяется от 10-12 до 20-25%, а биотита от 5-7 до 12%. Количество магнетита возрастает в сторону вмещающих толщ и в целом для интрузии достигает здесь максимальных значений до 347 г/т и затем до 7,5 кг/т (Фишман, Юшкин, 1975). Плагноклаз-андезин № 36-37 образует порфиривидные выделения размером 2-3 мм в поперечнике. В основной массе он развит совместно с микропертитом и нередко последний обрастает его зерна. Амфибол (5-6%), диопсид (4-5%) и изредка ромбический пироксен развиты совместно в составе основной массы. С ними ассоциирует часть ярко-коричневого железистого биотита. Однако главная масса его образует линзовидные скопления в тесном сростании с магнетитом. Кроме того, магнетит наблюдается в виде массы мельчайших зерен, „распыленных“ в основной массе. Содержания кварца также переменны и заметно увеличиваются к северу до 7-8%, где мелкозернистые сиенито-диориты постепенно переходят в более светлые разновидности горных пород, отвечающие мелкозернистым кварцевым разновидностям сиенито-диоритов (рис. 32). Этому соответствует постепенное нарастание в мелкозернистых сиенито-диоритах SiO_2 почти до 58% и приобретение ими химического состава, близкого к мелкозернистым кварцевым сиенито-диоритам. Естественно поэтому, что мелкозернистые кварцевые сиенито-диориты и мелкозернистые же сиенито-диориты имеют сходный минеральный состав и равные содержания элементов-примесей. Помимо указанных количеств кварца, отличаются они по интенсивности развития магнетита, содержание которого возрастает в темноокрашенных мелкозернистых сиенито-диоритах, в общем более удаленных от внутренней части интрузии.

Мелкозернистые кварцевые диориты в отличие от сиенито-диоритов - бескальциевые породы. Однако установить границу между ними и мелкозернистыми сиенито-диоритами в поле не удастся. При абсолютно идентичном плотном сложении и темной, почти черной окраске смена горных пород совершается практически незаметно.

Мелкозернистые кварцевые диориты развиты в зоне шириной 20–25 м. Характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и обособлением среди них линзовидных участков тонкозернистого сложения. В составе кварцевых диоритов 65–70% плагиоклаза. Зерна его имеют зональное строение с ядром, отвечающим № 50 андезина, и периферией – № 35. Кварца в нем содержится 10–15%, диопсида, большей частью замещенного уралитовой роговой обманкой, – 5–7%, замещенного обыкновенной роговой обманкой – 5%, биотита густо-коричневого железистого – от 7–10 до 12–15%, изредка встречается ромбический пироксен. Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, эпидотом и магнетитом.

В сторону вмещающих толщ мелкозернистые кварцевые диориты на расстоянии 1–2 м от контакта вновь сменяются мелкозернистыми сиенито-диоритами. Однако последние имеют афанитовое сложение и при весьма черной окраске почти не отличимы от сильно ороговикованных песчаников и сланцев верхнего карбона-нижней перми.

Роговики и ороговикованные песчаники в непосредственном контакте с интрузией представлены лилово-черными весьма плотными горными породами афанитового сложения. В их преимущественно полевошпатовой и кварц-полевошпатовой тонкозернистой роговиковой ткани рассеяны мельчайшие зерна пироксена, актинолита, эпидота, сфена, биотита и магнетита. Изредка пироксен и биотит развиты в таких количествах, что появляются пироксен-биотитовые и биотитовые роговики. При этом биотит и тесно ассоциирующий с ним магнетит развивались преимущественно вдоль мелких трещин или вдоль слабо выраженной сланцеватости горных пород, что обуславливает полосчатую текстуру роговиков. Тем не менее содержание магнетита и биотита в роговиках обычно ниже, чем в мелкозернистых эндоконтактных разновидностях сиенито-диоритов. Количество биотита в большинстве случаев не превышает 7–10%, или 10–11 г/т, а магнетита – 2–3%. Соответственно содержание железа в роговиках по данным химических анализов более 10 проб колеблется в пределах 3–4% и весьма редко превышает эту величину. Вместе с железом в роговиках присутствуют все элементы-примеси, свойственные интрузии. Однако содержание большинства из них заметно ниже, чем в мелкозернистых разновидностях сиенито-диоритов.

В 7–10 м от контакта развиты уже преимущественно биотитовые роговики, для которых характерно присутствие редких рассеянных зерен магнетита и весьма низкие (2–2,5%) содержания железа. Вслед за ними на удалении 15–20 м от интрузии распространены не содержащие магнетит ороговикованные, биотитизированные кварц-полевошпатовые песчаники, сланцы и гравелиты, вмещающие редкие и весьма маломощные прослои известковистых сланцев.

Детальное изучение контакта мелкозернистых кварцевых сиенито-диоритов с роговиками в западной части интрузии свидетельствует о том, что поверхность его круто погружается к востоку-юго-востоку $120-130^{\circ}$. Под прямым углом к ней от мелкозернистых кварцевых сиенито-диоритов отделяется серия апофиз мощностью от 0,5–1 до

10–15 см. Они чаще прямолинейны и выклиниваются на протяжении 1–2 м. Изучение одной из них мощностью 6 см в направлении от центральной части к зальбандам показывает, что в 1–2 см от контакта в мелкозернистых кварцевых сиенито–диоритах исчезают пироксен и ортоклаз, но увеличивается количество биотита и особенно кварца (до 15–20%). Причиной этого является включение сиенито–диоритами микрогранобластовой ткани роговиков, состоящих из мелких изометричных зерен кварца и плагиоклаза. Соответственно в эндоконтактах апофиз появляется тонкая оторочка мелкозернистых гибридных кварцевых диоритов, сформированных за счет изменения состава кристаллизующихся сиенито–диоритов.

В роговиках в соприкосновении с кварцевыми диоритами получили развитие тонкозернистые горные породы, состоящие из призм олигоклаз–андезина, кварца, биотита и незначительного количества амфибола. Макроскопически они не отличаются от роговиков, но характеризуются призматически–зернистой структурой. По своему минеральному, химическому составу и структуре эти горные породы также принадлежат к мелкозернистым кварцевым диоритам, но в отличие от их гибридных разновидностей уже через 0,5–1 см от контакта переходят в микрогранобластовые роговики. Формировались они, как видно, в процессе замещения вмещающих толщ и, следовательно, принадлежат к образованиям метасоматического генезиса. Особенно характерно развитие их в местах выклинивания апофиз. Реже они образуют согласные прожилки, приуроченные к замещенным ими тонким, видимо, карбонатно–сланцевым прослоям.

В составе метасоматических кварцевых диоритов сохраняется практически равное с роговиками низкое содержание большинства рудных элементов, но увеличено количество биотита и магнетита. Наиболее заметны скопления их в случаях замещения кварцевыми диоритами тонких карбонатно–сланцевых прослоев. Однако ничтожная роль последних в составе вмещающих отложений обусловила весьма ограниченное распространение как метасоматических кварцевых диоритов, так и скоплений в них магнетита.

В северной и северо–восточной частях Торасовейской интрузии наряду с крупнозернистыми сиенито–диоритами распространены диориты и габбро–диориты (рис.32). Контакты их с вмещающими отложениями скрыты от наблюдений под водами Торасовейского залива. Тем не менее по занимаемой позиции в краевой части интрузии и характерному переходу крупнозернистых сиенито–диоритов в диориты, сходному с описанным в западном контакте, как диориты, так и габбро–диориты, очевидно, также относятся к эндоконтактовым производным Торасовейской интрузии.

Крупнозернистые сиенито–диориты на востоке в общем сходны с охарактеризованными во внутренней части интрузии. При том же наборе и характеристике минералов в них несколько увеличено до 12–15% содержание диопсида и до 8–10% сокращено количество ортоклаза. С дальнейшим удалением от внутренней части интрузии уже через 7–10 м количество ортоклаза уменьшается до 2–3%, но резко возрастает содержание темноцветных минералов. Последние группи-

руются на отдельных участках, имеющих изометричную форму и характерное призматически-мелкозернистое сложение, что весьма напоминает перекристаллизованные ксенолиты вмещающей осадочной толщи. Дальнейшие изменения сиенито-диоритов на протяжении 20–25 м приводят к формированию бескальциевых разновидностей горных пород, которые характеризуются преобладанием либо амфибола (15–20%), либо диопсида и ромбического пироксена (в сумме 17–23%). Соответственно этому в северо-восточной части Торасейской интрузии наблюдаются пироксеновые и пироксен-амфиболовые диориты и габбро-диориты.

Диориты и габбро-диориты характеризуются такситовым строением и преимущественно крупнозернистым сложением, что существенно отличает их от мелкозернистых эндоконтактных разновидностей сиенито-диоритов в западной части интрузии. Более крупнозернистые габбро-диориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру; в диоритах наряду с ней наблюдаются мелкозернистые участки с призматически-зернистой структурой.

В составе этих горных пород главная роль принадлежит зональному плагиоклазу, представленному андезином № 37 в ядре, № 44 в средней части и № 50 у периферии. Количество его варьирует от 60 до 70%, диопсида – 10–15, биотита – 10–12, кварца – 1–2%. Кроме них присутствуют апатит, магнетит и иддингсит. Нередко в диоритах резко возрастает роль пироксена и наряду с диопсидом появляется гиперстен. Для габбро-диоритов, наоборот, характерно неизменно высокое содержание темно-зеленой роговой обманки, количество которой достигает 15–20%. Зерна ее переполнены пойкилитовыми вростками перечисленных минералов, свидетельствующих о поздней кристаллизации амфибола. Это соответствует развитию плагиоклаза с обратной зональностью и указывает на то, что формирование горных пород на поздней стадии кристаллизации совершалось в условиях привноса главным образом кальция в изначально более бедный им расплав сиенито-диоритов. Действительно; при сравнении составов, принимаемых в качестве близких к исходному расплаву сиенито-диоритов из внутренней части интрузии с диоритами и габбро-диоритами ее эндоконтактных, в последних наблюдаются почти двукратное увеличение CaO (от 4.94–5.42 до 7.56%). Следовательно, кальций и, по-видимому, магний занимались магматическим расплавом из вмещающей среды, что позволяет установить не только ее высокую карбонатность и магнизиальность, но и обмен веществом между нею и сиенито-диоритами интрузии. К числу вынесенных из внешней части интрузии относятся калий и железо, поскольку количество K_2O от внутренней к внешней частям интрузии сокращается от 3–4 до 1.8%, а количество магнетита в габбро-диоритах едва достигает 6 г/т, против 99 г/т в составе крупнозернистых сиенито-диоритов и от 300 до 7500 г/т в их эндоконтактных разновидностях на западном фланге интрузии. Вместе с этим как в западной, так и в восточной частях интрузии сохраняется неизменным поведение большинства рудных элементов, количества которых в среднем не превышают уровня фона.

По результатам выполненных исследований Торасовейская интрузия относится к монофазовым образованиям. Об этом свидетельствует единый и непрерывный процесс кристаллизации слагающих ее горных пород, связанных между собой постепенными переходами. Единство их подтверждается совместностью фигуративных точек на диаграмме фазового состояния кварц-альбит-ортоклаз (рис. 5). Описанное разнообразие горных пород обусловлено изменением состава исходного расплава. Особенно наглядно это выражено в зонах эндоконтактов, где в зависимости от сложения вмещающих толщ менялись как минеральный, так и химический состав, а также структура сиенито-диоритов.

Естественно, что к гибридным разновидностям горных пород относятся не только мелкозернистые, сравнительно ограниченно распространенные кварцевые сиенито-диориты, сиенито-диориты и кварцевые диориты. В равной мере таковыми являются и связанные с ними единством процесса кристаллизации средне- и крупнозернистые диориты, габбро-диориты и наиболее широко распространенные сиенито-диориты. Судя по структурам, крупнозернистому сложению и почти „выравненному“ составу, последние принадлежат к более глубинным образованиям, которые, по всей вероятности, возникли из расплава, контаминированного в процессе подъема его в верхний структурный ярус. По-видимому, гибридными являются также крупнозернистые кварцевые сиенито-диориты, слагающие наиболее близкую к внутренней часть интрузии. Об этом свидетельствуют изменчивость их минерального состава и такситовое сложение, проявленные в зоне перехода к крупнозернистым сиенито-диоритам.

Таким образом, для Торасовейской интрузии характерно широкое развитие гибридных горных пород, одной из примечательных особенностей которых является повышенная калиевая щелочность. В этом отношении Торасовейская интрузия имеет существенные черты сходства с продуктивными на железо гранитоидными интрузиями, развитыми на восточном склоне Урала в Гороблагодатском районе – гороблагодатский комплекс (Овчинников, 1960; Подлесский, 1979) и на Полярном Урале – хоросюрский и янганапэйский комплексы среднего-верхнего девона (Охотников, 1979). Развитие в них гибридных граносиенитов, сиенито-диоритов и других близких по составу горных пород сопровождалось формированием промышленных концентраций скарновых магнетитовых руд.

Предпринятые исследования поведения магнетита в наиболее обнаженной западной части Торасовейской интрузии указывают на то, что количество его от внутренней к внешним частям интрузии возрастало почти в 250–300 раз, но резко убывало в экзоконтактах. Скопления магнетита сосредоточивались в основном в мелкозернистых разновидностях сиенито-диоритов и представлены весьма мелкими линзами мощностью 1–2 и длиной до 10–15 см. Они явно не имеют промышленного значения, однако свидетельствуют о том, что в горных породах эндоконтактов при слабо выраженном накоплении

общего железа главная масса его концентрировалась в магнетите (рис. 33).

Сущность этого явления установлена экспериментальными исследованиями. Л.Н.Овчинников (1960), Ф.А.Летников и др. (1978) указывают, что отделение железа и накопление его в виде магнетита обусловлено взаимодействием силикатных расплавов с карбонатами или иными породами при последующей кристаллизации их, как подчеркивает Л.Н.Овчинников, в условиях доступа кислорода атмосферы.

В наблюдаемых нами мелких скоплениях магнетит находится в сростках с биотитом, свидетельствующих об одновременной кристаллизации этих минералов. На тесную связь их указывает также тождество в них элементов-примесей. При этом сходны элементы-примеси не только в биотите и магнетите из одних и тех же горных пород, но одинаков набор их и содержания в этих же минералах, отобранных как из роговиков, так и из различных разновидностей сиенито-диоритов. Это позволяет рассматривать биотит и магнетит в качестве генетически связанных производных единого источника, из которого одновременно выносились как железо, так и калий (табл. 10).

Количества мигрирующих калия и железа находились в тесной пропорциональной зависимости. Обычно в химических составах горных пород наблюдается в общем незначительное (0,5–1%), но одновременное повышение содержащий K_2O и суммы окисного и закисного железа в сторону периферии интрузии. В минеральных составах это выражено довольно резким (ускоренным в сравнении с накоплением калия и общего Fe) обогащением биотитом и особенно магнетитом эндоконтактных разновидностей горных пород или намекающейся тенденцией одновременного увеличения содержания магнетита и ортоклаза при смене крупнозернистых кварцевых сиенито-диоритов внутренней части интрузии удаленными от нее сиенито-диоритами.

Ускоренное накопление магнетита в эндоконтактах при сравнительно незначительном обогащении периферии интрузии общим железом указывает на известное (Ферштатер и др., 1978) освобождение части его из силикатной составляющей кристаллизующегося расплава и выделение в виде магнетита. Это подтверждается результатами определения железистости биотита. Во внутренней части интрузии значения ее колеблются от 66,5 до 70%, значительно превышая среднюю железистость биотита для позднепалеозойских гранитоидов Урала (Ферштатер, Бородина, 1975). В сторону периферии интрузии железистость биотита понижается до 40–46% в мелкозернистых сиенито-диоритах и 44% в контакте их с роговиками и в роговиках.

Естественно, что отток калия и железа в сторону периферии интрузии не является частной особенностью какой-либо одной из ее частей. Он отражает направленность процесса кристаллизации расплава сиенито-диоритов всей в целом интрузии и, следовательно, характеризует общую особенность эволюции магматического источника. Это позволяет, во-первых, предполагать вынос калия и железа в равной мере во все периферические части интрузии; во-вторых, подтверждает известное суждение о том, что повышенное содержание

Т а б л и ц а 10

Элементы-примеси в биотите и магнетите Торасовейской интрузии

Элементы	Биотит		Магнетит	
	из сиенито-диоритов	из роговиков	из сиенито-диоритов	из роговиков
Be	$3 \cdot 10^{-4}$	-	-	$n \cdot 10^{-4}$
Sc	0.003	0.01	-	0.00
Mn	0.06	0.02	0.08	0.00
Pb	Сл.	0.003	-	-
Ga	0.002	0.006	-	-
Mo	0.002	-	0.003	-
V	0.02	0.03	0.05	0.00
Cu	$4 \cdot 10^{-4}$	0.001	$7 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$
Zn	0.008	0.01	0.007	-
Ti	$n \cdot 10^{-4}$	0.8	0.7	0.0
Co	Сл.	0.002	-	-
Ni	"	0.01	-	-
Zr	-	0.008	-	0.00
Ba	0.2	0.03	-	0.003
I	-	-	-	-
Sn	Сл.	Сл.	-	-

калиевой щелочи в гибридных разновидностях горных пород является признаком возможных скоплений магнетитовых руд (Овчинников, 1960).

Однако для формирования промышленно-значимых контактово-метасоматических железорудных месторождений еще не достаточно проявления одной, даже высокой рудообразующей способности самой интрузии. Для реализации ее и создания промышленных концентраций железа наряду с развитием рудопокализующих структур и рядом других факторов необходим благоприятный состав вмещающих толщ, который способствовал бы обмену вещества и накоплению руд (Коржинский, 1953; Овчинников, 1960; Баклаев, 1973).

Сравнение с этих позиций флангов Торасовейской интрузии свидетельствует о том, что наименее перспективными являются ее обнаженные западный и южный контакты. В распространенных здесь роговиках наблюдается весьма ограниченное развитие магнетита и чрезвычайно низкие указанные ранее содержания железа. При этом если распространение биотита в небольших количествах в стороны от интрузии устанавливается еще на удалении до 500-700 м, то развитие магнетита в роговиках прекращается от нее уже в 5-10, максимум 20 м (рис. 33).

Столь резкое сокращение количества биотита и магнетита в роговиках и заметное уменьшение в них содержания других рудных элементов создает определенную убежденность в том, что кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники являлись своеобразным экраном, весьма затрудняющим распространение рудоносных флюидов за пределы контактов в западной и южной частях интрузии. Указанный состав вмещающих толщ не способствовал здесь развитию процессов метасоматоза и обмену веществом между ними и силикатным расплавом. Это явилось причиной, во-первых, кристаллизации в эндоконтактах интрузии в основном сходных с крупнозернистыми сиенито-диоритами горных пород, отличающихся от них не столько по составу, сколько по мелкозернистому сложению, возникшему в зоне „закалки“; во-вторых, существенно препятствовало формированию контактово-метасоматических рудных скоплений.

Более широкое же распространение биотита во вмещающих роговиках обусловлено, по всей вероятности, последующей миграцией вдоль многочисленных трещин легкоподвижных флюидов, содержащих фтор. Однако и в этом, очевидно, пневматолито-гидротермальном процессе повышенные концентрации фтора (0.03–0.06%), а также, судя по указаниям М.В. Фишмана и Н.П. Юшкина (1975), повышенные количества галенита сосредоточивались не во вмещающих толщах, а в мелкозернистых сиенито-диоритах и кварцевых диоритах, экранируемых роговиками. В последних присутствуют лишь пирротин, арсениопирит и халькопирит, но в столь незначительных количествах, что для меди и мышьяка сохраняется уровень геохимического фона.

Северный и северо-восточный эндоконтакты Торасовейской интрузии характеризуются глубокими изменениями состава сиенито-диоритов, свидетельствующими о проходивших реакциях обмена между ними и скрытыми от наблюдения вмещающими толщами. При этом, судя по химическому составу эндоконтактовых производных, как калий, так и железо выносились за пределы интрузии и, следовательно, могли накапливаться среди окружающих ее отложений. Последние, как видно, в северном и северо-восточном контактах интрузии, в отличие от западного, не только не выполняли роль пассивного полупроницаемого экрана, но и вступали в активное взаимодействие с сиенито-диоритами. Это свидетельствует о составе их, резко отличном от терригенных отложений, развитых к западу и югу.

Судя по составу эндоконтактовых производных сиенито-диоритов, высокому насыщению их кальцием, а также магнием в северном и северо-восточном контактах интрузии в соприкосновении с ней под водами Торасовейского залива скорее всего находятся вулканогенная и (или) карбонатная толщи. На это же указывают имеющиеся сведения о геологическом строении района, согласно которым с юго-востока на северо-запад под водами Байдарацкой губы в сторону Торасовейской интрузии должны протягиваться толщи ордовика и силура-нижнего девона (рис. 4). Присутствие в их составе вулканогенных отложений и мощных прослоев известняков при указанных особенностях эволюции интрузии могли обеспечить вполне благоприятные условия для формирования железорудных скарновых месторождений.

ГРАНИТОИДЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Генетические связи руд и гранитоидов

Изучение конкретных интрузий и отношения их к орудению в аспекте исторически направленного процесса эволюции гранитоидов показывает, что между ними и рудными скоплениями на Полярном Урале существовали устойчивые генетические связи. Они выявлены на площадях разных структурно-формационных зон для руд и гранитоидов различного возраста и разнообразной генетической принадлежности. Установление их базировалось на наблюдениях непосредственных переходов от гранитоидов к рудным обособлениям, а также на выяснении последовательных изменений вещественного состава интрузивных образований не только во времени от ранних к поздним дифференциатам, но и в пространстве в течение одного магматического эпизода в морфологически едином теле.

В результате этих исследований установлены два весьма важных положения. Во-первых, обособление и последующее накопление рудных компонентов в расплавах или растворах-расплавах гранитоидов является итогом направленного процесса докристаллизационного или синкристаллизационного распределения рудных и петрогенных элементов. В основе его находилась тенденция разделения щелочей и планомерное отторжение от расплавов калиевой вместе с избытком кремнекислоты и металлами. Накопление рудных компонентов, таким образом, тесно увязывалось со становлением интрузивных тел и было обусловлено особенностями их кристаллизации. Во-вторых, указанное обособление и накопление рудных компонентов, хотя и имело единую основу, тем не менее выражалось весьма разнообразно в интрузиях, сложенных гранитоидами разного возраста и различной генетической принадлежности. Характерно, что отличаются не только формы обособления и накопления рудных компонентов, но и время проявления этого процесса. В одних случаях он совершался в течение становления гранитоидов главной интрузивной фазы;¹ в других — был сдвинут к моменту завершения кристаллизации поздних жильных дифференциатов.

Наиболее убедительно проявлена на Полярном Урале генетическая связь гидротермального орудения с палингенными гранитоидами

¹ Под гранитоидами главной фазы здесь и далее понимаются наиболее крупные их тела, открывающие ряд последующих дифференциатов в каждом из интрузивных комплексов.

раннего палеозоя. В кембрийских интрузиях она выражена синкристаллизационным обособлением различных по составу гранитоидов, слагающих как главные, в своем большинстве крупные тела, так и отделенные от них апофизы.

В крупных телах, становление которых несколько предшествовало отделению апофиз, представляется возможным восстановить ранние этапы процесса обособления рудных компонентов. Они выражены разделением гранитного расплава и обособлением во внешних, преимущественно гипсометрически верхних частях камер, гранитного расплава с повышенным содержанием SiO_2 и флюидов. Присутствие последних устанавливается по характерному и преобладающему развитию в гранитах гранофировой структуры, а также по возросшему значению большинства рудных элементов, особенно молибдена и олова.

Продолжение процесса обособленного накопления рудных компонентов наблюдается в апофизах, главным образом в части их, имеющих форму линейно-вытянутых тел. В них наряду с дальнейшим увеличением содержания SiO_2 , устанавливается „расслоение“ расплава и обособление в нем не только кварцевых рудонесущих линзовидных стяжений, но и ассоциация с ними мусковита. Весьма характерно при этом, что с приближением к таким стяжениям в окружающих их гранит-порфирах и гранофирах происходило резкое сокращение объема ортоклаза и микропегматита. Взамен их развитие получал микроклин, в свою очередь, постепенно уступавший место мусковиту. Количество последнего резко возрастало вокруг кварцевых стяжений. В результате указанное распределение минеральных составляющих сопровождалось, хотя и слабо выраженным, но заметным разделением щелочей. Из них калий вместе с металлами сосредоточивался в кварцево-рудных телах, нередко имеющих уже форму жил; натрий сохранялся в обедненных рудными элементами остаточных расплавах.

Более поздние этапы гидротермального рудообразования установлены в жильных телах раннеордовикских гранитоидов. Они, естественно, не имеют прямой связи с обособленным накоплением рудных компонентов в кембрийских интрузиях, однако, увязываясь с поздними жильными дифференциатами, характеризуют особенности завершающей части гранитного рудогенеза.

Характерной чертой этого этапа рудообразования являлось формирование кварцево-мусковит-рудных жил. Они выявлены в тесных взаимных связях с жильными телами гранитоидов, в которых установлена вся гамма постепенного изменения составов от гранит-порфиров и трондьемитов к кварцево-мусковит-рудным образованиям. Показательно при этом резкое, с нарастающей интенсивностью во времени разделение щелочей. Натрий сохранялся во внутренних частях жил трондьемитов, лишенных металлов. Калий вместе с рудными элементами сосредоточивался во внешней „гидротермальной оболочке“ таких тел или наряду с металлами входил в состав самостоятельных кварцево-мусковит-рудных жил, расположенных чаще всего на простирации трондьемитов или гранит-порфиров.

Как видно, интрузии палингенных гранитоидов имели единое, запрограммированное направление эволюции. Оно определялось тенденцией поэтапного накопления и последующего обособления в расплавах гранитоидов сначала их высококремниевой части, затем в ней высококалиевых рудонесущих флюидов и, наконец, отделением последних в виде гидротермальных растворов, представленных ныне кварцево-мусковит-рудонесущими жилами. Размеры и количества рудных скоплений (продуктивность интрузий) определялись рудообразующей способностью конкретных тел, зависимой от ряда факторов рассматриваемых ниже.

Генетические связи руд с гранитоидами базальтоидного генезиса выражены менее отчетливо. Во-первых, потому что подавляющее количество месторождений железа, связанных и пространственно сближенных с интрузиями, находятся в осадочных и вулканогенных толщах, в силу чего имеют взаимопереходы с ними, а не с гранитоидами. Во-вторых, источниками рудного вещества в области распространения месторождений железа являлись не только гранитоиды, но и вмещающие их отложения. Этот тезис доказывается установлением как прямого заимствования железа месторождениями из окружающих вулканитов преимущественно основного состава, так и „переотложения“ его расплавами гранитоидов, предварительно насыщенными железом в результате ассимиляции высокожелезистых эффузивов.

Тем не менее важная роль интрузивных образований в процессе формирования железорудных метасоматических месторождений не вызывает сомнения. Они генерировали высококалиевые флюиды, которыми осуществлялся вынос железа из центральных в периферические части интрузий, или за счет циркуляции их совершалась экстракция железа и формировались месторождения внутри вулканогенных толщ. Гранитоиды в этих случаях выполняли как бы косвенные функции. Созданные ими интрузии способствовали распространению в окружающей среде метасоматических процессов, в итоге которых при стечении благоприятных факторов формировались железорудные месторождения.

Вместе с тем нельзя полностью отрицать отделение железа расплавами самих гранитоидов базальтоидного генезиса. Кристаллизация их в гипабиссальных условиях при свободном доступе кислорода атмосферы сопровождалась резким понижением железистости в темноцветных минералах и переходом части железа из силикатной формы в окисное состояние. Установленное широкое распространение этого явления и нарастание интенсивности его в направлении к периферии магматических тел в условиях высоких содержаний базальтоидными гранитоидами темноцветных минералов могло обеспечить возможность накопления значительных количеств магнетита самими интрузиями вдоль их эндо- и экзоконтактов. На Полярном Урале указанное явление особенно характерно для посторогенных гранитоидов позднепермского возраста.

Таким образом, ближайшее рассмотрение генетических связей руд и гранитоидов убеждает в том, что сложный и длительный про-

цесс становления интрузий завершался отделением от них рудонесущих флюидов. Рудные компоненты в них заимствовались из расплавов гранитоидов или экстрагировались из вмещающих толщ, а объемы рудонесущей флюидной фазы определялись условиями кристаллизации гранитоидов. В зависимости от рудообразующей способности интрузий они колебались в широких пределах, вплоть до формирования промышленных месторождений.

В гранитоидах базальтоидного генезиса рудонесущие флюиды накапливались преимущественно у периферии крупных тел главной интрузивной фазы, как справедливо полагают А.М. Дымкин и др. (1982), к моменту окончания кристаллизации расплава. В гранитоидах, принадлежащих магмам кислого состава, сосредоточивались в теле апофиз или в поздних жильных дифференциатах. Дальнейшая эволюция рудонесущих флюидов практически не имела связи с интрузиями. Однако, будучи производными гранитоидов, они образовывали с ними единый и непрерывный ряд сложных образований, составляющих рудно-магматические системы (Иванкин, 1971; Иванкин, Кулагашев, 1978) или рудно-магматические формации (Охотников, 1972б; Охотников, Фомиченко, 1976).

Металлогеническая специализация гранитоидов

Рудные скопления, ассоциирующие с гранитоидами, имеют различный состав. Характерно (Охотников, 1975а, 1976), что одни из них содержат преимущественно молибден, вольфрам, свинец, реже олово и сурьму. В других явно преобладают медь и железо. Соответственно заметно различна рудная специализация гранитоидов и поведение в них щелочей. На диаграмме (рис. 34), составленной по методу З.Г. Караевой (Караева, 1968; Гинзбург, Иовчева, 1975), гранитоиды наиболее древних кембрийского и раннеордовикского комплексов занимают положение со значениями координат: $A = Na + K - Ca$ в интервале 130-270 и $B = (Na - Ca) / (K - 0.8 - 2.0)$, что свидетельствует о специализации их на молибден, вольфрам, олово. Гранитоиды всех остальных более поздних комплексов расположены главным образом ниже значений $B = 0.7-1.1$, вне пределов „редкометального поля“ и, как следует из состава сопровождающих их рудных проявлений, характеризуются медной и железорудной специализацией.

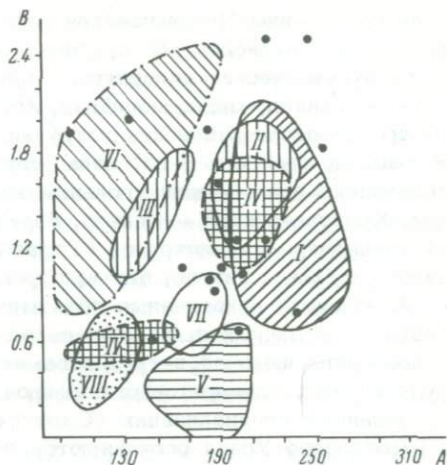
Следовательно, интрузии изученных кембрийских, раннеордовикских, средне-позднедевонских, позднедевонско-раннекаменноугольных и позднепермских гранитоидов, распространенных на Полярном Урале, отличаются не только по своему возрасту. Не менее важным и принципиальным отличием является различная металлогеническая специализация их и соответственно состав связанных с ними рудных скоплений.

Набор рудных элементов как в месторождениях, так и в интрузиях отражает качественную характеристику металлоносности интрузий. Как свидетельствуют исследования металлогенической зональ-

Рис. 34. Диаграмма положения гранитоидов в полях рудоносности по З.Г.Караевой.

$$A = (N\alpha + K - Ca); B = \left(\frac{N\alpha - Ca}{K} \right).$$

Поля фигуративных точек гранитоидов: I – кембрийских; II, III, IV – раннеордовикских (II – харьбейского, III – гердиэского, IV – подэягинского комплексов); точки V – средне-позднеордовикских субинтрузивных (точки – пайпудынского, V – себетинского комплексов); VI – средне-позднедевонских; VII – позднедевонско-раннекаменноугольных; VIII – позднепермских.



ности Полярного Урала (Охотников, 1975а) и положение гранитоидов в полях рудоносности по З.Г.Караевой (1968), она свойственна в целом всем многочисленным проявлениям какого-либо одного комплекса и, следовательно, обусловлена особенностями интрузивного магматизма на определенном уровне исторического развития региона.

Разумеется, выявленная металлогеническая специализация гранитоидов не определяет продуктивности каждой из интрузий таких комплексов. Наряду с рудоносными в них существуют интрузии, сопровождавшиеся ничтожными скоплениями рудных минералов. Из этого следует, что интрузии обладали различной рудообразующей способностью, которая отражает количественную характеристику их металлоносности. Она проявляется на фоне металлогенической специализации и является частной – индивидуальной особенностью конкретных интрузивных тел, составляющих металлогенически специализированные комплексы.

В соответствии с представлениями И.Е.Сморчкова (1964), В.В.Ляховича (1969), Л.В.Таусона (Таусон, 1971; Проблемы..., 1981) и многих других исследователей, металлогеническую специализацию гранитоидов мы понимаем как свойство их расплавов быть носителями определенного набора рудных компонентов и (или) способствовать их концентрации. Выполненные разносторонние, в том числе и геохимические исследования разнообразных интрузий Полярного Урала, показывают, что с разновозрастными гранитоидами ассоциируют следующие конкретные группы металлов: 1) кембрийские интрузии (Сядатаяхинская)² – молибден, свинец, цирконий, иттрий, олово, ниобий, скандий; 2) раннеордовикские интрузии (Харьбейская, Гердиэская) – молибден, олово, вольфрам, свинец, сурьма; метасоматиче-

² Интрузии под соответствующими номерами показаны на карте гранитоидного магматизма Полярного Урала (рис. 4).

ские гранитоиды (Нодэягинская залежь) – преимущественно вольфрам, реже молибден; 3) средне-позднеордовикские субинтрузивные и субвулканические липаритовые порфиры (Минисейская, Предгорная) – свинец, медь, молибден, кобальт, никель, сурьма, барий; 4) средне-позднедевонские интрузии (Сибилейская, Игуортская, Янганапэйская) – железо, медь, титан, скандий, иттрий; 5) позднедевонско-раннекаменноугольные интрузии (Юрмэнекская, Каньонная, Харасавейская) – железо, барий, свинец, скандий, иногда медь; 6) позднепермские интрузии (Торасовейская) – медь, цинк, железо, титан, кобальт, никель, барий, стронций, иттрий, молибден, скандий.

Анализируя приведенные геохимические характеристики, а также составы указанных выше руд, связанных с интрузиями, и поведение в последних щелочей, нетрудно заметить, что за исключением субвулканических липаритовых порфиров, имеющих полиметаллически-колчеданную специализацию (Охотников, Чумакова, 1981), гранитоиды Полярного Урала расчленяются на два главных металлогенически специализированных типа: а) полиметаллически-редкометалльный, б) медно-железородный. К первому из них относятся гранитоиды кембрия и раннего ордовика. Второй тип охватывает гранитоиды различных формаций, сформированных в течение девона, карбона и перми.

В гранитоидах каждого из указанных типов в различных количественных вариациях устанавливается постоянное присутствие одноименных главных элементов, ассоциациям которых подчинены второстепенные металлы. Так, для полиметаллически-редкометалльного типа главными являются молибден, вольфрам, олово, свинец, реже сурьма; для медно-железородного – железо, медь, титан, а также никель и кобальт.

Соответственно среди чрезвычайно разнообразного в гранитоидах набора аксессуарных минералов, представленных магнетитом, ильменитом, пиритом, молибденитом, халькопиритом, галенитом, арсениопиритом, пирротином, гематитом, лимонитом, сфеном, лейкоксеном, цирконом, апатитом, ортитом, баритом, рутилом и гранатом, интрузии с медно-железородной специализацией характеризуются постоянным присутствием магнетита, ильменита и пирита в количествах от 30–50 до 100 г/т и выше (табл. 1). Эта минеральная триада столь характерна для гранитоидов с медно-железородной специализацией, что они без особенного труда отличаются от интрузий с полиметаллически-редкометалльной минерализацией. Способствуют этому также более частая встречаемость и несколько повышенные концентрации в последних главным образом молибденита и галенита.

Наконец, одним из важных отличий гранитоидов двух указанных металлогенически специализированных типов является весьма различное в них содержание общего железа (табл. 1). Как показали исследования, поведение его в минералах и интрузиях различных комплексов, а также количество этого элемента колеблется в широком диапазоне. Однако при этом не превышает 3% в гранитоидах кембрия и раннего ордовика с полиметаллически-редкометалльной специализацией и варьирует от 3,5 до 7% в интрузиях девона, карбона и перми, сопровождавшихся медно-железородной минерализацией.

Столь отличная металлогеническая специализация гранитоидов объясняется рядом причин, среди которых, очевидно, главенствуют: генетическая принадлежность гранитов, связи их со структурно-формационными зонами и состав окружающей среды.

Генетическая принадлежность гранитоидов в более южных районах Урала издавна рассматривалась как один из важных признаков их металлогенической специализации. Обоснованием этому послужили исследования Д.С.Штейнберга (1955), Л.Н.Овчинникова (1960), Д.С.Штейнберга, И.Д.Соболева (1964), Г.Б.Ферштатера, Н.С.Бородиной (1975) и др., установивших тесную генетическую связь контактово-метасоматических месторождений железа и меди с гранитоидами базальтоидного генезиса и отделивших последние от сиалических гранитов с редкометальной специализацией. Изучение гранитоидов Полярного Урала подтверждает эту зависимость.

Как выявлено (табл. 1), гранитоиды двух указанных металлогенически специализированных типов являются образованиями магм разного состава. Кембрийские и раннеордовикские гранитоиды с полиметаллически-редкометальной специализацией кристаллизовались из кислой магмы и независимо от ее происхождения характеризуются устойчивым присутствием молибдена, олова, вольфрама и свинца. Гранитоиды с медно-железородной специализацией принадлежат к производным базальтовой магмы со свойственными им высокими концентрациями железа. Внутри выделенных типов гранитоиды различных формаций (табл. 1) сохраняют черты указанной металлогенической специализации, свидетельствующие о том, что она предопределялась составом исходной магмы.

Выявленная металлогеническая специализация гранитоидов, естественно, не отрицает присутствия одного и того же металла в скоплениях, связанных с гранитоидами разного генезиса. Но в одних из них такие металлы имеют ведущее, в других резко подчиненное значение. Так, например, железородные месторождения скарнового генезиса (Немурьюганское, Красноуральское) известны в генетической связи с гранитоидами раннего ордовика, являющимися производными кислой магмы. Однако роль их и распространенность по сравнению с месторождениями молибдена и свинца существенно занижена. Среди железородных месторождений, связанных с гранитоидами базальтоидного генезиса, наоборот, известны скопления молибденовых руд (Янаспорское), имеющих подчиненное значение (Охотников, 1975а, 1976, 1979).

Кроме того, сравнение состава рудных проявлений, геохимической и акцессорно-минеральной характеристик интрузий указывает на то, что различия в металлогенической специализации между гранитоидами разного генезиса проявлены в основном для их главных интрузивных фаз. По мере развития поздних магматических дифференциатов эти различия все менее заметны. Так, аляскитовые граниты как производные кислой магмы из раннеордовикской Харбейской интрузии (Охотников, Фомиченко, 1976), так и базальтоидные из позднедевонско-раннекаменноугольной Каньонной интрузии имеют сходные гео-

химическую и аксессуарно-минеральную характеристики (за исключением присутствия ильменита в аляскитах Каньонной интрузии). Не случайно с аляскиговыми гранитами независимо от их возраста, генетической принадлежности и структурной позиции на Полярном Урале связана часть скоплений молибденита.

Очевидно, эволюция гранитоидных расплавов, принадлежащих как собственно к кислым, так и к основным магмам, имела одинаковую направленность, обуславливающую на поздних этапах формирование сходных горных пород не только по минеральному и химическому составу, но и по металлогенической специализации. Различными, по всей вероятности, являются количества отделенных от интрузий металлов. Как показывают сопоставления молибденовых промышленного Харбейского месторождения и Янаспорского рудопроявления, крупные концентрации рудных минералов возникают предпочтительно в случаях соответствия их состава изначальной металлогенической специализации магмы.

Связи со структурно-формационными зонами гранитоидов двух выделенных металлогенически специализированных типов существенно различны. Согласно изложенным выше сведениям, развитие гранитоидов, производных кислых магм с полиметаллически-редкометальной специализацией характерно для крупных структурных элементов Полярного Урала с сиалической направленностью эволюции. Внедрение гранитоидов в них увязывалось со становлением в кембрии островных структур, в раннем ордовике — с формированием Полярно-Вральского антиклинального поднятия (рис. 1, 2). Как полагают Ф.Р. Апельцин и др. (Потенциальная рудоносность..., 1970), Н.П. Заболотная и сотр. (1962), А.И. Гинзбург и Э.И. Иовчева (1975), в этих условиях формировались граниты со специфической редкометальной (молибден, вольфрам, олово) специализацией (рис. 34), чему и соответствует положение их на диаграмме З.Г. Караевой (1969).

Формирование базальтоидных гранитоидов перечисленных выше комплексов связано с заложением и развитием в среднем-позднем ордовике на севере и востоке Полярного Урала Тагило-Магнитогорской и Байдарацкой эвгеосинклиналей, имеющих типичный фемический тип эволюции. Не случайно гранитоиды каждой из двух указанных генетических типов отличаются по содержанию суммарного железа (табл. 11).

Обособление в пространстве и приуроченность к определенным крупным региональным структурам гранитоидов перечисленных генетических типов уже давно являлись главными из признаков металлогенического районирования территории Полярного Урала (Софронов, 1944; Охотников, 1955, 1975а, 1976). В соответствии с ним область распространения сиалических гранитоидов выделялась в Восточную сурьмяно-свинцово-молибденовую металлогеническую зону (рис. 35). Близка к ней по развитию кембрийских гранитов в Центрально-Уральском поднятии Западная полиметаллическая зона. Тагило-Магнитогорский (Шучинский синклиорий) и Байдарацкий прогибы с сосредоточенными в них разновозрастными гранитоидами базальтоидного

Т а б л и ц а 11

Средние содержания железа в гранитоидах интрузий различных генетических типов

Генетические типы гранитоидов	Возраст интрузий	Название интрузий	Fe _{общ} (Fe ₂ O ₃ + +1.11 FeO), %
Сиапический	Кембрий	Сядатаяхинская	2.37
	Ранний ордовик	Харбейская	1.78
		Гердизская	2.46
Базальтоидный	Средний-поздний девон	Сибилейская	6.67
		Нгунортская	4.13
		Янганспэйская	3.87
	Поздний девон-ранний карбон	Каньонная	3.43
		Харасавейская	3.50
		Юрмэнекская	3.53
	Поздняя пермь	Торасовейская	7.46

генезиса известны соответственно как Малоуральская медно-железорудная и Байдарацкая полиметаллически-колчеданная металлогенические зоны, последняя из которых перспективна также на железные руды.

Длительное сохранение в указанных зонах свойственной им сиапической или фемической направленности эволюции магматизма способствовало формированию в них гранитоидов, наследующих от эпохи к эпохе и генетическую принадлежность, и металлогеническую специализацию (Билибин, 1955; Смирнов, 1976). В свою очередь это обусловило Полярному Уралу весьма отчетливую металлогеническую зональность, отражающую длительное развитие структурно-формационных зон уральского генерального структурного плана.

Среди интрузий двух указанных выше металлогенических типов несколько обособлены сиеито-диориты позднепермского возраста. Их аксессуарно-минеральная и геохимическая характеристики указывают на связь с ними металлов, свойственных гранитоидам как сиапического, так и базальтоидного генезиса. Причиной этому, видимо, является структурная позиция и весьма позднее время формирования интрузий, которые, хотя и относятся к базальтоидным производным в Байдарацком прогибе, тем не менее по своей металлогенической специализации носят черты коровых гранитоидов, возникших в позднем палеозое в условиях позднеорогенного развития уральских структур.

Влияние состава окружающей среды проявлялось в различных формах. Во-первых, несомненна роль

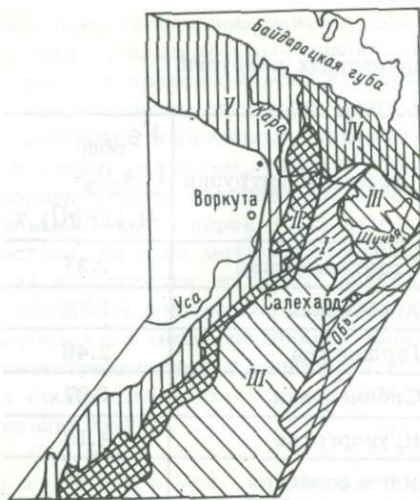


Рис. 35. Металлогеническое районирование Полярного Урала.

Металлогенические зоны: I – Восточная – сурьмяно-свинцово-редкометалльно-молибденовая, II – Западная – мышьяково-полиметаллическая, III – Малоуральская – медно-железородная, IV – Байдарцкая – полиметаллически-колчеданная, У – Западно-Уральская – баритово-полиметаллическая.

его в процессах палингенеза и развитии гранитоидов раннего ордовика. Формирование их на глубинах 2–5 км (Охотников, 1975а), надо полагать, совершалось в обстановке плавания протерозойских толщ, из которых нижерасположенная париквасьшорская свита представлена высококремнистыми супракристалльными образованиями, а в залегающих выше отложениях няровейского комплекса занижена роль основных эффузивов. Это способствовало образованию расплавов кислого состава с чрезвычайно низкими в них содержаниями железа (табл. 11), подчиненного концентрациям редких металлов и полиметаллов.

Во-вторых, важное значение в металлогенической специализации гранитоидов имели ассимиляция и сопровождающие ее магматическое замещение вмещающих толщ, что издавна отмечалось Х.М. Абдулаевым (1951, 1954). Особенно велика роль этого процесса в Тагил-Магнитогорском прогибе. Взаимодействие здесь гранитоидов среднего-позднего девона, позднего девона-раннего карбона и поздней перми с вулканитами основного состава сопровождалось широким развитием гибридных горных пород не только, как указывалось ранее, с высокими содержаниями калиевой щелочи, но и с высокими концентрациями железа. Соответственно интрузии этих комплексов из всех известных на Полярном Урале характеризуются максимальными количествами железа общего (табл. 11).

В Западной полиметаллической и Восточной сурьмяно-свинцово-молибденовой металлогенических зонах (рис. 35) ассимиляции подвержены главным образом вулканиты кислого состава кузьшорского комплекса и терригенные отложения орангской свиты. Магматическое замещение их гранитоидами раннего ордовика, хотя и широко распространенное явление на Полярном Урале (Молдаванцев, 1969; Охотников, 1975а), однако не сопровождалось концентрациями железа, а гибридные диориты и кварцевые диориты имеют локальное распространение преимущественно в области распространения карбонатных отложений немурьюганской толщи.

В-третьих, высокие содержания железа во вмещающих толщах способствовали перераспределению и накоплению его в метасоматических залежах, сопровождающих интрузии. Магнетит сосредоточивался в виде линз, прослоев рядом с гранитоидами в окружающих вулканогенных толщах, нередко полностью замещенных метасоматическими диоритами. При этом, как показывают сопоставления составов гранитоидов, гибридных горных пород и вмещающих их образований (табл. 9), значительная часть железа заимствовалась из вулканитов основного состава. Естественно поэтому, что мощность, состав и распространенность последних наряду с другими факторами определяли количества «освобожденного» железа и, таким образом, возможные концентрации его в виде месторождений.

В этом аспекте весьма показательна давно известная избирательная концентрация промышленно значимых крупных железорудных месторождений в зонах эвгеосинклинальных прогибов, характеризующихся широкой распространенностью и большой мощностью вулканогенных образований основного состава (Поляков, 1971). На территории Полярного Урала эта особенность размещения железорудных месторождений выражена довольно отчетливо. Действительно, все железорудные месторождения и площади, перспективные для их поисков, сосредоточены в Тагило-Магнитогорском и Байдарачком эвгеосинклинальных прогибах, заложенных в ордовике. В них суммарная мощность вулканитов преимущественно основного состава превышает 3000 м (рис. 3).

Область Центрально-Уральского поднятия в своей полярной части и Полярно-Уральское поднятие, напротив, сложены доордовикскими толщами, в составе которых вулканиты нередко подчинены терригенной части разреза. В подавляющем большинстве районов они представлены лавами среднего состава, а залегающие среди них основные эффузивы не только обособлены в пространстве, но и подчинены им по значению. Очевидно, поэтому известные в указанных зонах скарновые железорудные месторождения (Немурьюганское, Красноуральское и ряд более мелких), хотя и ассоциируют с вулканитами основного состава, тем не менее представлены разобшенными мелкими концентрациями магнетита. Они характеризуются низкими содержаниями железа и большинство из них, в том числе и Немурьюганское, по имеющимся сведениям, не имеет промышленного значения (Охотников, 1975а).

Естественно полагать поэтому, что зоны эвгеосинклинальных прогибов с типичным фемическим типом эволюции являются местами возникновения железорудных контактово-метасоматических месторождений не только в силу развития в них гранитоидов базальтоидного генезиса. Важное, а иногда, по-видимому, и первостепенное значение имели широкое распространение и мощность накопленных здесь вулканитов основного состава, высокие содержания железа в которых были способны обеспечить накопление его в формировавшихся контактово-метасоматических месторождениях. В этом отношении показательны результаты исследований А.М. Дымкина и сотрудников (1962), подчеркивающих для Урала высокую продуктивность островодужных

известково-щелочных вулканоплутонических ассоциаций, в которых, по их мнению, вулканические и вулканосадочные толщи являлись главными рудоконтролирующими элементами.

Глубина формирования гранитоидов и влияние глубины формирования на металлогеническую специализацию детально не исследовались. Однако изложенные выше результаты изучения хорошо обнаженных вертикальных разрезов „расслоенной“ Сядатаяхинской интрузии свидетельствуют о том, что гранитоиды ее на разных глубинах имеют отличную (частную) специализацию. Нижняя, наиболее глубоко расположенная часть интрузии, сложенная арфведсонит-биотитовыми гранитами, характеризуется редкометалльно-ниобиевой специализацией. В 100 м гипсометрически выше она сменяется молибденовой, а затем еще в 200 м выше преимущественно оловянной. Эти наблюдения согласуются с представлениями многих исследователей (Гинзбург, Иовчева, 1975) о существенной роли глубины формирования гранитоидов на состав связанных с ними скоплений редких металлов. Вместе с тем они указывают на то, что известный антагонизм олова и молибдена в рудном процессе не обязательно является следствием связи этих металлов с различными интрузиями (О двух типах рудных районов..., 1982). Они могут генерироваться одной из них, хотя и обнаруживают при этом тенденцию накопления в гипсометрически разных ее частях.

Рудообразующая способность интрузий

Рудообразующая способность рассматривается нами как действительная способность интрузий отделять от себя рудоносные флюиды (Сморчков, 1964; Ляхович, 1969, 1976; Таусон, 1971; Охотников, Фомиченко, 1976, и др.). Так же как и металлогеническая специализация, она не определяется повышенными концентрациями рудных компонентов в гранитоидах.

Изучение конкретных интрузий и связи с ними рудных скоплений убеждает в том, что при адекватном возрасте, составе и геохимической характеристике окружающей среды руды в их промышленном значении связаны в основном с интрузиями, содержания металлов в которых ниже, чем в непродуктивных телах. Подтверждением этому является предложенное выше сопоставление разнообразных интрузий, в том числе раннеордовикских Харбейской и Гердиэской. Из них первая сопровождается промышленным Харбейским месторождением, хотя в гранитоидах ее содержания молибдена и вольфрама ниже, чем в Гердиэской непродуктивной (табл. 2, 4).

В кембрийской Сядатаяхинской интрузии нередко повышены содержания ниобия, молибдена, олова и свинца. Однако она не относится к ряду продуктивных. В продуктивных (Сибилейская, Харасавейская) и непродуктивных (Янганалэйская, Юрмэнекская) интрузиях неконтраминированные гранитоиды базальтоидного генезиса чаще характеризуются равными или близкими содержаниями суммарного

железа (табл. 11). Повышенные количества его свойственны гибридным горным породам и, как указывалось, обусловлены заимствованием его из вмещающих вулканитов.

Не менее показательны также сокращенные количества рудных акцессорных минералов в гранитоидах продуктивных интрузий. Например, в гранитоидах Харбейской практически отсутствуют галенит и молибденит, в то время как в гранитоидах непродуктивных Гердиэской и Сядатаяхинской интрузий они содержатся от единичных знаков до 100 г/т и весьма часто сопровождаются халькопиритом и пирротиниом. Подобные примеры с содержанием как акцессорных минералов, так и рудных элементов ныне известны во многих районах СССР (Таусон, 1971; Ляхович, 1969; Охотников, Фомиченко, 1976; Амшинский и др., 1976; Вертикальная геохимическая зональность ..., 1977).

Приведенные сведения указывают на то, что в подавляющем числе случаев высокие концентрации металлов в гранитоидах характерны для непродуктивных интрузий. Они не обладали свойством отделять от себя рудоносные флюиды. Продуктивные, напротив, были способны отделять их в количествах, достаточных для формирования месторождений, в связи с чем в самих гранитах концентрации металлов резко сокращались. Естественно поэтому, что показателем степени высокой рудообразующей способности интрузий являются не большие содержания в них металлов, а количества отделенных от гранитоидов рудных компонентов, накопленных в рудопроявлениях или в месторождениях.

Как следует из результатов изучения гранитоидов Полярного Урала, рудообразующая способность зависела от условий формирования интрузий и режима щелочности и кислотности в кристаллизующихся расплавах. Обусловливалось это известным свойством щелочей стабилизировать воду, летучие и рудные компоненты, что предопределяло одновременную миграцию их как в магматическую стадию, так и при последующем отделении от интрузий в гидротермальных растворах. На тесную связь металлов со щелочами в разное время указывали Д.И. Коржинский (1953, 1965, 1976), Д.С. Штейнберг (1955), Л.Н. Овчинников (1960), Ф.А. Летников (1971), В.И. Рехарский (1972), М. Штёмпрок (1974), Б.М. Тюлюбо (1976) и многие другие исследователи. Полученные нами результаты согласуются с известными положениями Д.С. Коржинского (1953, 1965, 1976), однако характеризуют они не столько постмагматический процесс, сколько особенности позднемагматической эволюции интрузий различной формационной принадлежности.

Вместе с тем детальное изучение интрузий показывает, что главная масса металлов, мигрирующих из гранитоидных расплавов, обнаруживает связь не вообще со щелочами, а только с калиевой из них. Об этом свидетельствуют изложенные выше сведения и известное постоянство ассоциаций молибдена, вольфрама, олова, свинца или железа и ряда других металлов с горными породами, содержащими повышенные концентрации K_2O . Такая связь на Урале для железа издавна отмечалась Д.С. Штейнбергом (1955) и Л.Н. Овчинни-

ковым (1960). Не менее примечательно указанное выше совместное нахождение перечисленных металлов и их минеральных соединений со слюдами или реже с калиевым полевым шпатом, что уже давно было подмечено Д.С. Коржинским (1953, 1965).

Таким образом, одним из непременных условий образования рудных месторождений, связанных с гранитоидами, является интенсивная миграция калия в интрузиях. К числу таких интрузий на Полярном Урале относятся: Харбейская палингенная и Сибилейская, Харасавейская, Каньонная, Торасовейская, сложенные гранитоидами базальтоидного генезиса. Для них характерно не только обычно указываемое нарастание содержаний калия во времени в направлении от ранних к поздним магматическим дифференциатам. Не менее важным и нередко главным оказывается увеличение количества его в сторону периферии интрузий и жил или концентрация в слюдяно-кварцевых обособлениях, что обуславливало как обеднение им внутренних частей гранитоидных тел, так и сосредоточение здесь магматического остатка, насыщенного натрием. Это явление, указывающее на раздельное накопление калия и натрия, совершалось в процессе кристаллизации производных одной интрузивной фазы и, следовательно, в течение одного интервала времени. Оно получило название позднематматического фракционирования щелочей (Охотников, Фомиченко, 1974а, 1974б; 1976) и является одной из наиболее важных закономерностей эволюции всех в той или иной мере продуктивных интрузий. Тем не менее в каждой из них и тем более в отличающихся по возрасту и генезису это явление проявлялось в различных формах и на разных стадиях становления интрузий.

Фракционирование щелочей и формы его проявления. Суть фракционирования щелочей заключается не только в отделении, очевидно, более подвижного калия от натрия, но и в том, что в гранитоидах двух рассматриваемых металлогенически специализированных типов вместе с ним мигрировали рудные элементы. Иными словами, фракционирование щелочей является показателем отделения от гранитоидов рудонесущих флюидов.

В гранитоидах, производных магм кислого состава, фракционирование щелочей устанавливается по характерному разделению калиево-натриевых гранитов на две ассоциации горных пород. Они представлены, с одной стороны, богатыми натрием плагиогранитами (трондьемитами) или близкими к ним по составу скоплениями полевых шпатов и кварца, залегающими нередко внутри тел калиево-натриевых гранитов; с другой – высококалиевыми мусковит-кварцевыми гидротермальными или пневматолито-гидротермальными образованиями, которые либо удалены от трондьемитов, либо сосредоточены внутри сложенных ими линз и жил.

Между указанными горными породами нет резких границ. Они связаны взаимопереходами, что свидетельствует о синкристаллизационном формировании их в процессе минеральных перегруппировок в растворах-расплавах калиево-натриевых гранитов. Характерна при этом последовательная смена ортоклаза микроклином по мере перехода от калиево-натриевых гранитов к трондьемитам, а с приближе-

нием к мусковит-кварцевым горным породам микроклин полностью вытесняется мусковитом.

Наиболее распространены три морфологические разновидности нередко рудонесущих мусковит-кварцевых горных пород: линзовидные или жилобразные обособления внутри гранитоидов, оторочки вдоль зальбандов апофиз и жил плагиогранитов и, наконец, самостоятельные жильные тела. Содержание в них калия, судя по сравнению ряда апофиз и жил, тем выше, чем меньше его в окружающих трондьемитах. В свою очередь, распространенность последних, как видно, контролировалась объемом отделенного калия в составе флюидной фазы. Так, например, развитие слюдяно-кварцевых оторочек мощностью 0,1-0,15 м свойственно жильным телам, сложенным полностью плагиогранитами (трондьемитами). Обычно же трондьемиты и мусковит-кварцевые горные породы шире распространены в интрузиях, испытавших наиболее интенсивные динамические нагрузки в период кристаллизации.

Изложенные сведения, разумеется, не отрицают постмагматического отделения растворов и развития наложенных процессов, например серицитизации. Как подчеркивалось ранее, они указывают главным образом на первоначальную связь расплавов и растворов, разделение которых совершалось в конце кристаллизации гранитов и является началом завершения единого процесса становления конкретных интрузивных тел. Нередкое присутствие микроклина в трондьемитах наталкивает также на мысль о том, что в своем происхождении они в какой-то мере обязаны метасоматическим процессам. Неизбежность влияния последних вытекает из выявленного взаимодействия кристаллизующихся расплавов и растворов, находящихся длительное время в непосредственном соприкосновении.

В гранитоидах базальтоидного генезиса, представленных средне-позднедевонскими, позднедевонско-раннекаменноугольными и позднепермскими интрузиями, фракционирование щелочей устанавливается по развитию вокруг калиево-натриевых гранитоидов гибридных горных пород с повышенными содержаниями калия. Это свидетельствует о миграции его к периферии интрузивных тел. Однако если в средне-позднедевонских интрузиях он накапливался преимущественно в эндоконтактах, о чем свидетельствуют содержания K_2O в сиенито-диоритах, в 1,5-2 раза превышающие количества ее в гранодиоритах внутренней части, например Сибилейской интрузии (см. Приложение), то в позднедевонско-раннекаменноугольных и позднепермских значительная часть калия выносилась за пределы гранитоидов. В первом случае миграция калия сопровождалась обособлением во внутренней части интрузий остаточного расплава плагиогранитов (трондьемитов), внедрение которых вслед за формированием калийсодержащих гибридных горных пород и контактово-метасоматических руд железа указывает на связь образования их с предшествующей или синхронной миграцией калия. Во втором - становление интрузий сопровождалось диоритизацией вмещающих вулканитов и развитием метасоматических диоритов, обогащенных калием. Об этом, в частности, свидетельствуют повышенные на один и более процентов со-

Т а б л и ц а 12

Содержания K_2O в горных породах позднедевонско-раннекаменноугольных интрузий (от внутренних к внешним зонам)

Наименование горных пород	Средние содержания K_2O в интрузиях, %	
	Каньонная	Харасавейская
Граниты биотитовые	4.84	4.41
Гранодиориты	2.53	2.36
Сиенито-диориты	2.34	-
Диориты метасоматические	1.23	2.03
Эффузивы основного состава	0.33	0.78

держания K_2O в метасоматических диоритах по сравнению с замещенными ими эффузивами основного состава (табл. 12).

Наконец, позднедевонско-раннекаменноугольные и позднепермские интрузии характеризуются не только отсутствием в них поздних трондьемитов, но и более высокими содержаниями окиси калия в гранитоидах. Представляется вероятным, что в гранитоидах интрузий, формировавшихся в орогенный и посторогенный этапы эволюции региона, были настолько повышены содержания калия, что поглощение части его в процессе образования гибридных горных пород и метасоматических диоритов не влекло за собой обособление остаточного плагιοгранитного расплава. По-видимому, этим интрузиям свойственна максимальная скорость накопления калия. Быть может, она обусловлена интенсивной догранитной дифференциацией габбро-гранитных ассоциаций, вызванной усиленными динамическими нагрузками в орогенный и посторогенный этапы развития региона. Во всяком случае в гранитоидах Торасовейской, Каньонной и Харасавейской интрузий по сравнению с остальными на Полярном Урале действительно устанавливаются наиболее высокие содержания K_2O (рис. 5, 30).

Известные эксперименты подтверждают сущность фракционирования щелочей. Они свидетельствуют о действительном разделении калия и натрия именно на стадии завершения кристаллизации расплавов. Так, Ф. Орвилл (Orville, 1963) указывает, что в момент завершения кристаллизации водных полевошпатовых систем в их искусственной гетерогенной среде ($KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - KCl - NaCl - H_2O$) происходит фракционирование щелочей. Калиевая из них при этом перемещается в сторону низкотемпературной фазы, т.е. в сторону среды, насыщенной водяными парами.

Экспериментальные исследования близких к природным гранитоидных систем во взаимодействии их с другими горными породами выполнены в последние годы Ф.А. Летниковым, В.Я. Медведевым, Л.А. Ивановой (1978). Вне зависимости от наших данных (Охотников, Фомиченко, 1974а, 1974б; 1976) эти авторы указывают, что при взаимодействии расплавов искусственного гранита с карбонатами и силикатами „во всех случаях калий в значительно большей мере,

чем натрий, уходит из расплава". Они полагают, "что в обстановке высокой активности воды и кремнезема более щелочной калий обладает большей подвижностью по сравнению с менее щелочным натрием, а ... ориентировочная оценка распределения проанализированных элементов показывает, что если натрий в основном концентрируется в расплаве, то калий в значительных количествах (1.0-1.5%) переходит во флюидную фазу ... Таким путем в природных условиях, возможно, формируются в верхних частях гранитных магматических колонн расплавы апогранитов, обогащенные натрием и литием, т.е. альбитовые граниты с литиевыми слюдами" (с.117). Как видно, эти выводы находятся в полном согласии с вышеприведенными результатами исследований природных гранитоидных систем, поведение же лития нами не изучалось.

Судя по результатам исследований Э.П.Изоха (1978), В.С.Попова и др. (1981), использовавших для оценки рудоносности гранитоидных формаций наряду с другими признаками отношение щелочей, фракционирование их - весьма распространенное явление. Как показывают предварительные сравнения, оно присуще доордовикским гранитоидам Приполярного Урала и палеозойским - Северного Тянь-Шаня, а также раннепротерозойским гранитам Кольского полуострова (Охотников, Фомиченко, 1974а).

Время проявления фракционирования щелочей. Согласно приведенным сведениям, фракционирование щелочей свойственно завершению кристаллизации расплавов. Оно устанавливается как в крупных телах, отвечающих ранним стадиям становления гранитоидных интрузий, так и в последующих жильных дифференциатах. На Полярном Урале выявлено два временных уровня его проявления.

Ранний, доплагиогранитный, характерен гранитоидам главных интрузивных фаз. Из них в базальтоидных фракционирование щелочей, по-видимому, стимулировалось интенсивным взаимодействием гранитоидов и окружающих толщ, чему способствовал их резко контрастный состав. Видимо, на этом уровне становления интрузий важное значение имела ассимиляционная способность гранитоидов. Ею, например, в средне-позднедевонских интрузиях контролировалось не только количество развитых гибридных горных пород с повышенной калиевой щелочностью, но и зависимые от массы мигрирующего калия объемы остаточных трондземитовых расплавов.

Для интрузий сиалических гранитоидов их ассимиляционная способность не имела решающего значения. В гранитоидах, производных липарито-дацитовых магм, слагающих кембрийские интрузии, фракционирование щелочей является взаимно обусловленным явлением описанного выше разделения расплава в процессе кристаллизации гранитоидов главной и единственной интрузивной фазы. В палингенных гранитах раннего ордовика, помимо слабо проявленной ассимиляции ими вмещающих толщ, фракционирование щелочей на раннем уровне, вероятно, было вызвано доплагиогранитной кристаллизацией аляскитовых гранитов. Преимущественное поглощение ими калия, по-видимому, изменяло соотношение щелочей в остаточном расплаве. В нем возникало преобладание натрия над калием, что сопро-

вождалось формированием плагиогранитов (трондьемитов) и последующим внедрением их, как это наблюдается в Харбейской интрузии.

Фракционирование щелочей на позднем уровне синхронно с формированием гранитоидов жильной серии. Оно совершалось в процессе отделения растворов от расплавов непосредственно в жильных телах, позднее формирование которых устанавливается достаточно определенно по пересечению ими гранитоидов главной фазы и аляскитовых гранитов в Харбейской интрузии.

Раннее отделение калия, независимо от металлогенической специализации и генетической принадлежности гранитоидов, обуславливало мобилизацию и связь с ним преимущественно железа. Характерно, что в это время формировались месторождения, которые, как правило, имели метасоматический генезис. В процессе позднего фракционирования щелочей создавались предпочтительно гидротермальные и реже метасоматические скопления молибдена, вольфрама, олова, свинца, цинка и сурьмы.

В условиях Полярного Урала практически ничтожно значение метасоматических руд железа, ассоциирующих с сиалитическими гранитоидами. Также невелики объемы скоплений свинца, молибдена и меди гидротермального генезиса, находящихся в связи с гранитоидами вулканогенно-интрузивных базальтоидных ассоциаций (Охотников, 1975а). Очевидно, в каждом из генетических типов гранитоидов высокая рудообразующая способность интрузий проявлялась лишь на одном из уровней фракционирования щелочей, именно на том из них, где вместе с калием мигрировали металлы, соответствующие металлогенической специализации гранитоидов. Генетический тип сформированных при этом месторождений, как видно, нередко предопределялся связью отделенных ведущих металлов с ранним или поздним уровнем фракционирования щелочей.

Двукратное отделение высоких количеств калия и других металлов одной и той же интрузией — явление весьма редкое. Показательна давно подмеченная для Полярного Урала закономерность, которая заключается в том, что высокая ассимиляционная способность гранитоидов является признаком ограниченного отделения ими поздних гидротермальных растворов (Охотников, 1955). Обычно выявление фракционирования щелочей сразу на двух уровнях в процессе становления одной интрузии свидетельствует об общей низкой ее продуктивности. По-видимому, двукратное отделение калия в силу сокращения длительности периодов накопления не обеспечивало достаточных количеств его и ассоциирующих с ним металлов на каждом из двух уровней фракционирования щелочей. Примерами таких интрузий являются раннеордовикские гранитоиды палингенного генезиса в бассейне р. Немурьюган, сопровождаемые одновременно явно непромышленными мелкими проявлениями ранних метасоматических железорудных скарнов и поздними гидротермальными непродуктивными жилами с молибденом и свинцом (Охотников, 1975а).

Время отделения калия и сопровождающих его металлов определялось скоростью кристаллизации расплавов. Быстрое остывание последних, по всей вероятности, ускоряло накопление калия и стимули-

ровало его отделение. Об этом, в частности, свидетельствует то, что фракционирование щелочей на раннем уровне свойственно интрузиям, характеризующимся широким распространением гибридных горных пород. Их интенсивное развитие отражает не только высокую ассимиляционную способность интрузий. Оно является показателем значительных объемов ассимилированных гранитами вмещающих горных пород, большие количества которых способствовали ускоренным остыванию и кристаллизации расплавов. Не случайно разновидностям гибридных горных пород свойственны средне-мелкозернистое сложение, а также неуравновешенные состав и структура, указывающие на формирование их в условиях ускоренной кристаллизации.

В интрузиях, не содержащих гибридных горных пород и, следовательно, по тем или иным причинам не испытавших контаминации и ускоренного остывания, фракционирование щелочей предпочтительно на позднем уровне.

В соответствии с многообразием форм проявления фракционирования щелочей признаки продуктивных интрузий также разнообразны. Они отличны не только в интрузиях разной формационной принадлежности, но и в сходных по составу образованиях, что обуславливалось различными условиями кристаллизации расплавов.

Согласно собранным сведениям, важнейшим условием формирования продуктивных интрузий являлась связь их с мобильными структурами. Ею определялись динамика становления интрузий и высокая дифференцированность расплавов, размеры, морфология тел, активность воздействия на вмещающие толщи и ряд других признаков, которые неоднократно упоминались в процессе сравнения продуктивных и непродуктивных образований.

Структурная позиция интрузий — один из наиболее важных признаков. Как следует из анализа продуктивных интрузий, подавляющее большинство их расположено в долгоживущих складчатых структурах или разломах. Не случайно характерными особенностями рудонесущих интрузий являются отчетливые эруптивные контакты между габбро, диоритами и гранитами в производных базальтоидного генезиса, а также развитие в них автомагматических брекчий или активное воздействие поздних дифференциатов на предшествующие им образования в производных сиалических гранитоидов. Не менее важно, что продуктивные интрузии независимо от возраста и генезиса, как правило, сложены гранитоидами с хорошо выраженным катаклизом составляющих их минералов. Это указывает на предпочтительное становление рудогенерирующих гранитоидов в условиях интенсивных динамических нагрузок. Даже формирование „расслоенных“ апофиз и обособление в них высококремнистых гидротермальных образований, установленное в кембрийских интрузиях, в значительной мере обязаны своим происхождением динамической нагрузке, испытываемой гранитоидами в процессе их кристаллизации.

Следовательно, одним из неперенных условий формирования продуктивных интрузий является высокая подвижность вмещающей рамы, что обеспечивалось приуроченностью их к мобильным структурам. Особенно ярко такая связь проявлена для раннеордовикских продуктивных интрузий, локализованных в поперечных складчатых структурах. В размещении продуктивных интрузий базальтоидного генезиса

главная роль принадлежала узлам пересечения северо-западных и северо-восточных разломов. Обилие их способствовало широкому развитию метасоматических диоритов и множеству мелких интрузий гранитов.

Степень дифференцированности интрузий является отражением динамики их становления. Многими исследователями рассматривается в качестве наиболее общего критерия оценки продуктивности рудогенерирующих образований (Ферштатер, 1966; Ставров, 1971; Ляхович, 1976; Охотников, Фомиченко, 1976; Амшинский и др., 1976; Вертикальная геохимическая зональность, 1977, и др.). Действительно, в продуктивных на железо габбро-гранитных ассоциациях как на Южном (Ферштатер, 1966), так на Северном (Овчинников, 1960; Знаменский, 1966) и Полярном Урале формированию гранитоидов предшествовало поочередное внедрение габбро, габбро-норитов, диоритов или кварцевых диоритов при ограниченном распространении поздних жильных дифференциатов. В интрузиях палингенного генезиса дифференциацию испытывали уже сами расплавы гранитоидов. Это выразилось в поочередном внедрении вслед за лейкократовыми гранитами главной фазы аляскистов, трондьемитов и сопровождающих их широко распространенных жильных образований. Однако практически значимые месторождения металлов имели прямую генетическую связь не столько с наиболее поздними дериватами, сколько с теми из них, которые в общем процессе дифференциации завершали периоды интенсивного ее проявления. В габбро-гранитных сериях таковыми оказываются интрузии гранитов главной фазы, в палингенных интрузиях — их жильные дифференциаты.

Ассимиляция — явление, весьма распространенное на Полярном Урале. Она установлена в гранитоидах как сиалического, так и базальтоидного генезиса. Однако влияние ее на рудообразующую способность интрузий разной генетической принадлежности чрезвычайно различно.

Среди интрузий базальтоидного генезиса продуктивны те, в составе которых значительная роль принадлежит гибридным сиенито-диоритам и монцитонам. Содержание в них K_2O на 2–4% выше, чем в гранодиоритах, свидетельствует о притоке калия в сторону периферии интрузии. Это обусловило указанную ранее причинно-следственную связь между ассимиляцией и фракционированием щелочей, предопределив раннее отделение калия. Вместе с ним мигрировало железо, в связи с чем широкое развитие калиевых гибридных горных пород является надежным признаком продуктивности интрузий.

В интрузиях сиалических гранитоидов развитие гибридных горных пород с повышенными содержаниями калия — явление чрезвычайно редкое. Не случайно им не свойственно фракционирование щелочей на раннем уровне, а известные скопления железа не имеют промышленной ценности.

Среди экзоконтактово измененных горных пород по воздействию гранитоидов на вмещающие толщи интерес представляют лишь те, в которых отчетливо

установлен привнос калия, поскольку с ним мигрировала подавляющая часть металлов.

Как установлено, интрузии гранитоидов с преобладающим ранним или поздним фракционированием щелочей сопровождались развитием различных экзоконтактовых изменений. Они представлены: при фракционировании щелочей на раннем уровне – метасоматическими преобразованиями толщ, главным образом амфиболизацией и диоритизацией; на позднем – развитием серицитизации вокруг жильных как гранитоидных, так и рудных тел.

Установленный привнос калия в эффузивы основного состава в ходе диоритизации их под воздействием позднедевонско-раннекаменноугольных и позднепермских интрузий и одновременно освобождение из вулканитов части железа (табл. 9, 11) свидетельствуют о важной роли в рудогенезе метасоматических процессов. Мобилизация железа во вмещающих толщах установлена на площадях многих месторождений СССР и мира и рассматривается в качестве ведущего фактора формирования железных руд (Поляков, 1971; Hagner e.a., 1963; Hagner, Collins, 1967; Ingerson, 1954). Развитие метасоматических диоритов поэтому является важным поисковым признаком, особенно на площадях с интенсивным развитием разломов, способствующих свободной циркуляции растворов.

С развитием серицитизации установлена прямая связь формирования гидротермальных рудных скоплений молибдена, вольфрама свинца и цинка (Охотников, Фомиченко, 1976). Интенсивность проявления ее обычно соответствует количеству жильных и штокообразных гранитоидных тел даже в том случае, если они не имели выхода на дневную поверхность.

Размеры интрузий имеют важное значение при определении рудообразующей способности интрузий с фракционированием щелочей на раннем уровне. Из них в кембрийских количествах рудных скоплений зависело от объема обособившейся высококремнистой части расплава, так как в ней устанавливаются „расслоение” и концентрация линзовидных рудонесущих гидротермальных образований.

Продуктивность средне-позднедевонских интрузий зависела от их ассимиляционной способности и количества развитых гибридных сиенито-диоритов. Объем последних, в свою очередь, определялся массой гранитоидного расплава, вступающего во взаимодействие с вмещающими толщами. В позднедевонско-раннекаменноугольных и позднепермских гранитоидах заметно снижено влияние объема гранитоидов главной интрузивной фазы на рудообразующую способность интрузий. Связано это с указанным выше заимствованием месторождениями железа не только из расплавов, но и из вмещающих толщ, метасоматическое замещение которых относится к длительному, нередко постинтрузивному процессу. Очевидно, метасоматические преобразования вмещающих толщ и формирование железорудных месторождений в эти эпохи совершались под воздействием как гранитоидных интрузий, так и глубже расположенных флюидных источников.

Рудообразующая способность интрузий с поздним уровнем фракционирования щелочей решительно не зависела от их объемов. Обь-

яняется это связью руд с жильными дифференциатами. Они пересекают гранитоиды главной интрузивной фазы и, следовательно, относятся к поздним образованиям, не связанным прямо с интрузивными телами.

Глубина залегания большинства продуктивных интрузий, по данным буровых работ, в Тагило-Магнитогорском и Байдарашком прогибах равна 200-600 м. На уровне дневной поверхности залегают лишь поздние жильные дифференциаты, которые являются достоверными свидетелями залегающих глубже интрузий гранитоидов. Как свидетельствуют собранные сведения, абсолютное большинство продуктивных интрузий формировалось в гипабиссальной обстановке.

Особенно важную информацию дают плагиограниты (трондьемиты). Они отделялись в итоге фракционирования щелочей на раннем уровне. Присутствие их логически подразумевает нахождение рядом рудогенерирующего источника, представленного интрузией гранитоидов главной фазы. В этом аспекте изолированную крупную залежь плагиогранитов на площади Юньягинского железорудного месторождения следует рассматривать как признак глубокого залегания крупной интрузии калинатовых гранитов. Установление их значительно повысит перспективы Юньягинского месторождения, так как руды этого типа тяготеют к непосредственным контактам калинатовых гранитов.

Интрузии сиалических гранитоидов в области Полярно-Уральского поднятия вскрыты до глубин 2-3 км. Обнаженными оказались не только жильные дифференциаты, но и сами интрузии. Это представляет возможность поисков у дневной поверхности руд редких и полиметаллов, связанных как с жильными раннеордовикскими телами, так и с кембрийскими массивными.

Морфология интрузивных тел - один из наиболее доступных признаков различия продуктивных и непродуктивных интрузий. Уже первые исследования гранитоидов раннего ордовика в области Полярно-Уральского поднятия (Охотников, 1955) показали, что согласные пластообразные залежи, сопровождаемые магматическим замещением вмещающих толщ или окруженные ореолом распространения тонкой согласной инъекции, не образуют сколько-нибудь значительных рудных скоплений. Как установлено, продуктивны сложнопостроенные изометричные в плане интрузии. Гранитоиды главной фазы слагают большую их часть, образуя в плане чашеобразные или линзовидные, нередко согласно залегающие тела, по периферии которых располагались последующие дифференциаты. Среди гранитоидов базальтоидного генезиса чаще продуктивны также тела изометричной формы.

Важнейшие признаки продуктивных интрузий

Для продуктивных интрузий с разной металлогенической специализацией, применительно к территории Полярного Урала установлены следующие признаки.

Интрузии с полиметаллически-редкометальной специализацией:

- 1) приуроченность к мобильным тектоническим структурам;
- 2) высокая степень дифференцированности;
- 3) широкое распространение жильных и штокообразных тел трондьемитов, а также серицитизации;
- 4) крупные размеры (около 10 км² и выше) для кембрийских интрузий;
- 5) изометричная форма.

Кроме того, для гранитоидов раннего ордовика: 6) аллохтонный тип формирования; 7) ограниченное развитие гибридных горных пород.

Интрузии с медно-железородной специализацией: 1) приуроченность к узлам пересечения долгоживущих разломов; 2) сложное полифазовое строение; 3) широкое развитие гибридных горных пород с повышенными содержаниями калия; 4) гипабиссальные условия формирования и интенсивная нарушенность кровли; 5) крупные размеры (5-10 км² и выше); 6) широкое развитие пострудных плагиогранитов (трондьемитов); 7) широкое развитие метасоматических диоритов, особенно для позднедевонско-раннекаменноугольных и позднепермских интрузий; 8) высокие содержания железа во вмещающих отложениях.

Используя перечисленные признаки продуктивных интрузий, представляется возможным среди огромного разнообразия гранитоидов на Полярном Урале выделить установленные и предполагаемые интрузии с высокой рудообразующей способностью. Они показаны на карте гранитоидного магматизма (рис. 4) с указанием их возраста, генетической принадлежности и металлогенической специализации. Это позволяет использовать карту в качестве прогнозной основы, имея в виду, что ближе к интрузиям или в непосредственных контактах с ними расположены месторождения, созданные на раннем уровне фракционирования щелочей. Скопления руд, отвечающие позднему уровню, удалены от интрузий. Однако промышленно значимые из них локализируются, как правило, лишь в той из зон, руды которой по составу соответствуют металлогенической специализации интрузий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одновременные исследования на Полярном Урале интрузий и сопряженного с ними оруденения показывают, что известные пространственные связи, а также сообщество гранитоидов и эндогенных рудных месторождений не являются случайными. Они обусловлены единством магмо- и рудогенерирующих процессов, в которых руды, удаленные от источников, завершали формирование рудо-магматических систем или формаций. Следовательно, интрузии, формирующиеся в благоприятных условиях, были, во-первых, несомненными рудогенерирующими источниками, во-вторых, между ними и локализованными выше их скоплениями руд существовали надежные вертикальные связи.

Проведенное сопоставление различных по возрасту и металлогенической специализации продуктивных интрузий, а также сравнение их с непродуктивными свидетельствует о том, что для интрузий с высокой рудообразующей способностью не существует трафаретных признаков. Они различны или различна совокупность их не только среди гранитоидов каждой из структурно-формационных зон, но также и внутри последних для интрузий, отличающихся по возрасту, генезису и металлогенической специализации. Тем более отличными должны быть признаки продуктивных интрузий в регионах с различной историей формирования и иным составом развитых в них отложений. Поэтому естественно, что приведенные выше критерии интрузий с высокой рудообразующей способностью свойственны для Полярного Урала (или севера Урала) и отнюдь не означают, что в других регионах с отличной историей формирования фракционирование щелочей не могло иметь иных форм проявления, а с калиевой щелочью не могли ассоциировать другие металлы.

Однако общим и, как представляется нам, не переменным условием формирования продуктивных гранитоидных интрузий является достаточно полное разделение в них щелочей. Отделение и миграция калиевой из них обуславливали мобилизацию, вынос и концентрацию металлов, чему способствовали структурная позиция интрузий и интенсивная ранняя догранитная или поздняя их дифференциация. Отделение калия имеет различные формы. Соответственно различны и признаки интрузий с высокой рудообразующей способностью.

Для формирования продуктивных интрузий необходимо не одно, а совокупность ряда благоприятных условий. В действительности одно-

временно на одной и той же площади все они встречаются чрезвычайно редко. Естественно редки и продуктивные интрузии. Наглядно об этом свидетельствует карта гранитоидного магматизма Полярного Урала (рис. 4). На ней далеко не все из показанных интрузий отнесены к ряду продуктивных образований. Чаще в силу отсутствия того или иного из указанных ранее благоприятных факторов они попадают в разряд непродуктивных интрузий или высокая рудообразующая способность их вызывает сомнения.

Одновременное изучение гранитоидов и связанного с ними рудообразования в широком возрастном диапазоне от кембрия до перми включительно убеждает в том, что указанные выше вертикальные связи между глубинными рудогенерирующими источниками и сферами локализации руд устойчиво сохранялись в течение длительной истории формирования Полярного Урала. Они установлены в каждой из его структурно-формационных зон для интрузий различного возраста, генезиса и металлогенической специализации. При этом на территории зон интрузии не только сохраняли генетическую принадлежность каждого из предшествующих им комплексов, но и наследовали от эпохи к эпохе их металлогеническую специализацию и сопровождалась формированием сходных по составу месторождений. Металлогенические зоны, как видно, на протяжении всего фанерозоя стабильно сохраняли „свой облик“, характеризуясь устойчивыми ненарушенными вертикальными связями между рудогенерирующими глубинными магматическими источниками и рудными месторождениями, локализованными в верхних слоях литосферы. Это отрицает сколько-нибудь значительные горизонтальные перемещения масс и блоков земной коры по крайней мере до уровня размещения рудогенерирующих источников.

Не случайно, что вывод об отсутствии на Полярном Урале значительных горизонтальных перемещений масс горных пород находит свое подтверждение в отмеченных выше двух главных особенностях его геологического строения. Они указывают на сохранение структурами Полярного Урала стабильного положения в пространстве в течение длительной истории формирования региона от раннего протерозоя до мезозоя включительно. Об этом же свидетельствует сохранение особенностей строения кембрийскими (Сядатаяхинская) и позднедевонско-раннекаменноугольными (Каньонная) интрузиями. Задегание в их апикальных частях обособившихся высококремнистых микропегматитовых гранитов, которые ниже сменяются более глубинными фациями гранитоидов, является свидетельством ненарушенного состояния интрузий и, следовательно, длительного сохранения ими относительного покоя. Разумеется, существуют и другие доказательства, отрицающие главенство на Полярном Урале горизонтальных перемещений масс горных пород.

Как установлено, главную роль в обеспечении вертикальных связей между эндогенными скоплениями руд и глубже расположенными рудогенерирующими источниками играли крутопадающие разрывы сплошности горных пород. Вдоль них проникали расплавы и отделенные от них рудонесущие флюиды. Поэтому естественно, что в практике по-

исковых работ на Полярном Урале именно им должна быть отведена главная роль.

Среди условий, благоприятных для формирования интрузий с высокой рудообразующей способностью, нами рассмотрены и указаны лишь те, признаки которых можно установить в процессе тщательных полевых геологических исследований. Химизм выявленных процессов, физико-химические условия отделения калия и других металлов, а также условия миграции их и множество других не менее сложных вопросов не нашли своего отражения в этой работе. Они относятся к задачам самостоятельных и дальнейших исследований, выполнение которых возможно на основе изложенных выше сведений.

Но и приведенные нами данные не являются завершением исследований и не претендуют на полноту освещения всех поднятых выше и, по-видимому, во многом еще дискуссионных вопросов. Генетические связи руд с гранитоидными интрузиями и отделение от последних металлов по своим формам и времени миграции настолько разнообразны, что далеко не всегда удается втиснуть их в рамки общих закономерностей и сложившихся представлений.

ЛИТЕРАТУРА

- А б д у л л а е в Х.М. Некоторые общие вопросы рудообразования в связи с проблемой гранитоидной магмы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 6, с. 49-63.
- А б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., 1954. 292 с.
- А м ш и н с к и й Н.Н. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных плутонов. - Труды СНИИГИМС, Новосибирск, 1973, вып. 158. 200 с.
- А м ш и н с к и й Н.Н., Д о л г у ш и н а А.Л., О р л о в а Л.И. Металлогенетическая специализация, рудоносность и структурные условия становления гранитных тел. - В кн.: Магматизм Алтае-Саянской складчатой области и связь с ними месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1976, с. 4-14. (Труды СНИИГИМС; Вып. 236).
- А п е л ь ц и н Ф.Р., С к о р о б о г а т о в а Н.В., Я к у ш и н Л.Н. Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала. М., 1967. 200 с.
- А ф а н а с ь е в Г.Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых методах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Ар методом. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6, с. 30-54.
- Б а к л а е в Я.П. Контактново-метасоматические месторождения железа и меди на Урале. М., 1973. 229 с.
- Б е в з Е.И. Плагιοгранит-габброидные комплексы Полярного Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1973, с. 110-114. (Ежегодник-1972).
- Б е в з Е.И. Особенности петрохимии и металлогении плагιοгранитгабброидных комплексов восточного склона Полярного Урала. - В кн.: Магматизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 42-57. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; Вып. 22).
- Б е в з Е.И. Сибирейская интрузия гранодиоритов и ее рудоносность. - В кн.: Магматические формации Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1979, с. 25-38. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; Вып. 29).
- Б и б л и о г р а ф и я по металлогении. М., 1979. 199 с.
- Б е л я к и н Д.С. Некоторые параллели из области петрографии технического камня и петрографии естественных горных пород Избранные труды. Т. 1. М., 1956, с. 145-157.
- Б и л и б и н Ю.А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. М., 1955. 86 с.
- В е р т и к а л ь н а я геохимическая зональность магматических и рудных тел - основа глубинного прогноза / Н.Н. Амшинский, В.А. Бульничков, К.Р. Рабинович, И.С. Туркин, В.Л. Хомичев, А.М. Козлов, И.В. Мариич. - В кн.: Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1977, с. 94-103. (Труды СНИИГИМС; Вып. 250).

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

Волков С.Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала. – Матер. ВСЕГЕИ; Общая серия. М.; Л., 1948, вып. 8, с. 39–42.

Волков С.Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория. – Тр. Геол. музея АН СССР, 1960, вып. 4, 93 с.

Волков С.Н. О взаимоотношении Урала, Пай-Хоя и Таймыра. – В кн.: Материалы по региональной тектонике СССР. М., 1964, с. 5–12.

Воронов В.Н. О возможных масштабах вольфрамово-ртутного оруденения в Щучинском синклинории. – В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Тюменской области. Тюмень, 1976, с. 116–121. (Труды ЗапСибНИГНИ; Вып. 104).

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М., 1977. 296 с.

Геологическая карта Урала масштаба 1:1 000 000 / Ред. И.Д. Соболев, 1971.

Гинзбург А.И., Иовчева Э.И. Критерии рудоносности гранитоидов (на примере бериллия). – В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., 1975, с. 113–130.

Горжевский Д.И., Козеренко В.И. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., 1965. 300 с.

Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М., 1981. 292 с.

Дедеев В.А. Фашии и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала (Щучинский синклинорий). – В кн.: Геологический сборник 4. Л., 1959а, с. 111–145. (Труды ВНИГРИ; Вып. 131).

Дедеев В.А. Стратиграфия девонских отложений Щучинского синклинория: (восточный склон Полярного Урала). – В кн.: Геология и нефтегазоносность запада Западно-Сибирской низменности. Л., 1959б, с. 5–39. (Труды ВНИГРИ; Вып. 140).

Долгушин С.С. О закрытых эксплозиях и связи с ними оруденения на скарно-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области. – Сов. геология, 1979, № 2, с. 81–92.

Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С. Геолого-петрологические особенности железоносных вулканоплутонических ассоциаций. Препринт УНЦ АН СССР, Свердловск, 1982. 72 с.

Енцова Ф.И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом. – Геотектоника, 1981, № 1, с. 58–69.

Заболотная Н.П., Новиков М.И., Шацкая В.Г. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. – В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., 1962, вып. 18, с. 95.

Знаменский Н.Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. – Труды Ин-та геол. и геохим. УФАН СССР, Свердловск, 1966, вып. 71. 144 с.

Иванкии П.Ф. Морфология глубоко вскрытых магмагенных рудных полей. М., 1970. 288 с.

Иванкии П.Ф. Рудно-магматические системы. – В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 144–162.

Иванкии П.Ф., Кулагашев А.И. Редкометалльные рудно-магматические системы Забайкалья. – Сов. геология, 1978, № 11, с. 70–81.

И з о х Э.П. О систематике гранитоидных формаций при металлогенических и геохимических исследованиях. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 3-27.

И з о х Э.П. Оценка рудоносных гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., 1978. 136 с.

К а р а ё в а З.Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов. - ДАН СССР, 1968, т. 179, № 6, с. 1436-1439.

К а р а т а е в Г.И. Методика построения тектонической схемы фундамента. - В кн.: Геология СССР. М., 1964, т. 44, с. 252-259.

К о з е р е н к о В.Н. Эндогенная металлогения. М., 1981. 280 с.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С., Р у б М.Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. - В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964, с. 7-24.

К о р ж и н с к и й Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56-69.

К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953, с. 332-453.

К о р ж и н с к и й Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. - В кн.: Конференция: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага, 1963, с. 305-315.

К о р ж и н с к и й Д.С. Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами. - В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., 1976, с. 320-328.

К р а с н о к у т с к и й В.И. Материалы к стратиграфии западного склона Полярного Урала. - В кн.: Материалы по геологии, полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 6, Сыктывкар, 1970, с. 261.

К у з н е ц о в Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.

Л е т н и к о в Ф.А. Факторы, влияющие на рудоносность гранитных интрузий. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 2. Иркутск, 1971, с. 60-65.

Л е т н и к о в Ф.А., М е д в е д е в В.Я.; И в а н о в а Л.А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск, 1978. 151 с.

Л у ч и н и н И.Л. О позднебайкальской гранито-липаритовой формации в северной части Центрально-Уральского поднятия. Свердловск, 1969, с. 29-31. (Тезисы докл. II Уральск. петрогр. совещ.; Вып. 3).

Л я х о в и ч В.В. О признаках рудогенерирующей способности гранитов. - Геол. руд. м-ний, 1969, № 2, с. 30-41.

Л я х о в и ч В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., 1972. 200 с.

Л я х о в и ч В.В. Связь оруденения с магматизмом. М., 1976. 424 с.

Л я х о в и ч В.В., О в ч и н н и к о в Л.Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, ч. 1, с. 47-82.

М а г м а т и з м и металлогения Полярного, Приполярного Урала и Северного Зауралья / Л.Л. Подсосова, В.С. Митюшева, В.Н. Охотников, С.Г. Караченцев, В.А. Пономарев. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 1, с. 282-293. (Тр. II Уральского петрогр. совещ.).

Магматизм и металлогения Полярного и Приполярного Урала и Пай-Хоя в связи с их геологической историей и геологическим строением / М.В. Фишман, В.Н. Охотников, Н.П. Юшкин, М.А. Маслов. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 73-80.

Маслов М.Л., Костюкова Л.А. Схема сопоставления и краткое описание интрузивных комплексов Новой Земли, Пай-Хоя и западного склона Полярного и Приполярного Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 90-100.

Мартынюк М.В., Палагин А.В., Болотников А.Ф. О происхождении полосчатых и полосчато-узорчатых текстур в интрузивах кварцевых порфиров Северного Сихотэ-Алиня. - В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, с. 56-66.

Мелентьев Г.Г., Делицын Л.М., Мелентьев Б.И. Ликвация и ее значение в петрологии. - В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., 1972, с. 253-285.

Металлогеническое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями его глубинного строения / Б.В. Дорофеев, Е.М. Анањева, Н.П. Ермаков, В.М. Рыбалко. Свердловск, 1976, с. 96-99. (Тезисы докл. УИИ Всесоюз. металлог. совещ.).

Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации Севера Урала / Н.П. Юшкин, М.В. Фишман, Б.А. Голдин, Е.П. Калинин, В.Н. Охотников, В.В. Буканов. Л., 1972. 195 с.

Молдаванцев Ю.Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 139-151. (Труды I Уральск. петрогр. совещ.; Т.1).

Молдаванцев Ю.Е. Особенности петрологии гранитоидов Харбейского антиклинория (Полярный Урал). - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 269-274. (Тр. II Уральск. петрогр. совещ.; Т.2).

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., 1967. 279 с.

Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Свердловск, 1980, Ч. 1. 152 с. Ч. 2, 133 с.

Об окисленности Полярного Урала / В.В. Боровский, А.Л. Клопов, А.С. Ивашенко, И.М. Конашин. - В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Тюменской области. Тюмень, 1976, с. 76-86. (Труды ЗапСибНИГНИ; Вып. 104).

О двух типах рудных районов, связанных с гранитным магматизмом / В.К. Денисенко, С.Н. Изнаирский, А.Н. Мельгунов, Д.В. Рундквист. - В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., 1982, с. 19-29.

Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. - Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, Свердловск, 1960, вып. 39. 495 с.

О рудоносности гранитоидных магм / Г.Н. Аношин, В.М. Дорош, Я.А. Касалс, И.Н. Маликова и др. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, ч. 1, с. 189-215.

Осадчев Б.Я. Геологическое строение юго-восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья. - Труды НИИГА. М., т. 11, 1951а. 93 с.

Осадчев Б.Я. Геологическое строение района горы Константинов Камень (Полярный Урал). - Труды НИИГА. М., т. 30, 1951б. 71 с.

Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов / Д.С.Штейнберг, Г.Б.Ферштатер, Н.С.Бородина, Л.В.Малахова. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с.3-33.

Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива / Н.И.Хитаров, Э.Э.Сендеров, А.М.Бычков, Н.Е.Учаеишвили, А.А.Полов. М., 1980. 120 с.

Хотников В.Н. Данные полевых наблюдений над экзоконтактовыми изменениями микроклиновых гранитов в центральной горной полосе Полярного Урала. - В кн.: Материалы совещания по итогам геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948-1953 гг. Сыктывкар, 1955, с.53-63.

Хотников В.Н. Древний вулканизм северной части Полярного Урала. - Сов. геология, 1968, № 2, с.75-88.

Хотников В.Н. Центры древнего вулканизма и метаморфизма в северной части Полярного Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с.293-300. (Труды II Уральск. петрогр. совещ.; Т.1).

Хотников В.Н. Магматизм восточной части Центрально-Уральского поднятия в Полярном и Приполярном Урале. - В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала, Свердловск, 1972а, с.23-42.

Хотников В.Н. Рудные формации Полярного и Приполярного Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972б, с.75-78.

Хотников В.Н. Структура и восточная граница северной части Полярно-Уральского поднятия. - Сов. геология, 1973, № 2, с.80-92.

Хотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л., 1975а. 173 с.

Хотников В.Н. Структурные связи Урала и Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1975б, с.10-16. (Ежегодник-1974).

Хотников В.Н. Вольфрамовые проявления в юрских и современных отложениях восточного склона Полярного и Приполярного Урала. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1975в, с.150-156. (Тр. III Всесоюз. совещ. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР).

Хотников В.Н. Рудные формации Полярного Урала и принципы их выделения. - В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с.3-18. (Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР; Вып.22).

Хотников В.Н. Особенности эволюции и металлогении Полярного Урала. - В кн.: Магматизм и металлогения Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала, Сыктывкар, 1978, с.8-13. (Труды VIII геол. конф. Коми АССР; Вып.5).

Хотников В.Н. Латеральные ряды интрузивных комплексов севера Урала. - В кн.: Магматические формации Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1979, с.3-18. (Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР; Вып.29).

Хотников В.Н. Важнейшие рудолокализирующие структуры севера Урала. Сыктывкар, 1981а, с.65-69. (Труды IX геол. конф. Коми АССР).

Хотников В.Н. Продуктивные гранитоидные комплексы (Полярный Урал). - В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. Ч.П. Свердловск, 1981б, с.118-120. (Тезисы докл. IУ Уральской петрогр. конф.).

Хотников В.Н., Бевз Е.И. Зависимость генезиса и вещественного состава раннепалеозойских гранитоидов от особенностей тектонического развития северной части Полярного Урала. - В кн.: Вопросы петрографии

севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1972, с.35-53. (Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР; Вып.17).

Охотников В.Н., Безв Е.И. Эволюция габбро-гранитоидных ассоциаций в полярной части Уральской эвгеосинклинали. - В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала, Свердловск, 1981, с.48-49. (Тезисы докл. 1У Уральск. петрогр. конф.; Ч.2).

Охотников В.Н., Стрельников С.И. Особенности тектоники северо-восточного склона Полярного Урала. - Сов. геология, 1974, № 1, с.129-136.

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А. Петрохимические и металлогенические особенности раннеордовикских калиевых гранитов Гердизского массива (Полярный Урал). - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972, с.50-54.

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А. Соотношение оранжевой и тельпосской свит Полярного Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1973, с.42-48. (Ежегодник-1972).

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А. Позднемагматическое фракционирование щелочей в гранитах. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1974, с.111-119. (Ежегодник-1973).

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А. Зависимость между рудообразующей способностью и структурной позицией гранитоидов полярно-уральского ряда комплексов. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала, Свердловск, 1974б, с.101-102. (Тезисы докл. Ш Уральск. петрогр. совещ.; Ч.1).

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А. Рудообразующая способность гранитных интрузий (Полярный Урал). - Сов. геология, 1976, № 4, с.70-85.

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А., Безв Е.И. Юрмэнский габбро-гранитный комплекс Полярного Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1976, с.73-79. (Ежегодник-1975).

Охотников В.Н., Чумакова А.И. Колчеданная минерализация севера Полярного Урала. - Геол. руд. м-ний, 1981, т.23, № 5, с.52-65.

Пейве А.В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. - Бюл. МОИП. Нов. сер., 1947, вып.4(8), с.204.

Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. - Труды ГИН АН СССР, М., 1968, вып.182. 223 с.

Петрова И.А. Петрология доордовикских магматических формаций западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности. - В кн.: Магматические формации, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с.181-188. (Тр. II Уральск. петрогр. совещ., Т.3).

Повилайтис М.М. К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных тел и связи молибденового и вольфрамового оруденения. - Геол. руд. м-ний, 1966, т.8, № 1, с.33-44.

Повилайтис М.М. Особенности ритмично-зонального строения гранитных тел, распространенных в районах развития молибденовых и вольфрамовых месторождений. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971, с.239-247. (Тр. II Уральск. петрогр. совещ.; Т.4).

Повилайтис М.М. О явлениях фракционной ритмичной кристаллизации в кислых магмах и их возможном металлогеническом значении. - В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., 1972, с.227-242.

Подлесский К.В. Скарны и окологрудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М., 1979. 204 с.

Подсосова Л.Л., Пономарев В.А., Шадрин Л.Ф. К стратиграфии ордовикских отложений осевой зоны Полярного Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1974, с.3-17. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 74).

Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железоруднение юга Средней Сибири. - Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. М., 1971, вып.117. 309 с.

Попов В.С., Белевитин В.В., Семина В.А. Металлогения гидротермальных редкометалльных месторождений. М., 1981. 212 с.

Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, церия, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами/ Ф.Р.Апельцин, А.И.Гивзбург, В.В.Архангельская и др. - В кн.: Генетические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, ч.1, с.146-188.

Проблемы потенциальной рудоносности магматических пород зон тектоно-магматической активизации: (на примере мезозоя западной части Монголо-Охотского пояса)/ В.И.Коваленко, П.В.Коваль, В.С.Антипин, В.М.Акимов. - В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М., 1981, с.88-113.

Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., 1969. 232 с.

Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала: Каледонский цикл. Л., 1971. 215 с.

Раген Э. Геология гранита. М., 1979. 327 с.

Рехарский В.И. К геохимии молибдена и ассоциирующих с ним рудных элементов в эндогенных процессах. - В кн.: I Международный геохимический конгресс: Магматические процессы. М., 1972, т.1, с.606-613.

Руб М.Г. Еще раз о критериях потенциальной рудоносности гранитоидов. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, ч.2, с.74-71.

Руб М.Г., Коптев-Дворников В.С. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, ч.1, с.3-46.

Сергиевский В.М., МолдавANCEV Ю.Е. Уральская складчатая система: Ордовикско-триасовый магматический цикл: Эвгеосинклинальная область. - В кн.: Геологическое строение СССР: Магматизм. М., 1968, т.3, с.405-423.

Сирин Н.А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М., 1962. 288 с.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., 1976. 688 с.

Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Л., 1944. 90 с.

Смирнов С.С. Избранные произведения. М., 1955. 248 с.

Сморчков М.С. К определению понятия „металлогеническая специализация магмы“. - В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964, с.25-30.

Соболевская В.Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., 1973. 258 с.

Соколов Г.А. Условия возникновения и локализации скрытых рудных тел в контактово-метасоматических железорудных месторождениях. - В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруднения. М., 1963, с.118-130.

Словьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., 1970. 311 с.

Софронов Г.П. Рудные месторождения Полярного Урала и юго-восточной части Большеземельской тундры. - В кн.: Материалы первой геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1944, с. 244-253.

Софронов Г.П. Результаты геологического изучения Центральной полосы Полярного Урала и задачи дальнейших исследований. - В кн.: Материалы II геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1947, с. 109-126.

Софронов Г.П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала. - В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы, проходившее в г. Свердловске 13-18 февраля 1956 г. Л., 1956, с. 30-33. (Тезисы докл.).

Ставров О.Д. К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия. - Геохимия, 1971, № 10, с. 1192-1209.

Таусон Л.В. Проблема потенциальной рудоносности гранитов. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, ч. 2, с. 223-229.

Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И. факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. - Там же, 1970, ч. 1, с. 216-261.

Тялюпо Б.М. Роль калия и натрия при образовании скарных месторождений железа. - В кн.: Материалы по петрологии и металлогении Сибири. Томск, 1976 т. 245, с. 53-60. (Труды Томского ун-та).

Удовкина Н.Г. Геологическая позиция и возраст эжлогитов Урала. - В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., 1975, с. 73-76. (XIX сессия комис. по опред. абс. возраста геол. формаций: Тезисы докл.).

Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия, Свердловск, 1966. 144 с.

Ферштатер Г.Б. Новые данные о строении магнитогорской габбро-гранитной серии. Свердловск, 1975, с. 45-47. (Ежегодник-1974).

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М., 1975. 288 с.

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Чашухина В.А. феррофации гранитоидов. - Геохимия, 1978, № 2, с. 147-158.

Фишман М.В., Юшкин Н.П. Верхнепалеозойские известково-щелочные сиениты зоны сочленения Урала и Пай-Хоя. - ДАН СССР, 1975, т. 225, с. 176-178.

Фишман М.В., Юшкин Н.П. Гранитоидный магматизм Югорского полуострова. - В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 30-41. (Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР; Вып. 22).

Фомиченко Т.А., Охотников В.Н. О возрасте интрузивных пород юрмэнского комплекса. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 8-11. (Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР; Вып. 27).

Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. М., 1963, с. 35-63. (Труды геол. ин-та АН СССР; Вып. 92).

Цымбалюк А.В. Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972, с. 164-183. (Труды ЗапСибНИГНИ; Вып. 52).

Шадрин Л.Ф., Островский Л.Я. О картировании ордовикских толщ на Полярном Урале. - В кн.: Геология и металлогения ордовикских образований осевой зоны Полярного Урала, Тюмень, 1978, с. 21-27. (Труды ЗапСибНИГНИ; Вып. 128).

Ш и п у л и н Ф.К. Особенности кристаллизации силикатных расплавов и скарнообразование. - В кн.: Эндогенные рудные месторождения, М., 1968, с. 42-51, (XXIII Междунар. геол. конгр., докл. сов. геол., пробл. 7).

Ш м и д т А.И. Ордовикский вулканизм на западном склоне Полярного Урала и его сопоставление с палеозойским вулканизмом Зилаирского и Магнитогорского синклиория. - В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала, Уфа, 1975, с. 138-148.

Ш т е й н б е р г Д.С. Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями. Свердловск, 1955, с. 171-190. (Труды Свердловского горного Института; Вып. 22).

Ш т е й н б е р г Д.С. Интрузивные формации Урала. - Матер. по геол. и полез. ископ. Урала, Свердловск, 1961, вып. 8, с. 5-14.

Ш т е й н б е р г Д.С., С о б о л е в И.Д. Формационное деление магматических образований на Урале. Новосибирск, 1964. (Труды III Всесоюз. петрогр. совещ.: Тезисы докл. по проблеме „Магматические формации“).

Ш т е й н б е р г Д.С., Ф е р ш т а т е р Г.Б. Особенности химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. - ДАН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 918-921.

Ш т е м п р о к М. Геологическое значение несмесимости в расплавах силикатных систем, содержащих вольфрам и молибден. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 4, с. 60-71.

B a r t h F.W. Aspecte of the crystallization of quartzofeldspatic plutonic rocks. - Tschezm. Miner. und Petrogr. Mitt., 1966, Bd, N 1.

C a n n I.R. Upward movenent of granitic magma. - Geol. Mag., 1970, vol. 107, N 4, p. 335-340.

H a g n e r A.F., C o l l i n s L.G., C l e m e n - c y C.V. Host rock as a source of magnetite ore, Scott Mine, Sterling Lake, New Jork. - Econ. Geol., 1963, vol. 58, N 5, p. 730-768.

H a g n e r A.F., C o l l i n s L.G. Magnetite ore formed during regional metamorphism, Ausable magnetite district, New Jork. - Econ. geol., 1967, vol. 62, N 8, p. 1034-1071.

I n g e r s o n E. Nature of the ore-forming fluids at various stades a suggested approach. - Econ. Geol., 1954, vol. 49, N 7, p. 727-733.

O r v i l l e P.M. Alkaline ion exchange between vapor and feldspar phases. - Amer. Journ. Sci., 1963, vol. 261, N 3, p. 201-237.

S o r e g a r o l i A.E. Geology and genesis of the Boss Mountain molybdenum deposits, British Columbia. - Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 1, p. 4-14.

T u t t l e O.F., B o w e n N.L. Origin of granite in the light of the experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . - Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74, 153 p.

V i l l w o c k Jorge Alberto, Issler Roberto Silva. - Consideracoes sobre a metallogenia doestanho: granitos estaniferos. 2-a parte, 1971, vol. 54, N 319.

Горные породы	Номер пробы	Содержание, вес. %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Сядатаяхинский комплекс ϵ , Сядатаяхинская интрузия														
Арфведсонит-биотитовые и биотитовые граниты	5005б	65.40	0.50	18.84	0.71	0.07	0.04	0.15	0.95	4.62	7.09	0.02	-	99.53
	3045а	65.48	0.62	16.00	2.40	1.28	0.08	0.77	1.27	4.79	5.76	0.05	1.26	99.77
	5222	66.92	0.34	15.62	2.04	1.14	0.052	0.23	0.96	4.25	6.70	0.11	0.82	99.50
	5222б	67.22	0.40	16.05	1.71	0.92	0.04	0.33	1.21	4.79	6.67	0.07	0.96	100.37
	5222а	67.54	0.50	15.40	1.60	1.47	0.06	0.45	1.21	4.67	5.75	0.06	1.20	99.91
	5222в	67.94	0.40	15.18	1.68	1.55	0.06	0.40	1.21	4.67	6.30	0.06	0.99	100.44
	5015	68.36	0.62	15.89	1.78	0.63	0.04	0.24	0.83	4.76	5.90	0.02	-	99.70
	5013	68.52	0.50	15.35	1.75	0.60	0.04	0.49	1.07	5.00	5.15	0.07	-	99.78
	2067	69.00	0.26	14.33	1.48	1.47	0.06	0.14	0.93	5.48	4.92	0.04	0.70	100.11
	5218г	69.26	0.28	15.02	1.87	0.90	0.061	0.14	0.72	4.70	5.48	0.07	0.94	99.59
	5217а	70.76	0.22	15.46	1.32	0.76	0.039	0.24	0.36	4.40	5.42	0.07	0.58	99.68
	5005а	71.24	0.95	14.25	1.37	0.14	Сл.	-	0.83	4.92	5.03	0.02	-	99.54
	5213е	71.26	0.10	13.43	0.95	1.32	0.05	0.14	0.21	4.43	6.06	0.01	1.21	100.17
	5217	71.30	0.20	14.70	1.15	0.60	0.041	0.15	0.36	4.56	5.68	0.06	0.57	99.52
	2067а	73.90	0.17	12.50	0.84	1.44	0.08	0.20	0.58	4.63	4.52	0.03	0.30	99.73
	5217в	75.20	0.12	12.63	1.27	0.34	0.027	0.07	0.30	4.14	4.92	0.05	0.60	99.85
	5005	75.30	0.10	12.67	0.72	0.42	0.012	0.08	0.32	4.31	5.38	-	0.59	99.90
2067б	75.54	0.06	12.28	0.67	1.03	0.06	0.14	0.35	4.92	4.12	0.02	0.42	100.35	
5222д	75.72	0.10	11.99	1.19	0.76	0.01	Сл.	0.60	4.27	5.17	Сл.	0.50	100.31	
5218	76.00	0.12	13.34	0.75	0.46	0.021	0.12	0.30	4.11	4.72	0.06	0.36	99.54	
Микропегматитовые граниты	5213з	74.90	0.20	11.24	1.41	1.03	0.05	0.06	1.80	3.48	4.69	Сл.	1.65	100.53
	5216б	75.84	0.11	12.66	0.99	0.49	0.045	0.20	0.24	3.64	4.95	0.07	0.39	99.66
	5012	76.54	0.08	11.93	1.27	0.43	0.004	0.09	0.38	3.14	5.31	-	0.67	99.84

Горные породы	Номер пробы	Содержание, вес. %											П.п.п.	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
Гранофиры	5003д	74.44	0.07	12.45	0.36	2.30	0.06	0.05	0.70	3.81	5.42	0.03	-	100.41
	5003а	75.02	0.10	11.68	0.35	2.44	0.07	0.04	0.47	4.33	4.52	0.03	-	100.02
	5216в	75.04	0.12	12.33	1.65	0.66	0.054	0.06	0.36	3.64	4.88	0.08	0.65	99.65
	5213ж	75.08	0.10	12.15	1.79	0.73	0.03	0.07	0.36	4.07	5.50	0.01	0.64	100.53
	5222ж	75.76	0.10	12.05	1.33	0.95	0.02	0.16	0.36	4.72	4.10	0.01	0.48	100.04
	3045э	75.90	0.15	12.11	0.78	0.75	0.02	0.03	0.42	4.42	5.00	0.01	0.84	100.43
	5216г	76.08	0.11	12.52	0.88	0.50	0.036	0.11	0.30	3.98	4.85	0.08	0.56	100.07
	5213	76.10	0.10	11.77	0.45	1.31	0.04	0.11	1.15	4.91	3.62	0.01	0.88	100.46
Гранит-порфиры	5012г	72.98	0.70	13.62	1.02	1.01	Сл.	1.53	0.83	4.44	2.45	0.03	1.09	99.70
	5012а	75.82	0.55	11.92	1.41	0.57	"	0.09	0.71	4.52	3.53	0.01	-	99.73
	5222г	75.92	0.10	12.12	1.61	0.55	0.04	0.02	0.66	4.97	3.62	Сл.	0.88	100.49
	5008а	76.16	0.09	11.88	1.22	0.46	0.013	0.03	0.32	3.57	5.50	-	0.57	99.81
	5012б	76.48	0.71	11.70	1.30	0.43	Сл.	0.51	0.59	4.04	3.79	0.01	-	99.90
Гранофельзозофиры	5003б	74.26	0.10	11.19	0.27	2.53	0.10	0.11	2.21	6.23	1.28	0.02	1.42	100.32
	5003в/1	75.78	0.07	11.49	0.25	2.33	0.06	0.22	0.58	5.82	1.71	0.03	0.36	99.68
	5222в	76.14	0.20	11.93	1.22	0.66	0.02	0.25	0.48	4.87	4.10	0.01	0.57	100.46
	5003в/2	76.98	-	11.18	0.14	1.47	0.02	0.24	0.76	4.95	2.37	-	-	99.58
	3044г/1	77.05	-	10.96	0.76	1.07	0.03	0.34	0.50	2.96	4.44	-	-	99.70
	5222к	77.32	0.05	11.81	0.76	0.82	0.01	Сл.	0.36	5.09	3.65	Сл.	0.47	100.34
	5213б	77.80	-	11.15	0.52	0.92	0.01	0.38	0.43	3.25	4.50	-	-	99.55
	Граниты из гальки конгломератов оранжевой свиты	964	72.34	0.16	13.53	0.69	1.47	0.06	0.14	0.58	4.39	5.18	0.06	0.42
15а		75.38	0.20	13.44	0.20	0.91	0.03	0.46	0.75	6.87	0.48	0.12	0.54	99.62
5223		76.32	0.20	11.69	0.90	0.72	Сл.	0.22	0.12	2.57	7.11	0.01	0.48	100.34
9		76.60	0.38	11.60	1.37	1.43	0.02	0.10	0.80	5.05	0.51	0.06	1.68	100.30
965		73.94	0.17	13.10	0.66	1.12	0.04	-	0.35	4.16	5.90	0.06	0.42	100.26
5223а		76.02	0.15	11.82	1.17	0.52	0.03	0.02	0.36	3.15	6.70	0.02	0.58	100.54

Полярно-уральский ряд комплексов О₁, харьбийский комплекс,
Харьбийская интрузия

Лейкократовые и аляскитовые граниты	2005	73.36	0.20	12.76	0.73	1.48	0.04	0.40	0.87	3.96	4.44	Сл.	1.37	99.61
	327	73.87	0.20	13.89	0.52	1.16	0.027	0.10	0.24	4.84	4.17	0.213	0.53	99.76
	313	74.19	0.10	13.17	0.26	1.04	0.01	0.05	0.71	4.88	4.32	0.01	0.56	99.30
	267	74.52	-	13.90	1.21	1.26	0.03	0.79	0.91	2.95	4.05	0.10	0.84	100.47
	761	75.04	-	13.70	1.40	0.90	0.015	0.68	0.56	3.07	4.54	0.06	0.70	100.66
	342	75.50	0.03	12.56	1.18	0.43	0.03	0.08	0.43	4.72	4.31	0.12	0.51	99.90
	312б	75.64	0.18	12.17	0.15	1.32	0.03	0.40	0.87	3.71	4.10	0.02	1.04	99.63
	323	76.95	0.10	11.47	0.33	0.70	0.01	0.05	1.04	4.54	3.20	0.01	0.85	99.27
Микропегматитовые граниты	325	76.52	0.08	12.21	0.80	0.53	0.02	0.20	0.64	5.80	2.21	0.16	0.80	99.87
Гранит-порфиры	2002г	76.69	0.10	12.23	0.08	0.75	0.03	0.26	0.71	4.72	3.12	0.01	0.65	99.35
	2014	77.90	0.10	12.04	0.08	1.04	0.01	0.08	0.71	4.12	3.22	0.01	0.36	99.67
Трондьемиты	312в	71.32	0.15	12.46	0.31	3.88	0.06	0.41	2.03	6.47	0.39	Сл.	0.99	99.78
	341	74.54	0.03	14.48	0.36	0.63	0.03	0.39	0.57	6.43	1.42	0.10	0.61	99.59
	320	76.67	0.10	12.91	0.22	0.55	0.01	0.07	0.59	7.50	0.81	0.01	0.47	99.91
Плагиоаллиты	312д	76.21	0.10	12.98	0.29	0.79	0.01	0.08	0.59	7.14	0.80	0.01	0.68	99.68
	2010а	78.82	0.50	11.63	0.53	0.30	-	-	0.24	7.16	0.13	0.02	0.29	99.62
Гердизский комплекс, гердизская интрузия														
Гранодиориты	216	66.38	0.68	15.71	1.00	3.25	0.05	1.49	2.67	3.50	2.81	0.11	2.10	99.75
	6	67.22	0.60	14.64	1.43	2.26	0.05	1.30	2.44	4.38	3.01	0.14	3.06	100.58
	178	67.54	0.60	15.61	1.10	2.73	0.04	1.42	2.67	3.92	2.69	0.25	1.28	99.84
Граниты	178а	68.49	0.56	15.45	1.02	2.21	0.04	1.14	2.22	3.82	2.97	0.26	1.48	99.66
	160а	72.28	0.15	15.14	Сл.	1.08	0.03	0.70	0.96	5.77	2.46	0.11	1.29	99.97
	90	72.50	0.29	14.06	1.29	0.68	0.01	0.84	1.32	4.04	2.77	0.13	1.43	99.88
	219	72.78	0.10	15.25	0.05	0.66	Сл.	0.49	1.92	5.93	1.57	0.20	0.55	99.50
	36	75.36	-	13.20	2.60	1.80	-	0.53	0.77	4.39	1.74	0.02	0.58	100.27
	163и	75.70	0.15	12.49	0.51	1.67	0.03	0.20	0.48	4.49	3.66	0.01	0.59	99.98

Горные породы	Номер пробы	Содержание, вес. %											П.п.п	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
Лейкограниты	208	73.87	0.21	13.36	1.17	0.90	0.08	0.35	0.94	5.59	2.35	0.18	1.06	100.06
	94	74.55	0.29	12.31	1.17	0.90	0.03	0.39	1.76	3.03	4.40	0.10	0.89	99.82
	184	75.16	Сл.	12.93	0.53	1.08	0.02	0.16	0.35	3.74	5.35	0.03	0.80	100.15
	237	75.90	0.07	13.05	Сл.	0.37	Сл.	0.18	0.89	3.94	4.28	0.11	0.72	99.51
	225	76.28	0.10	12.26	0.40	0.76	"	0.18	0.50	3.77	4.58	0.10	0.86	99.79
Трондземиты	160в	71.82	Сл.	12.12	0.10	0.45	0.04	0.15	4.12	6.13	0.89	0.14	4.11	99.87
	4г	73.43	0.08	14.66	0.70	0.83	0.03	0.11	0.56	7.67	0.98	0.18	0.52	99.75
	228	74.22	0.32	12.38	0.87	3.05	0.05	0.17	0.98	6.51	0.55	0.02	0.42	99.54
	181	74.47	0.08	14.38	0.04	1.24	0.01	0.07	0.44	7.76	0.53	0.16	0.50	99.68
	164	76.66	Сл.	13.05	0.30	0.55	0.01	0.07	0.67	6.74	0.72	0.02	-	99.82
Нодягинский комплекс, Нодягинская залежь														
Граниты метасоматические	188	82.98	Сл.	8.60	0.29	0.63	Сл.	0.12	0.39	2.18	4.25	0.06	-	99.79
	558	80.37	0.29	10.00	2.08	0.76	0.04	0.31	0.75	1.92	3.64	0.04	0.23	100.43
	593	79.07	0.24	9.90	1.11	0.97	0.01	0.29	0.83	2.16	4.67	0.08	0.84	100.17
	189	71.36	0.30	13.59	1.36	1.67	0.03	0.78	1.67	4.17	3.87	0.06	1.22	100.08
	590	70.90	0.30	13.10	0.87	0.75	0.04	0.10	2.36	4.78	4.67	0.12	2.14	100.13
Харампэйско-масловский комплекс 0														
Плагиограниты (среднее по 20 анализам)	I	70.60	0.43	14.43	1.52	2.23	0.07	1.14	4.25	3.87	0.37	0.10	0.61	
Себетинский комплекс 0 ₂₋₃														
Липаритовые порфиры (среднее по 20 анализам)	II	73.13	0.27	13.40	1.28	0.95	0.02	0.41	0.42	1.16	7.18	0.10	1.55	
Плагиогранит-порфиры	5325	74.38	0.05	9.90	1.18	0.86	0.03	0.64	4.69	4.78	0.12	0.02	3.54	99.66
Пайпудинский комплекс 0 ₂₋₃														
Дацитовые порфиры (среднее по 4 анализам)	III	66.91	0.40	12.93	2.10	2.33	0.09	1.88	3.33	4.22	1.25	0.08	4.20	
Дацитовые порфиры (среднее по 4 анализам)	IY	71.35	0.31	11.97	3.27	1.40	0.04	0.28	1.42	5.63	2.75	0.10	1.34	
Липаритовые порфиры (среднее по 5 анализам)	У	73.41	0.32	12.63	2.55	1.19	0.05	0.54	1.11	3.44	3.61	0.08	1.16	
Янганапэйский комплекс D ₂₋₃ , Сибирейская интрузия														
Габбро-диориты	1472	50.78	0.98	18.89	4.42	4.34	0.17	3.15	6.31	4.84	2.45	0.08	-	100.00
Кварцевые диориты	1684	59.57	0.68	17.71	2.82	3.25	0.08	1.12	3.70	6.74	1.41	0.22	-	99.79
	1432б	60.08	0.87	15.51	1.90	4.94	0.18	2.94	4.90	4.43	1.51	0.27	-	99.60
Кварцевые сие-нито-диориты	1460	57.68	1.14	15.59	4.19	4.63	0.18	2.82	4.85	4.65	2.67	0.38	-	99.51
	1446	57.98	1.10	15.14	3.37	6.23	0.18	2.28	4.47	4.24	2.43	0.33	-	98.61
	1453	59.62	0.77	15.72	3.39	3.59	0.18	2.72	3.75	4.60	3.03	0.12	-	100.07
	1748/4	62.70	0.45	15.09	4.35	1.49	0.12	2.00	3.26	4.80	2.40	0.20	2.78	100.07
	1432	63.84	0.58	15.11	1.49	3.39	0.12	2.35	2.76	4.43	2.85	0.21	-	99.60
Гранодиориты	1432а	60.62	0.78	13.39	2.94	5.17	0.12	2.85	3.76	4.44	1.74	0.30	-	99.51
	1692	62.04	0.73	15.05	2.78	3.52	0.10	2.67	2.98	4.76	2.73	0.27	-	100.09
	1745в	64.00	0.48	15.19	2.96	2.59	0.12	1.80	3.29	5.19	2.49	0.18	1.96	99.89
	1463	64.04	0.52	15.15	2.90	2.43	0.12	1.74	3.06	5.39	2.62	0.23	-	99.77
	1457	64.30	0.60	15.68	2.64	2.08	0.11	1.82	2.80	5.73	2.59	0.10	-	100.34
Граниты жильные	1684/1	76.64	0.14	12.57	0.28	1.18	0.022	0.17	0.61	4.29	3.62	-	-	99.98
Нгунортская интрузия														
Кварцевые габбро-диориты	1704	51.72	1.46	14.66	4.73	6.65	0.233	4.95	8.81	2.92	0.22	0.15	-	99.55

Горные породы	Номер пробы	Содержание, вес. %												П.п.п.	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			
Габбро-диориты	1713	49.22	1.05	16.00	5.23	6.19	0.20	5.42	9.46	2.76	0.76	0.21	-	99.59	
Диориты	1481	51.28	0.71	15.94	2.75	9.17	0.20	6.75	7.07	4.15	0.58	0.09	-	100.49	
Кварцевые диориты	1482	53.48	1.14	18.96	2.75	5.32	0.16	3.21	6.71	4.51	1.40	0.30	2.27	100.21	
	1479/2	56.64	0.90	15.61	3.18	6.34	0.15	4.10	5.83	3.87	1.21	0.10	-	99.59	
	1680	56.94	0.76	15.36	2.38	5.46	0.07	4.94	7.94	3.37	0.87	0.18	-	100.34	
Плагиограниты	1706	70.30	0.59	13.60	1.84	2.82	0.063	1.84	1.89	4.13	0.67	0.12	-	99.79	
	1669	70.52	0.56	13.24	1.24	2.53	0.068	1.36	2.16	5.56	0.32	0.10	-	99.68	
	1493	71.48	0.65	13.23	2.52	2.46	0.06	1.13	2.00	5.26	0.54	0.12	-	99.87	
	1682	72.20	0.53	12.61	1.74	1.49	0.03	1.11	2.18	4.92	0.67	0.09	-	99.93	
	1699	72.66	0.59	13.12	1.29	2.07	0.051	1.20	2.32	4.75	0.43	0.08	-	99.77	
	1699/16	72.98	0.41	12.77	0.89	1.29	0.02	1.09	1.83	5.34	0.74	0.07	1.30	99.56	
	1708	73.30	0.56	13.18	1.55	1.41	0.064	1.01	1.34	5.51	0.81	0.118	-	100.39	
	1670/1	77.60	0.24	11.71	-	1.15	0.02	0.25	1.71	5.96	0.33	0.03	0.56	100.02	
Адамеллиты и близкие к ним породы	1683/1	70.44	0.68	12.93	1.78	3.00	0.111	1.54	2.68	4.00	1.37	0.12	-	99.85	
	1744	71.27	0.56	12.74	2.35	1.95	0.07	1.35	2.55	4.26	1.26	0.24	1.28	99.96	
	922	71.32	0.60	13.62	2.24	2.40	0.05	1.26	2.41	4.04	1.42	0.11	-	100.38	
	1681	71.66	0.62	12.71	1.98	2.07	0.108	1.25	2.56	3.71	1.42	0.084	-	99.52	
	1744/1	71.84	0.50	12.58	2.04	1.88	0.07	1.06	2.89	4.18	1.28	0.21	1.07	99.65	
	1744/2	72.43	0.52	12.28	1.96	1.90	0.07	1.35	2.21	3.97	1.59	0.21	1.36	99.83	
Янганапэйская интрузия															
Габбро-диориты	1548	52.92	1.42	14.85	3.71	7.53	0.17	4.17	7.42	3.76	0.93	0.27	2.93	99.75	
Кварцевые диориты	1551/7	57.76	0.98	14.31	3.99	5.23	0.17	4.62	4.27	3.84	1.63	0.26	-	99.64	
	1619	59.74	0.82	16.14	1.38	4.28	0.15	2.63	5.49	4.14	2.22	0.18	1.22	99.65	
	1541	60.24	0.85	14.31	3.30	4.45	0.18	3.66	5.35	4.00	1.74	0.05	2.13	100.26	
	1543/1	60.98	0.78	16.98	2.61	3.82	0.08	2.81	4.91	4.22	1.56	0.19	1.84	100.44	
	1620	61.52	0.76	15.09	2.93	3.39	0.07	2.70	4.70	3.71	2.23	0.17	-	99.72	
	1543	65.56	0.62	14.46	2.44	3.22	0.16	2.26	3.69	3.68	1.69	0.06	1.87	99.66	

Гранодиориты	1551	64.73	0.50	13.71	1.49	2.95	0.11	2.15	3.43	4.77	1.14	0.15	-	99.61
	1543/2	66.62	0.54	13.77	2.59	2.92	0.10	2.26	3.23	3.68	2.04	0.16	1.84	99.78
	1658	67.70	0.54	14.35	2.22	1.75	0.03	1.64	2.38	4.68	2.46	0.19	-	99.84
	1643/5	67.76	0.72	13.32	2.17	2.56	0.12	2.12	3.42	3.52	2.48	0.19	1.24	99.84
	1552	67.78	0.46	13.50	2.05	2.66	0.12	2.07	3.11	3.67	2.94	0.17	1.49	100.28
	1554	67.80	0.64	13.31	1.41	2.66	0.11	1.81	3.54	3.64	2.82	0.06	1.08	99.64
Адомеллиты	1544/1	66.54	0.66	14.33	1.53	2.80	0.12	1.72	3.17	3.97	2.89	0.11	1.42	99.51
	1544/9	67.96	0.71	13.52	1.53	2.66	0.09	1.82	2.19	5.07	2.05	0.14	1.34	99.56
	1621	68.04	0.48	14.71	1.67	1.77	0.083	1.48	2.44	4.54	2.46	0.078	-	99.64
	1636	68.86	0.58	13.38	1.84	2.63	0.122	1.68	2.81	3.54	2.96	0.12	-	99.59
	1752	69.82	0.30	13.93	2.70	0.93	0.09	1.21	2.00	5.15	2.09	0.07	1.66	100.19
	1540	70.08	0.55	13.28	1.16	1.98	0.05	1.30	2.10	4.98	1.84	0.11	2.14	99.62
	1751	70.12	0.49	13.85	2.45	1.01	0.07	1.13	1.88	4.70	2.40	0.07	1.63	100.23
	1647	72.20	0.28	14.17	0.87	1.01	0.055	0.71	1.34	4.82	2.53	0.038	-	99.59
Плагиограниты	1549	70.70	0.37	13.15	0.94	2.24	0.06	0.95	2.85	5.18	0.42	0.16	2.67	99.85
	1546	71.52	0.61	13.15	1.46	1.72	0.08	1.15	2.66	4.76	0.77	0.10	1.87	99.56
	1559a	72.76	0.33	13.68	1.26	1.09	0.07	0.64	1.19	7.12	0.37	0.02	1.38	99.91
	1622	74.30	0.44	13.13	1.29	1.18	0.077	0.88	1.04	5.84	0.28	0.041	-	100.04
	1623	75.00	0.42	13.03	1.20	1.03	0.053	0.63	0.85	6.22	0.26	0.04	-	99.96
	1570/7	75.88	0.28	12.64	0.13	2.11	0.028	0.62	0.83	6.00	0.25	0.04	-	99.74
Граниты	1639/1a	74.62	0.24	12.60	0.66	1.35	0.043	0.40	1.25	3.58	4.36	0.03	-	99.87
	1568	75.54	0.14	12.59	0.68	0.55	0.03	0.25	1.24	3.95	4.17	0.04	0.52	99.89

Юрмэнский комплекс D₃-C₁, Каньонная интрузия

Диориты метасоматические	948в	54.62	0.90	16.31	4.31	5.22	0.16	4.86	8.27	2.70	1.23	0.21	-	100.43
Сиеенито-диориты	5367б	57.80	0.85	16.48	2.98	4.06	0.14	3.41	5.89	4.92	1.93	0.52	-	100.28
	761	57.86	0.59	20.45	0.64	4.12	0.14	2.03	5.77	4.75	1.84	0.21	-	99.50
	5367	62.32	0.81	15.28	3.01	3.38	0.12	2.03	4.35	3.80	3.25	0.49	0.78	99.72
Гранодиориты	5367a	64.12	0.75	15.50	2.65	2.75	0.10	1.65	4.32	4.04	2.84	0.49	0.52	99.86
	5187a	64.24	0.56	17.14	2.00	1.94	0.10	2.08	4.05	3.95	2.22	0.21	-	99.66

Горные породы	Номер пробы	Содержание, вес. %												П.п.п.	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			
Граниты биотитовые	947г	69.72	0.40	15.50	1.61	1.29	0.05	0.62	2.07	3.53	4.47	0.09	-	99.91	
	5352	71.35	0.32	14.58	0.93	0.99	0.05	0.38	1.73	3.62	5.14	0.13	0.46	99.57	
	947в	73.90	0.30	12.93	1.96	1.15	0.03	0.42	1.69	2.90	4.37	0.04	-	100.46	
	5351	74.29	0.24	13.05	1.11	0.60	0.04	0.20	1.03	3.40	5.38	0.07	-	100.09	
Граниты аляскинские	5188б	72.60	1.18	13.45	0.77	0.72	0.06	0.55	1.65	2.83	5.43	0.04	-	100.17	
	949в	73.62	0.13	12.82	0.47	1.11	0.02	0.25	0.61	3.34	5.70	0.03	-	99.68	
	949д	73.76	0.12	12.88	1.28	0.76	0.04	0.59	1.34	3.40	5.26	0.03	-	100.06	
	949г	73.90	0.11	13.10	0.68	0.99	0.04	0.33	0.97	3.03	5.49	0.03	-	99.60	
	949б	74.50	0.30	12.27	2.19	0.86	0.04	0.07	0.86	3.32	5.18	0.03	-	100.01	
	5406	74.87	0.22	12.84	0.45	1.22	0.03	0.30	1.14	3.74	4.34	0.08	0.28	99.68	
Харасавейская интрузия															
Диориты метасоматические	938а	55.56	1.02	16.34	3.94	4.38	0.19	3.64	6.75	3.94	2.24	0.35	1.10	100.17	
	936а	59.50	0.80	16.94	2.47	4.53	0.13	2.14	6.04	3.56	1.54	0.18	1.46	99.83	
	938	59.58	0.81	16.57	3.15	4.13	0.15	2.21	5.81	3.94	1.65	0.20	1.11	100.46	
Гранодиориты	755а	67.20	0.55	12.95	2.40	3.78	0.08	2.56	4.15	3.09	2.44	0.08	-	100.34	
	935	67.88	0.60	14.78	1.85	1.98	0.04	0.78	2.85	4.04	3.64	0.14	-	99.54	
	756а	67.94	0.65	14.48	2.89	2.94	0.05	1.23	3.03	5.01	1.00	0.252	-	100.22	
Граниты	1293	69.46	0.45	15.11	1.23	1.26	0.04	0.87	1.86	3.45	5.36	0.10	-	99.93	
	939	70.66	0.50	14.30	1.53	1.72	0.05	0.54	1.89	3.53	4.50	0.09	-	100.12	
	756	72.38	0.32	13.73	0.55	2.44	0.07	0.77	1.92	3.73	3.44	0.05	-	99.93	
	755	73.94	0.11	13.56	1.25	1.38	0.02	0.36	1.34	3.54	4.34	0.06	-	100.35	
Микропегматитовые граниты	942	70.00	0.08	14.63	0.92	0.70	сл.	0.13	0.51	2.46	9.30	0.01	-	99.78	
	1726	70.32	0.41	14.96	0.93	1.68	0.03	0.54	1.59	4.53	4.22	0.09	-	99.90	
	755д	75.52	0.13	12.25	0.34	1.41	0.03	0.35	1.22	2.97	5.05	0.01	0.18	99.52	

Гранит-аплиты	7566	75.32	0.04	12.54	0.49	2.46	0.01	0.17	0.68	3.80	3.80	0.034	-	100.16
Юрмэнская интрузия														
Габбро-диориты	946д	49.46	1.35	17.67	4.75	6.82	0.30	4.28	8.58	3.77	0.45	0.56	-	99.60
	946г	50.24	1.30	18.26	4.56	6.68	0.28	8.70	3.81	3.77	0.40	0.54	-	99.55
	946	50.80	1.12	19.92	3.92	7.03	0.13	3.27	8.00	4.04	0.30	0.524	-	99.87
Диориты метасоматические	7586	63.88	0.59	15.92	1.77	3.15	0.05	2.25	6.71	4.28	0.34	0.132	-	99.69
Диориты кварцевые	946в	59.06	1.10	15.28	3.12	5.43	0.22	1.25	7.11	3.91	1.56	0.48	-	99.90
	758а	63.28	0.61	15.86	2.02	3.78	0.05	2.38	6.28	4.14	0.30	0.144	-	99.68
Гранодиориты	946а	66.74	0.66	15.62	0.95	2.90	0.06	1.58	4.55	5.01	0.90	0.118	-	100.24
Граниты	758	74.06	0.25	12.49	1.47	1.49	0.03	0.35	1.89	3.50	2.88	0.11	-	99.23
	5198	74.90	0.89	13.23	0.38	0.43	0.04	0.58	3.34	3.99	1.44	0.04	-	100.10
	5204	75.24	1.21	12.14	1.03	0.72	0.04	0.32	1.67	3.22	3.94	0.03	-	100.42
Граниты аляскинские	1720	75.80	0.16	12.96	0.19	1.24	0.013	0.25	1.22	2.96	4.57	0.005	-	99.81
	5203	76.17	0.63	12.26	0.75	0.49	0.04	0.60	1.19	3.41	4.11	0.01	-	100.32
Вмещающие диабазовые порфириты	950	42.88	1.45	16.13	3.39	10.65	0.194	8.56	12.89	1.89	0.33	0.170	-	99.80
	934а	47.44	0.85	20.82	4.00	4.17	0.13	4.44	10.90	2.65	1.51	0.31	1.82	100.04
	936б	50.18	0.90	17.99	3.96	6.32	0.19	4.06	9.72	2.87	0.78	0.19	1.78	99.66
Торасовейский комплекс P ₂ , Торасовейская интрузия														
Габбро-диориты	5099	50.89	1.15	16.67	2.11	7.63	0.143	5.35	7.56	3.73	1.89	0.55	-	99.50
Диориты	2088д	52.40	0.80	17.41	2.68	5.34	0.13	3.84	6.64	4.81	3.35	0.43	1.47	99.65
	5271	57.96	0.54	16.14	1.98	4.74	0.11	3.45	5.12	4.38	3.98	0.14	0.92	99.46
	5269	58.82	0.90	16.78	1.45	4.86	0.08	3.51	3.80	3.96	2.90	0.25	2.27	99.67
Сиенито-диориты	5097	55.56	0.84	17.04	2.36	5.34	0.115	3.62	5.42	4.36	3.03	0.44	-	99.80
	5120	56.54	1.02	16.18	2.37	4.31	0.15	4.03	5.84	3.53	3.36	0.42	-	99.85
	5271а	56.64	0.70	16.13	2.62	4.22	0.10	3.59	5.13	4.76	4.34	0.33	1.04	99.78
	5093а	57.02	0.66	17.78	2.14	5.06	0.10	3.58	5.00	3.87	4.00	0.38	-	99.90
	5118	57.08	0.87	16.46	2.40	4.02	0.14	3.69	5.24	3.71	3.93	0.44	-	99.79

Горные породы	Номер пробы	Содержание, вес. %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.	Сумма
Сиенито-диориты	5119	57.14	1.18	16.41	2.08	3.95	0.12	3.45	5.48	3.59	4.10	0.43	-	99.74
	5093б	57.40	0.69	16.68	2.88	4.44	0.10	3.53	4.94	4.20	3.20	0.38	-	99.97
	2086е	57.68	0.73	16.94	1.99	4.68	0.104	3.21	4.73	4.04	4.13	0.388	1.07	99.86
	5117	57.76	0.66	16.90	1.74	4.94	0.102	3.53	5.18	3.60	4.20	0.26	-	99.96
Кварцевые сиенито-диориты	2086а	57.20	0.68	17.38	2.77	4.09	0.096	3.40	4.66	4.16	4.13	0.408	-	100.18
	5098	57.92	0.70	16.41	2.40	4.38	0.077	3.29	4.69	4.09	3.87	0.43	-	99.88
	8476	58.12	0.70	15.43	2.44	4.63	0.12	3.25	5.35	3.95	3.88	0.38	-	99.37
	5103	61.32	0.71	16.38	1.61	4.19	0.104	2.83	4.20	4.00	3.24	0.37	-	100.49
Левдиевская интрузия														
Кварцевые сиенито-диориты	ГК-28-142.5	61.08	0.53	15.03	2.24	3.74	0.08	3.74	4.75	3.60	4.16	0.25	0.43	99.63
	ГК-28-211.1	62.14	0.55	14.93	2.43	3.02	0.09	3.38	4.47	3.60	4.16	0.24	0.88	99.89
	ГК-29-220.6	63.76	0.43	14.53	1.60	2.45	0.07	2.73	3.68	3.48	4.30	0.20	2.74	99.97
Граниты щелочные	ГК-27-146.5	72.40	0.28	13.38	1.30	1.15	0.03	0.64	1.46	3.18	5.43	0.06	0.70	100.01

Примечание. Химическая характеристика горных пород приведена по данным Г.Я.Пономарева.

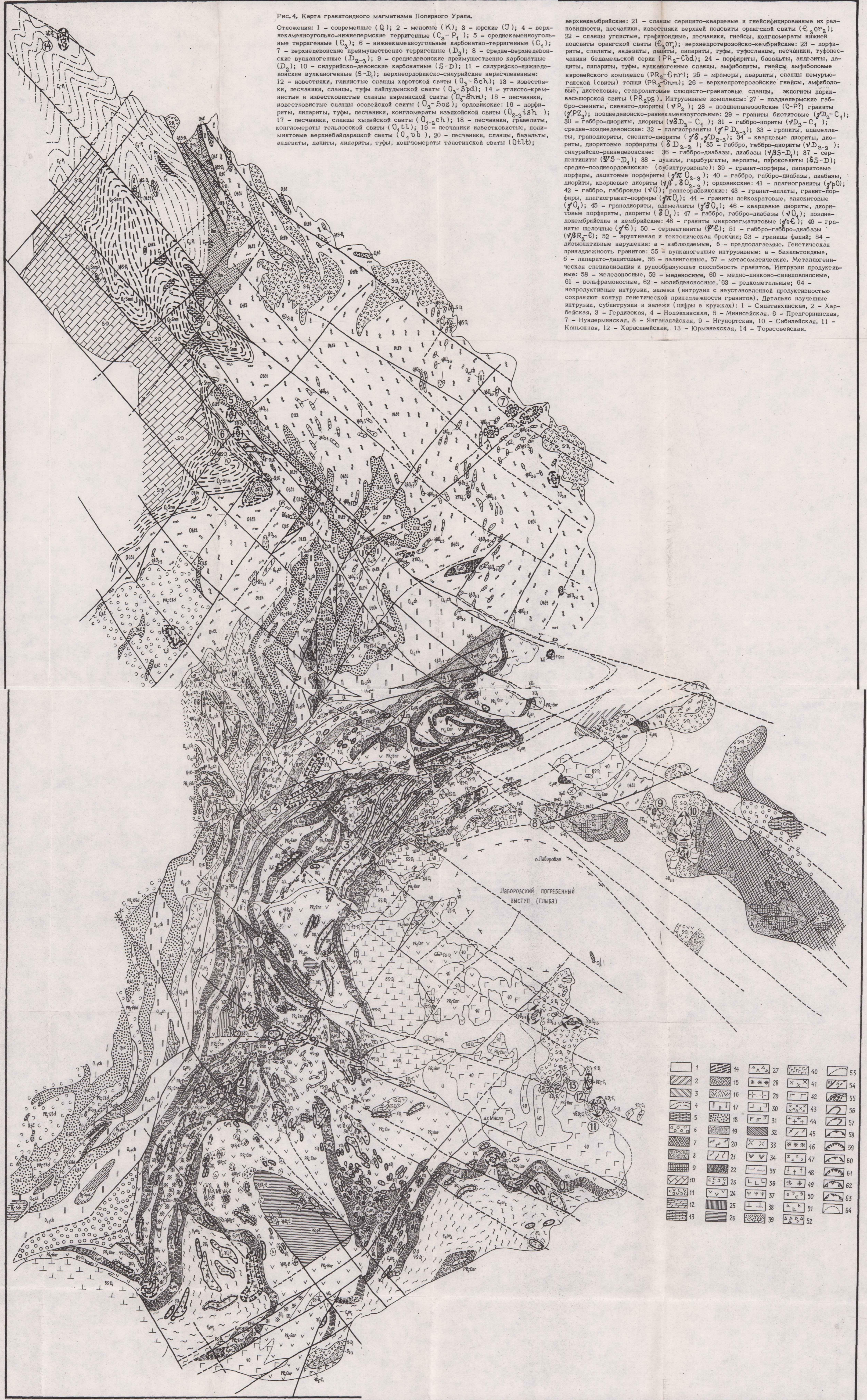
ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Краткий очерк геологического строения Полярного Урала	7
Гранитоиды, их место в истории и структурах Полярного Урала	21
Гранитоиды кембрия (?)	22
Гранитоиды раннего ордовика	28
Гранитоиды гердизского комплекса	29
Гранитоиды нодэягинского комплекса	30
Гранитоиды харбейского комплекса	31
Гранитоиды среднего-позднего ордовика	33
Гранитоиды среднего-позднего девона	35
Гранитоиды позднего девона-раннего карбона	37
Гранитоиды карбона и ранней перми	39
Гранитоиды поздней перми	41
Интрузии и оруденение	44
Кембрийские интрузии	45
Сядатаяхинская интрузия	45
Граниты и оруденение	61
Раннеордовикские интрузии	64
Харбейская интрузия	64
Гердизская интрузия	77
Связи руд и гранитоидов	84
Особенности эволюции и продуктивность интрузий	87
Средне-позднедевонские интрузии	90
Янганапэйская интрузия	91
Нгунортская интрузия	96
Сибилейская интрузия	98
Особенности формирования и продуктивность интрузий	106
Интрузии позднего девона-раннего карбона	109
Каньонная интрузия	110
Харасавейская интрузия	120
Юрмэнекская интрузия	122
Особенности формирования и продуктивность интрузий	123
Позднепермские интрузии	126
Торасовейская интрузия	126
Особенности формирования и рудоносность интрузии	135
Гранитоиды и рудообразование	139
Генетические связи руд и гранитоидов	139
Металлогеническая специализация гранитоидов	142
Рудообразующая способность интрузий	150
Условия формирования и признаки продуктивных интрузий	158
Важнейшие признаки продуктивных интрузий	161
Заключение	163
Литература	166
Приложение. Химические характеристики главных типов гранитоидов в интрузиях Полярного Урала	175

Рис. 4. Карта гранитоидного магматизма Полярного Урала.

Отложения: 1 - современные (Q); 2 - меловые (K); 3 - юрские (J); 4 - верхнекаменноугольно-нижнепермские терригенные (C₃-P₁); 5 - среднекаменноугольные терригенные (C₂); 6 - нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные (C₁); 7 - верхнедевонские преимущественно терригенные (D₃); 8 - средне-верхнедевонские вулканогенные (D₂₋₃); 9 - среднедевонские преимущественно карбонатные (D₂); 10 - силурийско-ловонские карбонатные (S-D); 11 - силурийско-нижнедевонские вулканогенные (S-D); верхнеордовиско-силурийские нерасчлененные: 12 - известняки, глинистые сланцы хартовской свиты (O₃-Sch.); 13 - известняки, песчаники, сланцы, туфы пайпуинской свиты (O₂-Spd.); 14 - углисто-кремнистые и известковые сланцы ирмийской свиты (O₂-Srm.); 15 - песчаники, известковые сланцы осоевской свиты (O₂-Sos.); ордовикские: 16 - порфириты, липариты, туфы, песчаники, конгломераты изьяховской свиты (O₂₋₃-ish.); 17 - песчаники, сланцы хыдэйской свиты (O₁₋₂-ch.); 18 - песчаники, гравелиты, конгломераты тельпосской свиты (O₁-tl.); 19 - песчаники известковые, полимиктовые верхнебайларской свиты (O₁-vb.), 20 - песчаники, сланцы, базальты, андезиты, дациты, липариты, туфы, конгломераты талогинской свиты (O₁-tlb);

верхнекембрийские: 21 - сланцы сериито-кварцевые и гнейсифицированные их разновидности, песчаники, известняки верхней полсыты оранжевой свиты (C₂-Op₂); 22 - сланцы углистые, графитоидные, песчаники, гнейсы, конгломераты нижней полсыты оранжевой свиты (C₂-Op₁); верхнепротерозойско-кембрийские: 23 - порфириты, спилиты, андезиты, дациты, липариты, туфы, туфосланцы, песчаники, туфосланцы беламельской серии (PR₂-CbD); 24 - порфириты, базальты, андезиты, дациты, липариты, туфы, вулканогенные сланцы, амфиболиты, гнейсы амфиболовые ияровейского комплекса (PR₂-Ctm); 25 - мраморы, кварциты, сланцы немурьюганской (свиты) толщи (PR₂-Ctm); 26 - верхнепротерозойские гнейсы, амфиболовые, дистеновые, ставролитовые сподисто-гранитовые сланцы, эглогиты париквасьшорской свиты (PR₂-Pps). Интрузивные комплексы: 27 - позднепермские габбро-сиениты, сиенито-диориты (vP₂); 28 - позднепалеозойские (C-P?) граниты (vP₂); средне-позднедевонские: 29 - граниты биотитовые (vD₂₋₃-C₁); 30 - габбро-диориты, диориты (vD₂₋₃-C₁); 31 - габбро-диориты (vD₂₋₃-C₁); средне-позднедевонские: 32 - плагиограниты (vP₂-D₂₋₃); 33 - граниты, адамеллиты, гранодиориты, сиенито-диориты (vD₂₋₃); 34 - кварцевые диориты, диориты, диоритовые порфириты (vD₂₋₃); 35 - габбро, габбро-диориты (vD₂₋₃); силурийско-раннедевонские: 36 - габбро-диабазы, диабазы (vS-D₁); 37 - серпентиниты (vS-D₁); 38 - дуниты, гаршбургиты, верлиты, пироксениты (vS-D₁); средне-позднеордовиские (субинтрузивные): 39 - гранит-порфириты, липаритовые порфириты, дацитовые порфириты (vO₂₋₃); 40 - габбро, габбро-диабазы, диабазы, диориты, кварцевые диориты (vO₂₋₃); ордовикские: 41 - плагиограниты (vO₁); 42 - габбро, габброиды (vO₁); раннеордовиские: 43 - гранит-аллиты, гранит-порфириты, плагиогранит-порфириты (vO₁); 44 - граниты лейкократовые, алякитовые (vO₁); 45 - гранодиориты, адамеллиты (vO₁); 46 - кварцевые диориты, диоритовые порфириты, диориты (vO₁); 47 - габбро, габбро-диабазы (vO₁); позднедевонские и кембрийские: 48 - граниты микрогематитовые (vO₁); 49 - граниты щелочные (vO₁); 50 - серпентиниты (vO₁); 51 - габбро-габбро-диабазы (vO₁); 52 - эруптивная и тектоническая брекчия; 53 - границы фаций; 54 - дисъюнктивные нарушения: а - наблюдаемые, б - предполагаемые. Генетическая принадлежность гранитов: 55 - вулканогенные интрузивные: а - базальтоидные, б - липарито-дацитовые, в - палингенные, г - метасоматические. Металлогеническая специализация и рудообразующая способность гранитов. Интрузивы продуктивные: 58 - железосные, 59 - меденосные, 60 - медно-цинково-свинцовосные, 61 - вольфрамосные, 62 - молибденовые, 63 - редкометалльные; 64 - непродуктивные интрузии, залежи (интрузии с неустановленной продуктивностью сохраняют контур генетической принадлежности гранитов). Детально изученные интрузии, субинтрузии и залежи (цифры в кружках): 1 - Сялэтайнская, 2 - Харбейская, 3 - Гердизская, 4 - Нольяхинская, 5 - Миньинская, 6 - Предгоринская, 7 - Нундерминская, 8 - Янганаянская, 9 - Нгуортская, 10 - Сибиньская, 11 - Каньонная, 12 - Харасавейская, 13 - Юрмэнская, 14 - Торасовейская.



1	14	27	40	53
2	15	28	41	54
3	16	29	42	55
4	17	30	43	56
5	18	31	44	57
6	19	32	45	58
7	20	33	46	59
8	21	34	47	60
9	22	35	48	61
10	23	36	49	62
11	24	37	50	63
12	25	38	51	64
13	26	39	52	

2 р. 50 к.

4354



„НАУКА“
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ