В.В.ЛЯХОВИЧ

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ (ТЫРНЫАУЗ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В. В. ЛЯХОВИЧ

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ (ТЫРНЫАУЗ)

7421

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1976

Геологических Наук

УДК 553.061.2

Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). Ляхович В. В. М., изд-во «Наука», 1976 г.

Основным содержанием книги является рассмотрение признаков рудогенерирующей способности кислых гипабиссальных и субэффузивных пород Тырныауза и возможной генетической связи с ними развитого здесь вольфрамо-молибденового оруденения. Делается вывод о самостоятельном существовании магматического и рудогенерирующего источников.

Табл. 178. Илл. 24. Библ. 257 назв.

Ответственный редактор

канд. геол.-мин. наук

С. М. БЕСКИН

Л $\frac{20805-289}{055(02)-76}$ 229-76

© Издательство «Наука», 1976 г.

Сыну Владимиру

посвящаю

ПРЕДИСЛОВИЕ

Кислые интрузивные и субэффузивные породы, развитые на небольшой площади в пределах Тырныаузского рудного поля, характеризуются большим структурным, минералогическим и геохимическим разнообразием. Их взаимоотношения, абсолютный возраст, условия становления и отношение к оруденению во многом остаются малоизученными, спорными и противоречивыми.

Это побудило автора систематизировать имеющийся у него материал по минералогии и геохимии кислых пород Тырныауза с целью выяснения главным образом характера поведения рудных и редких элементов в процессе эволюции кислого расплава и степени проявления его рудогенерирующей способности.

Для этого из всех разновидностей кислых пород в лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ были выделены акцессорные и породообразующие минералы, а также различные генерации последних. Все пробы кислых пород и слагающих их минералов были количественно проанализированы в лабораториях ИМГРЭ и Бронницкой геолого-геохимической экспедиции на ряд элементов со следующей чувствительностью (в г/т) [1]: Li — 0,5; Be, Sn — 1; Nb, Ta — 2; W, Mo, Zr, Cu — 3; Pb, Sc, B, Cs — 5; Rb, Zn — 10; F — 50.

В качестве эталона для сравнения и суждения о геохимических особенностях исследованных пород использованы средние содержания редких и рудных элементов, вычисленные А. П. Виноградовым (1962) для кислых изверженных и песчано-сланцевых пород, Графом (Graf, 1960) — для карбонатных, и средние содержания этих элементов в породообразующих и акцессорных минералах, вычисленные автором (Ляхович, 1972, 1973).

В дальнейшем в тексте все элементы в соответствии с их геохимическими особенностями разделены на следующие группы: рудные, главным образом халькофильные (W, Mo, Sn, Zn, Pb, Cu), характеризующиеся металлической или ковалентной связью в образуемых ими минералах, и редкие, главным образом литофильные (Zr, Nb, Ta, Be, Ga, Li, Rb, Cs), участвующие в построении решеток с ионным типом связи. Кроме того, выделяются петрогенные (K, Na, Ca, Mg, Fe, Mn, Ti) и «летучие» (F, B) элементы.

[1] Li, Rb, Cs — методом фотометрии пламени, Mo, Zr, Cu, Pb, Sn, Zn, Nb, F, Be — количественным спектральным, W и Ta — химическим методами.

В процессе полевых исследований автор неоднократно пользовался советами и помощью профессора А. В. Пэка и геологов Тырныаузкомбината А. Ф. Свириденко, А. Я. Сандомирского, Ю. И. Блинова, Г. А. Семочкина и П. И. Федченко.

В работе над книгой большую помощь оказали сотрудники лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ — особенно В. И. Сергеева, Т. А. Касаева, Т. А. Иванова, Е. Г. Кольжанова, принявшие большое участие как в сборе фактического материала так и в подготовке рукописи к печати, а также А. П. Пиккат-Ордынская, Л. П. Голованова, Н. Я. Щербачева и Т. М. Орадовская, проделавшие большую работу по выделению мономинеральных фракций породообразующих и акцессорных минералов. Геологи Тырныаузского комбината Е. В. Аксаментов и А. Я. Сандомирский взяли на себя труд прочитать отдельные главы и сделали ряд важных замечаний, учтенных автором при окончательном редактировании рукописи. Всем названным товарищам автор выражает свою искреннюю признательность и благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Месторождение Тырныауз и широко распространенные в его пределах кислые изверженные породы приурочены к структурно-формационной зоне Передового хребта. Южная ее часть, представленная серией сближенных разломов, носит название Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, которая, по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, является поверхностным выражением глубинного шва подкорового заложения, являющегося границей эпигерцинской платформы на севере и геосинклинали на юге.

В районе месторождения эта зона резко отличается от вмещающих ее древних гранитов, мигматитов и кристаллических сланцев, так как сложена породами молодыми, палеозойско-мезозойского возраста ($C_1 — J_1$), представленными известковыми, песчанистыми, глинистыми и вулканогенными образованиями, в различной степени метаморфизованными.

Пшекиш-Тырныаузская зона, к которой приурочено месторождение Тырныауз, расположена на северном склоне высокогорного Передового хребта, частью которого являются хребты Уллу-Тырныауз и Гитче-Тырныауз. Главная масса рудопроявлений вольфрама и молибдена тяготеет к южному склону хребта Уллу-Тырныауз.

Представление о тектонике, стратиграфии и магматизме рудного поля, равно как и о структуре самого месторождения, с течением времени менялось. Не являются эти представления окончательно обоснованными во многих деталях и до настоящего времени. Однако имеющийся фактический материал позволяет считать наиболее вероятной следующую схему геологического строения Пшекиш-Тырныаузской зоны на участке месторождения (фиг. 1).

На юге эта зона отделена от кристаллических сланцев и мигматитов нижнего палеозоя Южным сбросом, на севере — стратиграфическим несогласием между кристаллическими сланцами и филлитами Пшекиш-Тырныаузской зоны.

Внутренняя структура Пшекиш-Тырныаузской зоны достаточно сложна и характеризуется крутым, почти вертикальным залеганием пород и наличием разрывных нарушений. Самое крупное из них — Центральный сброс делит рудное поле на два блока — южный и северный.

Фиг. 1. Схема геологического строения рудного поля Тырныауз (по А. В. Пэк и др., 1972)

1 — четвертичные отложения; *2* — черные сланцы мукуланской свиты; *3* — песчаники мукуланской свиты; *4* — конгломераты мукуланской свиты; *5* — красноцветные песчаники; *6* — темно-серые алевролиты и сланцы; *7* — конгломераты и песчаники; *8* — филлиты; *9* — вулканогенная свита; *10* — темно-серые аркозовые песчаники зеленокаменной свиты; *11* — диабазы; порфириты, кварцевые альбитофиры зеленокаменной свиты; *12* — кварцевые плагиопорфиры; *13* — биотитовые роговики; *14* — слоистые мраморы; *15* — массивные мраморы; *16* — эльджуртинская свита; *17* — мигматиты; *18* — слюдистые сланцы; *19* — гранитогнейсы; *20* — кристаллические сланцы и гнейсы; *21* — липариты; *22* — авгитовые порфириты; *23* — кварцевые кератофиры; *24* — эльджуртинский гранит; *25* — брекчии биотитовых роговиков, сцементированные гранит-аплитами; *26* — лейкократовые гранитоиды; *27* — ультраосновные породы; *28* —

В строении южного блока, расположенного к югу от Центрального разлома, принимают участие различные биотитовые и биотит-амфиболовые роговики, образовавшиеся за счет терригенных и вулканогенных пород, массивные и слоистые мраморы (D_3—C_1) и песчано-сланцевые отложения нижней юры, частично превращенные в андалузитовые роговики. Эти породы прорваны дайками лейкократовых гранитоидов и липаритов, а на глубине ограничены кровлей эльджуртинского гранита. К сильно метаморфизованным породам южного блока приурочено и скарновое месторождение Тырныауз.

В геологическом строении северного блока, расположенного к северу от Центрального сброса, принимают участие филлиты, вулканогенно-осадочные породы, мраморы (D_2 — D_3), конгломераты (C_{1-2}) и сланцы с флорой стефанского яруса. Все эти породы метаморфизованы заметно слабее, чем породы южного блока, но в западной части, на так называемом Северном участке, филлиты и вулканогенные породы превращены также в биотитовые роговики. Среди них имеется штокверк кварц-молибденовых жил, реже встречаются жилы с арсенопиритом или различными сульфидами. Здесь же имеются и скарны, в отдельных зонах которых отмечена вкрапленность молибденита и шеелита.

Интрузивные породы представлены дайками гипербазитов, фельзит-аплитов и липаритов.

На севере Пшекиш-Тырныаузская зона ограничена кристаллическими сланцами, представленными крупнозернистыми мусковитовыми, хлоритовыми, эпидот-цоизитовыми и другими сланцами. Ее южная граница определяется тектоническим контактом с мигматитами, представляющими собой биотитовые сланцы, послойно инъецированные древними гранитами и гранодиоритами так, что полосы существенно сланцевого состава чередуются с полосами существенно гранитоидными.

Стратиграфия более молодых пород, слагающих Тырныаузскую зону, согласно последним исследованиям А. В. Пэка и др. (1970), представляется в следующем виде (см. фиг. 1). В северном блоке, в восточной его части, на кристаллических сланцах стратиграфически несогласно залегает свита филлитов, имеющая в основании маломощный горизонт конгломератов. В западной

Фиг. 1. (окончание)

кварц-карбонатные породы; *29* — скарны и пироксен-плагиоклазовые роговики; *30* — тектонические контакты; *31* — рудопроявления; I — сурьмяное месторождение Гитче-Тырныауз, участок № 3; II — то же, участок № 2; III — то же, участок № 1; IV—VI — геофизические аномалии № 1—3; VII — сульфидное месторождение Тырныауз-су; VIII — золото-арсенопиритовые жилы балки № 3; IX — месторождение Тырныауз; X — Мукуланское месторождение андалузитовых сланцев; XI — полиметаллическое месторождение Малый Мукулан; XII — месторождение Тютю

части северного блока свита филлитов отделена от кристаллических сланцев большим полем конгломератов, песчаников и сланцев, залегающих, по-видимому, стратиграфически несогласно как на кристаллических сланцах, так и на филлитах, и перекрывающая контакт этих пород.

Южнее на филлитах залегают породы вулканогенной свиты. Последняя в восточной части сложена эффузивными, а на западе — туфогенными и терригенными породами. Эти две литологические различные толщи отличаются и по стратиграфическому положению: эффузивы слагают низы, а туфогенно-осадочная толща — верхи вулканогенной свиты. В западной части среди вулканогенных пород имеются крупные выходы мраморов, ограниченные, по-видимому, тектоническими контактами.

В южном блоке к Центральному сбросу прилегает толща вулканогенных пород, очевидно, соответствующая вулканогенной свите северного блока. Южнее развита толща биотитовых роговиков — ороговикованных сланцев, песчаников и конгломератов. В последних встречаются гальки вулканогенных пород и, соответственно, эту толщу следует считать более молодой. Среди этих роговиков залегают, вероятно, в виде мощного слоя мраморы, к восточному замыканию которых приурочено Главное рудное тело месторождения Тырныауз.

К этой толще роговиков и мраморов на юге прилегает полоса так называемых слоистых мраморов и к контакту этих пород приурочено второе крупное скарновое рудное тело месторождения — Слепая залежь. К полосе слоистых мраморов на юге прилегает нижнеюрская мукуланская свита, сложенная черными филлитами, песчаниками и сланцами. Последняя отделена от мигматитов южного обрамления Пшекиш-Тырныаузской зоны южным сбросом.

Возраст пород рудного поля определяется по единичным находкам в сланцах мукуланской свиты фауны, соответствующей среднему лейасу, а в северной полосе песчаников и конгломератов — флоры, позволяющей отнести их к среднему — верхнему карбону. В известняках, правда, за пределами Тырныаузского рудного поля, обнаружена фауна D_3 — C_1.

К Пшекиш-Тырныаузской зоне тяготеют разнообразные магматические породы, описанные в работах С. П. Соловьева (1940), Л. А. Варданянца (1940) и А. В. Пэка (1953, 1962), которые можно разделить на древние и молодые.

К комплексу палеоинтрузий относятся: ультраосновные породы (перидотиты, пироксениты и т. п.), габбродиабазы, спессартиты, кварцевые диорит-порфириты. Эти породы слагают мелкие пластовые залежи и дайки. К числу палеоинтрузий относятся также трондьемиты или кварцевые плагиопорфиры. Они слагают полосу пород, протягивающуюся по южному склону хребта Уллу-Тырныауз вблизи его гребня. Их генезис спорен. Л. А. Варданянц (1940) и С. А. Шафранов (1948) называли их трондьемитами и считали за самостоятельную интрузию условно послесредне-

карбонового возраста. А. В. Пэк (1962) пришел к выводу, что типичные кварцевые плагиопорфиры представляют собой продукт перекристаллизации биотитовых и амфиболовых роговиков, сопровождавшейся более или менее значительным привносом кварца. Кварцевые плагиопорфиры пересекаются дайками альбитофиров.

Палеозойский возраст этой серии интрузий устанавливается на том основании, что эти породы прорывают D_3 — C_1 отложения вулканогенной и терригенной свит, нигде не встречены в породах мезозоя и наряду с осадочными породами значительно метаморфизованы воздействием интрузий молодых гранитов. В последнее время, однако, появились данные, которые позволяют считать ультраосновные породы образованиями разновозрастными. Те из них, которые слабо изменены, вероятно, имеют послеинжеюрский возраст. К их числу, по-видимому, относятся дайки почти неизменных перидотитов и оливинитов, залегающие среди андалузитовых и кордиеритовых роговиков Северного блока. Их неизмененность может указывать либо на чисто термический характер метаморфизма, либо на более молодой по сравнению с метаморфизмом возраст этих даек.

К комплексу неоинтрузий относятся.

1. Лейкократовые гранитоиды, образующие небольшие тела преимущественно жильной формы. В соответствии с особенностями структуры и минерального состава среди них выделяют: гранит-порфиры и гранит-аплиты, плагиоклазовые и анортоклазовые разности. Их отличительная черта — почти полное отсутствие биотита и значительная измененность поздними процессами, особенно окварцеванием. Лейкократовые гранитоиды пересекаются кварцевыми и скарновыми жилами с молибденитом и шеелитом.

2. Эльджуртинский биотитовый гранит, слагающий самый крупный массив, вскрытый ущельем р. Баксан и в виде отдельных выходов прослеживающийся вдоль Центрального сброса. Более молодой возраст эльджуртинского гранита (по сравнению с лейкократовыми гранитоидами и оруденением) устанавливается на основании пересечений им лейкократового гранит-порфира, кварцевых жил и скарнов с молибденитом, установленных в кернах скважин и в горных выработках. Кровля эльджуртинского гранита под углом 20—25° погружается в южном и юго-восточном направлениях и в пределах месторождения, по-видимому, ограничивает распространение главной массы вольфрам-молибденового оруденения на глубину. Эльджуртинский гранит пересекается редкими жилами сульфидных скарнов и сухими молибденитовыми жилами.

3. Липариты, образующие три довольно крупных некка и крутопадающие дайки субширотного простирания. В последнее время липариты обнаружены и в северной части рудного поля за Центральным сбросом. Среди жильных тел, помимо липаритов, встречаются криптолипариты, витроандезиты и витрофиры. Липариты штоков пересекаются кварцево-сульфидными жилами.

Абсолютный возраст кислых пород Тырныауза датируется калий-аргоновым методом по последним данным: лейкократовые гранитоиды 20 млн. лет, эльджуртинский гранит 1,9 млн. лет, липариты 1,8 млн. лет (Борсук и др., 1972).

Само месторождение расположено в южном блоке и представляет собой серию скарновых тел различной мощности, самое крупное из которых — седловидная залежь — приурочена к контакту роговиков с мраморами, образующими, согласно последним воззрениям А. В. Пэка и др. (1970), прослой в ороговикованной песчано-сланцевой толще. В формировании месторождения большую роль играют контакты известняков с силикатными породами, вдоль которых образовались скарны. Среди последних в зависимости от состава исходных пород, подвергшихся замещению, различают роговиковые и известняковые скарны (Каленов, 1940).

Главным богатством Тырныауза является месторождение вольфрам-молибденовых руд (молибденит, шеелит, молибдошеелит, редко повеллит и ферримолибдит). В южном блоке главная масса оруденения сосредоточена в скарнах и роговиках, хотя определенное распространение имеет и молибденовое оруденение в кварцевых жилах. В северном блоке оруденение преимущественно молибденовое, кварцево-жильное, штокверковое.

Кроме скарнов и кварцевых жил определенную роль в локализации W и Mo играют различные метасоматиты. Изучение северо-западного скарна месторождения показало, что нахождение в них плагиоклаз-амфибол-биотитовых метасоматитов является благоприятным признаком богатого оруденения. Плагиоклазовые метасоматиты образовались в начале процесса скарнирования, плагиоклаз-амфибол-биотитовые —наложены на скарны (Семочкин, 1969). На Северном участке в связи с флогопит-актинолитовыми метасоматитами известно вольфрамовое (шеелит) оруденение, предшествующее молибденовому (Курдюкова, 1970).

Процессы скарнообразования привели к образованию большого числа скарновых тел, значительная часть которых удалена от выходов интрузивных пород и приурочена к контакту мраморов и биотитовых роговиков. К числу подобных скарнов относятся основные тела месторождения — Главный скарн (включающий три участка — Северо-Западный и Юго-Западный скарны и Замыкание) и Слепая залежь, а также большинство других менее мощных тел (Южный скарн, Нижняя залежь, Северный скарн, скарн № 26, скарны «Пика Веры», Северного участка и др.).

Скарны на контакте с интрузивными породами — лейкократовыми гранитоидами и эльджуртинским гранитом — представлены маломощными оторочками (до 1—2 м), получившими названия Приграничного и Эльджуртинского скарнов соответственно.

Преобладающей формой скарнов является пластообразная залежь. Форма Главного скарна — седловидная залежь с резко увеличенной мощностью в сводовой части. В горизонтальном сечении это скарновое тело имеет подковообразную форму и обращено вы-

пуклой частью на юго-восток. Форма других скарновых тел, в том числе и Слепой залежи, в плане имеет вид неправильных полос, асимметричных линз и клиньев. В последнем случае форма скарна обусловлена приуроченностью тела к участку сопряжения двух разноориентированных разломов. Мощность скарновых тел варьирует в значительных пределах.

В распределении рудной минерализации С. П. Соловьев (1940), а позже Н. А. Хрущов (1958) усматривали определенную пространственную зональность. Она проявляется прежде всего в том, что главные вольфрам-молибденовые рудные тела Тырныауза занимают центральную часть рудного поля, а прочие рудопроявления располагаются вне этого участка и как бы вокруг него. Например, оловорудные проявления, представленные скарновыми телами с микроскопической вкрапленностью касситерита, станнина и рассеянным оловом в сфалерите, гранате, пироксене, везувиане и ильваите, расположены к востоку (Малый Мукулан и Тютю) и северо-западу (Северный Скарн) от центра рудного поля.

Золоторудные проявления расположены вдоль Центрального сброса и представлены кварцево-арсенопиритовыми жилами, выполняющими меридиональные трещины. Золото известно также в скарнах Тырныауз-су, залегающих северо-западнее центрального участка.

Сурьмяные и свинцово-сурьмяные рудопроявления находятся на крайнем северо-западном участке (Гитче-Тырныауз и Теверсинчик-кол). К северо-западу от хребта Гитче-Тырныауз шлиховым опробованием обнаружено и сурьмяно-ртутное оруденение.

Формирование месторождения было процессом многостадийным и для главных рудных минералов — шеелита и молибденита — выделяется до пяти генераций (Кононов, 1958). Разные генерации этих минералов, в частности молибденита, характеризуются неодинаковым содержанием Re, Bi, Se, Te, Ga, Ge (Ляхович, Сандомирский, 1973). По наиболее обоснованной схеме А. В. Пэка (1962) в процессе рудной минерализации в пределах главного рудного поля можно выделить десять последовательных стадий: образование биотитовых и пироксеновых роговиков; образование дорудных скарнов, содержащих молибденит и шеелит лишь в незначительных количествах; образование «окологранитных» скарнов и жилок различного состава во всех породах (главные рудоносные стадии); образование бурых гранатовых скарнов и отложение некоторого количества молибденита; образование флюорита, а также аксинита, турмалина и может быть частично апатита и эпидота; амфиболизация и хлоритизация скарновых пироксена, отчасти и граната; карбонатизация скарнов; выделение пирротина, сфалерита и других рудных минералов; окварцевание, завершающее процесс минерализации.

В последнее время на основании изучения парагенезисов минералов и их устойчивости в определенных термодинамических условиях Е. Н. Граменицким и О. В. Кононовым (1971) выделя-

ются пять стадий минералообразования: 1) метаморфизм (образование роговиков и мраморов); 2) скарнообразование; 3) послескарновый метасоматоз (основная рудная стадия — образование шеелита, молибдошеелита, молибденита); 4) стадия кварц-молибденитовых жил (штокверки в роговиках); 5) гидротермальная стадия (сульфиды, антимонит, золото).

Изучение процессов метаморфизма пород рудного поля было начато Л. А. Варданянцем (1940), который выделил в контактовом ореоле песчано-сланцевой толщи три зоны: андалузит-кордиеритовых роговиков; преимущественно кордиеритовых роговиков, часто сливающуюся с первой; биотит-актинолитовых роговиков. Позже Д. С. Кизевальтер (1948) описал четвертую зону, в которой отмечается слабая перекристаллизация, появление узловатых сланцев, серицитизация и эпидотизация.

В биотитовых роговиках, по данным А. В. Пэка (1953), образование биотита происходило в несколько стадий, не исключая и процессы вторичного его перераспределения под влиянием более поздних гидротермальных растворов.

В известняковой толще контактовый метаморфизм проявился в мраморизации известняков. Песчано-глинистые и мергелистые прослои были превращены при этом в пироксен-плагиоклазовые роговики.

Вопрос об источнике метаморфизма и стадиях его проявления еще не решен. Л. А. Варданянц связывал метаморфизм пород рудного поля с воздействием эльджуртинского гранита. А. В. Пэк высказал суждение о связи метаморфизма пород в основном с гипотетическими гранитами первой фазы, еще не вскрытыми эрозией. Эльджуртинский гранит, обнажающийся на поверхности, является, по мнению А. В. Пэка, более поздней фазой внедрения и не оказывает существенного воздействия на породы, метаморфизованные раньше в связи с внедрением гранитоидов первой фазы. Так, установлено весьма слабое воздействие эльджуртинского гранита на дайки ультраосновных пород, залегающие среди пород кровли гранита. Их изменение выражается только в незначительном отальковании в маломощной зоне, непосредственно прилегающей к контакту с гранитом (Пэк и др., 1970).

Было принято считать, что сильный метаморфизм характерен только для пород южного блока, вмещающих само месторождение Тырныауз, в то время как породы, прилегающие непосредственно к Центральному сбросу с севера, метаморфизованы слабее. Однако исследования А. В. Пэка и др. (1970) показали, что породы Северного участка в полосе шириной около 300 м оказываются метаморфизованными до стадии роговиков, вполне сопоставимых с роговиками самого месторождения Тырныауз. Причина, обусловившая метаморфизм пород Северного участка, остается пока неизвестной.

Приведенное представление о геологии Тырныауза сформировалось не сразу. За время, прошедшее с момента открытия место-

рождения, сменилось много точек зрения. Одни из них подтверждены новыми фактическими данными, другие оказались несостоятельными. Многие вопросы не получили однозначного решения и до настоящего времени.

И хотя геологам, интересующимся Тырныаузом, может быть предоставлен обширный фактический материал и огромное количество различных наблюдений, тем не менее все это требует дальнейшего планомерного и целеустремленного анализа и сопоставлений для того, чтобы однозначно решить многие принципиальные вопросы, связанные со структурой этого уникального месторождения, этапами его формирования, связи с магматизмом, перспективами расширения и т. д.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Месторождение Тырныауз, в котором на небольшой площади сконцентрированы не только месторождения вольфрама и молибдена, но и самые разнообразные породы — от ультраосновных до ультракислых среди интрузивных, от полнокристаллических до стекловатых — среди субэффузивных, от глинистых сланцев до корундовых роговиков — среди метаморфических, представляет объект весьма интересный, но в то же время и весьма сложный для исследования. Эта сложность усугубляется не только многоактными процессами внедрения магмы и неоднократно повторявшимися тектоническими движениями, но и многостадийностью процессов минерализации и метаморфизма. По-видимому, именно это притягивало и притягивает к Тырныаузу взоры многих исследователей, пытавшихся осветить те или иные стороны условий формирования этого уникального месторождения.

Достаточно сказать, что, начиная с 1938 г. с консультационной целью месторождение посетили академики Д. И. Щербаков, А. Е. Ферсман, А. Н. Заварицкий, А. Г. Бетехтин, Д. С. Белянкин и др. Различным аспектам геологии, структуры, минералогии и геохимии Тырныауза посвящено свыше 100 публикаций, статей и монографий и, кроме того, целый ряд отчетов, карт и схем, составленных большим количеством геологов, здесь работавших. Несмотря на это во многих случаях не было достигнуто однозначного решения тех или иных вопросов.

По истории геологического изучения Тырныауза имеется весьма обстоятельное исследование Г. А. Семочкина, О. Ф. Городчикова и М. В. Тараканова (1967). Несмотря на это, необходимость настоящего очерка оправдана тем большим интересом, который вызывает к себе этот участок Ишекиш-Тырныаузской зоны, и желанием показать эволюцию взглядов, приближающую нас ко все более правильному пониманию истории становления и развития этого сложного по структуре и генезису месторождения.

Со времени открытия в 1937 г. Б. В. Орловым и В. А. Флеровой вольфрамово-молибденового месторождения Тырныауз его

изучением занимается не только геологическая служба Тырныаузского комбината, но и многочисленные коллективы геологов разных институтов.

В довоенный период в разведке и изучении месторождения принимали участие С. П. Соловьев, Б. В. Орлов, В. А. Флерова, Н. А. Хрущов, А. С. Федоренко, И. П. Ситковский, А. А. Юдин, А. Д. Каленов, А. Г. Шендерова, Л. А. Варданянц, А. В. Пэк, И. П. Кушнарев, Л. И. Лукин.

После войны и до настоящего времени месторождение и рудное поле изучается А. В. Пэком, с которым в разные годы работали К. Х. Вербичев, Н. С. Скрипченко, А. А. Курдюков, Е. Е. Лисицына, Е. А. Снежко, З. И. Курдюкова и др. Геологическое строение рудного поля, генезис гранитоидов и особенности оруденения изучались Д. С. Кизевальтером, В. В. Эзом, В. В. Ляховичем, Г. В. Нестеренко, О. В. Коновым, Л. В. Горбуновым, В. В. Веселовым, Н. Г. Родзянко, Ю. А. Сафаровым.

Вопросами абсолютного возраста гранитов занимались Г. Д. Афанасьев, З. В. Студеникова, А. М. Борсук. В отдельных тематических исследованиях принимали участие Г. Л. Одикадзе, В. Ф. Лесняк, В. А. Жариков, А. А. Попов, И. И. Парадашвили, Г. М. Заридзе, Н. Т. Воскресенская, О. В. Брызгалин и др.

Большая работа по разведке, оценке, увеличению запасов, уточнению структуры месторождения проделана сотрудниками геологической службы комбината, которую в разные годы возглавляли Н. А. Хрущов, С. А. Шафранов, Н. К. Нефедов, А. Ф. Свириденко, Н. Г. Иванов. Среди этого коллектива геологов следует отметить А. И. Князева, М. В. Тараканова, Н. Ф. Слукина, В. Я. Ушакова, Г. Л. Дзагоева, Г. А. Семочкина, Ю. И. Блинова, А. Я. Сандомирского, С. Д. Джубуева.

Открытие месторождения. Разведка и становление месторождения Тырныауз неразрывно связаны с именами Б. В. Орлова и Н. А. Хрущова, так же как выяснение его структуры и геологической позиции — с именем А. В. Пэка. Однако, если проследить историю открытия молибденовой минерализации на Тырныаузе, то это привело бы нас в архивы Владикавказского Горного округа, куда в 1898 г. была подана заявка балкарцем-охотником К. Искандеровым о находке им «свинцово-серебряных» руд, за которые им ошибочно принимался молибденит. Дубликаты этой заявки, заверенные нальчикским врачом П. Х. Грамматиковым, были обнаружены на месторождении в 1928 г. И. П. Ситковским, проводившим проверку полиметаллических рудопроявлений на северном склоне хребта Уллу-Тырныауз.

В результате проведенных им работ на этом участке были обнаружены скарны и кварцевые прожилки с молибденитом, но, к сожалению, этому факту не было уделено в то время должного внимания. И все же работами И. П. Ситковского был сделан первый шаг к открытию месторождения.

В 1932 г. район месторождения картируется геологической

партией ЦНИГРИ под руководством С. П. Соловьева. По результатам работ составляется записка, в которой говорится о необходимости организации детальных поисково-разведочных работ в районе хребта Уллу-Тырныауз в связи с наличием здесь молибденита и других рудных минералов.

В 1934 г. в этом же районе поисковые работы проводила геологическая партия Северо-Кавказской геологической конторы, руководимая Б. В. Орловым. Геологом этой партии В. А. Флеровой были впервые обнаружены коренные выходы молибденитсодержащих скарнов и гранитоидов, которые, как потом оказалось, имели значительное площадное распространение. Анализ результатов поисковых работ позволил Б. В. Орлову впервые оценить найденное месторождение как объект промышленного значения, заслуживающий постановки разведочных работ. Оценка Б. В. Орлова была поддержана старшим геологом ЦНИГРИ Л. А. Варданянцем.

В 1934—1935 гг. под руководством Н. А. Хрущова началась разведка месторождения силами треста «Каббалкредмет» при непосредственном участии Б. В. Орлова. По результатам поискового строения месторождения и определен характер молибденового оруденения. Несколько позже ими же был произведен первый подсчет запасов молибдена по состоянию на 1.I.1936 г. и обоснована перспектива их увеличения в 5—10 раз.

В этом же году С. П. Соловьев и Н. А. Голубев обнаружили в скарнах шеелит, по которому на 1.I.1937 г. также были впервые подсчитаны запасы вольфрама.

На основании полученных материалов Н. А. Хрущов доказал перспективность Тырныаузского месторождения и необходимость и целесообразность постановки геологоразведочных работ широкого масштаба.

20 ноября 1937 г. был издан приказ о строительстве Тырныаузского комбината, который вступил в строй в 1940 г.

Великая Отечественная война прервала на некоторое время разведочные работы на месторождении, но после ее победного завершения, наряду с эксплуатационными работами, возобновившимися после восстановления комбината в 1945 г., геологические исследования на хребтах Уллу- и Гитче-Тырныауз развернулись особенно интенсивно.

Практическим итогом этих целеустремленных исследований было обнаружение новых рудных тел: северо-западного фланга главного скарна, нижней залежи, скарнированных мраморов центра. Но самое главное открытие относилось к южному флангу месторождения, где на контакте слоистых мраморов с биотитовыми роговиками было вскрыто новое скарновое рудное тело — «слепая залежь». Уже в 1957 г. разведанные в ней запасы руды превысили запасы Главного скарна. В лежачем боку «слепой залежи» были также выявлены штокверковые молибденитовые руды в роговиках. Все это позволило за три с лишним года утроить запасы

в целом по месторождению. Подробное изложение этих исследований приведено в прекрасном обзоре Г. А. Семочкина и др. (1967). Здесь же целесообразно осветить историю изучения Тырныауза по отдельным разделам геологии, показывающим динамику изучения и совершенствования наших представлений о тех или иных особенностях этого месторождения, с открытием которого впервые для Кавказа был выделен новый промышленный тип контактово-метасоматических скарновых месторождений вольфрама и молибдена.

Геология района. До последнего времени было принято считать, что месторождение Тырныауз приурочено к так называемой Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне, которая по ранним представлениям отделялась от окружающих пород двумя крупными нарушениями регионального характера. Это так называемый Северный сброс, за которым следуют (к северу) древние кристаллические сланцы, трансгрессивно перекрываемые в районе Скалистого хребта нижней юрой, полого падающей к северу. На юге эта зона ограничена от древних грашитов и мигматитов Южным сбросом. По этим региональным нарушениям в различное время происходили перемещения, обусловившие формирование грабена в предтоарское и горста в послеюрское время (Кузнецов, 1946).

Становлению такого представления предшествовал ряд геологосъемочных работ. В 1927 г. в Баксано-Чегемском районе вел поисковые работы на металлические полезные ископаемые С. И. Талдыкин. В 1928 г. такие же работы проводил И. Н. Ситковский, а в 1932 г. — район картируется в масштабе 1 : 100 000 геологической партией ЦНИГРИ под руководством С. П. Соловьева. В 1937 г. детальную съемку района месторождения проводит А. С. Федоренко, а в 1945 г. Н. И. Цибовский закончил составление геологической карты масштаба 1 : 200 000, куда вошел и район месторождения. Карта дает хорошее представление о геологии северного склона Кавказского хребта и Тырныаузской мобильной зоны.

Необходимость уточнения стратиграфии рудного поля и возможной рудоносности всей Тырныаузской зоны побудило организовать картирование ее к востоку и к западу от рудного поля. Такая работа была проведена в 1948—1950 гг. Д. С. Кизельватером и В. В. Эзом, и в результате ими было предложено толкование Тырныаузской зоны как не только ограниченной глубинными долгоживущими разломами, но и расчлененной таковыми на отдельные узкие продольные горсты и грабены. Ими же была предложена и схема стратиграфии пород, слагающих эту зону и Тырныаузское рудное поле.

В последние годы, в связи с расширением разведочных работ на Северном участке месторождения, детальным картированием, проведенным А. В. Пэком, установлено, что северная граница Тырныаузского рудного поля определяется не Северным глубинным разломом, как это считалось ранее, а стратиграфическим не-

согласием между кристаллическими сланцами и породами Пшекиш-Тырныаузской зоны. Последняя, следовательно, на участке рудного поля представляет собой не узкую шовную зону, ограниченную глубинными тектоническими разломами (Северным и Южным), а, вероятнее всего, фрагмент более обширной палеозойской геосинклинали (Пэк и др., 1970).

Стратиграфия. Стратиграфическая схема осадочно-метаморфических пород, среди которых располагается месторождение Тырныауз, до сих пор окончательно не установлена, поскольку большинство свит фаунистически не охарактеризовано, породы самого месторождения подвержены сильному контактовому метаморфизму, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями и возрастное взаимоотношение выделяемых свит часто условное, установленное по аналогии с соседними районами, где породы метаморфизованы значительно слабее.

Представления о стратиграфии района развивались приблизительно в следующей последовательности.

Первая более или менее детальная работа по Тырныаузу была выполнена И. Н. Ситковским в 1928—1929 гг. (1934); в ней автор выделил следующие свиты: кристаллические сланцы докембрия; мраморизованные известняки неизвестного возраста; черные глинистые сланцы палеозоя; конгломераты и песчаники; кремнисто-глинистые и хлоритовые сланцы среднего карбона. Достаточно обоснованного возраста этих свит им не дается.

В 1932—1933 гг. и 1935—1936 гг. район правобережья р. Баксан и далее на восток до р. Чегем изучался С. П. Соловьевым. Данные этого автора являются дальнейшим развитием взглядов И. Н. Ситковского, однако конгломераты и песчаники он относит к верхнему карбону, а мраморизованные известняки по найденной в них фауне —к нижнему карбону.

Геологическое картирование рудного поля, проведенное в 1934—1937 гг. Б. В. Орловым и Л. А. Варданянцем, показало, что оно сложено узкими полосами палеозойских и мезозойских пород с тектоническими контактами между ними. Одно из них — самое крупное тектоническое нарушение, получившее название Центрального сброса, разделяет рудное поле на два блока — северный и южный.

По результатам этих работ, а также по материалам картирования, выполненного Б. В. Орловым, А. М. Федоренко, Н. И. Цибовским, устанавливается следующая стратиграфическая схема, в которой наиболее крупные комплексы, имеющие обычно тектонические контакты друг с другом, выделены под названием «свит»:

Мукуланская свита — темные сланцы и песчаники J_1; Северная свита — песчаники, конгломераты, сланцы C_3; Центральная свита — подсвита песчаников и сланцев, подсвита мраморов D_1—C_1; Тырныаузская свита — туфы, сланцы, яшмы D_3—C_1; Эльджуртинские тектониты— ?

От этой последовательности отличается схема стратиграфии среднепалеозойских отложений, разработанная позже Д. С. Кизевальтером и В. В. Эзом, применительно к Тырныаузскому рудному полю. Она представляется в следующем виде (снизу вверх): пастуховская свита (D_3, мраморы), артыкчатская свита (C_1, филлиты), чемарткольская свита (C_1, вулканогенные породы). Кроме того, в пределах Тырныаузского рудного поля выделяются отложения среднего — верхнего карбона (песчаники-конгломераты) и нижней юры (глинистые сланцы, песчаники и конгломераты мукуланской свиты) (Кизевальтер, 1948, 1963).

С 1963 г. Е. В. Аксаментов ведет поисково-съемочные работы на флангах Тырныаузского месторождения.

В 1968—1969 гг. изучение Тырныаузского рудного поля проводится И. И. Грековым, согласно которому слагающие его породы имеют следующую стратиграфическую последовательность: филлиты бахмуткинской свиты (D_2b), эффузивы кизилкольской свиты (D_2kz), вулканогенно-осадочные образования картатурской свиты (D_{2-3} kr), известняки пастуховской свиты (D_2ps) и конгломераты, песчаники, филлиты, известняки, вулканогенные образования кольтюбинской свиты (C_1kl).

Согласно новым данным (Пэк и др., 1970), стратиграфическое несогласие между филлитами и кристаллическими сланцами и установленная последовательность залегания пород в геологическом разрезе северной части рудного поля показывают, что наиболее вероятной является следующая стратиграфическая схема (снизу вверх): свита филлитов, вулканогенная свита, толща песчаников, толща мраморов. Положение мраморов не в нижней, как считалось ранее, а в верхней части разреза существенно меняет оценку возможной рудоносности различных участков рудного поля, поскольку к контактам мраморов с силикатными породами приурочены скарны, в том числе и рудоносные.

Магматизм. Первой работой по петрологии гранитоидов Тырныауза, хотя и имеющей ряд недостатков, явилась статья И. Н. Ситковского (1934), в которой он указывает на наличие молодых кислых интрузий по хребту Тырныауз. Возраст гранитов он принимает за третичный, так как «они приурочены к разломам альпийской складчатости». Среди неоинтрузий он различал три разновидности: биотитовые порфировидные граниты; лейкократовые гранитоиды —гранит-порфиры и гранит-аплиты — и липарито-дациты.

Аналогичной схемы придерживался и С. П. Соловьев (1940), относивший к числу неоинтрузий и большой по площади участок «гранитов с ассимилированным материалом», т. е. таких гранитов, у которых «гранитный материал превалирует над ассимилированным».

Работавший позднее здесь же Л. А. Варданянц (1940) считает их сильно измененными под воздействием молодых интрузий трондьемитами и трондьемитовыми порфиритами.

В основном такой же остается последовательность проявления молодого вулканизма и у Б. В. Орлова (1936, 1937): биотитовые граниты; гранитоиды лейкократового комплекса; делленитовые граниты. Гранитоиды лейкократового комплекса в противоположность биотитовому граниту не образуют, по Б. В. Орлову, однородной по своему минеральному составу и структуре породы. Среди них можно выделить: лейкократовый гранит, гранит-порфир, аплит и др. Все они не образуют резко отдельных тел, а связаны друг с другом взаимными переходами. Б. В. Орлов, подобно С. П. Соловьеву, считает, что часть пород Центральной свиты настолько сильно пропитана выделениями гранитной магмы, что в грубом приближении может быть отнесена к «зараженным гранитам».

В 1934 г. и в 1938—1939 гг. интрузивы Тырныауза изучал Л. А. Варданянц, давший в результате подробное описание (Варданянц, 1940) палеозойских и мезо-кайнозойских интрузий и связанного с последними контактового метаморфизма. В отличие от предыдущих авторов, Л. А. Варданянц различает не три, а десять циклов молодого магматизма (снизу вверх): эльджуртинский гранит; тырныаузский гранит-порфир; гранит-аплит; лабрадоровый аплит; липарит I; липарит II; криптолипарит; витроандезит; андезитобазальт; витрофир.

Гранитоиды первых четырех групп Л. А. Варданянц относит к нижней юре (нижний или средний лейас), липарит I — к верхнему лейасу, а породы от липарита II до витрофира — к «верхнему плиоцену или моложе».

Л. А. Варданянц приписывает исключительно слабую роль в общем магматическом цикле Тырныауза явлениям гибридизма, считая каждую выделенную им разновидность гранитоида продуктом магматической дифференциации на глубине.

С таким определением относительного возраста гранитоидов впоследствии соглашалась большая часть геологов, изучавших Тырныауз. Другие выдвигали некоторые аргументы в пользу более молодого возраста эльджуртинского гранита. Так, например, С. А. Шафранов (1948) в отличие от своих предшественников, выделяет среди гранитоидов два геологически различных комплекса: интрузии, принимающие участие в складчатой структуре (все лейкократовые гранитоиды); интрузии, рвущие эту структуру (эльджуртинский гранит).

Возрастные соотношения пород автор строит также на основании степени относительной измененности пород и с этой точки зрения считает наименее измененный эльджуртинский гранит самым молодым образованием. Он отмечает, что пироксен-гранатовые жилы, отходящие от мощных скарновых тел, секут нормальные лейкократовые гранит-порфиры. Последние, в свою очередь, подвергаются сильной альбитизации.

С. А. Шафранов, в отличие от Л. А. Варданянца и других предыдущих исследователей, предлагает свою схему магматогенеза.

1. Омоложение палеозойских разломов (в альпийскую эпоху диастрофизма) и появление на глубине очага кислой магмы, которая при подъеме произвела главные контактово-метаморфические изменения (мраморизация известняков и ороговикование пород карбона).

2. Дальнейшее развитие процесса привело к внедрению и размещению в готовых структурах пород кровли гипабиссальных лейкократовых гранитоидов. Последние пересекли своими схизолитами роговики, созданные ранее «дыханием» того же магматического очага.

3. Внедрение главной фазы эльджуртинского гранита, которое происходило вне зависимости от структуры пород кровли и сопровождалось разъеданием ранее образовавшихся пород и интенсивными контактово-метасоматическими процессами.

После того, как в скв. 34 был поднят керн с непосредственным контактом эльджуртинского гранита и лейкократового гранит-порфира с кварцево-молибденовыми прожилками, причем эльджуртинский гранит оказался моложе не только гранит-порфира, но и рудных прожилков (Хрущов, 1958), стало ясно, что схема магматизма Тырныаузского рудного поля должна выглядеть следующим образом: лейкократовые гранитоиды (во всяком случае плагиоклазовые гранит-порфиры) — эльджуртинский гранит — липариты.

Возраст. Относительный и особенно абсолютный возраст кислых пород Тырныауза во многих своих деталях остается не выясненным до сих пор.

Геологически достоверно, что главный тип эльджуртинского гранита, представленный анортоклазовым порфировидным гранитом, метаморфизует песчано-сланцевые отложения мукуланской свиты, для которой фаунистически доказан лейасовый возраст, с превращением их в андалузитовые роговики. Несомненен также более молодой возраст липаритов, пересекающих порфировидный гранит в виде даек и штоков и содержащих в себе его ксенолиты. Остается не выясненным относительный возраст лейкократовых гранитоидов и эльджуртинского порфировидного гранита. Дело в том, что среди лейкократовых гранитоидов встречаются как анортоклазовые, так и плагиоклазовые разности. И если для последних установлено пересечение их эльджуртинским гранитом, то относительный возраст первых пока не установлен.

Имеющиеся значения абсолютного возраста весьма разнообразны, что в значительной мере связано с качеством методики определения малых количеств аргона в породах и минералах.

Наиболее ранние определения возраста анортоклаза из заноры шей в эльджуртинском граните дали цифру 6—10 млн. лет (Афанасьев, 1955). Позже были получены более высокие значения для биотитов эльджуртинского гранита — 110—100—80 млн. лет, а для лейкократовых гранитоидов — 97 млн. лет (Студеникова и др., 1957).

Однако последующие определения неизменно указывали на более молодой возраст эльджуртинского гранита.

Так, используя изотопное разбавление, Л. Л. Шанин в 1961—1962 гг. К-Ar методом установил возраст эльджуртинского гранита по биотиту от 3,5 до 4,5 млн. лет, а в 1963 г.— 2,5±0,7 млн. лет и по полевошпатовой части — 3,5±0,7 млн. лет. На этом основании Г. Д. Афанасьев пришел к выводу, что интрузивные породы Тырныауза формировались в верхнем плиоцене. По последним данным А. М. Борсука и др. (1972), эльджуртинский гранит датируется по биотиту 1,8±0,15 млн. лет, по калишпату— 1,9± ±0,15 млн. лет. По определениям М. М. Рубинштейна (1967), эльджуртинский гранит датируется по биотиту и калишпату 1,13 млн. лет, по кварцево-полевошпатовой фракции — 0,94 млн. лет.

Абсолютный возраст лейкократовых гранитоидов, по данным Г. Д. Афанасьева и др. (1960), 2,5—3,5 млн. лет. По последним данным А. М. Борсука и др. (1972), неизмененный лейкократовый гранит-порфир без калишпата датируется 20±2 млн. лет, тот же гранит с наложенной серицитизацией — 7±1,5 млн. лет.

Определение абсолютного возраста липаритов дало вначале цифру в 15 млн. лет (Студеникова, Кнорре, 1957), более поздние определения (Борсук и др., 1972) — 1,6—1,8 млн. лет.

Структура месторождения. Выяснение структуры месторождения и ее правильная генетическая интерпретация имеют первостепенное значение для его эффективной эксплуатации. В этом свете следует отметить, что, если форма главного рудного тела месторождения Тырныауза была с самого начала выяснена правильно, то ее генетическое объяснение с течением времени неоднократно менялось.

Еще в 1937 г. А. С. Федоренко в результате проведенной детальной геологической съемки месторождения установил приуроченность рудоносных скарнов к контактам карбонатной и песчано-сланцевой свит, превращенных, как тогда считалось, воздействием эльджуртинского гранита соответственно в мраморы и различные роговики. Форма главного скарнового тела представлялась в виде седловидной залежи с маломощными крыльями и раздутой сводовой частью. Все это позволило А. С. Федоренко и Б. В. Орлову (1935—1937) выдвинуть первую структурную схему, получившую название «антиклинальной гипотезы», согласно которой структура месторождения представлялась как антиклинальная складка с крутым падением северного крыла на север, а южного на юг и крутым погружением шарнира на восток под углом 65°. Генетически седловидная форма рудного тела была истолкована как результат проникновения гидротермальных растворов по контакту мраморов с роговиками.

Эта структурная схема позволила дать благоприятную оценку общим запасам месторождения и послужила основой для дальнейшей разведки.

Сторонником «антиклинальной гипотезы» структуры месторождения был С. А. Шафранов (1948), возглавлявший геологическую службу комбината в 1943—1946 гг. и считавший, что основная роль в формировании структуры рудного поля и месторождения принадлежит реликтам складчатой структуры.

В 1938 г. А. В. Пэк, возглавлявший структурный отряд ИГЕМ АН СССР, отметил ряд особенностей в строении главного рудного тела, не совсем увязывающихся с принятой структурной схемой, а именно: расположение «Центрального скарна» внутри антиклинальной складки не отражается на внешнем контуре; контакты скарнов на крыльях антиклинали весьма резкие, что говорит о существовании какой-то тектонической поверхности, препятствовавшей проникновению гидротерм; присутствие в скарнах обломков роговиков и мраморов указывает на то, что скарнированию предшествовало значительное дробление этих пород.

На основании этих фактов А. В. Пэк высказал мысль о том, что это не просто антиклинальная складка, а складка, осложненная «диапировым протыканием» толщи биотитовых роговиков блоком мраморов; скарны же образовались в результате переработки тектонических брекчий, возникших по контактам диапира.

Позже на основе изучения микроструктуры роговиков висячего блока главного скарна А. В. Пэк (Пэк, 1946) выдвинул гипотезу о «сколовой» структуре месторождения. Согласно последней, антиклинальная форма рудного тела является следствием сочетания двух зон дробления, пересекающихся под острым углом, причем линия их пересечения соответствует «шарниру складки» и погружается круто на восток. Образование зон дробления произошло в результате горстообразного поднятия блока мраморов по тектоническим поверхностям, проходящим в роговиках на некотором удалении от контакта с мраморами, вследствие интрузивного давления, возникшего при внедрении магмы эльджуртинского гранита. Гидротермальные растворы, проникшие по зонам дробления, вызвали скарнирование тектонической брекчии.

Это новое толкование структуры имело важное практическое значение для разведки месторождения на глубину, поскольку ранее принятая «антиклинальная гипотеза» заставляла предполагать, что складка на флангах будет переходить в синклиналь, вследствие чего общая глубина рудоносных скарнов будет невелика.

На основе «сколовой» гипотезы Н. А. Хрущов запроектировал разведочную штольню («Змейка»), которая вскрыла главное рудное тело на 300 м ниже основного фронта работ, в результате чего значительно возросли перспективы месторождения.

Позже в 1958—1966 гг. А. В. Пэк, продолжая изучать структуру месторождения, несколько видоизменяет «сколовую гипотезу», считая, что залегание массивных мраморов среди биотитовых

роговиков является следствием относительного поднятия по крутому фигурному тектоническому нарушению пород северного блока, слагающих этот участок месторождения.

Открытие «Слепой» залежи на юге месторождения позволило Н. К. Нефедову и М. В. Тараканову вернуться к антиклинальной гипотезе. В последующие годы был предложен новый вариант образования сложной формы Главного рудного тела как складки волочения, образовавшейся при сдвиге по Центральному разлому (Кононов, 1963). Приблизительно в это же время (1962—1965 гг.) геологами Тырныаузского комбината В. Я. Ушаковым, А. Ф. Свириденко и Н. Ф. Слукиным была разработана «сдвигово-складчатая» гипотеза образования структуры месторождения (Свириденко и др. 1971).

По их трактовке образование основных структур месторождения, как и у О. В. Кононова, связывается со сдвиговыми перемещениями вдоль Центрального разлома. При таких движениях от толщи массивных мраморов могли отслаиваться «пластины», которые изгибались в виде складок волочения. Дальнейшие движения приводили к усложнению сформированной складки и образованию разрывов, вдоль которых впоследствии происходило внедрение гранитоидов и образование скарновых тел.

В самое последнее время А. В. Пэк (Пэк, Курдюков и др., 1970) высказал мысль о возможности иной генетической интерпретации формы главного рудного тела. Как известно, главное скарновое тело месторождения приурочено к восточному окончанию полосы массивных мраморов, залегающей здесь среди биотитовых роговиков, представляющих собой контактово-метаморфизованные песчаники и конгломераты. Такие роговики тянутся на восток в виде широкой полосы, ограниченной на севере полосой своеобразных пород, названных А. В. Пэком кварцевыми плагиопорфирами, а на юге — южной полосой мраморов. Контакт биотитовых роговиков с массивными мраморами, которыми сложена восточная часть этой полосы, является несомненно нормальным стратиграфическим и как будто согласным.

Такая стратиграфическая последовательность двух последних толщ (биотитовые роговики и мраморы) позволяет дать новую интерпретацию генезиса главного рудного тела месторождения. Очевидно, что «антиклинальная» и «сколовая» гипотезы, исходившие из предположения о залегании мраморов под роговиками, оказываются неприемлемыми. Соответственно большую вероятность приобретает гипотеза, согласно которой мраморы ядра седловидной залежи главного рудного тела представляли собой первоначально линзовидный прослой известняков в песчано-сланцевой толще. При последующей складчатости все эти породы приобрели почти вертикальное залегание. Вероятность такого предположения подкрепляется тем, что среди биотитовых роговиков южного фланга Главного рудного тела имеются два небольших скарновых тела (так называемый Южный скарн и скарн № 26),

образовавшиеся, несомненно, за счет небольших прослоев известняка (Пэк и др., 1970).

В свете этой гипотезы, предполагающей, что массивные мраморы Главного рудного тела представляли собой первоначально линзовидный прослой в толще песчано-сланцевых пород, биотитовые роговики северного и южного флангов Главного рудного тела являются различными горизонтами этой толщи. Поэтому сравнительное изучение этих роговиков могло бы подтвердить или опровергнуть эту гипотезу.

Скарны. Описание скарнов месторождения и выделение среди них типов, отличающихся по петрографическому составу и способу образования, приводятся в работах С. П. Соловьева (1940), А. Д. Каленова (1948), А. А. Юдина (1940), А. Г. Шендеровой (1940), А. В. Пэка (1946, 1953, 1962, 1965), Н. А. Хрущова (1948, 1958), Н. С. Скрипченко (1960), А. А. Курдюкова (1958), О. В. Кононова и Е. Н. Граменицкого (1972) и других исследователей.

Наиболее распространенными оказались «роговиковые» скарны и так называемые «нерасчлененные». В лежачем боку рудного тела выделялись «известняковые» скарны, отделенные нередко от мраморов низкотемпературными «сульфидными» скарнами, образование которых связывалось с более поздними тектоническими подвижками. Установленная типизация скарнов не потеряла своего значения и до настоящего времени.

А. В. Пэком (1946, 1962) была составлена первая подробная схема последовательного выделения минералов и установлена парагенетическая связь шеелита с темно-зеленым пироксеном, а молибденита — с красно-бурым гранатом, что имело практическое значение для определения сортности руд в скарнах.

Генезис скарнов рассматривался различно. Л. А. Варданянц, изучая непосредственные контакты эльджуртинского гранита с вмещающими породами, высказал мысль о том, что образование скарнов месторождения связано с воздействием этого гранита. Действительно, и лейкократовые гранитоиды, и эльджуртинский гранит сопровождаются скарновыми оторочками мощностью 1—4 м преимущественно пироксен-гранатового состава. Они получили название Приграничного и Эльджуртинского скарнов.

Однако кроме этих скарнов имеются мощные скарновые зоны и жилы, пересекающие как известняки, так и гранитоиды, скарны на контакте биотитовых роговиков и известняков несомненно инфильтрационно-метасоматического происхождения. Г. В. Нестеренко (1959), изучавший на месторождении процессы скарнообразования, также пришел к выводу о преимущественно контактово-инфильтрационном характере скарнов и подчиненном значении биметасоматоза в их образовании.

О. В. Кононов (1963) выделил как послескарновые образования метасоматические пироксен-плагиоклазовые и везувиан-волластонитовые породы, которые были отнесены В. А. Жариковым к

формации кварц-полевошпатовых метасоматитов. Ранее в литературе по Тырныаузу эти образования описывались как «пироксен-плагиоклазовые скарны» и «скарны сложного состава».

Микроструктурные исследования. Эти исследования были начаты А. В. Пэком (1946, 1962) и его сотрудниками — Е. Е. Лисициной (1958) и А. А. Курдюковым (1958). Они позволили установить микроструктуру массивных мраморов главного рудного тела и слоистых мраморов вблизи их контакта с мукуланской свитой, оптическую ориентировку кварца в биотитовых роговиках и кварцево-молибденитовых жилах и пр. Поскольку в биотитовых роговиках только кластические зерна кварца имели определенную ориентировку, есть основания полагать, что деформация скольжения и, следовательно, складчатость имели место до процессов контактового метаморфизма.

Изучение оптической ориентировки кварца в полосчатых кварц-молибденовых жилах позволило А. В. Пэку (1970) установить, что продольная и поперечная ориентировки возникли в существенно различной динамической обстановке. Полоски с продольной ориентировкой представляют собой почти несомненно зоны скалывания. Микроструктурное изучение кварцевых жил, проведенное А. А. Курдюковым (1958), показало, что движения в зоне развития штокверков кварцево-молибденитовых жил в биотитовых роговиках носили характер сдвига. Н. С. Скрипченко (1958) на основании изучения оптической ориентировки кварца в милонитах, приуроченных к Центральному сбросу, приходит к выводу, что северный блок надвинут по крутому контакту на южный. В настоящее время микроструктурные исследования на месторождении проводит В. Ф. Чернышев.

Термометрические исследования. Интересные результаты были получены по оценке температуры минералообразования в процессе становления месторождения Тырныауз (по данным температур гомогенизации и декрипитации). По данным К. Х. Вербичева (1959) и В. Ф. Лесняка (1957), в начальный период породы были прогреты до 600—700°. В последующее время образование шеелита и молибденита происходило при температуре около 500° и ниже, флюорита при температуре 270°, сульфидов 275—150°, кварца и кальцита 160—70°. По данным некоторых исследователей (Курдюков, Курдюкова, 1969), температура образования волластонита была около 550° С, т. е. это значение оказывается близким к экспериментально полученной температуре гомогенизации газово-жидких включений в минералах начальных стадий формирования месторождения. Следовательно, появление в этот период волластонита и сопутствующих ему граната и пироксена в скарновых жилах можно допустить только в условиях новой температурной «вспышки», с которой могут быть связаны самостоятельные эндогенные месторождения.

Н. Г. Родзянко (1969) выявил следующие преимущественные температурные пределы формирования минералов для пироксенов

450—750, гранатов 400—650, везувиана 350—600, волластонита 425—550, ильваита 185—500, флюорита 210—395, кальцита 80—120.

Высокотемпературные условия характеризуют и стадии окварцевания, наложенные на скарны, так как по данным температур гомогенизации и декрипитации включений, в кварце разных скарновых тел и прожилков основная масса скарнового и жильного кварца сформировалась в диапазоне температур 400—550°.

Среди разновидностей шеелита розовый шеелит, ассоциирующий с андезином, имеет декрипитационный максимум при 620°, а серый шеелит, встречающийся с серовато-белым кварцем, более низкий — до 500°. Средняя температура декрипитации мелкочешуйчатых молибденитов колеблется в пределах 200—325°, крупночешуйчатых — 180—270°.

Из сопутствующих рудных минералов наиболее высокотемпературным является магнетит (380—490°), самым низкотемпературным — антимонит (60—125°).

Минералогия. В пределах рудного поля и месторождения известно около ста гипогенных минералов и их разновидностей, описанных или упомянутых в работах Н. И. Ситковского (1934), С. П. Соловьева (1940), А. Д. Каленова (1940, 1948), А. А. Юдина (1940), А. Г. Шендеровой (1940), Н. С. Скрипченко (1958), Г. В. Нестеренко (1959, 1960), А. А. Курдюкова (1958), О. В. Кононова (1958, 1960) и др.

Подробное описание типов скарнов и их минеральный состав приводят А. В. Пэк (1953, 1962) и Н. А. Хрущов (1958). Описаны также редкие минералы. Н. С. Скрипченко (1960) находит в скарнах кюстерит. З. И. Курдюкова (1971) в сульфидных рудах Северного участка — алабандин, в гидротермально измененных скарнах — тетрадимит, жозеит, калаверит, риккардит (Андрущук и др., 1969).

Пироксены являются самыми распространенными породообразующими минералами скарново-рудных тел. Их первые детальные химико-минералогические исследования были проведены С. П. Соловьевым (1940), А. Д. Каленовым (1940, 1948), А. В. Пэком (1953, 1962), затем Г. В. Нестеренко (1960), О. В. Кононовым (1963) и Е. Е. Лисицыной (1965). Согласно последним данным (Резников, Родзянко, 1967), пироксены Тырныаузского месторождения по химическому составу относятся к ферросалитам и геденбергитам и только отчасти — к салитам. Содержание диопсидовой молекулы в них колеблется от 4 до 69% (в среднем 19%), геденбергитовой — от 24 до 85,5% (в среднем 66,7%), иогансенитовой — от 0,75 до 7,13% (в среднем 4—5%) и авгитовой от 5,17 до 19% (в среднем 9,7%).

Гранаты Замыкания и Юго-Западного скарна содержат в повышенных количествах висмут (Родзянко и др.; 1973). Изучение характера зависимости свойств тырныаузских шеелитов от содержания молибдена позволило установить изоморфизм между воль-

фрамом и молибденом в природных шеелитах с содержанием $CaMoO_4$ до 16,8% (Кононов, 1960).

Естественно, что изучение минералогии скарнов не могло не затронуть вопроса об этапах минералообразования.

А. Д. Каленов (1940) делит весь процесс минерализации (применительно к Главному скарну) на три фазы: главную фазу скарнообразования, фазу кварцевых и кварц-гранатовых прожилков, сульфидно-карбонатную фазу. Схема Н. А. Хрущова (1958) включает пять этапов: образование скарнового тела на контакте смятых в складку известняков и биотитовых роговиков, внедрение лейкократовых гранитоидов на заключительных стадиях скарнообразования, формирование гидротермального штокверкового кварц-молибденового оруденения, внедрение эльджуртинского гранита, сульфидную минерализацию скарнов.

А. В. Пэк (1962) выделяет в процессе минерализации десять стадий (см. выше). Г. А. Семочкин (1969), изучавший Северо-Западный скарн, выделяет дополнительно к схеме А. В. Пэка еще четыре стадии, с которыми связано образование биотит-амфибол-плагиоклазовых и калишпатовых метасоматитов.

В связи с возросшей петрографической изученностью пород Тырныауза увеличился интерес и к детальному изучению отдельных минералов (породообразующих и акцессорных) в изверженных породах.

Калиевые полевые шпаты эльджуртинских гранитов изучались Л. А. Варданянцем (1937), С. П. Соловьевым (1940), Г. Д. Афанасьевым (1958), А. С. Марфуниным (1957, 1962). В частности, А. С. Марфунин (1962) отметил весьма ограниченное колебание составов калишпатов Эльджуртинского массива.

Весьма близким, по данным И. И. Парадашвили (1972), оказался средний состав калиевых полевых шпатов эльджуртинского гранита — $Or_{67,5}$; $Ab_{29,5}$; An_3 и лейкократовых гранитоидов — $Or_{69,7}$; $Ab_{27,8}$; $An_{2,5}$.

Г. Л. Одикадзе (1971) установил сильно повышенное содержание фтора в биотитах эльджуртинского гранита — 6000 г/т, в то время как в других гранитах Большого Кавказа оно составляет 3500 г/т. И. И. Парадашвили (1970), также изучавшая биотиты гранитоидов Тырныауза, установила, что в эльджуртинском граните они относятся к алюмобиотитам, в то время как биотиты роговиков — к феррибиотитам. Биотиты ксенолитов весьма различны по своим свойствам, что возможно указывает на их различный генезис.

Начинается изучение акцессорных минералов липаритов, в которых, в частности, установлены киноварь, молибденит, галенит и самородный висмут, эльджуртинских и лейкократовых гранитоидов, в которых установлено 55 различных минералов, в том числе и такие редкие, как гадолинит, муассанит и др. (Ляхович, Червинская, 1960, 1961). Выясняются некоторые особенности их пространственного распределения (Родионов, Ляхович, 1960).

Позже акцессорные минералы продолжает изучать И. И. Парадашвили (1969). Проведенное ею сравнительное изучение апатита и циркона из эльджуртинского гранита и лейкократовых гранитоидов показало, что в последних они более интенсивно изменены. Отмечено также увеличение содержания в краевых частях тел лейкократовых гранитоидов кальцийсодержащих акцессорных минералов (апатита, сфена, ортита, флюорита, граната).

Геохимия. Геохимическим исследованиям до конца 50-х годов уделялось мало внимания, хотя впоследствии они достигают значительного развития и полученные с их помощью результаты используются в различных генетических построениях.

Рудные и редкие элементы изучаются в изверженных породах и в скарнах, в породообразующих и в рудных минералах. Изучается изотопный состав кислорода в гранитоидах и вмещающих породах, делаются попытки выявить динамику корреляционных связей между редкими и рудными элементами в процессе становления молодого гранитного комплекса.

К числу первых работ подобного рода следует отнести определение средних содержаний вольфрама и молибдена в гранитоидах и липаритах. Однако полученные цифры практически несопоставлены с последующими данными. Так, З. В. Студеникова и др. (1957) дает среднее содержание Mo в эльджуртинском граните 1,94 г/т, А. П. Виноградов и др. (1958) — 1,7 г/т, Н. Г. Родзянко (1969) — 27,0 г/т; W — 2,4, 2,75 и 18,0 г/т, соответственно.

Среднее содержание фтора в эльджуртинском граните, по данным Н. Г. Родзянко (1969), составляет 700 г/т, по Г. Л. Одикадзе (1971) — 1200 г/т; среднее содержание Rb составляет, по Н. Г. Родзянко 287 г/т (Родзянко, 1969) или 168 г/т (Воскресенская, 1959).

Э. В. Студеникова и В. А. Золотарева (1958) изучают молибдениты Тырныауза и выясняют, что самые низкие содержания рения характерны для молибденитов, находящихся как в виде вкрапленности, так и в прожилках среди лейкократовых гранитов, а более высокими концентрациями Re отличаются молибдениты из кварцево-гранатовых прожилков среди скарнов. Самой высокой оказалась концентрация рения в молибденитах из прожилков в эльджуртинском граните, где она равна 140 г/т.

Согласно более поздним данным Н. Г. Родзянко и др. (1971), содержание Re в молибденитах Тырныауза ниже и составляет 5 г/т. Однако применение более чувствительного метода определения Re ($1 \cdot 10^{-5}$%) показало, что среднее содержание его в молибденитах Тырныауза выше и составляет 20 г/т (Ляхович, Сандомирский, 1974).

В это же время изучаются редкие и рассеянные элементы в скарнах Тырныауза (Нестеренко и др., 1958). Установлено, что в процессе образования скарнов растворами привносились германий и олово. В процессе скарнирования биотитовых роговиков из

них выносились различные элементы и наиболее интенсивно — хром, ванадий, титан, цирконий, стронций, барий, менее интенсивно — никель, галлий, кобальт и бериллий.

Н. Т. Воскресенская (1959) определяет содержание Tl и Rb в молодых гранитоидах Тырныауза и устанавливает увеличение их содержания от лейкократовых гранитоидов к эльджуртинским гранитам, а среди субэффузивных пород от липаритов к витрофирам. Последние содержат максимальное среди остальных пород количество Tl, которое составляет 2,2 г/т.

Г. В. Нестеренко и Е. И. Донцова (1967) изучают изотопный состав кислорода в гранитоидах Тырныауза и находят значительное обогащение тяжелым изотопом эндоконтактовых разностей эльджуртинского гранита, свидетельствующее об имевшей место ассимиляции осадочно-метаморфических пород.

Изучением распределения содержаний редких и рудных элементов в лейкократовых гранитоидах, эльджуртинском граните и липаритах и их корреляционными связями занимался Н. Г. Родзянко (1969).

Много интересного дали исследования Г. Л. Одикадзе (1968), согласно которым редкие и рудные элементы, присутствующие в эльджуртинском граните в количестве выше кларкового (цезий, свинец, скандий, ниобий, уран и др.), не образуют здесь скоплений или рудопроявлений и, наоборот, молибден и вольфрам, содержание которых едва превышает среднее значение этих элементов для кислых изверженных пород, дают крупное вольфрамово-молибденовое месторождение, что не согласуется с концепцией о положительной и негативной специализации магматических комплексов и ее роли в эндогенном рудообразовании.

Изучение редких и петрогенных элементов в вертикальном разрезе гранитного массива позволило установить равномерный характер их распределения. Особенно любопытно отсутствие концентраций в верхней части разреза таких «летучих» элементов, как бор и фтор. Только у урана наблюдается более или менее отчетливо выраженное накопление в верхней части массива, совпадающее с результатами изучения акцессорных минералов (Ляхович, 1962).

Определение содержания редких и рудных элементов в биотитовых шлирах из эльджуртинского гранита и в самих гранитах показало, что несмотря на более высокое содержание в первых Nb, Sn, Cs, Zn, Sc, Li, F, Zr, Mo, повышенных содержаний собственных минералов этих элементов в шлирах не фиксируется, что говорит об отрицательном влиянии высоких содержаний минералов-носителей на возможность образования рудными и редкими элементами собственных минералов, т. е. на рудогенерирующую способность гранитоида (Ляхович, 1964).

Весьма интересные экспериментальные работы по моделированию процессов отложения шеелита в скарнах на основе наблюдений в Тырныаузе выполнил О. В. Брызгалин (1958, 1960).

Его опытные данные показали возможность отложения шеелита из умеренно щелочных гидротермальных растворов.

Выполнены работы (Кононов, 1963; Горбунов, 1966 и др.), освещающие закономерности распределения вольфрама и молибдена в основных скарново-рудных телах Тырныауза и их эволюцию в процессе рудообразования. Получены данные по содержанию в главных минералах скарнов — вольфрама и молибдена (Родзянко, Бессонова, 1970). Средние концентрации W и Mo в пироксенах и гранатах примерно одинаковы — 250 и 260 г/т, для волластонита они составляют 80 и 110 г/т, в везувиане содержание этих элементов соответственно равно 90 и 60 г/т. Кроме того, в последнем определено высокое содержание бора — 0,6—2,69% B_2O_3. Повышенное содержание вольфрама и молибдена во всех главных скарновых минералах рассматривается как индикаторный признак на вольфрам-молибденовое оруденение в скарнах.

Выяснение поведения W и Mo в скарново-рудном процессе Тырныаузского месторождения позволило Е. Н. Граменицкому и О. В. Кононову (1971) установить, что оно определяется термодинамическими условиями, а распределение — совмещением в пространстве минеральных комплексов следующих стадий: известково-скарновых зон метасоматитов, зон окварцевания, зон гидротермального изменения и сульфидной минерализации.

С 1968 г. тематическими работами по геохимии кислых пород Тырныаузского рудного поля руководит А. Я. Сандомирский. Благодаря его деятельному участию к этим исследованиям привлечены также сотрудники МГУ, ГЕОХИ, ИГЕМ и ИМГРЭ.

Часть первая

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Под названием «лейкократовые гранитоиды» объединяется группа разнообразных в структурном и минералогическом отношениях пород, тяготеющих в своем распространении главным образом к южному склону хр. Уллу-Тырныауз. Здесь они обнажаются в наиболее высокой и труднодоступной его части, в пределах отметок 2600—3000 м, и протягиваются узкой зоной запад-северо-западное — восток-юго-восточное простирания, в пределах которой пользуются наиболее широким распространением. К северу и к югу от нее тела лейкократовых гранитоидов встречаются значительно реже. Это главным образом аплит-порфиры Северного участка и фельзитпорфиры — верховье р. Зыгыр-кол.

Сложена эта зона двумя типами вмещающих пород: ороговикованными песчано-сланцевыми и вулканогенными породами и известняками, массивными и полосчатыми с прослоями пироксеновых роговиков. Локализация большого количества магматических тел обусловлена сложной тектоникой этой зоны, в пределах которой встречаются многочисленные нарушения, одни из которых смещают контакт роговиков с известняками, другие — отдельные дайки лейкократовых гранитоидов или даже кварцевые прожилки. Сильная раздробленность вмещающих пород находит свое отражение в их брекчированной текстуре, в очень неправильной форме даек, в частом содержании в них обломков вмещающих пород или, буквально, в «пропитывании» роговиков гранитным материалом. Участки брекчий, состоящие из обломков лейкократового гранитоида в биотитовом роговике (фиг. 2) или зоны брекчированного гранитоида, сцементированные пироксеновым скарном, говорят за то, что эти нарушения возобновлялись неоднократно как до, так и после формирования скарнов. Многие из этих нарушений, как наиболее доступные, были использованы гранитной магмой при ее подъеме.

Геологический возраст лейкократовых гранитоидов определяется их пересечением мраморов, биотитовых и амфиболовых роговиков D_2—C_1. В то же время они не встречены в более молодых (мукуланских) песчаниках и сланцах нижнего лейаса. Первые определения абсолютного возраста лейкократовых гранитоидов калий-аргоновым методом дали цифру в 90 млн. лет (Студеникова, Кнорре, 1957). Более поздние и точные определения (Борсук и др., 1972) дали для лейкократового плагиогранит-порфира

«Паука» цифру в 20±2 млн. лет, для его серицитизированной разности — 7±1,5 млн. лет, а для лейкократового гранит-порфира, содержащего ортоклаз в порфировых вкрапленниках и основной массе,— 2 млн. лет.

Микроскопическое описание лейкократовых гранитоидов приводится в работах И. Н. Ситковского (1934), С. П. Соловьева (1940), Л. А. Варданянца (1940) и А. В. Пэк (1946, 1962), Ю. И. Блинова (1971) и др.

Взгляды на генезис. Поскольку лейкократовые гранитоиды расположены в районе Главного рудного тела и пересекаются многочисленными горными выработками, они привлекали внимание исследователей, пытавшихся так или иначе объяснить их происхождение, но однозначно решен этот вопрос не был.

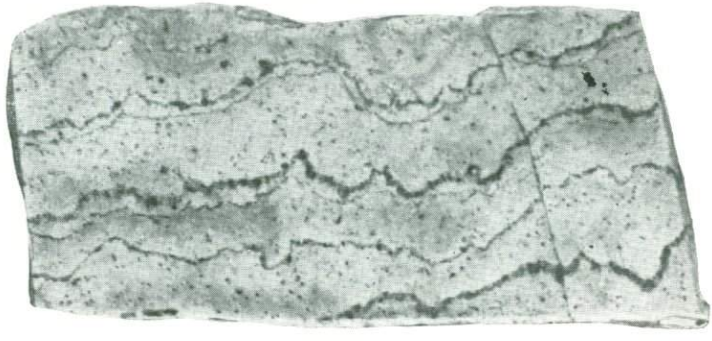
Раньше, когда непосредственные контакты между эльджуртинским гранитом и лейкократовыми гранитоидами не были известны, существовали следующие точки зрения, по-своему объясняющие генезис лейкократовых гранитоидов и их отношение к массиву эльджуртинского гранита.

И. Н. Ситковский (1934), Б. В. Орлов (1936, 1937), С. П. Соловьев (1940) рассматривали эльджуртинский порфировидный гранит и лейкократовые гранитоиды как самостоятельные интрузии, разделенные во времени. При этом лейкократовые гранитоиды считались образованиями более молодыми. Отмечались пестрота и постепенные взаимные переходы между отдельными структурными разностями лейкократовых гранитоидов. В частности, указывалось на наличие среди них аплитовидной массы участков с гранит-порфировой структурой. Присутствие основного плагиоклаза объяснялось частичной ассимиляцией известняков.

Согласно точке зрения Д. С. Белянкина (1939) в образовании части лейкократовых гранитоидов большую роль играли процессы ассимиляции известняков гранитной магмой. Д. С. Белянкин считал, что лейкократовый комплекс не представляет самостоятельной интрузивной фазы, а находится в пегматитово-аплитовом отношении к главному массиву эльджуртинского гранита. Отдельные его разновидности, в частности лабрадоровый аплит (квандефир — кварцево-андезиновый порфир, по Д. С. Белянкину), являются результатом «выплавки» от взаимодействия элементов неоинтрузии с боковыми известняками.

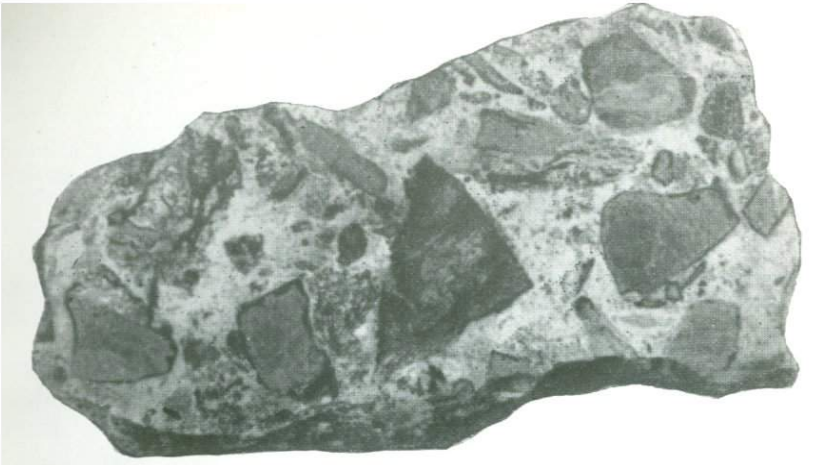
Л. А. Варданянц (1940) также считал лейкократовые гранитоиды более молодыми, чем эльджуртинский гранит. Среди них он, в отличие от предыдущих исследователей, выделял три самостоятельные интрузивные фазы: 1) гранит-порфир и аплит-порфир; 2) гранит-аплит; 3) лабрадоровый аплит, которые и обусловливают все разнообразие пород лейкократового комплекса. Разновременность этих фаз доказывается, согласно Л. А. Варданянцу, следующими наблюдениями: дайки гранит-порфира секут эльджуртинские роговики; в гранит-аплите встречаются ксенолиты гранит-порфира; лабрадоровый аплит сечет гранит-порфир и

Фиг. 2. Обломки лейкократового гранитоида в биотитовом роговике. Западная балка; 1/2 натур. вел.



Фиг. 4. Червеобразные прожилки кварца в лейкократовом гранит-порфире, балка № 1; 1/2 натур. вел.

Фиг. 5. Разные стадии изменения обломков. Правый обломок превращен (с сохранением формы) в агрегат крупночешуйчатого биотита. Западная бэлка; 1/3 натур. вел.



Фиг. 6. Обломки пироксенового роговика в лейкократовом гранитоиде. Западная балка; 1/3 натур. вел.

Рис. 7. Реакционная амфибол-биотитовая оторочка вокруг обломка пироксенового роговика в лейкократовом гранитоиде. Темные участки — нацело измененные мелкие обломки пироксенового роговика. Западная балка: 1/3 натур. вел.

Фиг. 8. Обломки известняка в лейкократовом гранитоиде, превращенные в пироксен-гранатовый скарн. Гранитоид цемента характеризуется присутствием основного плагиоклаза (№ 40—60). Западная балка; 1/3 натур. вел.

Фиг. 9. Разные стадии ассимиляции лейкократовым гранитоидом обломков биотитового роговика. Западная балка; 1/4 натур. вел.

гранит-аплит и вызывает в них изменения в виде лабрадоризации анортоклаза у гранит-порфира и повышения основности плагиоклаза в гранит-аплите.

В 1948 г. С. А. Шафранов на основании того, что гранитоиды лейкократового комплекса сильно изменены (окварцованы и мусковитизированы, что объяснялось воздействием эльджуртинского гранита), высказал мысль о более древнем по сравнению с эльджуртинским гранитом возрасте лейкократовых гранитоидов. По поводу относительного возраста разновидностей лейкократовых гранитоидов, С. А. Шафранов отмечал, что «непосредственных контактов между лейкократовыми разностями наблюдать не удалось».

Позже, на основании наблюдений, сделанных при проходке горных выработок и скважин, были получены дополнительные данные о более молодом возрасте эльджуртинского гранита. Так, по Н. А. Хрущову (1958), эльджуртинский гранит моложе рудного скарна. Последний срезается эльджуртинским гранитом и пересекается его небольшими дайками. В штольне горизонта 2317 м было установлено пересечение эльджуртинским гранитом кварцево-молибденитовых прожилков в роговиках. Кроме того, в керне одной из скважин наблюдался секущий контакт эльджуртинского гранита с лейкократовым гранит-порфиром. В последнем имелись кварцево-молибденитовые прожилки, которые также пересекались этим контактом. Н. А. Хрущов считает даже, что не исключено, что лейкократовые гранитоиды являются дериватами более древнего тектоно-магматического цикла, возможно варисского времени.

Мнения о более древнем возрасте лейкократовых гранитоидов на основании их большей измененности по сравнению с эльджуртинским гранитом придерживался и Г. Д. Афанасьев (1957). Более поздние исследования Е. Е. Лисицыной (1963) показали, что во всех известных случаях взаимного пересечения гранитов Тырныауза эльджуртинский гранит неизменно оказывается моложе лейкократового.

А. В. Пэк (1946), на основании детальных наблюдений в горных выработках и изучения целой серии шлифов из гранитоидов рудника, считает лабрадоровые аплиты, выделенные Л. А. Варданянцем в самостоятельную фазу, лейкократовыми гранит-порфирами, сильно контаминированными известняками. На это указывает их состав иногда соответствующий даже чистому плагиоклазиту, а также переход даек гранит-аплита в контакте с известняками в породы, состоящие существенно из плагиоклаза № 50—90, что, без сомнения, доказывает загрязнение гранитной магмы известняками. Далее А. В. Пэку удалось установить, что во многих разностях лейкократовых гранитоидов значительная часть основного плагиоклаза замещена кварцем.

В этом аспекте все кварц-плагиоклазовые породы, развитые в районе главного тела лейкократовых гранитоидов, так называе-

мого «Паука», представляются продуктами взаимодействия гранит-порфировой магмы с известняками. После этого произошло сильное окварцевание пород.

А. В. Пэк (1962) считает лейкократовые гранитоиды производными магмы эльджуртинского гранита, а факт его более молодого возраста по сравнению с молибденовым оруденением и лейкократовыми гранитоидами может быть объяснен, исходя из длительного и многофазного процесса становления гранитоидов Тырныауза. Первая фаза внедрения гранитоидов (не вскрытая в настоящее время эрозией или горными выработками) имела место до молибденового оруденения и с нею связан метаморфизм пород кровли. Затем происходило внедрение лейкократовых гранитоидов, имевших вначале состав магмы эльджуртинского гранита, но изменивших свой состав при ассимиляции прорываемых ими известняков. Затем в породы кровли проникли растворы, сформировавшие кварцево-молибденитовые жилы. Формирование массива завершилось внедрением новой порции магмы, преимущественно в зону верхнего контакта интрузива, давшей начало массиву эльджуртинского гранита.

В 1961 г. лейкократовые граниты изучал В. А. Жариков, который пришел к выводу, что они являются продуктом метасоматического изменения апофиз эльджуртинского гранита. Такого же мнения придерживаются Е. Н. Граменицкий и О. В. Кононов (1972), считающие, что лейкократовые граниты представляют собой чрезвычайно преобразованные породы и должны рассматриваться как фация послескарновых метасоматитов с реликтами первичных гранитов нормального калиевого ряда.

Однако обсуждая относительный возраст гранитоидов Тырныауза, следует отметить, что описанные случаи контактов относятся к пересечению эльджуртинским гранитом плагиоклазовых разностей лейкократовых гранитоидов, в то время как относительный возраст их анортоклазовых разностей остается не совсем ясным. Правда, в штольне горизонта 2015 м можно наблюдать пересечение эльджуртинским гранитом лейкократовых гранитоидов, содержащих примерно равное количество плагиоклаза и анортоклаза. Несмотря на это не исключено, что часть лейкократовых гранитоидов является жильными производными эльджуртинского гранита, которые приобрели некоторые специфические особенности минерального состава, как это будет показано ниже, в результате ассимиляции известняков. О вероятности этого свидетельствует пересечение эльджуртинского гранита дайкой лейкократового гранита в балке Малый Мукулан.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Формы залегания лейкократовых гранитоидов весьма разнообразны: интрузивные залежи, дайки, сложно ветвящиеся мелкие инъекции. Наиболее распространенной формой залегания лейко-

кратовых гранитоидов являются дайки. Можно с уверенностью сказать, что, исключая интрузивные залежи «Паука», балки № 1 и широкого плаща брекчий (фиг. 3) вся остальная масса магматических проявлений, приуроченных к узкой почти широтного простирания полосе от Западной балки на востоке, до г. Рудной и пика Веры на западе, развита в форме даек, большинство из которых имеет согласное с общей зоной простирание. Преимущественно дайкообразную форму имеют и тела лейкократовых гранитоидов, развитые в пределах Северного участка.

Мощность даек весьма различна: от нескольких сантиметров до 8—10 м; наиболее обычная — 0,4—1,0 м. Кроме даек, выдержанных по мощности и простиранию, встречаются дайки с многочисленными раздувами и ответвлениями, часто быстро выклинивающиеся.

По условиям залегания преобладают дайки крутопадающие (с переменным падением север-юг) и в меньшем количестве встречаются дайки, пологопадающие к югу. Большинство даек приурочено к южному склону хр. Уллу-Тырныауз, значительно меньше — к северному склону, где в отвесных обрывах, сложенных известняком, хорошо видны две основные формы их залегания — почти вертикальные и, реже, пологие дайки.

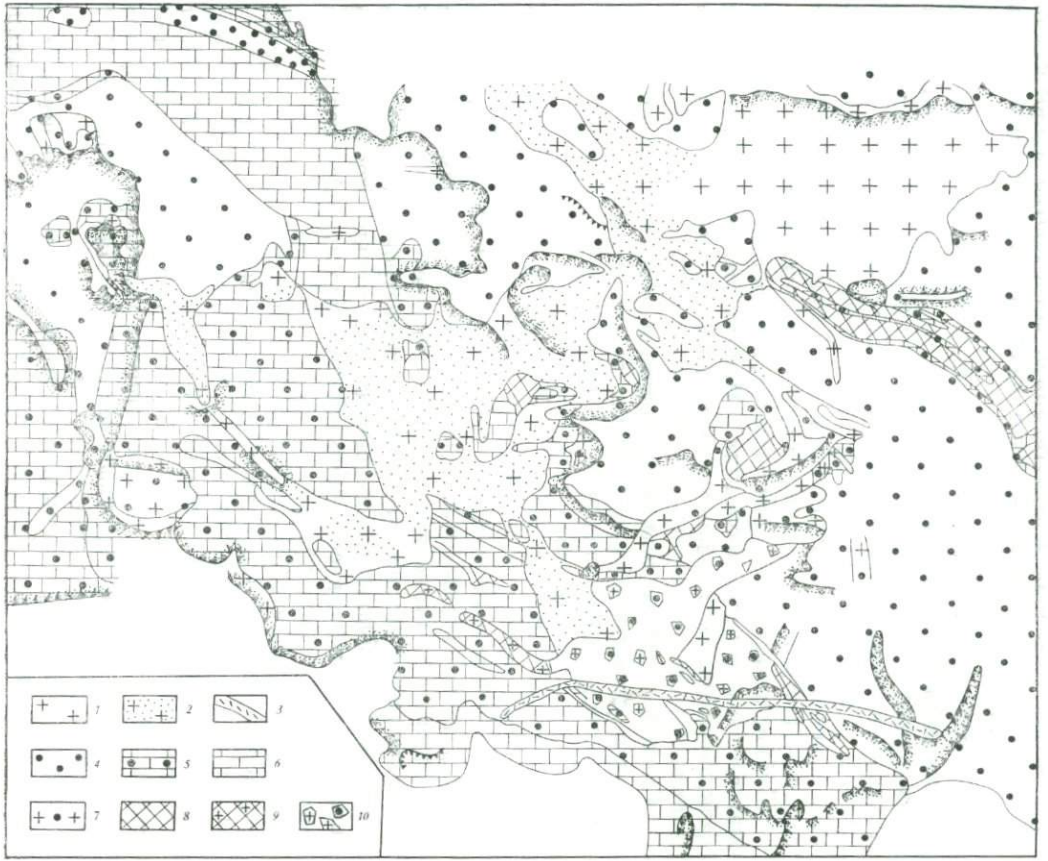
Дайки, залегающие среди биотитовых роговиков, часто содержат в себе обломки последних. Непосредственного пересечения даек, позволяющего говорить об их разновозрастности, не наблюдалось.

Вмещают дайки сильно ороговикованные песчано-глинистые породы и, главным образом — известняки, имеющие общее со всей зоной запад-северо-западное — восток-юго-восточное простирание и крутое падение на север — юг.

Мелкие инъекции довольно ограничены в своем распространении, и встречаются в основном в области контакта вмещающих пород с плоскостью надвига. Это мелкие (1—3 см) прожилки лейкократового гранитоида весьма прихотливой формы с местными раздувами и утонениями. Они часто дают массу ответвлений, выклиниваются и через несколько сантиметров проявляются снова. Изредка наблюдается смещение этих мелких прожилков, нередко содержащих в себе мельчайшие обломки биотитового или пироксенового роговиков.

В петрографическом отношении лейкократовые гранитоиды Тырныауза отличаются удивительной пестротой, и иногда образцы, отбитые в нескольких метрах друг от друга, обладают различными структурой и составом. Структурные колебания зависят, в основном, от размера и количества порфировых выделений кварца. Основная масса всегда остается мелкозернистой, аплитовидной, хотя в таких крупных телах, как «Паук» и балка № 1, она приближается к среднезернистой.

Само название «лейкократовые гранитоиды» говорит о том, что они почти всегда обладают светлой, иногда даже совершенно



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта района «Паука» и Западной балки. Составили А. В. Пэк и В. В. Ляхович

1 — лейкократовые гранитоиды «Паука»;
2 — брекчия (главным образом биотитового роговика), сцементированная лейкократовым гранитоидом;
3 — липарит;
4 — роговики центральной свиты;
5 — слоистые известняки;
6 — массивные известняки;
7 — роговики, пропитанные гранитным материалом;
8 — скарны;
9 — скарны сульфидные с обломками лейкократовых гранитоидов;
10 — брекчия с обломками лейкократовых гранитоидов, биотитовых и пироксеновых роговиков

белой окраской; однако, гранитоид, цементирующий обломки биотитового или пироксенового роговиков или слагающий приконтактовые участки даек, характеризуются темно-серой, благодаря обильному развитию биотита, или пятнистой, благодаря большему количеству зерен розового граната или зеленого пироксена, окраской. Сильная ассимиляционная способность лейкократовых гранитоидов, по-видимому, связана с обогащением их магмы летучими. Косвенным доказательством этого является концентрация крупных листочков мусковита в центральных частях крупных даек, секущих биотитовые роговики.

Лейкократовые гранитоиды местами сильно изменены процессами, имевшими место после их формирования. Это изменение выражается в интенсивном замещении гранитоида скарновыми минералами — гранатом и пироксеном. В результате такого замещения иногда образуется своеобразная кварц-гранатовая порода, в которой сохраняются отдельные участки гранитоида, уцелевшие от замещения. Наиболее интенсивно эти процессы развиты в приконтактовых участках лейкократовых гранитоидов и в зонах их сильной трещиноватости.

Вне района рудника явления «скарнирования» лейкократовых гранитоидов наблюдаются значительно реже, хотя и имеют место. Они фиксируются исключительно в дайках, залегающих среди известняков. В дайках, залегающих среди роговиков, наблюдается сильное окварцевание в эндоконтактовых участках с образованием плотных, с характерным раковистым изломом, пород.

Иногда наблюдается переход по простиранию даек лейкократовых гранитоидов в скарновые жилы или переход их в местах выклинивания в почти чисто плагиоклазовые породы (Пэк, 1962).

Характерной чертой лейкократовых гранитоидов является также присутствие в них большого количества кварцевых прожилков. Среди них можно выделить по меньшей мере две различные по возрасту и генезису генерации.

Во-первых, своеобразные, сильно сплоенные кварцевые прожилки, иногда образующие замкнутые контуры — «кокарды». Мощность этих прожилков весьма различна — от миллиметра до нескольких сантиметров. В одних случаях они расположены часто и повторяют изгибы друг друга (фиг. 4), в других — расположены редко и формы соседних прожилков различны. Общим для всех этих «червеобразных» прожилков кварца является ровная, плавно изгибающаяся их нижняя граница, в то время как верхняя — обычно неровная, зазубренная, обусловлена пирамидальной формой кристаллов кварца, вдающихся в основную массу лейкократового гранитоида. В пространственном распространении этих прожилков наблюдается определенная закономерность: в гранитоидах «Паука» и балки № 1 червеобразные прожилки кварца в своем расположении имеют тенденцию концентрироваться в пределах узкой зоны, протягивающейся параллельно контакту и имеющей согласное с ним простирание и падение. Таким об-

разом, складывается впечатление о первичной природе этих прожилков, являющихся, по-видимому, элементами директивными.

Раньше считали, что червеобразные прожилки кварца характерны только для гранитоидов «Паука» и балки № 1. Нами же они были встречены в дайках Западной балки, а позже, при микроскопической обработке полевого материала и в образцах из других мест, расположенных далее к западу. Следовательно, их присутствие является характерным для лейкократовых гранитоидов вообще, а не является характерной чертой двух только что упомянутых тел.

Во-вторых, более обычными и наиболее распространенными являются прямые прожилки кварца, секущие и смещающие червеобразные, чем и доказывается их более молодой возраст. Имея колеблющуюся мощность (от 0,5 до 1,5 см) они обладают еще и другой особенностью, отличающей их от более древних червеобразных прожилков, а именно, они часто содержат в себе вкрапленные молибденит и другие сульфиды. Они также часто встречаются и во вмещающих породах, чего нельзя сказать про червеобразные прожилки.

Характер экзоконтактового воздействия лейкократовых гранитоидов на вмещающие породы различен и зависит от литологии последних. Биотитовые роговики в контакте с лейкократовыми гранитоидами осветлены. В них исчезают калиевый полевой шпат и биотит, вместо них образуются плагиоклаз и пироксен, появляются зерна роговой обманки, сфена, апатита, иногда корунда.

Пироксеновые роговики несут по контакту обычно небольшой мощности (1—2 см) реакционную оторочку, состоящую из крупночешуйчатого биотита. Реже в них образуются тонкие линзочки, сложенные красным гранатом.

Наиболее интенсивному воздействию подвергаются известняки, превращенные в гранат-пироксеновый скарн, нередко с вкрапленностью молибденита. Эти скарны, получившие название приграничных, обычно имеют зональное строение: к мрамору прилегает существенно волластонитовая зона, далее идет пироксеновая зона, за ней — контактирующая с гранитом — гранатовая.

Лейкократовые гранитоиды представлены двумя основными разностями: гранит-порфирами и гранит-аплитами. В контакте с известняками появляются гибридные разности: кварцево-лабрадоровые аплиты и плагиоклазиты. Правда, Л. А. Варданянц описал пересечение гранит-порфира лабрадоровым аплитом, на основании чего выделил его в самостоятельную интрузивную подфазу. Однако последующие наблюдения не подтвердили существования подобных пересечений.

А. В. Пэк (1946), изучавший лейкократовые гранитоиды рудника, пришел к заключению, что собственно гранит-порфир и так называемый лабрадоровый аплит столь тесно между собой переплетаются, что правильнее всего считать лабрадоровые аплиты продуктами взаимодействия гранит-порфировой магмы с из-

вестняками. Частично это является эндоконтактовым с изменением гранит-порфира, но значительную роль играла, несомненно, ассимиляция известняков на глубине в процессе поднятия магмы.

Макроскопически лейкократовые гранитоиды представляют белые, почти лишенные цветных минералов породы. Присутствие или отсутствие порфировых выделений кварца обусловливает порфировидный или афировый облик породы. Средний размер зерен основной массы — 0,2—0,4 мм, порфировых выделений — 2—4 мм. Последние представлены чаще всего кварцем и плагиоклазом, реже — анортоклазом и биотитом. Структура основной массы сильно варьирует, оставаясь в большинстве случаев гипидиоморфно-зернистой. Наряду с этим часто встречаются аллотриоморфнозернистые, микрографические, пойкилитовые, призматически-зернистые, фельзитовые и роговиковые структуры.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, анортоклаз и кварц. Биотит и мусковит присутствуют в незначительном количестве. Из акцессорных минералов в шлифах установлены апатит, флюорит, гранат, ортит, циркон и сфен. Вторичные минералы представлены альбитом, актинолитом, хлоритом, серицитом и эпидотом.

Биотит содержится в породе в незначительном количестве в среднем 0,5—2%. Исключение составляют участки лейкократовых гранитоидов, содержащие обломки биотитового роговика, в которых количество биотита повышается до 25%.

Плеохроирует биотит в коричневых тонах и, судя по показателю преломления $Nm = 1{,}615$, характеризуется низкой железистостью, равной 23% и содержит включения циркона окруженные ясными плеохроичными двориками. Редкие порфировые чешуйки биотита сильно корродируются мелкозернистой кварцево-анортоклазовой основной массой, в то время как более мелкие его выделения приурочены к стыкам зерен, главным образом анортоклаза и плагиоклаза. Нередко биотит обесцвечен или хлоритизирован, что сопровождается точечным выделением рудных минералов.

Пироксен, как цветной минерал пользуется меньшим распространением по сравнению с биотитом. Принадлежит к почти чистому диопсиду, в котором содержание геденбергитовой молекулы иногда поднимается до 10—24%. Встречается только в дайках, залегающих среди пироксеновых роговиков или известняков. Среди его бледно-зеленых зерен можно выделить две генерации. Наиболее ранняя представлена идиоморфными призматическими кристаллами, содержащимися в виде включений в анортоклазе или кварце, более поздняя — неправильными выделениями скелетной формы, тяготеющими к интерстициям.

Разрушаясь, пироксен подвергается карбонатизации или замещению зеленой роговой обманкой или актинолитом. К таким участкам пироксена часто приурочены крупные зерна сфена, эпидота, ортита и рудного минерала.

Роговая обманка представлена зеленой разновидностью, обычно развивается по пироксену и иногда полностью замещает его. В последнем случае ее правильнее называть уралитовой роговой обманкой. Нередко подвергается замещению биотитом, который, в свою очередь, хлоритизируется. Отдельные зерна уралита включают идиоморфные призмы плагиоклаза, что указывает на его более раннее время выделения.

Плагиоклаз часто встречается среди порфировых выделений, хотя присутствует также и в основной массе. Состав плагиоклаза подвержен сильным колебаниям в содержании анортитовой молекулы — от 5 до 92%. Наиболее основные его разности встречаются в дайках, залегающих в известняках, что связано с ассимиляцией последних гранитной магмой. Плагиоклаз, как правило, в той или иной степени разрушен, причем этот процесс сопровождается образованием карбоната и минералов эпидот-цоизитовой группы.

Более кислым является плагиоклаз лейкократовых гранитоидов, залегающих в биотитовых роговиках. Он представлен чаще всего олигоклазом, или олигоклаз-андезином с колеблющимся содержанием анортита от 18 до 30%. Образует довольно чистые лейсты, иногда серицитизированные в центре или по трещинам. В ряде случаев наблюдается развитие мелких чешуек мусковита, иногда отчетливо следующих по двум направлениям спайности в кристаллах плагиоклаза.

Альбит № 3—5, замещающий с периферии зерна основного плагиоклаза или анортоклаза или присутствующий в виде самостоятельных чистых зерен в интерстициях, распространен повсеместно, что говорит о позднемагматическом его происхождении. Иногда встречаются отдельные зерна шахматного альбита.

В количественном отношении плагиоклаз также распространен весьма неравномерно — от подчиненного до преобладающего, когда порода состоит почти исключительно из зерен плагиоклаза.

Анортоклаз пользуется значительным распространением только среди даек лейкократовых гранитов в биотитовых роговиках. Его выделения, обычно пелитизированные и иногда сдвойникованные по калсбадскому закону, содержат многочисленные нитевидные выделения альбита, иногда сливающиеся в более широкие полосы. Они всегда параллельны, никогда не пересекаются, гаснут одновременно и, следовательно, вероятней всего являются пертитами распада. Иногда по анортоклазу в виде неправильных пятен развивается альбит. В некоторых случаях эти пятна, сливаясь между собой, замещают все зерно анортоклаза. Анортоклаз встречается как в основной массе, где он иногда образует тонкие гранофировые срастания с кварцем, так и в порфировых выделениях, причем последние содержат мелкие лейсты олигоклаза и сильно корродируются кварцем, отдельные мелкие зерна которого проникают далеко к центру кристаллов анортоклаза.

Содержание кварца в породе подвержено сильным колебаниям — от 0 до 90%. Форма зерен неправильная, часто с характерными лапчатыми очертаниями. Сильно корродирует плагиоклаз и анортоклаз вплоть до полнейшего их поглощения, с сохранением иногда в виде включений отдельных, уцелевших от замещений участков. В кварце, особенно в кварце основной массы, как правило, наблюдается большое количество газово-жидких включений. Последние обладают тенденцией располагаться цепочкообразно. Более или менее правильные ограничения встречаются только у порфировых выделений кварца, которые к тому же обладают облачным угасанием, что не всегда характерно для кварца основной массы.

Мусковит присутствует в незначительном количестве. Замечено, что разности гранитоидов, богатые кварцем, содержат и повышенное количество мусковита, достигающее 8—14%. Развит мусковит в трех морфологически различных формах: в виде чешуек, прорастающих зерна плагиоклаза; в виде идиоморфных табличек, корродируемых кварцем; в виде сноповидных агрегатов, приуроченных к интерстициям.

Хлорит представлен окрашенными в бледно-зеленый цвет чешуйками, обычно ассоциирующими с рудным минералом. Развивается по биотиту вплоть до его полного замещения. По оптическим свойствам принадлежит пеннину. Кроме того, в интерстициях встречаются сфероидальные стяжения делессита.

Карбонат встречается как выполнение интерстиций и как продукт разрушения основного плагиоклаза. Наряду с бесцветным встречается бледноокрашенный, плеохроирующий карбонат, содержащий примесь железистого компонента.

Как уже упоминалось, внутренняя структура Пшекиш-Тырныаузской зоны характеризуется крутым, почти вертикальным залеганием пород и наличием разрывных нарушений как вдоль, так и вкрест простирания всей структуры. Самое крупное продольное нарушение — Центральный сброс — делит рудное поле на два блока — южный и северный.

В зависимости от литологии вмещающих пород и географического положения можно выделить две группы лейкократовых гранитоидов, различающихся по своей петрографической характеристике.

Одни из них расположены на южном блоке, залегают преимущественно среди известняков, наиболее сильно изменены, и с ними тесно связаны пространственно многие скарново-рудные тела, что и побудило вначале некоторых исследователей считать их источником вольфрамово-молибденового оруденения.

Другие, расположенные в северном блоке, залегают преимущественно среди биотитовых роговиков и содержат более кислый плагиоклаз. С ними ассоциируют главным образом кварцево-жильные рудные тела.

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЮЖНОГО БЛОКА

Интрузивные залежи. Известны только в пределах южного блока, слагая три крупные тела: в балке № 1, на руднике («Паук») и зону брекчий.

Тело лейкократового гранит-порфира, получившее название «Самолет», обнажается среди биотитовых роговиков в тальвегах балок № 1 и 2. Оно достигает максимальной мощности в 40 м. Во вмещающие биотитовые роговики от него отходят многочисленные мелкие дайки — апофизы. Наличие двух дайкообразных тел, прослеживающихся по балкам № 1 и 2 параллельно друг к другу и соединяющихся между собой субширотными апофизами, позволило А. В. Пэку (1962) предположить, что интрузивное тело «Самолет» является межпластовым и падает на север параллельно склону. По данным других исследователей (Веселов, 1967), это интрузивное тело является дайкой с целой системой расщепляющихся апофиз.

Макроскопически лейкократовые гранитоиды балки № 1 — сахаровидные белые мелкозернистые породы с порфировыми вкраплениками кварца, кислого плагиоклаза и анортоклаза. Цветные минералы почти отсутствуют, за исключением редких чешуек биотита или еще более редких иголочек актинолита. Вокруг редких ксенолитов роговика количество биотита возрастает, и гранитоид приобретает серый цвет.

Структура основной массы — микропегматитовая или аплитовидная. Из акцессорных минералов в шлифах установлены апатит, циркон, ортит, магнетит, сфен. В отличие от гранит-порфира «Паука», здесь сравнительно широко развит гранат.

В центральной части дайки состав лейкократовых гранитоидов стабилен. Зато в эндоконтактовых зонах появляются эпидот, иногда в количествах до 5—10%, и кальцит, а также увеличивается количество серицита и граната. Кроме того, в эндоконтактовой зоне гранитоидов шириной до 1,5 м происходит резкое увеличение количества кварца до 70—95%, который почти нацело замещает плагиоклаз и анортоклаз. Количество последних в этих зонах понижается до 20%. Основность плагиоклаза по мере приближения к контактам гранитоидов со скарнами не меняется, и он остается кислым альбит-олигоклазом № 10—20. По-видимому, появление в приконтактовых зонах эпидота и карбоната связано с воздействием поздних растворов.

Иногда в контакте с роговиками гранит-порфиры приобретают пегматоидную структуру. Последняя наблюдается и в некоторых апофизах, которые бывают сильно окварцованы вплоть до превращения их в существенно кварцевую породу, содержащую крупные реликтовые кристаллы полевых шпатов.

Для приконтактовых участков гранит-порфиров балки № 1 характерно также присутствие сплоенных кварцевых жилок.

В целом контакты лейкократовых гранитоидов балки № 1 с вмещающими породами магматические, лишь на отдельных участках осложненные тектоническими подвижками.

Отношение к оруденению лейкократовых гранитоидов в балках № 1 и № 2 окончательно не выяснено. А. В. Пэк (1962) отмечает, что к контакту развитых здесь даек приурочены скарновые оторочки небольшой мощности. Позже изучавшие лейкократовые гранитоиды северного склона хр. Уллу-Тырныауз В. В. Веселов и Е. Л. Москалев (1968) полагали, что гранит-порфиры балки № 1 пересекают шеелитоносные скарны. На основании этого они рассматривают их как проявление пострудной фазы лейкократовых гранитоидов, в то время как гранитоиды «Паука», которые пересекаются скарновыми жилами, представляются им как образования дорудные.

Пластовая залежь «Паук». Это самое крупное тело лейкократовых гранитоидов, приурочено к зоне нарушения, отделяющего восточную часть района с нормальным залеганием пород от западной части, где породы сильно раздроблены и большим развитием пользуются нарушения сбросово-надвигового типов. Положение гранитоидов «Паука», таким образом, предопределено находившейся здесь зоной дробления, куда и внедрилась одна из порций магмы лейкократовых гранитоидов. Залегают гранитоиды «Паука» среди массивных мраморов и роговиков центральной свиты.

При детальном картировании А. В. Пэк (1962) установил, что форма главного тела лейкократовых гранитоидов — «Паука» — не шток, как считалось ранее, а интрузивная залежь, имеющая падение на юг с многочисленными подводящими каналами в виде даек сложной формы. Им же (1953) отмечен непостоянный минеральный состав лейкократовых гранитоидов и их сильное окварцевание.

По структуре это типичный лейкократовый гранит-порфир, в мелкозернистой основной массе которого расположены крупные (до 2—3 мм), хорошо заметные невооруженным глазом порфировые выделения кварца. Их количество весьма различно —от редких до обильных. Полное исчезновение порфировых вкрапленников приводит к появлению аплитовидных пород, имеющих подчиненное распространение, границы которых с типичным гранит-порфиром обычно неясные, с трудом улавливаемые, что отмечалось целым рядом исследователей. Почти полное отсутствие цветных минералов придает гранитоидам весьма лейкократовый облик. Другой особенностью гранитоидов «Паука» является наличие в них червеобразных прожилков кварца.

Микроскопическое изучение этих пород показало ряд специфических особенностей, отличающих их от одних представителей лейкократовых гранитоидов и сближающих в то же время с другими. Одной из таких особенностей является почти полное отсутствие в гранит-порфирах «Паука» анортоклаза. Это преимуще-

Таблица 1

Средний количественно-минеральный состав лейкократовых гранитоидов района Рудник – Западная балка

Минералы	Рудник		Западная балка	
	«Паук» (залежь) (5)	дайки в известняках (7) *	цемент брекчий (8)	дайки в биотитовых роговиках (10)
Биотит	0,45	0,21	6,54	1,92
Плагиоклаз	51,35	58,19	35,20	29,94
Анортоклаз	–	0,38	26,95	27,36
Кварц	46,75	32,92	26,62	37,28
Ортит	0,90	–	–	–
Пирит	0,20	–	—	–
Сфен	–	–	0,34	0,75
Карбонат	0,35	1,90	–	–
Альбит	–	6,40	–	–
Мусковит	–	–	1,72	2,29
Хлорит	–	–	2,03	0,46
Актинолит	–	–	0,60	–
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

* Здесь и далее в таблицах в скобках указано число анализов.

ственно кварцево-плагиоклазовые породы с преобладанием того или иного минерала (табл. 1). Другой особенностью является то, что, обладая кварц-плагиоклазовым (андезин) составом, этот гранит-порфир очень напоминает некоторые жильные разности лейкократовых гранитоидов, залегающие среди известняков и пироксеновых роговиков и расположенные к западу от Молибденового пика.

Для гранитоидов «Паука» характерны кварц и основной плагиоклаз — ассоциация, необычная для пород типично изверженного происхождения, и местами сильно повышенное количество кварца (до 90%), свидетельствующее об имевшем место окварцевании породы.

Структура гранитоида большей частью порфировидная, структура основной массы роговиковая, аллотриоморфнозернистая.

Плагиоклаз, наряду с кварцем является одним из главных породообразующих минералов и довольно выдержан в своем составе, отвечая андезину № 30—45. Для него характерны альбитизация и сильная коррозия кварцем.

Кварц наряду с плагиоклазом присутствует как в порфировых выделениях, так и в основной массе. Порфировые вкрапленики

обычно как бы оплавлены и имеют целый ряд бухточек, куда вдается основная мелкозернистая масса; такие участки очень напоминают аплиты, связанные с эльджуртинским гранитом. Порфировые вкрапленники кварца как правило имеют облачное угасание, чем и отличаются от кварца основной массы. Иногда наблюдаются кучные скопления зерен кварца, обладающие роговиковыми очертаниями и образующие своеобразные гломеропорфировые скопления более позднего происхождения.

К местам сильного окварцевания тяготеют чешуйки молибденита.

К западу от интрузии «Паука» (в пределах Западной балки) протягивается интересная и очень пестрая область брекчий (см. фиг. 2), представляющих многочисленные, разных размеров и форм обломки биотитовых, реже пироксеновых роговиков, сцементированных лейкократовым гранитоидом (фиг. 5—8).

Эти брекчии в форме довольно широкого плаща занимают всю юго-западную часть закартированного района (см. фиг. 4). На севере они ограничены хр. Уллу-Тырныауз, а на юге не спускаются ниже отметки 2850 м, так как уничтожены эрозией (принимая во внимание очень крутые формы рельефа). Поверхность брекчий довольно полога и под углом 30—40° падает к югу. В наиболее высокой (2990 м) северо-восточной части района брекчия перекрывается биотитовыми роговиками. Далее к югу и юго-западу она слагает все тальвеги глубоких балок, стены и гребни которых сложены тем же биотитовым сильно раздробленным роговиком. Только начиная с отметки 2880 м, в тальвегах балок среди брекчий обнажаются «окна» известняка, и мы, таким образом, получаем представление о породах, подстилающих брекчию. Далее к югу обнажаются уже только известняки, на вершинах отдельных крутых скал которых сохранились своеобразные уцелевшие от эрозии «нашлепки» состоящие из той же брекчии — обломков роговика, сцементированного лейкократовым гранитом.

Формой залегания брекчий является, таким образом, полого падающая к югу залежь, образовавшаяся в результате проникновения гранитной магмы по зоне надвига биотитовых роговиков на известняки. Суммарная мощность зоны брекчий, сцементированной гранитом, порядка 80—100 м. В некоторых случаях удается наблюдать крутые дайки, подходящие к зоне брекчий, но не пересекающие, а как бы питающие ее гранитным материалом.

Большое площадное распространение брекчий и ранее не выясненная форма их залегания привели к тому, что у предыдущих исследователей создавалось представление о широком площадном распространении «ассимиляционных кайм» вокруг лейкократовых гранитоидов (Ситковский, 1934 и др.).

Количественные соотношения гранитного и роговикового материала в брекчии очень сильно варьируют. В одних местах мы видим участки почти чистого гранита с незначительным количеством обломков роговиков, в других —гранит буквально «на-

бит» их обломками. Величина последних колеблется от нескольких миллиметров до 1,5—3 м, оставаясь в среднем равной 3—10 см. Иногда в граните встречаются крупные блоки роговика, как правило, пронизанные целой сетью гранитных инъекций.

На всей большой площади, закартированной как площадь распространения брекчий, подавляющая роль принадлежит обломкам биотитового роговика, реже встречаются обломки пироксенового роговика, а обломки известняка встречаются наиболее редко. При изучении обломков выяснились следующие общие для них особенности.

Неизмененные обломки биотитового роговика представляют мелкозернистую породу, состоящую из кварца, биотита и серицита. Попадая в магму, они испытывают двоякое ее воздействие.

С одной стороны, механическое, которое выражается в проникновении в обломки тончайших кварцево-полевошпатовых инъекций, последние следуют слоистости или трещиноватости, приводя к появлению в обломке ясно выраженной слоистой или гнейсовидной текстуры. В результате развития этого процесса отдельные участки роговика оказываются оторгнутыми от общей массы обломка и полностью погруженными в гранитный материал, образуя в нем своеобразные островки, размер и количество которых постепенно уменьшаются по мере удаления от обломка. В своей конечной стадии этот процесс приводит к полной дезынтеграции обломка роговика, отдельные мелкозернистые реликты которого разбросаны по общему гранитному фону породы в виде мелкозернистых островков. Обломок роговика, как таковой, исчезает; гранит в этом месте обладает пятнистым (такситовым), сложением и более темной окраской, чем обычный. В отдельных случаях обломки роговика оказываются так сильно пропитанными гранитным материалом, что получаются своеобразные смешанные породы, в которых очень тесно перемежается материал роговика и гранита, причем в самых разнообразных сочетаниях и пропорциях, с такой массой включений одних минералов в других, что не остается сомнения в необычном гибридном происхождении этой породы (фиг. 9).

С другой стороны, это термальное и химическое преобразование материала обломка. Его начальная стадия заключается в превращении темно-фиолетового роговика в темно-серый с точечно расположенными темными участками, представляющими сегрегации чешуек биотита. Затем происходит перекристаллизация биотита в более крупные чешуйки, обладающие весьма неправильными ограничениями и имеющие тенденцию к кучному расположению. Эти чешуйки резко выделяются среди первичного мелкочешуйчатого биотита роговика. По мере приближения к контакту с гранитом в обломке наблюдается интенсивное обесцвечивание биотита, сопровождающееся массовым выделением частиц рудных минералов. В приконтактовых частях обломка чаще встречаются выделения сфена и апатита, появляются крупные

порфиробласты полевого шпата, переполненные мелкими чешуйками биотита, захваченными из материала роговика.

Изменения обломков пироксенового роговика во многом аналогичны таковым, происходящим в обломках биотитового роговика. Неизменный пироксеновый роговик представляет плотную мелкозернистую кварц-плагиоклаз-диопсидовую породу. Попадая в магму, он подвергается интенсивному пронизыванию тончайшими гранитными прожилками, в результате чего часто приобретает слоистую текстуру, а местами полностью разрушается и распыляется в магме. В результате в граните нередко встречаются мельчайшие агрегаты роговиковой породы или даже отдельные зерна диопсида, включенные в минералы гранита. Кроме того, в пироксеновом роговике наблюдается тенденция к образованию крупнозернистых кучно расположенных агрегатов диопсида, резко выделяющихся на общем мелкозернистом фоне роговика. Неправильные зазубренные очертания зерен пироксена, слагающего такие участки, свидетельствуют о его перекристаллизации в твердом состоянии под влиянием высокой температуры магмы, окружавшей обломок. Затем, особенно в периферических частях обломка, наблюдается интенсивное замещение диопсида уралитовой роговой обманкой или агрегатом актинолита.

Следующей стадией является развитие по амфиболу мелких чешуек биотита, плеохроирующих в коричневых тонах. В результате зерна амфибола полностью замещаются пластинками биотита, которые иногда наследуют и ситовидную структуру зерен. Образуется черная биотитовая реакционная оторочка, окружающая и отделяющая обломок пироксенового роговика от гранита. В некоторых случаях обломок пироксенового роговика может быть полностью замещен агрегатом пластинок биотита, напоминая в этом случае обломок биотитового роговика (см. фиг. 7).

Обломки известняка в граните встречаются очень редко. Они превращены в существенно гранатовый скарн с везувианом и пироксеном; в интерстициях присутствуют карбонат и кварц. По периферии обломка наблюдается гранатовая оторочка, а центральные части сложены преимущественно мелкозернистым агрегатом пироксена. Крупные зерна изотропного граната иногда включают мелкие выделения пироксена, являясь, таким образом, более поздним образованием.

Обломки роговика, в большей своей массе обладают четкими границами и остроугольными очертаниями. Ни в одном случае не наблюдалось стекловатых или каких-либо других оторочек, которые могли бы служить указанием на имевшее место плавление. Напротив, обильное развитие мусковита и апатита служит указанием на большую роль воды и летучих компонентов в процессе преобразования материала роговика, процессе, который, вероятнее всего, не был вплавлением обломков в магму, а представлял химическое взаимодействие материала роговика и гранитной магмы. Следами этого взаимодействия являются реакционные

каймы вокруг обломков, состоящие из агрегатов крупночешуйчатого биотита в случае биотитового роговика или состоящие из роговой обманки, развивающейся по пироксену, и биотита, развивающегося по роговой обманке, в случае обломков пироксенового роговика.

В результате этого взаимодействия изменялся не только материал роговика, но и сама магма.

Изменение гранита в результате ассимиляции обломков биотитового роговика заключается в механическом смешении материала роговика с гранитной магмой и выражается в многочисленных включениях минералов роговика или их агрегатов в минералы гранита. Однако они могут присутствовать и в интерстициях, придавая и в том и в другом случаях необычный характер этому граниту.

Наиболее существенное изменение последнего заключается в появлении большого количества биотита, иногда до 25%. Можно выделить два поколения биотитов: первое, более раннее, находится включенным в зерна минералов гранита; второе, более позднее, в виде отдельных чешуек или их агрегатов тяготеет к интерстициям или стыкам зерен. К интерстициям же тяготеют редкие волоконца актинолита, зерна эпидота и нередко многочисленные зерна сфена. Обычно биотит хлоритизирован или обесцвечен, что сопровождается выделением рудных минералов. Местами обильное развитие мусковита и выдержанный характер плагиоклаза (альбит-олигоклаз или олигоклаз) очень сближает гранитоид из цемента брекчий с гранитоидами балки 1 и с большинством даек, залегающих среди биотитовых роговиков.

Гранит, цементирующий обломки пироксенового роговика, содержит включенными в кварц прекрасно ограненные зерна пироксена, указывающие на ассимиляцию известковистого материала; подтверждением этому является и более основной характер плагиоклаза (№ 30—40) по сравнению с таковым (№ 20—22) гранитоида, цементирующего обломки биотитового роговика. Кроме того, в таком граните наблюдается довольно значительное количество ортита, эпидота и сфена.

Гранитоид вблизи обломков известняка обладает кварц-плагиоклазовым составом. Однако, учитывая сильное замещение плагиоклаза кварцем, первоначально он должен был состоять существенно из плагиоклаза тем более, что наблюдаются участки, состоящие почти нацело из мелких зерен андезина. Состав плагиоклаза непостоянен и колеблется от № 28—45 до № 55—57. По плагиоклазу нередко развиваются мелкие зерна эпидота, а в кварце в виде включений встречаются окрашенные в бледно-зеленый цвет кристаллики диопсида.

Дайки. Широко распространены как на руднике, так и к западу от него. В районе рудника многочисленными горными выработками вскрыт целый ряд даек лейкократовых гранитоидов различной мощности. Большинство их залегает среди известняков

Главного рудного тела, реже — среди биотитовых роговиков. В известняках они всегда сопровождаются небольшой (0,1—1,5 м) скарновой пироксен-гранатовой оторочкой, последующее окварцевание которой сопровождалось появлением вкрапленного молибденита. Иногда гранитоиды очень сильно раздроблены и тогда сцементированы существенно пироксеновым скарном.

Наиболее типичной породой даек является светлая аплитовидная или ясно порфировидная разность лейкократовых гранитоидов. В приконтактовых участках встречаются своеобразные пятнистые разновидности с многочисленной вкрапленностью зеленого пироксена или розового граната. Встречаются участки, расположенные неправильными пятнами, обогащенные мелкими чешуйками биотита или содержащие густую вкрапленность молибденита.

При микроскопическом исследовании выяснилось, что собственно гранит-порфир с анортоклазом, биотитом и кислым плагиоклазом среди лейкократовых гранитоидов рудника встречается довольно редко и отличить его макроскопически от других встречающихся разновидностей весьма трудно. Встречены они были в северо-западном штреке шахты 2, в штольнях 17 и 18 и т. д. Общим для всех этих разностей, сохранивших свою гранитную природу, является наличие кислого плагиоклаза № 12—28 и гранит-порфировая структура, которая напоминает структуру многих аплитовых даек эльджуртинского гранита. Порфировые выделения представлены зернами кварца, пертитизированного анортоклаза, альбитизированного плагиоклаза и гораздо реже чешуйками биотита.

Эти гранитоиды встречаются сравнительно редко. Гораздо чаще встречаются гранитоиды, состоящие из основного плагиоклаза и кварца (см. табл. 1), причем их соотношения сильно варьируют и порода иногда соответствует или плагиоклазиту или кварциту.

Плагиоклазитовые разности обладают своеобразной структурой, обусловленной разнообразно сочетающимися короткопризматическими — то более крупными, то более мелкими — лейстами основного плагиоклаза. По мере увеличения количества замещающего их кварца, структура становится роговикоподобной вплоть до настоящей роговиковой в сильно окварцованных разностях.

Состав плагиоклаза подвержен сильным колебаниям — от 40 до 75% анортитовой молекулы. Он тонко карбонатизирован и по нему развиваются агрегаты эпидотовых минералов.

Сильно развитое замещение плагиоклаза кварцем приводит к образованию участков пород, сложенных полностью кварцем. Так называемый лабрадоровый аплит, состоящий из кварца и плагиоклаза в приблизительно равных количествах, представляет не что иное, как промежуточную степень замещения существенно плагиоклазовых пород кварцем.

Из других особенностей этих гранитоидов следует отметить наличие диопсида и граната, обильное развитие которых особенно в приконтактовых участках придает породе характерный пятнистый вид. Выделяются две генерации этих минералов: магматическая, представленная идиоморфными кристаллами, включенными в кварц или корродируемыми им и постмагматическая, представленная неправильными лапчатой формы образованиями, проникающими по стыку зерен и иногда как бы цементирующими породу. Возникновение их связано, очевидно, с теми растворами, которые произвели скарнирование осадочно-метаморфических пород. Эти «гранитоиды» секутся различной мощности и формы прожилками существенно гранатовых или пироксеновых скарнов. Встречается много пластинок молибденита, тяготеющих обычно к окварцованным участкам и окруженных, как правило, повеллитом.

Наблюдающиеся участки гранитного состава, для которых характерно присутствие биотита, анортоклаза и кислого плагиоклаза, весьма сходные по составу с эльджуртинским гранитом, расположены в общей массе лейкократовых плагиогранитов, очевидно, пятнами, так как обычно шлифы, взятые из разных мест одной и той же дайки, имеют то гранитный, то лабрадор-аплитовый, то, реже, плагиоклазитовый состав. Если рассматривать эти участки как реликты уцелевшего от изменения гранита, то можно считать, что довольно широко развитые кварц-плагиоклазовые породы являются образованиями гибридными, произошедшими за счет ассимиляции известняков гранитной магмы. Подтверждение этому мы видим в том, что там, где эльджуртинский гранит непосредственно контактирует с известняком, например в балке Малый Мукулан и у Орлиной скалы наблюдается образование пород подобного типа.

Г. А. Семочкин (1969), описавший дайкообразные тела лейкократовых гранитоидов в северо-западном скарне, констатирует исчезновение калиевого полевого шпата в контакте этих гранитоидов с известняками, где они имеют существенно плагиоклазитовый (лабрадоритовый) состав, в то время как центральные части их тел состоят из кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза № 32—35 примерно в равных количествах.

Как уже упоминалось, лейкократовые гранитоиды рудника были весьма детально изучены А. В. Пэком (1946, 1962). Полученные результаты позволяют считать, что типичный гранит-порфир среди гранитоидов рудника встречается редко; его главная масса относится к типу лабрадорового аплита, считаемого Л. А. Варданянцем за самостоятельную интрузивную фазу. Однако гранит-порфир и лабрадоровый аплит переплетаются так тесно, что последний правильнее считать продуктом взаимодействия гранит-порфировой магмы с известняками. Кроме того, во всех шлифах заметны сильное окварцевание и карбонатизация гранитоидов. Учитывая, что значительная часть ныне присутствующего

кварца является более поздней, первоначально гранитоиды рудника должны были состоять главным образом из основного плагиоклаза.

Ряд наблюдений позволяет предполагать наличие двух, возможно разновременных, этапов внедрения лейкократовых гранитоидов: более древних и измененных существенно плагиоклазовых и более молодых — содержащих анортоклаз. Последние, возможно, являются жильными дериватами эльджуртинского гранита.

Г. Д. Афанасьев (1957) отметил, что изучение под микроскопом лейкократовых гранитоидов с горизонта 2300 и 2500 м свидетельствует о большей измененности даек плагиогранитов по сравнению с дайками анортоклазовых гранит-порфиров с этих же горизонтов.

Е. Е. Лисицына (1965), изучавшая лейкократовые гранитоиды «Паука» на различных горизонтах, пришла к выводу, что их отличия вызваны глубинной ассимиляцией известняков, имевшей место в процессе подъема магмы. Ею отмечается исчезновение анортоклаза в гранитоиде по мере приближения к контакту с известняком. Порции магмы, внедрившиеся позднее, были менее контаминированы и ближе по составу к магме эльджуртинского гранита. К западу от рудника, в полосе Западная балка — гора Рудная — пик Веры дайки имеют субширотное запад-северо-западное простирание, согласное как с общим простиранием зоны, так и со слоистостью в известняках. Эти дайки использовали при своем подъеме не зоны дробления, а плоскости напластования. Имея крутые углы падения, они должны уходить к кровле эльджуртинского гранита, на близкое нахождение которой указывает сильный метаморфизм пород района.

Сложены эти дайки преимущественно лейкократовым гранит-аплитом, содержащим иногда заметное количество вкрапленных сульфидов. Замеченная еще при полевых работах зависимость структуры и состава лейкократовых гранитоидов от литологии вмещающих пород подтверждается и при микроскопическом их изучении. Так дайки лейкократовых гранитоидов, залегающие среди биотитовых роговиков, всегда отвечают по составу обычному гранит-порфиру или аплиту, в то время как дайки, залегающие среди пироксеновых роговиков или известняков, показывают целый ряд отклонений, иногда далеко уводящих их от типичных представителей гранитных пород.

Дайки лейкократовых гранитоидов в биотитовых роговиках имеют мощность 0,2—1,0 м. Слагающий их гранитоид состоит из плагиоклаза (№ 12—20), анортоклаза и кварца. В центральных частях иногда наблюдается скопление крупных листочков мусковита. В меньшем количестве присутствуют биотит, хотя в околоксенолитовых участках его количество значительно возрастает. Из вторичных минералов наиболее обычны эпидот, актинолит, хлорит, серицит, альбит и карбонат. Структура породы колеблется от

аплитовой до порфировидной с аллотриоморфно-зернистой, гипидиоморфнозернистой или гранофировой структурами основной массы.

Порфировые выделения принадлежат главным образом облачно-угасающим зернам кварца и кристаллам пертитизированного анортоклаза, сильно изъеденным кварцем, гораздо реже — лейстам довольно чистого, иногда слабо серицитизированного плагиоклаза № 12—20 или редким чешуйкам биотита, плеохроирующим в красновато-коричневых тонах. Размер порфировых выделений 2—3, реже 4 мм, основной массы — 0,2—0,5 мм.

Эндоконтактовые участки даек характеризуются резким преобладанием кварца над всеми остальными минералами вплоть до случаев, когда все поле шлифа слагают его мозаичносочетающиеся лапчатые зерна. Между ними как бы «зажаты» реликты минералов, представленные сильно хлоритизированным или обесцвеченным биотитом и сильно серицитизированным плагиоклазом. В интерстициях появляются мелкие листочки мусковита, зерна карбоната или сферолиты делессита, а также эпидот, сфен и гранат. Последний обычно имеет идиоморфные ограничения, реже обладает скелетными формами.

По самому контакту с роговиком довольно часто проходит узкая полоска мощностью 1—4 мм, состоящая сплошь из кварцевых зерен с неправильными зазубренными очертаниями. Сам роговик в контакте нередко приобретает гнейсовидную текстуру благодаря проникновению по слоистости тончайших инъекций кварц-полевошпатового материала.

Следует отметить, что нередко встречаются дайки, содержащие многочисленные обломки биотитового роговика, количество которых варьирует от незначительного до обильного. Обломки, как правило, ориентированы длинными осями параллельно зальбандам дайки и сильно гранитизированы, а сам гранитоид по сравнению с обычным, не содержащим обломков, отличается серым цветом, что обусловлено присутствием значительного количества биотита, обычно хлоритизированного, а также актинолита, сфена и эпидота, приуроченных к стыкам зерен. Для лейкократовых гранитоидов из даек в роговиках характерна крайняя изменчивость минерального состава, что, в первую очередь, относится к кварцу.

Несмотря на то, что количество его в породе всегда довольно значительно и колеблется от 25 до 35%, в некоторых случаях оно поднимается до 65%, отражая тем самым сильное окварцевание породы.

Соотношения анортоклаза и плагиоклаза также непостоянны: в одних случаях преобладает анортоклаз (до 43%), в других — плагиоклаз (до 68%). Однако, учитывая сильную альбитизацию анортоклаза, можно предположить, что в неизмененной породе его содержание было больше. Содержание биотита хотя и подвержено колебаниям, однако всегда остается незначительным — 1,9%

(табл. 1) и только в дайках, содержащих обломки биотитового роговика, увеличивается до 6—13%.

По составу лейкократовый гранитоид, слагающий дайки в биотитовых роговиках, учитывая кислый состав плагиоклаза и большое количество кварца, соответствует жильным гранитам и аплитам эльджуртинского гранита (см. табл. 1).

Дайки лейкократовых гранитоидов в пироксеновых роговиках и в известняках характеризуются непостоянной мощностью, которая обычно колеблется в пределах 0,1—0,5 м, редко поднимаясь до 1,5—2,0 м. Все дайки, в основном, параллельны слоистости; пересечения их не наблюдалось.

Гранитоид, слагающий эти дайки и инъекции, в большинстве случаев характеризуется белым цветом, хотя последний иногда меняется до зеленоватого или темно-серого. В некоторых случаях ясно заметна вкрапленность розового граната или зеленого пироксена.

Структура этих пород остается мелкозернистой (размером зерен 0,2—0,4 мм), гипидиоморфнозернистой, однако в крупных дайках наблюдаются ясно порфировидные структуры; размер зерен порфировых выделений плагиоклаза и кварца, реже анортоклаза, составляет 2 мм. Встречаются гранофировая и пойкилитовая структуры. Последняя обусловлена обилием включений (главным образом лейст плагиоклаза) в крупных зернах кварца.

Во вмещающих известняках дайки вызывают небольшую скарновую пироксен-гранатовую, а в непосредственном контакте с гранитом — преимущественно гранатовую оторочку. Пироксеновые роговики несут по контакту с дайкой темную оторочку, состоящую из зерен роговой обманки, развивающейся по пироксену и, в свою очередь, замещаемой биотитом.

При микроскопическом изучении этих гранитоидов выяснилось, что среди них можно выделить несколько разновидностей, отличающихся количественно-минеральной характеристикой (табл. 2). Они обычно представляют отдельные участки с неясными границами в теле одной и той же дайки, тяготея то к приконтактовым, то к центральным частям или к месту ее выклинивания.

В крупных дайках наиболее распространена порода, отвечающая по составу лейкократовому граниту, состоящему из плагиоклаза № 13—26, анортоклаза, кварца и биотита. Реже встречаются альбит № 5—8, андезин № 38—42, диопсид и зеленая роговая обманка. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом, эпидотом.

Преобладание анортоклаза, кислый характер плагиоклаза, значительное содержание кварца и незначительное цветных минералов в рассматриваемых породах дает возможность отнести их к лейкократовым аплитовидным гранитам. Наблюдающееся преобладание плагиоклаза над анортоклазом намечает переход к гранодиоритовым разностям. Появление пироксена, основного плагио-

Таблица 2

Состав (в %) некоторых разностей даек лейкократовых гранитов в известняках района Западная балка – г. Рудная – Пик Веры

Минералы	Гранитные (неизмененные)	Гранодиоритовые (4)	Диоритовые (5)	Плагиоклазитовые (4)	Лабрадоровый аплит (5)	Кварцсиенитовые (3)
Биотит	4,98	5,26	6,00	–	–	0,84
Пироксен	0,09	6,40	2,85	1,86	–	–
Плагиоклаз	28,13	55,81	76,88	90,76	50,79	6,79
Анортоклаз	35,14	5,21	1,35	0,04	0,77	63,52
Кварц	30,47	22,58	2,38	1,02	45,63	21,29
Сфен, эпидот и др.	1,09	–	–	–	–	–
Карбонат	–	1,21	10,12	6,30	2,75	1,57

клаза, обогащение отдельных участков гранита сфеном и биотитом (до 21%) указывает на незначительное загрязнение гранитной магмы.

Кроме того, гранитоид, слагающий эти дайки, несет следы воздействия процессов, сопровождающих конечные стадии кристаллизации магмы. Это выражается в альбитизации анортоклаза, появлении зерен шахматного альбита, амфиболизации пироксена и хлоритизации биотита.

Породы типа гранодиорита слагают отдельные участки в теле даек. Макроскопически это тоже светлые, аплитовые породы, но главными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз № 36—45 и кварц. В меньшем количестве присутствуют анортоклаз и диопсид (см. табл. 2). В породе много крупных неправильных зерен сфена, апатита и ортита. По минеральному составу породы, учитывая необычную для гранитов основность плагиоклаза (№ 36—45), его преобладание (55,81%) над всеми остальными минералами, высокое (22,58) содержание кварца и незначительное (5—6%) —цветных минералов, правильнее всего отнести к лейкократовым гранодиоритам. На имевшее место загрязнение магмы указывает, помимо основного плагиоклаза, присутствие диопсида.

Породы диоритового состава наблюдаются среди даек небольшой мощности. Обильное развитие в них цветных минералов придает им темно-серый цвет. Под микроскопом структура пород колеблется от призматически-зернистой, если почти все поле шлифа сложено разнообразно сочетающимися столбчатыми лейстами андезина, до гранит-порфировой, если в мелкозернистой (до 0,1 мм) призматически-зернистой основной массе, обычно сильно эпидотизированной, наблюдаются более крупные (до 1,5—2 мм) зерна кварца и лейсты плагиоклаза. Когда промежутки между лейста-

ми плагиоклаза выполнены пироксеном или карбонатом, структура напоминает офитовую.

Диоритовые разности состоят главным образом из плагиоклаза № 40—50 и подчиненного количества биотита и пироксена. Эти минералы содержатся здесь в большем по сравнению с другими разностями лейкократовых гранитоидов количестве. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, эпидот, альбит и карбонат. Особенности минерального состава — резкое преобладание основного плагиоклаза над всеми остальными минералами, весьма незначительное содержание кварца, почти полное отсутствие калиевого полевого шпата, заставили отнести эту группу пород к лейкократовым разностям диоритов, однако в них наблюдаются все переходы между гранодиоритами, кварцевыми диоритами, а отчасти и плагиоклазитами.

Плагиоклазиты пользуются наибольшим распространением среди тонких даек и приконтактовых зон в более мощных дайках. Микроскопически это белые, сахаровидные породы, иногда содержащие редкие зерна зеленого пироксена или кристаллики лимонитизированных сульфидов.

Состав их характеризуется подавляющим количеством столбчатых зерен плагиоклаза (см. табл. 2), разнообразно между собой сочетающихся и имеющих неправильные, зазубренные очертания. Содержание плагиоклаза в породе весьма значительно — от 80 до 95%, а его состав подвержен значительным колебаниям — от андезина № 40 до битовнита № 92. По плагиоклазу развиваются карбонат и минералы эпидот-цоизитовой группы. Иногда можно наблюдать коррозию плагиоклаза пироксеном. Отдельные зерна плагиоклаза обладают зональным сложением. Отмечается сильная резорбированность более основных по составу центральных участков (№ 60—70) более кислыми периферическими зонами (№ 35—38). Иногда это явление заходит очень далеко, и плагиоклазы приобретают «пятнистый» облик.

В породе довольно много карбоната, выполняющего промежутки между зернами плагиоклаза и содержащего в себе зернышки сфена, кристаллики граната, апатита и чешуйки молибденита. Структура породы аллотриоморфнозернистая, реже гипидиоморфнозернистая.

Преобладающая роль основного плагиоклаза позволяет отнести эти разности к мономинеральным породам — плагиоклазитам. Учитывая основной характер плагиоклаза, преимущественно лабрадора, их правильнее называть лейкократовыми лабрадоритами.

Частое присутствие красного граната и аллотриоморфное развитие породообразующих минералов характерные для плагиоклазитов вообще, имеют место и в нашем случае. Подобные плагиоклазитовые породы из контактов гранита с известняками в Юго-Западной Финляндии были описаны и П. П. Сущинским (1912).

Лабрадоровый аплит внешне представляет белую аплитовидную породу. Структура — мелкозернистая, гипидиоморфнозерни-

стая или роговиковая. Реже встречаются гранит-порфировые разности. Структурный фон породы определяется сочетанием крупных с неправильными ограничениями зерен кварца и сильно корродируемых ими лейст основного плагиоклаза № 40—60. Эти минералы слагают породу нацело, присутствуя в примерно равных количествах. Их оригинальный состав приведен в табл. 2.

Кварц сильно корродирует плагиоклаз и содержит в себе его многочисленные реликты. Для кварца характерна масса мельчайших пузырьков, вытянутых в параллельные полосы. В интерстициях встречаются пятна карбоната с включениями ортита, апатита, сфена и пирита. Порода, подобная этой, была описана среди гранитоидов рудника Л. А. Варданянцем (1940) под названием лабрадорового аплита и выделена им в самостоятельную интрузивную фазу. Д. С. Белянкин (1939) дал ей название квандефир (кварц-андезитовый порфир), считая ее при таком необычном составе гибридным образованием. Гибридное происхождение было установлено также и при изучении гранитоидов рудника А. В. Пэком (1946, 1962). Приводимый материал подтверждает эту точку зрения.

К кварцевым сиенитам могут быть отнесены белые сахаровидные породы, характеризующиеся резким преобладанием зерен пертитизированного анортоклаза над всеми остальными минералами (см. табл. 2). Эти породы обладают гипидиоморфнозернистой, мелкозернистой до среднезернистой структурами.

Главными породообразующими минералами являются анортоклаз и кварц. В меньшей мере присутствуют плагиоклаз и биотит. В интерстициях в значительном количестве встречается карбонат, эпидот, сфен, диопсид, гранат, магнетит и пирит.

Кристаллы анортоклаза, содержание которых достигает 71%, обычно довольно идиоморфны и имеют вытянутую форму. Нередко наблюдаются двойники по карлсбадскому закону. Границы между отдельными зернами неправильные, зазубренные. Для анортоклаза характерна его повсеместная пертитизация, выражающаяся в образовании тончайших волосовидных, вытянутых в одном направлении, альбитовых полос. Иногда в теле кристалла наблюдается обособление альбитовых пятен неправильной формы. Трещины в анортоклазе выполнены карбонатом.

Незначительное содержание кварца и цветных минералов при преобладающем содержании анортоклаза заставляет отнести эти разности к лейкократовым кварцевым сиенитам. При повышенном содержании кварца подобные породы правильнее именовать аляскитами.

Наконец, белые, с характерным раковистым изломом, породы, слагающие или приконтактовые части или неправильные участки в теле даек, при микроскопическом изучении оказываются сильно окварцованным гранитоидом. Они нацело состоят из зубчатых зерен кварца (до 95 объемн. %), богатых мельчайшими включениями серицитовых и хлоритовых чешуек, а также нередко

содержащих кубики пирита; между зернами кварца иногда присутствует карбонат. Учитывая ранее описанное замещение минералов гранита кварцем, такой аномальный состав некоторых участков даек следует поставить в зависимость от очень сильного неравномерного окварцевания породы.

Для гранитоидов, слагающих дайки, характерно значительное развитие поздне- и постмагматических процессов, выразившихся в уралитизации пироксена, биотитизации амфибола, хлоритизации биотита, соссюритизации плагиоклаза, лимонитизации сульфидов, в окварцевании и карбонатизации, в обильном развитии скелетных агрегатов пироксена или граната, активно проникающих по трещинам и стыкам зерен и иногда как бы цементирующих всю породу. С такими участками обычно совпадает максимальная насыщенность породы вкрапленными сульфидами, в том числе и молибденитом. Этот процесс уже относится ко времени циркуляции растворов, изменявших не только вмещающие известняки, но и контактирующие с ними граниты. Обилие вкрапленных сульфидов отождествляет гранитоиды Западной балки с гранитоидами пика Веры.

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРНОГО БЛОКА

Естественные выходы лейкократовых гранитоидов отмечены около водораздела хр. Гитче-Тырныауз в районе скарна аномалии № 2, около крайнего западного выхода мраморов аномалии № 3, в верховьях р. Зыгыр-кол и горными выработками вскрыты на Северном участке.

Среди них выделяют две главные разновидности, различающиеся структурой и временем внедрения: аплит-порфиры и фельзит-порфиры. Судя по наличию обломков аплит-порфира, сцементированных фельзит-порфиром, последний является образованием более молодым. Можно говорить, с известным основанием, о дорудном возрасте аплит-порфиров, поскольку имеются наблюдения, свидетельствующие о их пересечении кварцевыми жилками с шеелитом и о наличии примазок молибденита на плоскостях их трещин (Пэк, 1962).

Лейкократовые гранитоиды Верхнего скарна — р. Зыгыр-кол расположены на северо-западном продолжении аномальной зоны № 3 в районе Верхнего скарна на гребне хр. Гитче-Тырныауз и в верховьях р. Зыгыр-кол.

Отношение этих гранитоидов к лейкократовым гранитоидам Северного участка не совсем ясно, так как они появляются после некоторого «перерыва» и не обнаружены в районе Нижнего и Среднего скарнов аномальной зоны 3 и во вмещающих их породах.

Описываемые гранитоиды слагают дайки северо-западного простирания мощностью 2—4, реже до 10 м, прорывающие вулкано-

генно-осадочные породы (преимущественно туфы) кизилкольской свиты C_1 на хр. Гитче-Тырныауз и песчаники C_{2-3}, филлиты и кварцевые диорит-порфиры в верховьях р. Зыгыр-кол. Макроскопически это плотные белые сахаровидные породы с редкими вкрапленниками кварца (до 1 мм) или еще более редкими — измененного биотита. Благодаря наличию вкрапленников эти породы могут быть названы аплит- или фельзит-порфирами. Некоторые их разновидности содержат обильную вкрапленность сульфидов (пирит и др.).

По отдельным дайкам развиваются тектонические зоны, несущие золотую и сурьмяную (антимонит) минерализацию.

В последние годы многочисленные тела лейкократовых гранитоидов были вскрыты горными выработками на площади Северного участка. Ю. И. Блинов (1971), детально изучивший их, установил, что лейкократовые гранитоиды слагают здесь серию дайкообразных тел переменной мощности.

На высоких горизонтах горными выработками вскрыто два тела гранитоидов изометричной формы с максимальной мощностью в 40 и 45 м, осложненных большим количеством апофиз, ориентированных преимущественно в широтном и субширотном направлениях. Одно из тел пространственно связано с крупной дайкой ультраосновных пород и почти целиком залегает внутри последних. Другое тело расположено в толще биотитовых роговиков сложного состава и приурочено, видимо, к ослабленной зоне субширотного простирания, вмещающей также массив липарита, липаритовую брекчию и целую серию более мелких даек кварцевых плагиопорфиров.

На нижних горизонтах четкой закономерности в пространственном размещении лейкократовых гранитоидов не наблюдается. Последние одинаково широко развиты как в центре участка, так и на его южном фланге, где среди различных пород осадочного и вулканогенно-осадочного комплексов установлено большое количество дайкообразных тел переменной мощности — от единиц до нескольких десятков метров, имеющих нередко сложно ветвящуюся причудливую форму и ориентированных, как правило, в субширотном и северо-западном направлениях, т. е. более или менее согласно с простиранием вмещающих пород.

Все эти тела, по данным Ю. И. Блинова (1971), представляют собой ответвления крупного тела лейкократового гранитоида, подсеченного на глубине целым рядом скважин и горных выработок. По наиболее вероятной интерпретации полученных данных, это тело имеет форму дайки мощностью 90—140 м, круто падающей на север-северо-восток.

Макроскопически все гранитоиды Северного участка близки между собой. Это мелкозернистые плотные сахаровидные породы, практически лишенные цветных минералов. Их структурные особенности находятся в тесной зависимости от мощности тел и расстояния от контактов с вмещающими породами. Преобладают

афировые, несколько реже встречаются порфировидные структуры.

Основная масса во всех случаях остается очень мелкозернистой, имеет аплитовую, иногда микропойкилитовую или микрографическую структуру со средним размером зерен 0,04—0,1 мм. Количество вкрапленников, как правило, незначительно, только иногда составляет до 10—15%. Представлены они чаще всего округлыми изотермичными зернами кварца, реже выделениями калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Таблички последнего очень сильно, нередко полностью, серицитизированы или карбонатизированы.

Главными породообразующими минералами этих лейкократовых гранитоидов являются кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Как показал пересчет химических составов этих пород с учетом данных петрографических наблюдений, калиевый полевой шпат в подавляющем большинстве значительно преобладает над плагиоклазом, находясь примерно в равном процентном отношении с кварцем, количество которого в породе всегда довольно значительно и колеблется в пределах 30—50%.

Плагиоклаз встречается преимущественно среди вкрапленников, где он образует идиоморфные таблички и лейсты, в различной степени подвергшиеся серицитизации и карбонатизации. Представлен главным образом олигоклазом и олигоклаз-андезином, содержащим 23—30% анортитового компонента. Гораздо реже встречается альбит-олигоклаз. Распределение плагиоклаза среди лейкократовых гранитоидов участка довольно равномерно: только изредка встречаются существенно кварц-плагиоклазовые гранитоиды, содержащие более 50% плагиоклаза. Обычно его количество составляет 6—10%.

Содержание цветных минералов крайне незначительно (не более 1%) и несколько увеличивается (до 3—5%) в приконтактовых частях даек и в участках, обогащенных в том или ином количестве ксенолитами вмещающих пород, что отражает имевшую место их ассимиляцию.

Из вторичных минералов в значительных количествах встречаются серицит и карбонат, реже — хлорит.

Контакты лейкократовых гранитоидов с вмещающими породами имеют ясно выраженный интрузивный характер и только изредка осложнены небольшими тектоническими зонками, к которым приурочены прожилки различного минерального состава.

С роговиками эти контакты ясные и четкие, но в большей части неровные, извилистые. Гранитоид в приконтактовой зоне нередко содержит мелкие угловатые обломки вмещающих роговиков. Между эндоконтатовой зоной и собственно роговиком повсеместно наблюдается маломощная оторочка из кварца, затем следует собственно эндоконтактовая зона мощностью 0,2—0,5 мм, сложенная очень мелкозернистым агрегатом кварца и щелочного полевого шпата, приближающаяся по структуре к фельзиту.

Очень редко к контакту роговиков и гранитоидов приурочены невыдержанные по простиранию линзовидно вытянутые участки мощностью 1—15 мм, сложенные, в основном, довольно крупными (0,4—1,0 мм) выделениями калиевого полевого шпата и незначительным количеством таких же по размеру табличек сильно серицитизированного кислого плагиоклаза.

Образование подобных участков связано, видимо, с процессами собирательной перекристаллизации более мелкозернистой основной массы гранитоида под влиянием щелочных существенно калиевых растворов, циркулировавших вдоль контакта. На присутствие таких растворов указывает наличие крупных порфиробласт калиевого полевого шпата в многочисленных ксенолитах биотитового роговика, приуроченных к приконтактовой части гранитоида.

Контакты лейкократовых гранитоидов с ультраосновными породами большей частью тектонические, с зонами дробления и милонитизации, к которым нередко приурочены кварцевые и кварцево-сульфидные жилы различной мощности. Однако иногда встречаются и нормально интрузивные контакты.

С серпентинитами так же, как и с роговиками, контакты гранитоидов всегда четкие и редкие, макроскопически мало чем отличающиеся друг от друга; с пироксенитами они более сложные — в гранитоидах почти всегда отмечается фельзитовая эндоконтактовая зона мощностью от 2—4 до 20—25 см. Для нее характерно обогащение сульфидами, карбонатом и серицитом и присутствие различного количества округлых обломков биотизированного пироксенита. Вкрапленники составляют 30—40%, почти все они представлены изометрично-таблитчатыми и удлиненно-лейстовидными зернами водяно-прозрачного кислого плагиоклаза № 8—12. Кварц среди вкрапленников встречается сравнительно редко, форма зерен округлая со сглаженными, как бы оплавленными, краями; размер — до 0,3 мм.

По мере удаления от контакта первая зона постепенно сменяется второй мощностью 20—25 см, которая сложена аплит-порфиром с очень мелкозернистой микропойкилитовой, местами почти фельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены удлиненными лейстовидными табличками кислого плагиоклаза № 12—15, реже — кварца и калиевого полевого шпата. Этот гранитоид разбит густой сеткой тонких кварцевых прожилков.

Сам гранитоид на удалении 1,0—1,5 м от контакта с пироксенитом представлен обычным аплит-порфиром со своеобразной гранофировой структурой основной массы, обусловленной сложным взаимным прорастанием кварца и кислого плагиоклаза.

Характер вещественного изменения гранитоида в контакте с пироксенитом заключается в обеднении эндоконтактовой зоны гранитоида кварцем и калиевым полевым шпатом и заметном увеличении количества плагиоклаза, который становится более кислым: № 23—26 — в гранитоиде и № 8—12 в эндоконтактовой

зоне. Это напоминает начальную стадию десиликации и альбитизации гранит-аплитовой дайки в контакте с ультрабазитами, описанную Н. И. Бородаевским (1944) на Березовском месторождении Урала.

Пироксениты на контакте с гранитоидом полностью амфиболизированы и в различной степени обогащены биотитом вплоть до образования участков своеобразных существенно биотитовых пород, макроскопически трудно отличимых от некоторых разновидностей биотитовых роговиков.

Характерной чертой лейкократовых гранитоидов Северного участка является различная степень их окварцевания, определяемая тем или иным количеством кварцевых прожилков, часть которых нередко содержит различные сульфидные минералы: молибденит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит и некоторые другие.

Гранитоиды, почти не окварцованные, встречаются очень редко. Они представлены белым фарфоровидным фельзит-аплитом, слагающим маломощные дайки. Под микроскопом это порфировидная порода с очень мелкозернистой микропойкилитовой, иногда фельзитовой, структурой основной массы, состоящей главным образом из плагиоклаза и небольшого количества кварца. Характерно присутствие многочисленных (35—40%) вкрапленников, представленных игольчато-вытянутыми лейстами плагиоклаза № 10—15, в той или иной степени серицитизированными.

Возрастные взаимоотношения различных по степени окварцевания гранитоидов долгое время оставались невыясненными, поскольку нигде не было встречено их взаимного пересечения. Лишь сравнительно недавно Ю. И. Блиновым (1971) в керне буровой скважины среди сильно окварцованного лейкократового гранитоида была отмечена жила мощностью 4 см такого же лейкократового, но почти совершенно не окварцованного гранитоида. Более молодой возраст и секущий характер этой дайки относительно окварцованного гранитоида не вызывает сомнения. Под микроскопом оба гранитоида — типичные мелкозернистые аплит-порфиры и фельзит-порфиры кварц-калишпатового состава с незначительным количеством кислого плагиоклаза и практически лишенные цветных минералов. Они отличаются по количеству вторичного кварца, замещающего минералы основной массы.

Более поздняя жила отчетливо срезает все многочисленные прожилки в окварцованном гранитоиде, но в то же время и сама сечется редкими маломощными (0,1—0,2 мм) кварцевыми прожилками, которые хорошо прослеживаются и за ее пределами. В приконтактовых частях эта жила имеет ясно выраженную зону закалки мощностью 0,5—1,5 мм, отличающуюся от основной массы гранитоида более мелкозернистым сложением.

Эти данные, наряду со сведениями, приводимыми А. В. Пэком (1962), позволяют более или менее определенно говорить по крайней мере о двух стадиях внедрения лейкократовых гра-

нитоидов, разделенных между собой некоторым временным промежутком, в течение которого происходило интенсивное дробление и окварцевание пород.

Причину своеобразия структуры (аплиты, аплит-порфиры, фельзит-порфиры) и минерального состава (повышенное содержание калиевого полевого шпата) лейкократовых гранитоидов Северного участка следует, видимо, искать в особенностях залегания этих пород, которые встречены только к северу от Центрального сброса, в его опущенном крыле и, следовательно, представляют собой формировавшиеся в близповерхностных условиях верхние части инъекций тырныаузских лейкократовых гранитоидов, полностью уничтоженные эрозией в южном приподнятом крыле.

Учитывая все сказанное, вполне естественно предположить, что на более глубоких горизонтах Северного участка могут быть встречены гранитоиды, аналогичные гранит-порфирам балки № 1. Такое предположение в самое последнее время как будто подтверждается результатами бурения структурной скважины.

Эта скважина вскрыла на глубине 120 м обычные аплит-порфиры, которые ниже постепенно переходят в гранит-порфиры с зернистой основной массой и большим количеством порфировых выделений водяно-прозрачного кварца, размером до 3 мм.

Под микроскопом порода обладает типичной гранит-порфировой структурой с полнокристаллической мелкозернистой основной массой, состоящей из идиоморфных короткопризматических и удлиненных табличек плагиоклаза размером от 0,15 до 1,5 мм, в промежутках между которыми располагаются ксеноморфные выделения кварца и анортоклаза. Плагиоклаз переменного состава, причем в мелких зернах он более кислый № 15—20, чем в крупных — № 30—35. Для него характерна интенсивная соссюритизация и серицитизация. Количество плагиоклаза достигает 25—30, анортоклаза — 30—35 и кварца 35—45%.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ

Наличие достаточно большого количества анализов по трем самым крупным телам лейкократовых гранитоидов («Паук», гранитоиды балки № 1 и Северного участка) позволяет провести их петрохимическое сопоставление (табл. 3, 4, 5).

Прежде всего необходимо отметить весьма непостоянный химический состав лейкократовых гранитоидов, что является следствием не только ассимиляции, проявившейся с различной степенью интенсивности в гранитоидах, залегающих среди различных по своей литологии пород, но и результатом воздействия различных поздних процессов, в той или иной степени изменивших первоначальный состав этих гранитоидов.

Таблица 3

Содержание петрогенных элементов в лейкократовых гранит-порфирах «Паука» (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	80,52	88,74	75,69	76,32	78,13	79,11	77,05
TiO_2	Следы	Следы	0,26	0,04	0,03	–	Следы
Al_2O_3	11,67	6,06	13,00	13,37	13,47	12,09	13,00
Fe_2O_3	0,25	0,29	0,18	0,33	0,15	1,91	0,78
FeO	–	–	1,80	0,22	0,13	0,23	0,26
MnO	0,02	0,03	0,40	0,03	Следы	–	Следы
MgO	Следы	Следы	0,40	0,09	»	0,14	0,28
CaO	3,84	2,46	5,25	2,59	4,06	3,81	3,02
NaO	1,38	0,85	2,35	3,06	3,07	1,98	3,44
K_2O	0,32	0,34		3,34	0,41	1,25	1,50
P_2O_5	–	–	–	0,08	0,02	–	0,02
H_2O	0,31	0,32	0,72	0,10	0,11	–	0,03
П.п.п.	1,06	0,49		0,47	0,21	–	0,37
Сумма	99,37	99,58	100,05	100,04	99,79	100,52	99,75

1, 2, 3 — по С. П. Соловьеву (1940); 4, 5 — по Л. А. Варданянцу (1940); 6 — по И. Н. Ситковскому (1934); 7 — по Ю. И. Блинову (1971).

Таблица 4

Содержание петрогенных элементов в лейкократовых гранит-порфирах балки № 1 (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	77,25	74,00	75,92	82,47	76,24	76,18	79,30	77,75
TiO_2	Следы	0,25	0,04	0,14	0,22	0,22	0,24	0,03
Al_2O_3	12,06	11,40	13,45	10,47	14,01	13,41	11,53	12,75
Fe_2O_3	0,32	3,00	0,23	0,03	0,38	0,05	0,22	0,11
FeO	0,29	0,19	0,34	0,80	0,77	0,80	0,63	0,45
MnO	0,01	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	0,47	1,80	Следы	0,05	–	–	–	0,09
CaO	1,00	5,50	0,74	0,90	1,58	1,58	0,82	0,61
Na_2O	1,26	2,10	3,91	2,00	3,62	3,60	3,28	3,32
K_2O	4,61	3,60	4,90	3,80	3,42	4,12	4,16	4,77
P_2O_5	–	–	0,02	0,04	0,04	0,05	0,40	0,03
H_2O	0,36	0,51	0,06	–	–	–	–	0,05
П.п.п.	1,74		0,15	0,65	0,56	0,36	0,18	0,20
Сумма	99,37	102,39	99,79	101,39	100,88	100,41	100,79	100,19

1 — по С. П. Соловьеву (1940); 2, 3 — по Л. А. Варданянцу (1940); 4, 5, 6, 7, 8 — по В. В. Веселову (1967).

Таблица 5

Содержание петрогенных элементов в лейкократовых аплит-порфирах Северного участка (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	81,67	81,09	76,91	77,63	76,28	78,32	75,18	74,69	76,74	78,28	75,64	76,49	75,25	75,17
TiO_2	0,06	0,15	0,05	0,56	0,04	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,04	0,06
Al_2O_3	6,44	6,50	13,88	12,88	12,13	10,53	13,12	13,30	12,49	12,68	13,05	11,90	12,98	13,35
Fe_2O_3	–	–	0,33	0,36	0,18	0,30	0,12	0,13	0,28	0,10	0,12	0,20	0,21	0,10
FeO	6,11	5,38	0,31	0,12	0,38	0,32	0,12	0,29	0,29	0,29	0,12	0,18	0,52	0,74
MnO	0,02	0,03	0,01	0,22	0,03	0,04	0,02	0,09	0,03	0,01	0,02	0,12	0,02	0,02
MgO	0,39	0,78	0,21	0,49	0,30	0,25	0,30	0,81	0,33	0,25	0,38	0,66	0,43	0,30
CaO	0,81	0,88	1,27	0,20	0,96	1,14	1,74	1,35	0,79	1,25	1,56	1,00	0,85	0,97
Na_2O	0,30	1,16	4,64	0,78	1,42	0,64	0,25	0,16	0,26	5,14	1,38	0,24	3,20	2,60
K_2O	3,34	3,32	1,73	6,05	6,80	6,06	7,00	6,32	6,74	1,00	5,85	7,20	4,96	5,40
P_2O_5	0,05	0,09	–	–	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
CO_3	–	–	–	—	0,29	0,58	<0,10	<0,10	0,67	<0,10	<0,10	0,11	0,30	0,10
H_2O	–	–	0,23	0,34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
П.п.п.	1,02	1,27	0,55	0,56	1,07	1,30	2,11	2,60	1,37	0,74	1,81	1,52	0,89	1,15
Сумма	100,21	100,65	100,12	100,19	99,89	99,53	100,03	99,81	99,66	99,81	100,00	99,66	99,67	99,98

1—2 — по В. В. Веселову (1967); 3—4 — по О. В. Кононову (1963); 5—14 — по Ю. И. Блинову (1971).

Действительно, особенностью лейкократовых гранитоидов является местами повышенное содержание в них окиси кальция, достигающее иногда 4,0—5,5% и являющееся следствием ассимиляции ими вмещающих известняков. Для них также характерно очень большое содержание кремнезема (иногда до 83%), обусловленное позднейшим окварцеванием и приводящим в крайнем случае к образованию пород типа кварцитов.

Таблица 6

Средние содержания петрогенных элементов в лейкократовых гранитоидах Тырныауза (в вес.%)

Компоненты	Лейкократовые гранитоиды Тырныауза				Лейкократовые граниты Большого Кавказа (21) Демин и др. 1969
	«Паук» (рудник) (7)	Балка № 1 (8)	Северный участок (15)	Хр. Гитче-Тырныауз (1)	
SiO_2	79,37	77,40	77,98	75,87	74,20
TiO_2	0,05	0,14	0,09	Не обн.	0,11
Al_2O_3	11,81	12,40	11,14	12,64	14,00
Fe_2O_3	0,55	0,54	0,18	Не обн.	0,49
FeO	0,38	0,53	1,32	0,51	1,19
MnO	0,07	0,03	0,05	Не обн.	0,07
MgO	0,13	0,30	0,40	0,22	0,34
CaO	3,58	1,60	1,02	1,37	0,55
Na_2O	1,97	2,88	1,48	3,20	3,60
K_2O	1,02	4,17	4,85	6,58	4,40
P_2O_5	0,02	0,07	0,02	–	0,08
П.п.п.	–	–	–	0,59	–

Сопоставляя средние данные табл. 6, видно, что химический состав гранитоидов Северного участка наиболее близок к таковому гранит-порфиров балки № 1. Для них характерно пониженное содержание окиси кальция и значительное количество окиси калия, обычно превышающее 4%. Это обусловлено преобладанием в составе этих гранитоидов существенно калиевого полевого шпата и подчиненным количеством плагиоклаза.

Особенностью лейкократовых гранитоидов Северного участка является относительно невысокое и колеблющееся (от 0,16 до 3,20%) содержание окиси натрия, количество которой заметно увеличивается с глубиной. По данным Ю. И. Блинова (1971) на горизонте штольни № 15 среднее значение Na_2O в лейкократовых аплит-порфирах составляет 0,51%, на горизонте штольни № 17 возрастает до 1,03%, а на горизонте штолен № 18—19

достигает уже 2,74%. Также изменяется с глубиной и содержание K_2O, количество которой незначительно уменьшается и для указанных горизонтов составляет (в %): 6,48, 6,43 и 5,34 соответственно.

Таким образом, в типичных аплит-порфирах с глубиной уменьшается количество калия и увеличивается — натрия, т. е. они становятся более плагиоклазовыми и на нижнем горизонте (штольни 18—19) по химико-минеральному составу постепенно приближаются к гранитоидам балки № 1, для которых среднее содержание щелочей составляет K_2O—4,17 и Na_2O — 2,88% (табл. 6).

Причина обогащения калием аплит-порфиров Северного участка, по-видимому, заключается в накоплении калия в апикальных частях интрузий аплит-порфиров. Это подтверждается обильным привносом калия во вмещающие породы, представленные различными биотитовыми роговиками, и появление в их приконтактовых частях порфиробластов калишпата.

Лейкократовые гранитоиды Северного участка и балки № 1 обладают более кислым составом плагиоклаза, чем гранитоиды «Паука», и для них характерно преобладание калия над натрием. Однако указанные отличия еще не дают основания для отнесения гранитоидов Северного участка и балки № 1 к одной фазе магматического цикла, а гранитоидов «Паука» — к другой, тем более, что по отношению к оруденению гранитоиды Северного участка и «Паука» довольно сходны. Скорее всего, имеющиеся отличия состава могут быть объяснены особенностями литологии вмещающих пород, в то время как наиболее близкие между собой гранитоиды Северного участка и балки № 1 залегают среди различных роговиков и ультраосновных пород: вмещающей средой для гранитоидов «Паука» служат главным образом мраморы, ассимиляция которых могла привести к появлению наблюдаемого своеобразия в химизме этих гранитоидов.

Особенности распределения петрогенных элементов в лейкократовых гранитоидах балки № 1 свидетельствуют о более однородном (по сравнению с гранитоидами «Паука») распределении этих элементов вследствие их меньшей загрязненности и изменения вторичными процессами. Кроме того, по данным Н. Г. Родзянко (1969), в вертикальном разрезе гранитоидов «Паука» наблюдается уменьшение SiO_2 к апикальным частям этого тела. Это свидетельствует об активной ассимиляции известняков передовыми порциями внедряющейся магмы. Распределение SiO_2 в вертикальном разрезе главного тела гранитоидов балки № 1 указывает на повышение содержания SiO_2 в апикальных частях, т. е. обратное тому, которое наблюдается в гранитоидах «Паука».

В вертикальном разрезе лейкократовых гранитов Северного участка (скв. 110) так же, как и в гранитоидах «Паука», наблюдается увеличение SiO_2 с глубиной; одновременно с глубиной несколько уменьшается содержание алюминия и кальция.

Анализ сводных данных (см. табл. 6) свидетельствует о том, что максимальные количества кальция и минимальные магния свойственны залегающим преимущественно среди известняков гранит-порфирам «Паука», прекрасно отражая, таким образом, и особенности их минерального состава — постоянное присутствие значительного количества основного плагиоклаза. Их значительное окварцевание имеет следствием самое высокое содержание в них SiO_2, незначительное количество щелочного полевого шпата и, как следствие, преобладание натрия над калием.

Гранит-порфиры балки № 1, залегающие среди биотитовых роговиков и содержащие в своем составе значительное количество анортоклаза и кислого плагиоклаза, характеризуются более высокими содержаниями натрия и калия, при постоянном преобладании калия над натрием и при более низком содержании кальция.

Наконец, лейкократовые аплит-порфиры Северного участка, будучи сильно серицитизированными, выделяются высоким содержанием калия, титана, магния и окисного железа. Последнее, вероятно, следствие того, что эти гранитоиды залегают среди пород более основного состава: биотит-роговообманковых роговиков, а иногда и ультраосновных пород; содержание кальция в аплит-порфирах самое низкое.

Лейкократовые фельзит-порфиры района Верхнего скарна — р. Зыгыр-кол отличаются от гранитоидов рудника меньшим содержанием кальция и большим — магния и железа, так как залегают среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород. Их существенно алякитовый состав находит отражение в самом высоком содержании в них калия, количество которого достигает 6,58% (см. табл. 6).

Свидетельством ассимиляции лейкократовыми гранитоидами известняков является значительное обогащение их эндоконтактовых частей тяжелым изотопом кислорода. По разрезу лейкократовых гранитоидов резкое смещение изотопного состава кислорода сказывается на расстоянии 10—50 см от контакта с известняками ($\delta O^{18} = 12{,}7—12{,}6\%$), после чего изотопный состав кислорода остается практически стабильным на всю мощность интрузивного тела ($\delta O^{18} = 11{,}0—10{,}8\%$; Нестеров и др., 1967).

Своеобразие условий формирования лейкократовых гранитоидов, а именно ассимиляция ими карбонатного материала и широко развитое более позднее окварцевание, имеет следствием отличие их петрохимического состава от такового лейкократовых гранитов Большого Кавказа (см. табл. 6). Оно заключается в более высоком содержании в них окиси кремния и кальция и в более низком — натрия. Последнее связано с тем, что одни разновидности лейкократовых гранитоидов Тырныауза содержат основной плагиоклаз типа лабрадора, другие — обладают существенно аляскитовым составом при весьма подчиненной роли кислого плагиоклаза.

РУДНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОИДАХ

Сведения по содержанию рудных и редких элементов в лейкократовых гранитоидах Тырныауза отрывочны и довольно противоречивы, так как содержания рудных элементов в одних и тех же породах значительно отличаются по данным различных авторов: W от 50 до 449 г/т; Cu от 74 до 475 г/т и т. п. (табл. 7, 8).

Проведенное тщательное опробование лейкократовых гранитоидов и последующее определение содержания в них рудных и редких элементов количественными методами показало, что приводимые цифры (см. табл. 7, 8) являются, как правило, сильно завышенными.

Содержания рудных и редких элементов в лейкократовых гранит-порфирах «Паука» весьма непостоянны (табл. 9). Так, для рудных элементов они иногда достигают (в г/т): для W — 35—63, Mo — 59—430, Zn — 160, Pb — 110, Cu — 240—420 и, несомненно, обязаны наличию собственных минералов этих элементов.

Редкие элементы распределены более равномерно и только в отдельных случаях содержание Nb поднимается до 52—64 г/т, причем одновременно происходит и увеличение содержания Ta до 11—12 г/т. Несмотря на то, что изредка лейкократовые гранит-порфиры содержат до 5000 г/т F, сопутствующего увеличения

Таблица 7

Среднее содержание рудных элементов в лейкократовых гранит-порфирах Тырныауза (в г/т) (по В. В. Веселову, 1967)

Интрузивное тело	W	Cu	Mo	Sn	Pb	Zn
«Паук»	200(251)	91(94)	450(271)	40(67)	35(265)	200(90)
Балка № 1	50(34)	74(34)	12(34)	19(34)	43(43)	75(75)

Таблица 8

Среднее содержание рудных и редких элементов в лейкократовых гранитоидах Тырныауза, в г/т (по И. Г. Родзянко, 1969)

Интрузивное тело	W	Mo	Sn	Zn	Cu	Pb	Nb	Be	Li	Rb	B
«Паук»	210	–	28	61	91	36	11	9	13	50	26
Балка № 1	449	17	35	475	475	125	14	43	—	520	10
Северный участок	32	15	3	37	247	12	—	1	7	290	—

Таблица 9

Содержание рудных и редких элементов в лейкократовых гранит-порфирах «Паука» (в г/т)

Место взятия	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta	Sc	Be	Ga	Li	Rb	Cs	B	F
Скв. 646	4,0	0,4	9,0	150,0	110,0	16,0	62,3	12,3	6,8	9,0	20,0	24,0	380,0	14,0	14,0	300,0
	3,0	3,0	5,0	25,0	96,0	15,0	51,8	10,7	7,0	7,0	21,0	21,0	440,0	9,0	14,0	460,0
	1,0	11,0	4,0	–	97,0	16,0	31,5	6,3	4,0	8,0	33,0	39,0	300,0	9,0	10,0	230,0
	2,0	3,2	5,0	25,0	86,0	14,0	38,5	7,2	3,1	6,0	26,0	35,0	320,0	6,0	13,0	290,0
	2,5	2,8	6,0	25,0	68,0	30,0	64,4	7,7	9,2	8,0	18,0	22,0	310,0	10,0	14,0	380,0
Скв. 504	19,0	430,0	10,0	25,0	20,0	20,0	16,8	3,1	3,2	17,0	–	12,0	20,0	9,0	15,0	350,0
	1,5	51,0	17,0	50,0	37,0	33,0	15,4	3,8	3,5	6,0	26,0	12,0	60,0	6,0	9,0	270,0
	63,0	59,0	15,0	30,0	20,0	36,0	16,8	3,4	3,8	6,0	25,0	15,0	50,0	3,0	16,0	270,0
Скв. 499	1,5	25,0	19,0	90,0	26,0	20,0	16,8	2,5	2,9	8,0	35,0	18,0	20,0	9,0	12,0	230,0
	2,5	8,8	15,0	40,0	25,0	25,0	17,5	3,3	3,5	6,0	15,0	11,0	80,0	11,0	15,0	220,0
Скв. 566	3,0	14,0	11,0	40,0	25,0	23,0	18,9	2,8	4,0	6,0	21,0	22,0	80,0	7,0	14,0	190,0
	35,0	28,0	18,0	140,0	72,0	19,0	14,0	3,9	2,3	17,0	21,0	19,0	120,0	17,0	20,0	300,0
	14,0	24,0	8,0	50,0	52,0	14,0	16,8	3,1	4,4	7,0	24,0	23,0	70,0	7,0	16,0	440,0
	3,0	44,0	7,0	50,0	22,0	14,0	16,1	3,5	3,5	6,0	23,0	20,0	60,0	7,0	16,0	110,0
	2,0	16,0	9,0	–	43,0	72,0	16,8	3,3	3,0	6,0	12,0	17,0	180,0	7,0	13,0	290,0
	5,0	50,0	15,0	90,0	44,0	180,0	16,1	3,2	4,1	13,0	15,0	16,0	100,0	7,0	13,0	440,0
Скв. 541	2,0	26,0	10,0	50,0	16,0	12,0	20,3	3,3	4,8	15,0	18,0	23,0	60,0	7,0	19,0	230,0
	6,5	36,0	8,0	160,0	51,0	18,0	14,0	1,8	3,4	9,0	28,0	14,0	50,0	7,0	15,0	140,0
	2,0	11,0	5,0	60,0	17,0	28,0	18,2	3,0	3,7	18,0	20,0	21,0	70,0	5,0	10,0	80,0
	3,0	31,0	7,0	25,0	20,0	92,0	18,2	2,5	3,3	8,0	39,0	12,0	70,0	2,0	9,0	70,0
	4,0	14,0	10,0	60,0	23,0	420,0	22,4	2,9	3,8	8,0	30,0	11,0	80,0	3,0	6,0	190,0
Скв. 508	5,5	5,0	27,0	70,0	18,0	14,0	12,6	1,2	2,9	6,0	35,0	9,0	70,0	6,0	9,0	5000,0
	0,7	34,0	4,0	25,0	12,0	10,0	17,5	2,3	4,1	7,0	25,0	20,0	90,0	5,0	10,0	880,0
	1,0	20,0	10,0	25,0	45,0	240,0	14,0	2,7	3,1	7,0	22,0	13,0	180,0	20,0	9,0	800,0
	3,0	29,0	6,0	–	26,0	240,0	18,2	2,5	3,5	24,0	23,0	30,0	100,0	5,0	13,0	960,0
	2,0	2,6	16,0	150,0	16,0	81,0	10,5	1,3	3,3	17,0	41,0	12,0	60,0	2,0	8,0	1100,0
	1,0	11,0	13,0	40,0	54,0	18,0	17,5	2,1	2,5	7,0	20,0	25,0	250,0	8,0	17,0	1200,0
Среднее (27)	4,99	21,5	10,1	58,0	42,3	50,0	22,7	3,9	4,0	9,1	24,5	19,1	145,2	7,2	12,9	400,8

содержаний редких элементов не устанавливается, что отражает бедность ими поздне- и постмагматических растворов, завершавших формирование этих пород.

В лейкократовых гранит-порфирах балки № 1 большинство рудных и редких элементов распределено более равномерно, хотя отдельные ураганные содержания также несомненно обусловлены присутствием собственных минералов этих элементов. Так, иногда поднимаются содержания (г/т): W — до 35 и даже 140, Mo — 21, Sn — 26, Zn — 90, Pb — 110, Cu — 76 (табл. 10).

Более однородно распределены содержания редких элементов, которые только в отдельных случаях достигают значений, позволяющих предполагать наличие их собственных минералов (г/т): Be — 24, Li — 200, B — 26, F — 960. Значительное содержание в отдельных участках этих пород анортоклаза, а местами биотита, очевидно, обусловливает повышение содержания в них (г/т): Rb — до 650, Cs — до 21 (см. табл. 10).

Весьма не постоянны содержания рудных элементов, особенно W и Mo, в лейкократовых гранитоидах Северного участка. Содержание W, например, иногда поднимается до 300—900, а Mo — до 130—140 г/т. Содержания Sn, Zn и Pb подобных значительных отклонений от среднего не испытывают, но иногда достигают (в г/т) до 170 у Zn, 110 у Pb и 300 у Cu (табл. 11). Подобные ураганные содержания рудных элементов несомненно являются наложенными, что значительно искажает картину их первоначального распределения. Высокие содержания W и Mo (29 и 127 г/т соответственно) фиксируются и в других породах участка — кварцевых плагиопорфирах и альбитофирах, что все вместе взятое подтверждает наложенную природу этих высоких содержаний.

Редкие элементы распределены более равномерно. Наблюдающиеся отклонения весьма незначительны и их средние содержания близки к кларкам в кислых породах или несколько ниже их. В тех случаях, когда содержание F в гранитоидах повышено — до 6000 г/т — одновременного увеличения содержания редких элементов не наблюдается. Последнее свидетельствует о том, что роль привноса и мобилизации редких элементов в процессе изменения этих гранитоидов была ничтожна. В то же время выдерживается связь повышенных содержаний цезия и бора.

Бедность аплит-порфиров Северного участка редкими элементами с известной долей вероятности можно объяснить их частичной «дегазацией», имевшей место в приповерхностных условиях их формирования, тем более, что во вмещающих породах содержание Cs, Li и особенно F повышено, достигая для последнего в отдельных случаях 2525 г/т. Подобное удаление летучих возможно вызвало и ту крайне мелкозернистую структуру, которая столь характерна для лейкократовых гранитоидов Северного участка.

Любопытны и те изменения в содержании рудных и редких

Таблица 10

Содержание рудных и редких элементов в лейкократовых гранит-порфирах балки № 1 («Самолет») (в г/т)

№ пробы	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Скв. 27	2,5	2,0	4,0	40,0	48,0	66,0	21,0	15,4	2,5	4,4	13,0	6,0	35,0	190,0	2,0	5,5	650,0
	2,0	1,8	5,0	40,0	60,0	58,0	16,0	24,5	1,6	3,5	13,0	6,0	28,0	220,0	6,0	6,0	640,0
	3,5	5,3	5,0	70,0	70,0	46,0	20,0	20,3	4,3	5,8	15,0	12,0	31,0	190,0	11,0	10,0	1200,0
	4,0	1,3	9,0	25,0	59,0	33,0	21,0	23,1	3,8	4,8	15,0	8,0	31,0	260,0	4,0	5,0	600,0
	2,5	2,7	16,0	60,0	66,0	61,0	32,0	44,1	6,4	10,0	16,0	10,0	35,0	380,0	21,0	5,0	520,0
	4,0	1,5	4,0	25,0	50,0	26,0	30,0	35,0	4,8	5,3	16,0	6,0	26,0	340,0	18,0	5,0	650,0
	2,5	0,6	5,0	25,0	73,0	22,0	16,0	23,8	6,1	5,9	15,0	6,0	31,0	260,0	17,0		820,0
	7,0	21,0	4,0	50,0	84,0	32,0	19,0	18,9	3,7	3,8	12,0	8,0	37,0	270,0	8,0	8,0	1000,0
	3,0	0,5	8,0	25,0	68,0	24,0	22,0	34,3	4,8	5,3	10,0	12,0	56,0	330,0	12,0	5,5	500,0
	34,5	1,7	12,0	25,0	66,0	22,0	32,0	36,4	4,6	6,6	10,0	13,0	37,0	420,0	12,0	5,5	520,0
	6,5	3,1	4,0	50,0	96,0	42,0	19,0	46,2	9,0	4,2	14,0	5,0	20,0	360,0	2,0	9,0	460,0
	10,0	9,7	4,0	25,0	88,0	26,0	23,0	35,0	6,4	4,6	10,0	12,0	26,0	430,0	2,0	5,5	440,0
	4,0	6,5	15,0	90,0	80,0	48,0	56,0	34,3	5,7	8,9	9,0	6,0	50,0	390,0	2,0	7,0	940,0
	3,5	1,2	8,0	80,0	94,0	68,0	22,0	35,0	6,0	6,2	12,0	8,0	20,0	210,0	2,0	8,0	390,0
	5,5	3,6	10,0	60,0	87,0	48,0	28,0	39,9	5,7	6,6	14,0	12,0	28,0	400,0	2,0	13,0	570,0
	8,0	2,1	2,5	40,0	56,0	19,0	56,0	30,1	5,3	4,5	10,0	5,0	40,0	310,0	2,0	11,0	520,0
	3,0	4,0	7,0	60,0	68,0	18,0	17,0	33,6	5,3	8,4	19,0	7,0	30,0	210,0	2,0	12,0	520,0
	5,0	2,9	2,5	30,0	64,0	38,0	33,0	42,0	9,0	4,9	13,0	4,0	30,0	380,0	2,0	10,0	220,0
	8,0	2,2	9,0	70,0	72,0	18,0	25,0	24,5	5,4	6,6	20,0	14,0	30,0	240,0	2,0	15,0	600,0
	7,0	2,8	6,0	60,0	72,0	76,0	22,0	40,6	6,5	7,4	27,0	10,0	30,0	300,0	2,0	9,0	800,0
	5,0	1,3	13,0	40,0	100,0	25,0	26,0	23,8	3,4	3,8	26,0	10,0	27,0	350,0	10,0	9,0	
	6,0	1,8	13,0	40,0	100,0	22,0	11,0	34,3	6,4	4,5	33,0	13,0	30,0	320,0	2,0	10,0	530,0
	4,0	1,6	16,0	70,0	94,0	24,0	11,0	25,9	4,3	3,1	34,0	12,0	28,0	480,0	2,0	9,0	290,0
	3,0	1,2	8,0	60,0	56,0	24,0	18,0	39,9	6,8	5,8	11,0	11,0	23,0	49,0	2,0	9,0	250,0
	7,0	2,7	2,5	—	35,0	6,0	25,0	23,8	4,3	1,8	22,0	22,0	24,0	340,0	2,0	13,0	640,0

Таблица 10 (окончание)

№ пробы	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
	5,0	4,5	5,0	—	55,0	20,0	60,0	29,4	5,3	5,8	28,0	13,0	26,0	360,0	2,0	9,0	250,0
	5,0	1,8	5,0	—	63,0	23,0	23,0	28,7	5,7	5,0	20,0	11,0	20,0	230,0	2,0	10,0	300,0
	10,0	2,7	2,5	—	33,0	17,0	30,0	40,6	8,2	4,7	21,0	24,0	20,0	120,0	2,0	7,0	350,0
Скв. 518	5,0	2,0	20,0	30,0	100,0	18,0	—	35,0	5,3	—	13,0	15,0	19,0	300,0	7,0	26,0	180,0
	5,0	7,0	11,0	30,0	110,0	31,0	—	49,0	8,2	4,8	12,0	27,0	22,0	480,0	13,0	25,0	200,0
	6,0	1,0	5,0	50,0	91,0	18,0	—	35,0	4,9	—	12,0	6,0	34,0	470,0	8,0	22,0	260,0
	6,0	6,0	10,0	60,0	70,0	18,0	—	49,0	7,4	—	22,0	20,0	46,0	500,0	16,0	9,0	500,0
	1,0	3,0	15,0	30,0	70,0	26,0	—	49,0	8,2	9,0	17,0	24,0	10,0	380,0	9,0	22,0	170,0
	2,0	0,7	13,0	50,0	90,0	10,0	—	35,0	4,9	4,8	14,0	6,0	57,0	540,0	18,0	15,0	420,0
	1,0	0,7	9,0	30,0	91,0	10,0	—	35,0	6,6	7,0	13,0	8,0	43,0	510,0	17,0	19,0	190,0
Скв. 520	140,0	8,0	3,0	30,0	91,0	15,0	—	28,0	6,9	—	8,4	27,0	17,0	220,0	7,0	15,0	220,0
	6,0	0,7	26,0	60,0	110,0	30,0	—	35,0	5,3	—	12,0	9,0	12,0	400,0	8,0	9,0	200,0
	2,0	0,7	5,0	40,0	55,0	8,0	—	42,0	8,2	8,0	17,0	18,0	12,0	300,0	5,0	6,0	170,0
	10,0	1,0	7,0	50,0	56,0	10,0	—	42,0	9,0	7,0	15,0	12,0	11,0	270,0	8,0	20,0	170,0
Скв. 535	1,0	0,7	3,0	30,0	64,0	9,0	—	28,0	4,1	—	10,0	10,0	200,0	260,0	4,8	9,0	150,0
	5,0	0,7	6,0	30,0	80,0	9,0	—	42,0	6,0	7,0	14,0	11,0	11,0	270,0	6,0	18,0	960,0
	13,0	0,7	6,0	25,0	70,0	8,0	—	35,0	9,0	4,8	10,0	5,0	13,0	220,0	4,8	20,0	280,0
	2,0	0,7	9,0	25,0	90,0	9,0	—	35,0	4,9	4,8	15,0	10,0	10,0	350,0	8,0	14,0	150,0
	2,0	0,7	10,0	25,0	95,0	9,0	—	21,0	1,6	—	11,0	6,0	22,0	450,0	8,0	15,0	220,0
	1,0	0,7	9,0	25,0	120,0	7,0	—	35,0	5,4	9,0	12,0	3,0	27,0	650,0	13,0	15,0	290,0
	3,0	0,7	12,0	25,0	90,0	5,0	—	35,0	7,5	6,0	10,0	10,0	40,0	550,0	18,0	20,0	500,0
Скв. 536	4,0	4,0	6,0	30,0	80,0	19,0	—	49,0	9,0	7,0	12,0	20,0	13,0	350,0	4,8	20,0	120,0
	5,0	5,0	12,0	30,0	72,0	11,0	—	49,0	11,5	4,8	10,0	8,0	15,0	360,0	13,0	22,0	440,0
Скв. 486	6,0	7,0	4,0	25,0	75,0	22,0	—	49,0	8,2	9,0	14,0	12,0	7,0	320,0	4,8	15,0	190,0
Среднее	4,7	2,6	7,9	42,0	76,1	25,6	25,0	34,6	6,0	5,0	15,3	11,3	26,9	336,5	7,0	12,3	424,5

Таблица 11

Содержание рудных и редких элементов в лейкократовых аплит-порфирах Северного участка (в г/т)

Место взятия	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Be	Ga	Li	Rb	Cs	B	F
Скв. 800	33,0	11,0	10,0	170,0	31,0	300,0	17,0	2,8	0,3	5,9	1,5	14,0	27,0	160,0	2,0	14,0	780,0
	4,5	3,6	3,0	25,0	18,0	68,0	28,0	7,7	1,3	—	1,5	16,0	23,0	330,0	2,0	14,0	45,0
	2,5	1,2	2,5	25,0	19,0	40,0	31,0	14,7	3,8	4,4	4,0	57,0	8,0	220,0	12,0	17,0	45,0
	2,5	1,0	4,0	40,0	16,0	170,0	28,0	22,4	2,4	2,8	4,0	25,0	5,0	250,0	6,0	13,0	45,0
	3,2	1,4	5,0	25,0	22,0	100,0	26,0	13,3	3,6	3,8	5,0	20,0	60,0	210,0	8,0	13,0	45,0
	3,5	1,2	7,0	50,0	44,0	200,0	36,0	18,9	3,7	5,2	3,0	39,0	6,0	120,0	6,0	20,0	150,0
	15,0	2,5	14,0	50,0	110,0	200,0	36,0	18,2	2,7	4,0	4,0	15,0	12,0	230,0	8,0	20,0	280,0
	2,5	0,9	6,0	25,0	28,0	220,0	36,0	19,6	2,6	3,6	6,0	24,0	12,0	280,0	6,0	13,0	110,0
	14,0	2,2	16,0	25,0	67,0	200,0	35,0	13,3	3,7	3,3	6,0	18,0	13,0	290,0	6,0	15,0	300,0
Скв. 580	54,0	100,0	5,0	25,0	18,0	120,0	38,0	14,7	1,1	2,7	1,5	28,0	6,0	220,0	14,0	16,0	470,0
	90,0	71,0	5,0	30,0	22,0	29,0	33,0	9,1	0,7	—	1,5	18,0	8,0	180,0	14,0	15,0	390,0
	54,0	94,0	5,0	25,0	22,0	54,0	31,0	14,0	1,0	—	2,0	30,0	5,0	170,0	9,0	11,0	120,0
	19,0	41,0	4,0	25,0	18,0	120,0	17,0	7,0	0,5	—	1,5	8,0	10,0	370,0	20,0	13,0	580,0
	8,0	23,0	8,0	40,0	35,0	27,0	31,0	13,3	0,7	2,1	1,5	13,0	14,0	210,0	2,0	15,0	1100,0
	25,0	49,0	3,0	40,0	24,0	26,0	31,0	8,4	1,1	2,5	2,0	21,0	5,0	230,0	12,0	19,0	600,0
	65,0	71,0	4,0	25,0	18,0	33,0	29,0	13,3	1,0	2,2	1,5	23,0	5,0	180,0	3,0	13,0	370,0
	36,0	28,0	5,0	25,0	38,0	19,0	37,0	14,0	1,0	2,1	1,5	16,0	18,0	260,0	2,0	18,0	450,0
	16,0	12,0	5,0	30,0	52,0	50,0	34,0	14,0	1,3	2,7	3,0	16,0	7,0	220,0	2,0	15,0	530,0
	54,0	37,0	3,0	25,0	21,0	21,0	36,0	12,6	1,4	—	3,0	18,0	6,0	200,0	2,0	16,0	370,0

Таблица 11 (окончание)

Место взятия	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Be	Ga	Li	Rb	Cs	B	F
	50,0	32,0	4,0	25,0	36,0	19,0	39,0	9,1	0,8	—	1,5	50,0	8,0	180,0	5,0	14,0	**370,0**
	7,4	18,0	4,0	25,0	21,0	26,0	36,0	12,6	1,3	—	1,5	14,0	13,0	240,0	6,0	15,0	**600,0**
	16,0	38,0	7,0	120,0	45,0	160,0	33,0	12,6	1,5	2,3	1,5	19,0	15,0	280,0	11,0	18,0	530,0
	92,0	38,0	18,0	100,0	38,0	160,0	33,0	7,0	0,7	2,6	1,5	12,0	27,0	260,0	2,0	11,0	440,0
	70,0	140,0	4,0	40,0	16,0	40,0	26,0	9,8	0,9	—	1,5	17,0	12,0	230,0	20,0	20,0	640,0
	35,0	70,0	4,0	40,0	18,0	190,0	34,0	9,1	1,6	2,3	1,5	12,0	7,0	190,0	**10,0**	**10,0**	380,0
Скв. 705	48,0	130,0	5,0	40,0	43,0	84,0	33,0	16,8	3,9	2,4	1,5	10,0	18,0	210,0	**60,0**	**14,0**	440,0
	64,0	100,0	6,0	50,0	47,0	28,0	33,0	14,0	3,4	1,9	1,5	19,0	6,0	260,0	**14,0**	**17,0**	470,0
Скв. 732	900,0	140,0	30,0	60,0	23,0	140,0	20,0	7,0	0,8	2,4	1,5	88,0	5,0	160,0	5,0	11,0	2200,0
	18,0	37,0	15,0	80,0	80,0	60,0	18,0	7,0	0,7	1,6	1,5	9,0	8,0	140,0	8,0	16,0	1100,0
	380,0	65,0	13,0	60,0	54,0	60,0	19,0	5,6	0,7	2,7	1,5	11,0	8,0	150,0	**7,0**	**14,0**	1800,0
	8,0	6,7	6,0	—	20,0	230,0	18,0	5,6	0,9	—	1,5	17,0	7,0	170,0	**2,0**	**12,0**	6000,0
Скв. 110	9,5	6,7	4,0	—	18,0	40,0	22,0	6,3	1,0	1,7	1,5	14,0	15,0	150,0	8,0	**14,0**	750,0
	6,0	4,0	9,0	50,0	20,0	720,0	15,0	7,0	0,6	2,1	1,5	13,0	6,0	150,0	3,0	13,0	940,0
	3,0	2,8	6,0	30,0	17,0	380,0	8,8	4,2	0,3	0,7	—	8,0	4,0	70,0	2,0	12,0	660,0
	5,0	3,9	2,5	—	13,0	130,0	7,0	4,2	0,5	0,7	—	7,4	6,0	80,0	3,0	**7,0**	480,0
	6,5	3,9	7,0	—	17,0	180,0	14,0	3,5	0,6	1,7	1,5	11,0	25,0	160,0	9,0	**11,0**	980,0
	8,0	4,6	4,0	—	16,0	26,0	24,0	5,6	0,6	—	1,5	16,0	7,0	180,0	2,0	**12,0**	600,0
	15,0	11,0	4,0	—	21,0	54,0	18,0	7,2	0,6	1,7	1,5	14,0	7,0	150,0	3,0	**11,0**	500,0
Среднее (38)	36,3	31,2	7,0	41,1	29,1	108,2	27,4	10,7	1,4	2,6	2,2	20,5	11,9	203,7	6,9	14,3	558,5

элементов, которые наблюдаются в аплит-порфирах на их контакте с дайками ультраосновных пород (табл. 12). В непосредственном контакте аплиты несколько обеднены Li, Rb и B, что свидетельствует о частичном выносе этих элементов, высокие содержания которых фиксируются и в других вмещающих породах: кварцевых плагиопорфирах, альбитофирах и биотитовых рогови-

Таблица 12

Содержание редких и рудных элементов в аплит-порфире на контакте с пироксенитом (г/т)

Аплит-порфир	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cr	Ni	Co
В 0,5 м от контакта	6,0	16,0	10,0	10,0	50,0	20,0	16,0	2,5
В контакте	11,0	19,9	9,0	10,0	50,0	25,0	18,0	2,5

Таблица 12 (окончание)

Аплит-порфир	V	Be	Li	Rb	Cs	B	F
В 0,5 м от контакта	2,5	34,0	9,2	370,0	22,9	22,0	410,0
В контакте	3,0	32,0	6,3	250,0	8,0	12,0	400,0

ках. Сам аплит-порфир в контакте несколько обогащается такими характерными элементами основных магм, как Cr, Ni, V, что свидетельствует об имевшем место вещественном обмене между лейкократовой магмой и ультраосновной породой. В то же время повышенные содержания W и Mo в эндоконтактовой зоне аплит-порфиров свидетельствуют об их привносе в зону контакта поздними растворами.

Аналогичная картина имеет место и среди гранит-порфиров «Паука», в которых, по данным Н. Г. Родзянко (1969), на контакте с роговиками и известняками содержание вольфрама увеличивается с 40 до 50 г/т, а молибдена — в два-три раза.

Приведенные данные касались некоторых особенностей площадного распространения рудных и редких элементов. Особенности распределения редких и рудных элементов в вертикальном разрезе тела лейкократовых гранитоидов можно проследить по данным керна скв. 800, заложенной на Северном участке, в биотитовых роговиках терригенной толщи.

Полученные данные (табл. 13) свидетельствуют о большой неоднородности этого распределения, во многом вызванной не только процессами позднего изменения лейкократовых гранитоидов, выразившимися в их слабой альбитизации, более сильной

1	90	14,0	5,0	2,5	30,0	9,0	44,0	60,0	14,7	0,9	1,5	7,0	180,0	8,0	160,0
2	115	8,0	2,0	2,5	40,0	3,5	150,0	30,0	10,5	0,3	–	9,0	80,0	4,0	280,0
3	150	7,0	2,0	2,5	30,0	7,0	82,0	70,0	18,2	1,6	1,5	5,0	90,0	Не обн.	170,0
4	172	8,0	4,0	2,5	110,0	9,0	500,0	50,0	15,4	1,2	1,5	5,0	90,0	3,0	350,0
5	207	5,0	3,0	2,5	25,0	8,0	70,0	50,0	2,0	1,6	1,5	9,0	190,0	7,0	260,0
6	225	2,0	0,7	2,5	25,0	19,0	34,0	70,0	20,3	2,2	2,0	5,0	100,0	Не обн.	150,0
7	246	2,0	0,7	2,5	25,0	15,0	90,0	70,0	21,0	2,8	2,0	6,0	130,0	То же	130,0
8	270	0,7	0,7	2,5	60,0	15,0	62,0	80,0	14,7	1,7	1,5	11,0	200,0	6,0	370,0
9	290	1,0	0,7	2,5	50,0	3,5	18,0	70,0	28,0	1,6	1,5	3,0	150,0	Не обн.	180,0
10	310	1,0	0,7	2,5	50,0	10,0	41,0	80,0	28,0	2,9	1,5	2,0	130,0	3,0	110,0
11	340	1,0	0,7	2,5	25,0	30,0	52,0	80,0	16,1	2,7	1,5	7,0	170,0	5,0	300,0
12	370	1,0	0,7	2,5	25,0	3,5	120,0	80,0	26,6	2,4	1,5	6,0	200,0	6,0	180,0
13	390	2,0	0,7	2,5	25,0	15,0	140,0	80,0	24,5	3,0	1,5	3,0	90,0	Не обн.	100,0
14	400	2,0	0,7	2,5	25,0	33,0	60,0	60,0	19,6	2,0	1,5	5,0	90,0	То же	100,0
15	418	3,0	0,7	2,5	25,0	20,0	22,0	80,0	19,6	2,0	1,5	3,0	180,0	7,0	200,0
16	450	3,0	0,7	2,5	25,0	10,0	35,0	80,0	21,0	2,1	3,0	7,0	190,0	5,0	200,0
17	480	4,0	1,0	2,5	25,0	14,0	310,0	60,0	18,9	2,5	20,0	5,0	110,0	3,0	300,0
18	505	2,0	0,7	2,5	50,0	15,0	100,0	80,0	20,3	2,2	4,0	13,0	260,0	12,0	250,0
19	528	4,0	1,0	2,5	40,0	27,0	22,0	40,0	20,3	3,2	3,0	10,0	210,0	5,0	100,0
20	560	2,0	0,7	2,5	30,0	34,0	76,0	50,0	10,5	1,5	1,5	9,0	230,0	5,0	250,0
Среднее по разрезу (20)		3,5	1,4	2,5	37,0	15,0	80,4	66,0	18,5	2,0	2,7	6,5	153,5	4,0	207,0

серицитизации и участках интенсивно проявленного окварцевания, но и пересечением породы кварцевыми прожилками различной мощности, вплоть до тончайших.

Несмотря на это, вполне определенно вырисовывается зависимость между содержанием тех или иных элементов и минеральным составом породы: наличие в последней минералов-носителей обусловливает, как правило, и повышенное содержание соответствующих элементов.

Так, к участкам гранитоида, характеризующимся повышенным содержанием мусковита (246—390 м) приурочены повышенные содержания Li, Rb, Nb, Ta. Аплит-порфир нижних горизонтов скважины (480—560 м), содержащий значительное количество калиевого полевого шпата и мусковита, одновременно обогащен и Pb, Rb, Li, Cs, Be, F, а иногда Ta и Cu. Процессы окварцевания, наиболее сильно проявившиеся на верхних горизонтах разреза (90—172 м), обусловили повышенные содержания именно здесь W, Mo, Zn, Cu (см. табл. 13 и 14).

В среднем по разрезу скважины лейкократовые гранитоиды содержат по сравнению со средними, полученными в результате площадного опробования (см. табл. 11), меньше большинства редких и рудных элементов. Особенно значительно понижено содержание молибдена и вольфрама. Повышенные содержания отмечаются только для ниобия и циркония (см. табл. 13).

В анализированных фельзит-порфирах р. Зыгыр-кол установлены повышенные по сравнению с кларком содержания W, Rb, B, Pb. Последнее, по-видимому, связано с наличием в них калиевого полевого шпата, в котором обычно концентрируются эти элементы, в то время как практически полное отсутствие биотита имело следствием низкие содержания Nb, Ta, Li, и особенно F (табл. 15). В отдельных случаях эти фельзит-порфиры отличаются значительно повышенным содержанием рудных элементов, достигающим для Cu, Pb, Zn — 80г/т и обязанным видимым включениям сульфидов этих элементов. Содержания W и Mo более выдержаны и только иногда увеличиваются до 6 и 4 г/т соответственно. Повышенных содержаний редких элементов не установлено и только количество рубидия иногда поднимается до 320 г/т, отражая существенно аляскитовый характер этих гранитоидов.

Для сравнительной характеристики лейкократовых гранитоидов вычислены средние, не учитывающие ураганных содержаний отдельных рудных и редких элементов. Они сведены в табл. 16, где также приведены и коэффициенты накопления этих элементов по сравнению с кларком для кислых пород. Следует однако оговориться, что сильная измененность лейкократовых гранитоидов и в первую очередь их значительное окварцевание, равно как и пересечение многочисленными тончайшими жилками кварца, заставляют относиться с осторожностью к величинам содержаний многих элементов, особенно рудных.

Таблица 14

Вертикальный разрез аплит-порфира Северного участка, по данным керна скв. 800

№ пробы	Отметка в м	Краткая петрографическая характеристика породы
1 2	90 115	Аплит-порфир сильно окварцованный. Между зернами кварца встречаются тонкозернистые реликты аплита. Много гидроокислов железа.
3 4 5	150 172 207	Аплит-порфир с тонкозернистой аллотриоморфнозернистой основной массой и небольшим количеством порфировых вкрапленников свежего калиевого полевого шпата, серицитизированного плагиоклаза и кварца. Встречаются тончайшие прожилки кварца.
6	225	Аплит-порфир с микрографической структурой основной массы. В порфировых вкрапленниках главным образом кварц, реже – калиевый полевой шпат.
7	246	Сильно окварцованный аплит-порфир.
8	270	То же. Встречаются мусковит, образующий сферолиты, и вкрапленные сульфиды.
9 10 11	290 310 340	Аплит-порфир. В тонкозернистую кварцево-полевошпатовую основную массу погружены крупные зерна кварца, иногда обладающие характерными для эффузивных пород бухтообразными контурами, крупные выделения свежего калиевого полевого шпата и почти нацело серицитизированного плагиоклаза. Иногда встречаются редкие пластинки обесцвеченного биотита, или отдельные зерна лейкоксенизированного ильменита.
12 13	370 390	Аплит-порфир. Основная масса более зернистая. Характерна сильная мусковитизация гломеропорфировых скоплений плагиоклаза. Кроме того, мусковит образует сферолиты. Калиевый полевой шпат мутный и пятнами альбитизирован. Кварц порфировый и «амебообразный», свидетельствующий об окварцевании породы.
14	400	Аплит-порфир сильно окварцованный. Между зернами – реликты тонкозернистой серицитизированной кварцево-полевошпатовой основной массы и редкие пелитизированные зерна калиевого полевого шпата. Редкая встречаемость сульфидов.
15 16 17 18	418 450 480 505	Аплит-порфир. Резкопорфировидная порода с тонкозернистой кварцево-полевошпатовой основной массой, в которую погружены гломеропорфировые скопления тонкосерицитизированного плагиоклаза, пятнами альбитизированного полевого шпата, сильно обесцвеченного биотита, сопровождаемого точечными выделениями рудного минерала. Кварц обладает характерными бухтообразными очертаниями. Породу секут тонкие трещинки, выполненные карбонатом; изредка встречаются скопления кристаллов пирита.
19 20	528 560	В основной массе аплит-порфира появляются пластинки и розетки мусковита и зерна лейкоксенизированного сфена; изредка встречаются порфировые выделения калиевого полевого шпата.

Таблица 15

Редкие и рудные элементы в лейкократовых фельзит-порфирах верховьев р. Зыгыр-кол (в г/т)

№ пробы	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta
1	6,0	0,7	4,0	80,0	75,0	13,0	7,0	0,3
2	0,7	0,7	4,0	25,0	25,0	4,0	5,0	0,7
3	2,0	0,7	2,5	25,0	12,0	4,0	5,0	0,5
4	2,0	1,0	6,0	25,0	50,0	4,0	14,0	1,0
5	2,0	0,7	3,0	25,0	56,0	40,0	14,0	1,5
6	4,0	4,0	3,0	30,0	80,0	80,0	14,0	2,8
7	1,0	0,7	4,0	25,0	22,0	5,0	14,0	1,2
Среднее	2,5	0,6	3,8	33,6	45,7	21,4	10,4	1,1

Таблица 15 (окончание)

№ пробы	Be	Ga	Li	Rb	Cs	B	F
1	1,5	10,0	14,0	290,0	5,0	50,0	1000,0
2	2,0	8,6	34,0	150,0	8,0	38,0	80,0
3	1,5	9,2	10,0	320,0	4,0	10,0	100,0
4	3,0	12,0	8,0	200,0	8,0	52,0	540,0
5	3,0	13,0	10,0	280,0	4,0	35,0	470,0
6	2,0	19,0	7,0	260,0	6,0	55,0	560,0
7	1,5	14,0	26,0	260,0	8,0	45,0	250,0
Среднее	2,1	12,3	15,6	251,4	6,1	40,7	428,6

Анализ данных табл. 16 свидетельствует о существовании определенных геохимических отличий между тремя рассматриваемыми группами лейкократовых гранитоидов, в известной мере обязанные особенностям их минерального состава. Так, практически лишенные калиевого полевого шпата существенно плагиоклазовые гранит — порфиры «Паука» характеризуются самым низким содержанием фтора и рубидия и самым высоким — олова и цезия. Содержащие значительное количество анортоклаза (и биотита) лейкократовые гранит-порфиры балки № 1 выделяются самым высоким содержанием свинца и рубидия, а также ниобия, тантала и скандия, т. е. элементов, концентрирующихся в биотите. Кислый состав плагиоклаза во многом обусловил более высокое содержание в них бериллия и более низкое — бора.

Таблица 16

Средние содержания (в г/т) и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в лейкократовых гранитоидах Тырныауза

Элементы	Кларк в кислых породах (Виноградов, 1962)	«Паук»		Балка № 1		Северный участок		Сыгыр-кол		Среднее	
		$\bar{x}$ (27)	$K_н$	$\bar{x}$ (49)	$K_н$	$\bar{x}$ (58)	$K_н$	$\bar{x}$ (7)	$K_н$	$\bar{x}$ (141)	$K_н$
W	1,5	5,0	3,3	4,7	3,1	24,8	16,5	2,5	1,7	12,9	8,6
Mo	1,0	21,5	21,5	2,6	2,6	20,5	20,5	0,6	0,6	13,5	13,5
Sn	3,0	10,1	3,4	7,9	2,6	5,0	1,7	3,8	1,3	6,9	2,3
Zn	60,0	58,0	0,97	42,0	0,7	39,5	0,7	33,6	0,6	43,5	0,7
Pb	20,0	42,3	2,1	76,1	3,8	24,1	1,2	45,7	2,3	46,9	2,3
Cu	20,0	50,0	2,5	25,6	1,3	98,8	4,9	21,4	1,1	59,7	3,0
Zr	200,0	32,4	0,16	25,0	0,13	40,7	0,2	—	—	34,9	0,17
Nb	20,0	22,7	1,1	34,6	1,7	13,4	0,7	10,4	0,5	22,4	1,1
Ta	3,5	3,9	1,1	6,0	1,7	1,6	0,5	1,1	0,3	3,5	1,0
Sc	3,0	4,0	1,3	5,0	1,7	2,6	0,9	—	—	3,8	1,3
Ga	20,0	24,5	1,2	15,3	0,76	20,5	1,0	12,3	0,6	19,0	0,95
Be	5,5	9,1	1,6	11,3	2,3	2,4	0,4	2,1	0,4	6,7	1,2
Li	40,0	19,1	0,5	26,9	0,67	10,0	0,25	15,6	0,4	17,8	0,4
Rb	200,0	145,2	0,7	336,5	1,7	186,4	0,9	251,4	1,3	233,2	1,2
Cs	5,0	7,2	1,4	7,0	1,4	5,9	1,2	6 1	1,2	6,5	1,3
B	15,0	12,9	0,8	12,3	0,82	14,3	0,95	40,7	2,7	14,6	0,97
F	800,0	400,8	0,5	424,5	0,53	435,1	0,5	428,6	0,5	424,6	0,5

Характерной чертой аплит-порфиров Северного участка являются наиболее высокие содержания в них вольфрама, молибдена, меди и самые низкие — ниобия, тантала и бериллия.

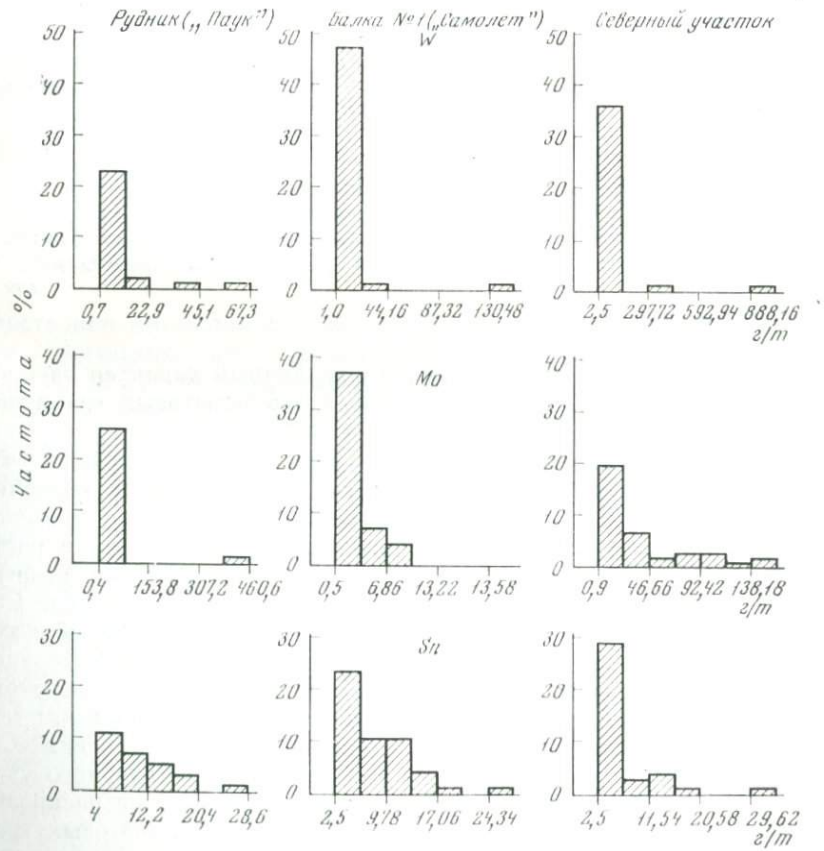
В целом для лейкократовых гранитоидов характерно сильно пониженное количество бора и фтора и всех редких элементов (за исключением Sc, Be, Cs). Содержание же рудных элементов, главным образом, халькофильных, в 2—3, а для молибдена в 20 раз выше кларкового (см. табл. 16).

Низкое, несмотря на измененность лейкократовых гранитоидов, содержание в них бора и фтора, обычно участвующих в переносе и концентрации редких элементов, возможно, объясняет отсутствие сколько-нибудь заметных концентраций последних. В то же время обилие кремнезема не только в магматический, но и в поздне- и постмагматический этапы становления лейкократовых гранитоидов, во многом могло способствовать концентрации в них вольфрама и молибдена.

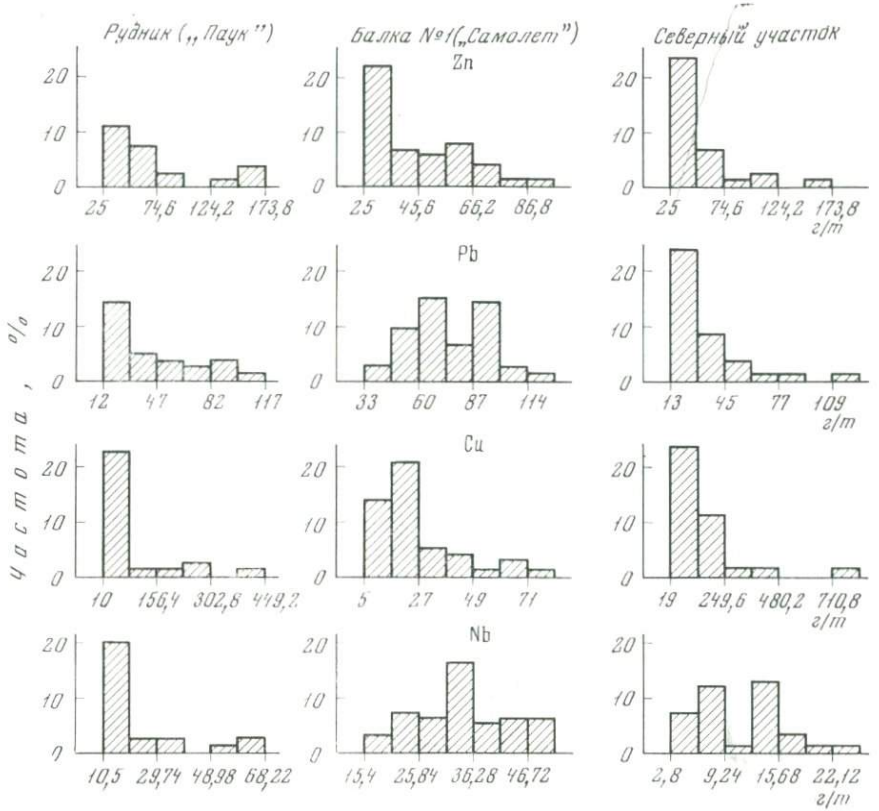
Рассматривая особенности содержания главных элементов месторождения — W и Mo, необходимо отметить следующее.

Анализ на молибден тщательно отобранных проб лейкократовых гранитоидов дал среднюю цифру 13,5 г/т при колебаниях от 2,7 г/т в гранит-порфире балки № 1 до 31,2 г/т в аплит-порфире Северного участка. Среднее содержание вольфрама составляет 12,9 г/т при колебаниях от 5,0 г/т в гранит-порфирах «Паука» до 24,8 г/т в аплит-порфирах Северного участка. Эти цифры выведены как среднее из достаточно большого количества анализов и могут быть приняты как достоверные и значительно ниже, чем данные предыдущих исследователей (Студеникова и др., 1957; Веселов, 1967; Родзянко, 1969) (см. табл. 7, 8).

Однако, относясь осторожно даже к полученным результатам, мы должны констатировать, что лейкократовые гранитоиды Тырныауза характеризуются значительно повышенным содержанием рудных элементов, в том числе и главных элементов месторождения — W и Mo. Последнее в значительной мере обязано их изменению рудоносными растворами более молодого возраста.



Фиг. 10. Гистограммы частот распределения содержаний рудных и редких элементов в лейкократовых гранитоидах Тырныауза



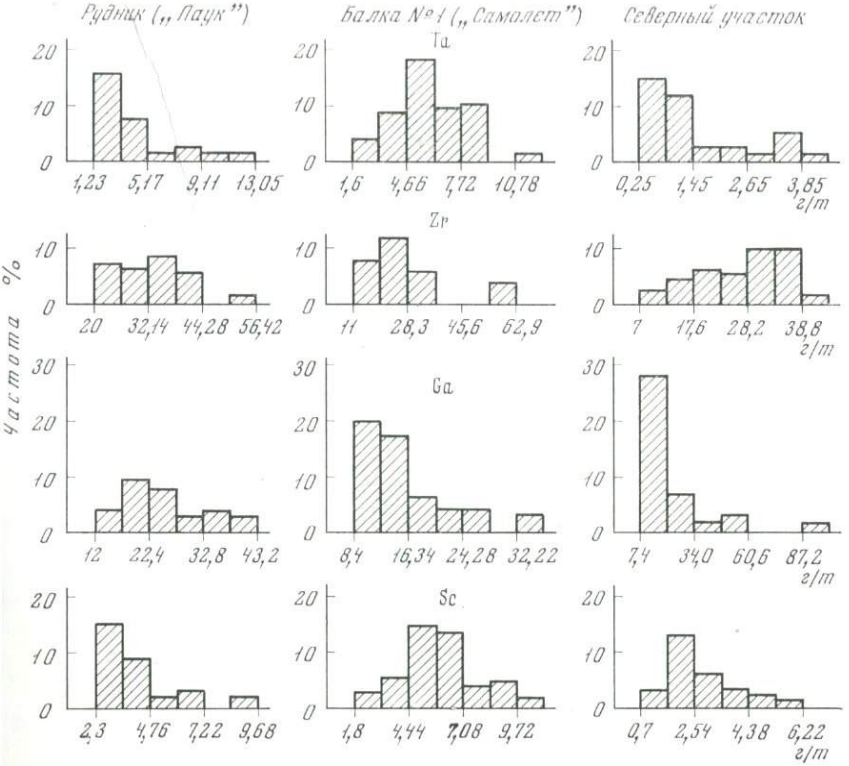
Фиг. 10 (продолжение)

Анализ гистограмм подтверждает различный характер распределения рудных и редких элементов в лейкократовых гранитоидах трех сравниваемых участков (фиг. 10).

Главные рудные элементы — W и Mo — характеризуются резким левоасимметричным распределением и наличием незначительных вторых и третьих максимумов, свидетельствующих, вероятнее всего, о привносе этих элементов гидротермальными растворами. Об этом же свидетельствуют и намечающиеся вторые максимумы у других рудных элементов — Sn и, особенно, Cu.

В этом отношении наиболее измененные (главным образом окварцованные) гранитоиды рудника характеризуются бимодальным распределением также Zn, Be и F. Привнос последнего отмечается и в лейкократовых гранитоидах Северного участка, в которых дополнительно фиксируется бимодальное распределение Cs.

Если в лейкократовых гранитоидах рудника и Северного участка Pb, Ta, Nb, Rb и Sc присуще левоасимметричное распределение, то в относительно менее измененных лейкократовых гранитоидах балки № 1 эти элементы характеризуются симметричным распределением. Остальные элементы распределены преиму-

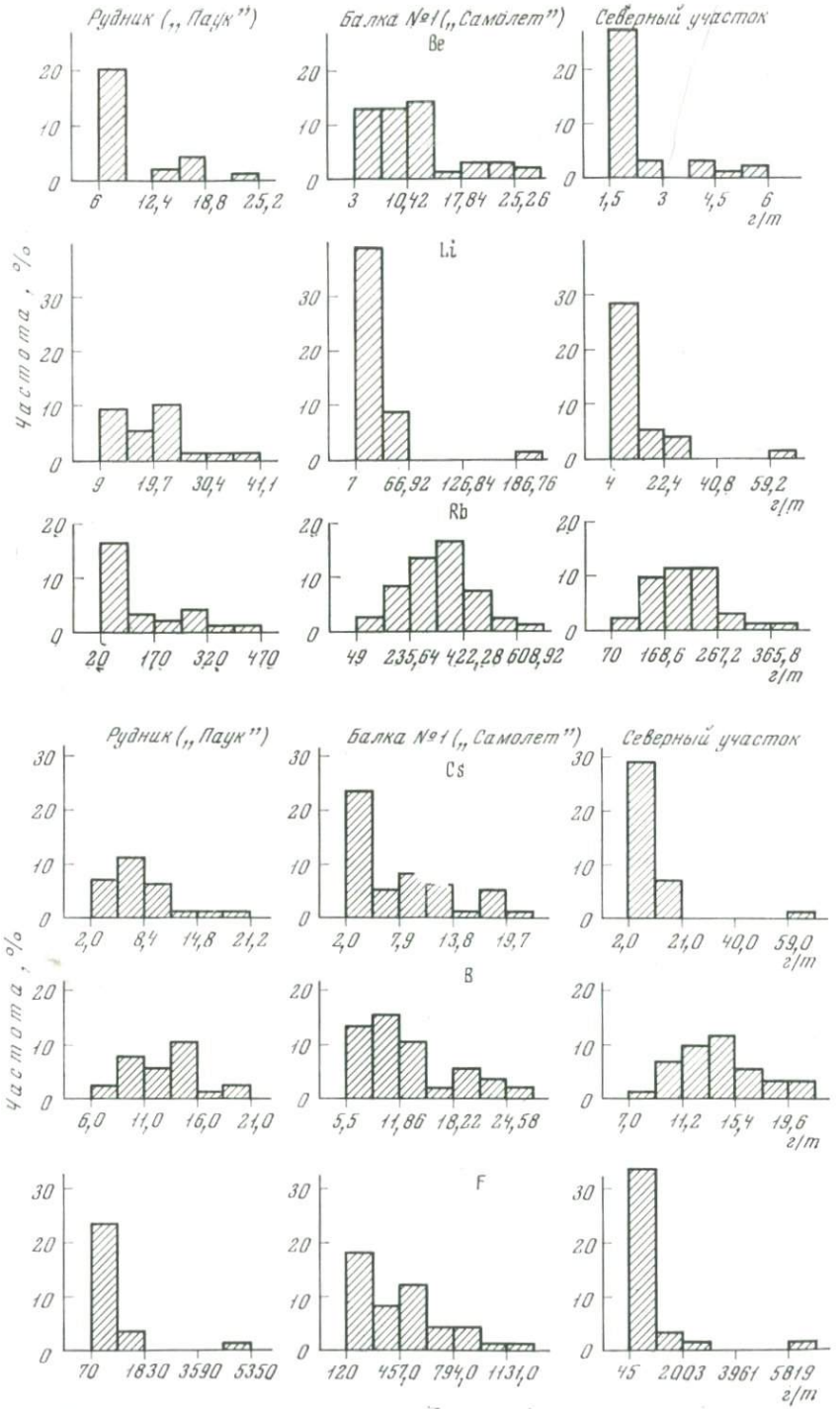


Фиг. 10 (продолжение)

щественно левоасимметрично. Это свидетельствует о бедности этими элементами магмы лейкократовых гранитоидов и об отсутствии их привноса поздними растворами. Только в отношении Zr можно говорить о его перераспределении и, по-видимому, частичном привносе.

В общем, анализ гистограмм позволяет говорить, что поздние растворы, принимавшие участие в изменении гранитов, содержали главным образом рудные элементы и не содержали редких, так как их распределение большей частью остается левоасимметричным.

Редкие элементы в минералах. Породообразующие минералы лейкократовых гранитоидов содержат по сравнению со средним для минералов лейкократовых гранитоидов Советского Союза меньше Li, Rb, Cs, Be, Sn, Pb и B и значительно больше W и Mo (табл. 17). Если малое содержание лития в минералах может быть, в известной степени, объяснено возможностью образования литием собственного минерала — сподумена, количество которого в этих гранитоидах достигает 18 г/т, то сильно повышенные содержания W и Mo, наряду с наличием собственных минералов этих элементов, скорее всего, служат указанием на



Фиг. 10 (окончание)

Таблица 17

Средние содержания редких и рудных элементов в минералах лейкократовых гранитоидов Тырныауза (в г/т)

Минерал	Район	W	Mo	Sn	Pb	Cu	Nb	Ta
Плагиоклаз	Тырныауз (4)	8,5	39,0	2,7	9,0	30,0		—
	СССР	2,5	1,0	2,4	46,9	—	—	—
Калиевый полевой шпат	Тырныауз (3)	5,4	12,0	3,3	5,6	25,5	9,1	2,7
	СССР	2,5	1,2	23,0	51,5	—	8,9	1,5
Кварц	Тырныауз (6)	5,1	21,8	2,7	6,1	5,5	4,9	0,3
	СССР	2,3	1,2	3,9	6,1	9,2	4,9	0,4
Магнетит	Тырныауз (6)	46,0	52,3	–	–	—	—	—
	СССР	3,1	5,2	–	–	—	—	—

Таблица 17 (окончание)

Минерал	Район	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Плагиоклаз	Тырныауз (4)	5,1	1,7	32,3	2,0	21,1	–
	СССР	14,7	1,3	107,0	–	14,3	–
Калиевый полевой шпат	Тырныауз (3)	2,8	–	100,0	–	42,0	470,0
	СССР	4,4	–	973,9	–	3,0	–
Кварц	Тырныауз (6)	1,8	5,3	30,0	2,5	23,7	1485,0
	СССР	0,68	11,3	40,0	30,0	11,5	–
Магнетит	Тырныауз (6)	–	–	–	–	–	–
	СССР	–	–	–	–	–	–

присутствие в породообразующих минералах микровключений шеелита и молибденита, содержащихся в этих породах в значительном количестве.

Характерно, что породообразующие минералы содержат низкие количества как раз тех элементов, количество которых ниже или немного превышает кларковое (см. табл. 16). По данным И. И. Парадашвили, среднее содержание фтора в биотите лейкократовых гранитоидов составляет 2900 г/т, в то время как среднее содержание этого элемента в биотите из лейкократовых гранитов Советского Союза значительно выше — 240 337 г/т (Ляхович, 1972). Это несомненно отражает низкое содержание фтора в лейкократовых гранитоидах, количество которого в них почти в два раза ниже кларкового (см. табл. 16).

Таблица 18

Содержание акцессорных минералов в лейкократовых гранитоидах Тырныауза (в г/т)

Минерал	Советский Союз $\bar{x}\pm\lambda$ (58)	Тырныауз	
		гранит-порфир рудного поля $\bar{x}$ (6)	аплит-порфир Северного участка, $\bar{x}$ (7)
Молибденит	12,1±12,3	115,2	56,5
Повеллит	3,2±3,4	18,9	–
Шеелит	3,1±3,6	7,1	17,4
Касситерит	1,5±1,4	–	–
Пирит	38,5±40,7	13,0	862,1
Лимонит	–	11,9	–
Марказит	–	0,2	–
Халькопирит	2,7±3,6	4,6	14,2
Арсенопирит	1,2±1,3	0,8	417,6
Пирротин	3,6±3,6	7,8	–
Сфалерит	0,5±0,7	3,4	73,3
Галенит	0,2±0,2	0,4	7,9
Англезит	–	0,1	–
Висмутин	–	Ед. зн.	–
Бисмутит	1,1±1,9	–	–
Киноварь	–	–	Ед. зн.
Магнетит	1039,1±494,1	0,7	–
Гематит	550,6±335,4	–	0,1
Ильменит	93,8±47,7	4,2	Ед. зн.
Лейкоксен	18,2±23,1	Ед. зн.	–
Сфен	53,0±44,3	88,5	0,1
Рутил	9,9±10,3	0,1	0,2
Анатаз	5,5±1,4	Ед. зн.	4,8
Эвксенит	0,4±0,7	3,2	–
Колумбит – танталит	8,6±6,4	–	–
Ильменорутил	10,6±3,4	–	–
Бастнезит	2,0±3,5	–	–
Монацит	17,6±8,2	10,4	0,2
Ксенотим	3,2±2,6	0,1	Ед. зн.
Гадолинит	–	0,1	–
Циркон	129,8±47,5	5,2	3,6
Ортит	14,3±8,1	70,7	Ед. зн.
Уранинит	1,6±2,2	0,1	–
Торит	5,2±3,6	Ед. зн.	–
Сподумен	0,9±1,1	–	18,7
Флюорит	70,6±47,6	5,4	7,4
Турмалин	94,6±146,1	–	Ед. зн.

Таблица 18 (окончание)

Минерал	Советский Союз $\bar{x} \pm \lambda$ (58)	Тырныауз	
		гранит-порфир рудного поля $\bar{x}$ (6)	аплит-порфир Северного участка, $\bar{x}$ (7)
Апатит	140,2±145,2	38,8	31,4
Везувиан	—	9,6	–
Гранат	258,9±251,2	95,9	1,9
Эпидот	69,7±40,1	54,2	0,5
Корунд	0,4±0,7	0,2	Ед. зн.
Андалузит	–	Ед. зн.	–
Дистен	0,1±0,1	–	–
Ставролит	0,1±0,2	–	–
Барит	–	–	Ед. зн.
Оливин	–	–	0,1
Муассанит	–	–	Ед. зн.

Примечание: здесь и в дальнейшем λ — точность среднего; Ед. зн. — единичные знаки, обозначающие содержание минерала, меньшее 0,1 г/т.

В акцессорном магнетите, являющемся концентратором вольфрама и молибдена, содержание этих элементов сильно повышено — в 15 и 10 раз — по сравнению со средним для магнетита (табл. 18). Это может служить определенным указанием на накопление этих элементов к поздним этапам кристаллизации магмы лейкократовых гранитоидов. Это накопление в известной мере могло стимулироваться и ее богатством кремнеземом, с которым, как известно, легко переносится молибден.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ

Особенностью минерального состава лейкократовых гранитоидов является, несмотря на их благоприятный петрографический состав (крайне низкое содержание биотита), бедность минералами редких элементов и широкое распространение разнообразных минералов рудных элементов, главным образом сульфидов.

Действительно, по сравнению со средним содержанием акцессорных минералов в лейкократовых гранитоидах Советского Союза лейкократовые гранитоиды Тырныауза обеднены многими минералами редких элементов — Nb, Ta, TR, Zr, U, Th — и только эвксенит и ортит встречаются в них в повышенном количестве (см. табл. 18).

Иная картина наблюдается для минералов рудных элементов — W, Mo, Pb, Zn, Cu, As,— содержания которых значительно

превышают среднее. В отдельных случаях необычно большие количества молибденита (170 г/т), арсенопирита (1500 г/т), пирита (1735 г/т) несомненно имеют вторичное, наложенное происхождение. Однако это не изменяет характера общей картины — богатства лейкократовых гранитоидов рудными минералами (табл. 19, 20). Среди последних только касситерит не установлен в анализировавшихся пробах, несмотря на повышенное содержание олова в гранитоидах.

Не менее характерной особенностью минерального состава лейкократовых гранитоидов является сильно пониженное количество минералов, содержащих в своем составе летучие компоненты,— флюорита, турмалина, апатита. Это может свидетельствовать или об исходной бедности гранитной магмы летучими, или об их достаточно полном удалении во вмещающие породы.

Отмечаемые изредка высокие содержания флюорита в известняках из контакта с лейкократовыми гранитоидами (до 323 г/т), казалось бы, подтверждают это предположение.

В полном соответствии с такой петрохимической особенностью лейкократовых гранитоидов, как бедность железом и титаном, находится и такая черта их минерального состава, как сильно пониженное содержание минералов этих элементов — магнетита, гематита, ильменита, рутила. Это находит свое отражение и в низком содержании таких железосодержащих акцессорных минералов, как эпидот и, особенно, гранат.

Наблюдаются определенные отличия в видовом составе и содержании акцессорных минералов в зависимости от особенностей химизма вмещающих пород (см. табл. 19). Так, лейкократовые гранит-порфиры, залегающие в биотитовых роговиках, характеризуются наиболее высокими содержаниями эвксенита, монацита, торита, а также магнетита, ильменита, повеллита, апатита и везувиана.

В противоположность им, лейкократовые гранит-порфиры, залегающие в известняках, содержат больше уранинита, сульфидов Pb, Zn, Cu, Fe, Mo, As, Bi, а также кальцийсодержащих минералов: ортита, сфена, шеелита, граната, флюорита, эпидота, волластонита.

Если приуроченность магнетита и ильменита к гранитоидам, залегающим среди богатых Fe и Ti биотитовых роговиков, а разнообразных кальцийсодержащих минералов — к гранитоидам, залегающим среди мраморизованных известняков, может быть объяснена особенностями химизма вмещающих пород, то четко выраженная приуроченность повышенных содержаний сульфидов разнообразных рудных элементов к лейкократовым гранит-порфирам, залегающим в известняках, не находит своего удовлетворительного объяснения. Возможно, это связано с битуминозным характером известняков, и находившаяся в составе битумов сера могла служить хорошим осадителем находившихся в магме рудных элементов.

Таблица 19

Содержание акцессорных минералов в лейкократовых гранит-порфирах рудного поля (в г/т)

Минерал	В роговиках				В известняках			
	1 *	2	3	$\bar{x}$ (3)	1	2	3	$\bar{x}$ (3)
Молибденит	157,5	9,5	69,1	78,7	169,7	0,8	284,4	151,6
Повеллит	51,4	Ед. зн.	25,2	25,5	31,4	5,1	0,7	12,4
Шеелит	3,5	0,3	0,1	1,3	8,9	0,3	29,6	13,0
Касситерит	–	–	–	–	–	–	–	–
Пирит	5,9	3,9	1,7	3,8	27,1	3,7	35,6	22,1
Лимонит	35,7	0,2	5,2	13,7	0,6	21,4	8,0	10,0
Марказит	–	1,1	–	0,4	–	–	–	–
Пирротин	Ед. зн.	0,5	44,7	15,1	0,5	0,2	0,8	0,5
Халькопирит	0,2	0,6	0,1	0,3	9,8	0,2	16,6	8,9
Малахит	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	0,4	0,3	–	0,2
Галенит	–	–	–	–	–	–	2,1	0,7
Англезит	–	–	–	–	0,8	–	–	0,3
Сфалерит	0,1	0,1	–	0,1	0,4	0,2	19,6	6,7
Арсенопирит	–	3,8	0,1	1,3	0,2	0,2	0,3	0,2
Висмутин	–	–	–	–	–	0,1	–	Ед. зн.
Базовисмутин	–	–	–	–	–	0,3	–	0,1
Магнетит	0,2	2,8	–	1,0	0,2	1,0	0,02	0,4
Ильменит	–	21,2	2,6	7,9	0,4	0,2	0,8	0,5
Сфен	90,7	Ед. зн.	–	30,2	84,8	141,7	213,8	146,7
Лейкоксен	–	То же	Ед. зн.	Ед. зн.	–	–	–	–
Рутил	–	»	0,1	То же	0,1	0,2	0,2	0,2
Анатаз	–	0,1	Ед. зн.	»	–	–	0,1	Ед. зн.
Эвксенит	–	19,2	–	6,4	–	–	–	–
Гадолинит	–	–	–	–	–	–	0,3	0,1
Циркон	5,6	1,9	8,3	5,2	6,8	4,5	3,9	5,1
Монацит	–	61,7	Ед. зн.	20,6	–	0,3	–	0,1
Ксенотим	–	0,1	–	Ед. зн.	–	0,2	–	0,1
Ортит	49,4	0,6	16,4	22,1	183,3	127,8	46,8	119,3
Торит	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	–	–	–
Уранинит	–	–	–	–	Ед. зн.	0,2	0,3	0,2
Флюорит	3,4	0,3	0,2	1,3	2,6	3,4	22,3	9,4
Апатит	119,8	23,6	8,7	50,7	32,5	22,3	26,3	27,0
Гранат	1,9	19,7	333,8	118,5	18,2	3,1	198,9	73,4
Эпидот	301,9	0,2	Ед. зн.	100,7	4,0	1,7	17,5	7,7
Везувиан	1,0	1,2	50,5	17,6	0,8	0,2	0,7	1,6
Волластонит	–	1,9	–	0,6	0,1	0,1	1,3	0,5
Корунд	0,5	–	–	0,2	0,1	Ед. зн.	0,7	0,3
Андалузит	–	0,1	–	Ед. зн.	–	–	–	–

* Номера проб.

Таблица 20

Содержание акцессорных минералов в лейкократовых аплит-порфирах Северного участка (в г/т)

Минерал	Тонкозернистый с тончайшими прожилками кварца							Окварцованный	Из контакта с пироксенитом
Молибденит	156,8	58,2	Ед. зн.	178,8	1,3	–	0,7	1,7	2,2
Шеелит	5,3	9,6	0,2	90,9	14,4	–	1,2	14,1	22,1
Пирит	1760,3	270,9	996,3	873,5	579,8	1177,4	376,4	10617,5	1735,2
Пирротин	–	–	–	–	–	–	–	151,2	–
Арсенопирит	57,8	308,5	685,4	883,0	684,9	214,5	89,1	1706,2	1507,3
Халькопирит	–	29,1	69,1	1,4	–	–	0,1	8,8	–
Сфалерит	0,2	511,7	–	0,2	0,6	–	0,5	91,5	–
Галенит	Ед. зн.	55,0	–	–	0,1	–	0,2	–	–
Киноварь	–	–	–	–	Ед. зн.	–	–	–	–
Сфен	–	–	–	–	–	0,4	–	–	–
Ильменит	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.	0,4	–
Анатаз	–	–	Ед. зн.	–	–	0,6	33,0	–	–
Рутил	–	Ед. зн.	–	1,0	–	–	0,2	–	–
Хромит	–	–	–	–	–	–	–	–	34,7
Гематит	–	–	–	0,3	–	–	–	–	–
Монацит	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,7	0,8	–	–	–	Ед. зн.
Ксенотим	–	–	То же	–	–	–	–	–	–
Циркон	4,1	4,5	0,2	4,5	9,9	1,5	0,5	8,8	0,3
Ортит	–	–	0,1	–	–	Ед. зн.	Ед. зн.	–	Ед. зн.
Сподумен	–	108,1	–	–	Ед. зн.	10,1	12,4	29,6	–
Флюорит	0,7	50,0	0,2	Ед. зн.	0,9	0,1	Ед. зн.	–	Ед. зн.
Турмалин	–	–	–	То же	–	Ед. зн.	То же	–	–
Апатит	0,5	185,1	Ед. зн.	3,8	1,4	8,9	19,6	0,9	3,8
Гранат	0,3	12,3	То же	0,3	0,3	–	0,2	Ед. зн.	0,6
Эпидот	–	3,3	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	–	–
Корунд	–	0,1	–	–	–	–	Ед. зн.	–	–
Барит	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–
Оливин	–	–	–	0,2	0,2	–	–	–	–
Муассанит	–	–	–	–	0,1	–	–	–	–

Определенные отличия выявляются и при сравнении минерального состава лейкократовых гранит-порфиров рудника и аплит-порфиров Северного участка. Последние, будучи породами более тонкозернистыми, вплоть до фельзит-порфиров, кристаллизовались в условиях более быстрого охлаждения. Это явилось известной причиной отсутствия или крайне низкого содержания

в них всех минералов редких элементов. Это свидетельствует также о том, что и поздние растворы, производившие мусковитизацию и особенно интенсивно окварцевание этих пород, также не содержали редких элементов. В то же время эти растворы несомненно были обогащены W, Zn, Pb, As, Cu и высокие содержания минералов этих элементов в значительной мере имеют вторичное наложенное происхождение (см. табл. 20).

В отличие от гранит-порфиров рудника, залегающих преимущественно среди карбонатных пород, аплит-порфиры Северного участка, залегающие среди метаморфизованных алюмосиликатных пород, содержат значительно меньше минералов кальция — ортита, сфена, апатита, эпидота, граната. В то же время в них присутствует киноварь, что сближает их по этому признаку с субинтрузивными липаритами — породами, также формировавшимися в приповерхностных условиях.

РУДОНОСНОСТЬ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ

При выяснении такого сложного вопроса, как отношение лейкократовых гранитоидов к вольфрам-молибденовому оруденению, необходимо отметить следующие их особенности.

Лейкократовые гранитоиды являются образованиями гетерогенными и разновозрастными. Их гетерогенность заключается не только в весьма непостоянной их структуре или количественно-минеральном составе, но и в их различном происхождении. Часть лейкократовых гранитоидов, обладающая существенно плагиоклазовым составом, является, вероятнее всего, продуктом кристаллизации гранитной магмы, контаминированной карбонатным материалом на глубине. Эти плагиоклазовые разности лейкократовых гранитоидов пересекаются эльджуртинским гранитом и, следовательно, древнее его.

Однако, помимо существенно плагиоклазовых лейкократовых гранитоидов, существуют и существенно анортоклазовые их разности, которые, несмотря на то, что также залегают среди известняков, характеризуются примерно равным содержанием кислого плагиоклаза и анортоклаза. Дайки, сложенные этими гранитоидами, характеризуются крутыми элементами залегания и должны уходить к кровле эльджуртинского гранита, на близкое расположение которого указывает сильный метаморфизм окружающих осадочных пород. Поэтому, возможно, они являются апофизами или жильными дериватами эльджуртинского гранита. По-видимому, анортоклазовые разности действительно являются образованиями более поздними, чем плагиоклазовые, так как по данным некоторых авторов (Борсук и др., 1972), возраст анортоклазовых лейкократовых гранитоидов — 2 млн. лет и близок возрасту эльджуртинского гранита. Аналогичные отношения наб-

людаются, по-видимому, и среди лейкократовых гранитоидов рудника, для которых Г. Д. Афанасьев (1957) отмечал большую измененность даек плагиогранитов по сравнению с дайками анортоклазовых гранит-порфиров с одних и тех же горизонтов.

На Северном участке также выделяются (Пэк, 1962) две разновозрастные группы лейкократовых гранитоидов: более ранние аплит-порфиры и более поздние фельзит-порфиры, содержащие в себе обломки аплит-порфира. Ю. И. Блинов (1971) для Северного участка установил, кроме того, пересечение сильно окварцованных гранит-порфиров дайкой неизмененного фельзит-порфира кварц-калишпатового состава. Наиболее примечательно то, что эта дайка отчетливо срезает все многочисленные кварцевые прожилки в лейкократовом гранит-порфире, хотя и сама сечется маломощными кварцевыми прожилками.

Говоря об отношении лейкократовых гранитоидов к оруденению, следует отметить существенный пробел в исследованиях их абсолютного возраста и возраста вольфрам-молибденового оруденения.

Действительно, если среди лейкократовых гранитоидов присутствуют представители разных этапов внедрения, то зная возраст рудной минерализации, желательно даже отдельных ее этапов, можно было бы более уверенно судить о временной, а возможно и о генетической связи оруденения с гранитоидами того или иного этапа внедрения.

Имеющиеся данные по возрасту серицитизированных разностей лейкократовых гранитоидов — 7 млн. лет (Борсук и др., 1972) свидетельствуют о значительном разрыве во времени процесса серицитизации как от лейкократового гранит-порфира (20 млн. лет), так и от эльджуртинского гранита (1,9—1,8 млн. лет).

По-видимому, не все лейкократовые гранитоиды являются образованиями дорудными в полном смысле слова, о чем можно было бы полагать, учитывая их пересечение скарновыми жилами с шеелитом и молибденитом, а также кварц-молибденитовыми прожилками. По данным А. В. Пэка (1962), взаимоотношения, наблюдавшиеся на Северном участке, позволяют говорить о дорудном возрасте лейкократовых аплит-порфиров, поскольку они пересекаются кварцевыми жилками с шеелитом, а плоскости пересекающих их трещин нередко покрыты примазками молибденита. Фельзит-порфиры, цементирующие обломки аплит-порфира, являются образованием более поздним.

Не выяснено окончательно отношение к оруденению лейкократовых гранит-порфиров в балке № 1 и № 2. По одним данным, развитые здесь сульфидно-шеелитовые скарны являются реакционной оторочкой тел лейкократовых гранит-порфиров (Пэк, 1962), согласно другим,— дайки гранит-порфира в балке № 1 пересекают шеелитоносные скарны (Веселов и др., 1968). Однако увеличение содержания W и Bi в гранит-порфирах на их контакте со скарнами, а также появление в них эпидота и кар-

боната, скорее всего, свидетельствует о воздействии на них скарнирующих растворов и о более древнем по сравнению с рудной минерализацией возрасте этих лейкократовых гранитоидов.

Интересные сведения для суждения о возможной рудоносности лейкократовых гранитоидов может дать сравнительный анализ изменения содержаний рудных и редких элементов в лейкократовых гранитоидах и вмещающих их породах по мере приближения к контакту между ними. В том случае, если источником рудных и редких элементов являются поздние растворы, они будут обогащать обе породы, находящиеся в контакте друг с другом. Во вмещающих породах из зоны контакта может наблюдаться обеднение некоторыми элементами, если магма заимствовала их в процессе подъема, или, наоборот,— обогащение, если они привносились из магмы. В этом свете полученные данные (табл. 21), несмотря на их недостаточное количество, дают весьма любопытную информацию.

На Северном участке и лейкократовые гранитоиды и, особенно, вмещающие их роговики обогащаются Rb, что свидетельствует о привносе рубидия в зону контакта, в то время как Ga, F, Nb, Cu — выносились, что следует из уменьшения их содержаний в контактирующих породах. Граниты в контакте обогащаются Pb, Zn за счет растворов, так как содержание этих элементов в роговиках не изменяется и Sn — частично за счет роговиков, так как в последних содержание олова несколько уменьшается (табл. 22). Роговики на контакте несколько обогащаются за счет гранита Li, а содержание B и Ta в них не изменяется.

Содержание главных рудных элементов — W и Mo — в роговиках из зоны контактов не меняется, а в гранитах даже уменьшается, свидетельствуя об их выносе. В то же время отчетливый привнос W и Mo фиксируется в зоне контакта аплит-порфиров и пироксенита (см. табл. 12).

Несколько иная картина наблюдается в контактах лейкократовых гранитоидов «Паука» с вмещающими их биотитовыми роговиками. Для них характерен привнос Ga, Pb, Nb, Ta, Be, Sn и, особенно, W и Mo растворами, циркулировавшими вдоль плоскостей контактов. При этом Li и Cu выносились, так как их содержания в контактирующих породах понижены. Приконтактовые граниты обогащаются F и обеднены Zn, а роговики обеднены F и обогащены Zn. Содержания Cs стабильны, хотя иногда и наблюдается двукратное обогащение им приконтактовых роговиков. Поведение B и Rb непостоянно: в одних случаях они обогащают приконтактовые граниты или роговики, в других — содержания B и Rb понижены. Все это говорит о неравновесных условиях, существовавших в приконтактовой зоне, одни участки которой являлись благоприятным местом для концентрации ряда редких и рудных элементов, другие — местом их выщелачивания и выноса.

Таблица 21

Содержание рудных и редких элементов в лейкократовых гранитоидах и вмещающих их известняках (в г/т)

Место взятия	Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta	Sc	Be	Li	Rb	Cs	B	F	Ga
Скв. 508	Гранит вдали от контакта	14	100,0	9	30	23	10,0	14,0	0,6	—	14,0	6,0	20	4	20,0	2800	7,8
	Гранит в контакте	2	25,0	10	50	5	15,0	14,0	1,0	—	20,0	8,0	7	4	20,0	1600	11,0
	Известняк в контакте	8	900,0	420	400	10	8,0	14,0	1,1	—	5,0	6,0	10	20	4,5	9800	28,0
	Известняк вдали от контакта	5	8,0	2	—	3	6,0	4,9	0,3	—	1,5	0,7	7	4	—	680	—
Скв. 519	Гранит вдали от контакта	8	150,0	13	—	15	11,0	14,0	2,3	—	12,0	9,0	7	4	12,0	380	18,0
	Гранит в контакте	9	35,0	6	—	11	11,0	14,0	1,6	—	9,0	8,0	7	4	15,0	160	20,0
	Известняк в контакте	12	3,0	11	—	5	5,0	4,9	0,3	—	1,5	1,0	10	7	—	1000	2,0
	Известняк вдали от контакта	8	1,0	15	—	15	4,0	4,9	0,3	—	1,5	2,0	10	4	—	1400	1,9
Скв. 725	Гранит вдали от контакта	2	0,7	11	—	110	4,0	42,0	3,9	6,5	8,0	44,0	500	19	15,0	740	19,0
	Гранит в контакте	4	5,0	2	—	9	13,0	4,9	0,3	—	5,0	19,0	30	4	8,0	290	4,6
	Известняк в контакте	52	35,0	47	100	35	7,0	7,0	0,3	—	6,0	6,0	10	4	8,0	36000	5,4
	Известняк вдали от контакта	3	0,7	2	—	7	5,0	4,9	0,3	—	1,5	4,0	10	4	—	3200	0,7
Скв. 675	Гранит вдали от контакта	13	6,0	8	20	100	5,0	49,0	0,3	5,2	5,0	25,0	550	6	10,0	360	40,0
	Гранит в контакте	5	7,0	8	20	84	15,0	21,0	3,2	—	7,0	19,0	320	10	10,0	400	16,0
	Известняк в контакте	18	30,0	8	100	35	210,0	4,9	0,3	—	1,5	5,0	20	4	20,0	6000	2,1
	Известняк вдали от контакта	3	0,7	2	20	3	12,0	4,9	0,3	—	—	5,0	20	5	7,0	2800	0,7
Скв. 720	Гранит вдали от контакта	11	1,0	6	20	95	16,0	35,0	6,0	—	6,0	18,0	320	9	10,0	320	30,0
	Гранит в контакте	2	1,0	6	30	28	15,0	7,0	3,9	—	10,0	23,0	30	4	20,0	160	4,9
	Известняк в контакте	510	150,0	380	30	34	5,0	14,0	2,3	2,6	50,0	13,0	10	5	64,0	36000	36,0
	Известняк вдали от контакта	270	110,0	250	30	31	9,0	7,0	1,0	2,4	22,0	11,0	8	4	30,0	40000	17,0
Скв. 582	Гранит вдали от контакта	14	31,0	6	20	24	11,0	14,0	1,3	—	9,0	3,0	40	6	2,5	700	21,0
	Гранит в контакте	6	28,0	8	20	20	13,0	14,0	1,2	—	10,0	13,0	20	5	20,0	200	17,0
	Известняк в контакте	56	850,0	220	600	9	5,0	21,0	0,3	—	15,0	15,0	30	15	7,0	13000	34,0
	Известняк вдали от контакта	210	3000,0	250	1000	9	4,5	14,0	0,3	—	14,0	5,0	7	4	10,0	18000	26,0
Скв. 582а	Гранит вдали от контакта	3	31,0	4	20	24	8,0	14,0	1,3	2,6	10,0	14,0	20	6	15,0	180	12,0
	Гранит в контакте	10	160,0	9	20	11	11,0	14,0	1,5	2,6	11,0	10,0	7	4	10,0	60	18,0
	Известняк в контакте	15	480,0	310	600	5	4,0	7,0	0,3	—	15,0	11,0	7	4	6,0	6600	22,0
	Известняк вдали от контакта	10	620,0	310	500	4	4,0	14,0	0,3	1,8	25,0	14,0	7	6	6,0	6600	30,0

Таблица 22

Содержание рудных и редких элементов в лейкократовых гранитоидах и контактирующих с ним биотитовых роговиках (в г/т)

Место взятия	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta	Sc	Be	Li	Rb	Cs	B	F	Ga
Северный участок, скв. 618																
Лейкократовый гранит																
вдали от контакта	16	40,0	4	20	26	18	7,0	0,25	–	1,5	5	210	4	15,0	600	14
в контакте	14	27,0	68	30	120	8	4,9	0,25	–	2,0	3	250	4	15,0	500	11
Биотитовый роговик																
в контакте	10	100,0	28	70	11	10	14,0	0,25	15,0	3,0	65	470	17	10,0	2300	11
вдали от контакта	11	100,0	31	70	10	16	21,0	0,25	11,0	5,0	62	380	11	9,0	16000	16
«Паук», скв. 508																
Лейкократовый гранит																
вдали от контакта	7	100,0	7	70	15	6	4,9	1,1	–	31,0	25	10	4	22,0	250	22
в контакте	26	15,0	7	—	18	5	35,0	13,1	–	43,0	8	60	4	14,0	2500	26
Биотитовый роговик																
в контакте	25	430,0	47	700	12	4	4,9	0,3	3,0	25,0	21	7	4	4,5	3600	24
вдали от контакта	2	360,0	17	60	10	6	14,0	0,3	4,3	2,0	30	50	4	11,0	5200	12
«Паук», скв. 720																
Лейкократовый гранит																
вдали от контакта	6	0,7	8	20	100	6	28,0	3,8	–	4,0	19	470	4	7,0	160	21
в контакте	6	2,0	10	20	95	5	49,0	16,4	5,9	10,0	15	430	4	10,0	240	17
Биотитовый роговик																
в контакте	9	25,0	26	110	110	40	35,0	4,8	11,0	5,0	75	650	32	16,0	2900	21
вдали от контакта	9	9,0	16	70	35	110	14,0	1,6	11,0	3,0	160	420	17	9,0	7000	17

Особенности состава контактирующих между собой лейкократовых гранит-порфиров и известняков (см. табл. 22) свидетельствуют о том, что в плоскости контакта обе породы наиболее часто обогащаются W, Mo, Cu, Li, реже Sn и Ga и еще реже Be, B или F, по-видимому, за счет привноса этих элементов растворами. Также за счет растворов следует отнести и обычно наблюдаемое обогащение приконтактовых известняков Sn, Zn, Pb, так как в гранит-порфирах содержание этих элементов на контакте существенно не меняется, в то время как для Nb, Ta, Cs и особенно Ga возможен частичный привнос из гранитной магмы, так как увеличению содержания этих элементов в известняках нередко сопутствует их уменьшение в приконтактовом граните. Иногда устанавливается вынос из зоны контакта F, Li, Cs, Sn, Pb, Cu. Однако это, по-видимому, носит местный характер, так как эти элементы обычно накапливаются в зоне контакта.

Приведенные данные, несмотря на их ограниченность, отражают несомненный привнос поздними растворами ряда рудных и редких элементов, в том числе W и Mo. Об этом же свидетельствуют и повышенные содержания рудных элементов, особенно вольфрама и молибдена, наблюдающиеся не только в окварцованных участках лейкократовых гранитоидов, но и в их эндоконтактовых разностях, где их содержание в десятки, а в экзоконтакте — в сотни раз превышает кларковое.

Более того, породы, вмещающие лейкократовые гранитоиды — известняки и биотитовые роговики, альбитофиры и кварцевые плагиопорфиры, также содержат сильно повышенные по сравнению с кларком для соответствующих пород количества рудных элементов, в том числе вольфрама и молибдена, значительно превышающие их возможные региональные или фациальные геохимические особенности. Поэтому их появление вероятно связано с воздействием на эти породы рудоносных растворов.

Поэтому и высокие содержания рудных элементов в лейкократовых гранитоидах, залегающих среди этих пород, также в значительной мере являются повышенными, что затушевывает первоначальные геохимические особенности этих гранитоидов. И хотя источник этих элементов указать трудно, им вряд ли могли быть контактирующие породы, которые обычно сами весьма значительно обогащены тем или иным элементом.

Поэтому сам процесс изменения вмещающих пород, особенно известняков, если и имел вначале характер биметасоматического, то позже в значительно большей мере проявились процессы инфильтрационно-метасоматические, сопровождающиеся привносом значительных количеств Cu, Zn, Pb, Sn и особенно W и Mo, содержание которых в сотни раз превосходит кларки этих элементов в осадочных породах. Для редких элементов подобных масштабов обогащения не фиксируется и их содержания только в отдельных случаях в 2—3 раза превышают кларковые. Приконтактовый гранит обычно обеднен редкими элементами, а вмещаю-

щие породы — несколько обогащены, возможно, частично за счет гранита.

Летучие компоненты B и F, очевидно, играли ограниченную роль при этих процессах, так как обычно наблюдается обеднение ими вмещающих пород из зоны контакта.

Не менее характерно, что самое низкое содержание рения характеризуют молибдениты, связанные с лейкократовыми гранитоидами, будь то молибденит, встречающийся в собственно лейкократовых гранитоидах, или молибденит из кварцевых, кварц-гранатовых или «сухих» прожилков, пересекающих эти гранитоиды. Это свидетельствует о высокотемпературном характере минерализации, имевшей место сразу вслед за формированием лейкократовых гранитоидов.

В то же время следует отметить, что некоторые черты лейкократовых гранитоидов характеризуют их как «рудоносные» породы. К их числу относятся встречающиеся в лейкократовых гранитах волнисто-изгибающиеся кварцевые прожилки. Ряд признаков позволяет считать их за элементы директивные и, следовательно, рассматривать как образования, возможно, ликвационные, формировавшиеся из магмы, чрезмерно обогащенной кремнеземом.

По-видимому, ликвационное расслаивание специализированных расплавов с образованием самостоятельных фаз может рассматриваться с петролого-геохимических позиций как один из ведущих факторов концентрации полезных, в том числе и редкометальных компонентов (Мелентьев и др., 1972).

Среди некоторых рудоносных даек гранит-порфиров Сибири наблюдаются сплоенные кварцевые прожилки, аналогичные тырныаузским. Их образование связывают с диффузионным перемещением летучих к краю остывающего тела, а последующее их прерывистое удаление может придать процессу кристаллизации ритмически повторяющийся характер (Потапьев, 1971). По мнению М. М. Повилайтис (1972), ритмичная зональность гранит-порфиров является следствием остывания магмы на небольшом расстоянии от поверхности в особых, неравновесных, условиях, вызванных резким переохлаждением при быстром подъеме.

С каждым типом ритмично-зональных тел ассоциируются месторождения определенных рудных формаций. В частности, ритмично-зональные текстуры гранит-порфиров могут служить дополнительным поисковым признаком на молибденовое оруденение полевошпат-кварцевой формации и сопутствующие ему металлы, главным образом вольфрам (Повилайтис, 1961).

Геохимические особенности лейкократовых гранитоидов свидетельствуют о том (см. табл. 16), что они содержат многие рудные элементы, в том числе и главные элементы месторождения — вольфрам и молибден — в количестве, значительно превышающем кларковое. Причина этого может заключаться или в их принадлежности к особому рудоносному магматическому очагу или, считая их производными другого, дорудного, магматического

цикла, в их изменении рудоносными растворами более молодого возраста. Последнее представляется более вероятным, учитывая возрастную близость рудных метасоматитов и эльджуртинского гранита.

Породообразующие минералы лейкократовых гранитоидов содержат по сравнению со средним сильно повышенные количества W и Mo, что, отчасти, объясняется присутствием в них микровключений шеелита и молибденита, содержащихся в этих породах в значительном количестве.

В то же время лейкократовые гранитоиды бедны редкими элементами: их содержание не превышает кларковое. Характерно, что и содержание фтора в биотите лейкократовых гранитоидов, составляющее 2900 г/т, в восемь раз ниже среднего содержания фтора в биотите лейкократовых гранитов Советского Союза, где оно равно 4037 г/т. Это доказывает бедность магмы лейкократовых гранитоидов фтором, содержание которого в них в два раза ниже кларкового. Следовательно, и редкие элементы имели незначительные возможности к переносу и концентрации.

Лейкократовые гранитоиды различных участков рудного поля отличаются по содержанию рудных и редких элементов, что может иметь различное объяснение.

С одной стороны, несомненна связь повышенных содержаний рудных и редких элементов с петрографическим составом породы, а именно,— с наличием в ней того или иного количества минерала-носителя данного элемента. Так, существенно плагиоклазовые, практически лишенные биотита и калиевого полевого шпата гранит-порфиры «Паука» характеризуются самыми низкими содержаниями F и Rb, концентрирующихся в этих минералах. Содержащие значительное количество анортоклаза и биотита гранит-порфиры балки № 1 выделяются самым высоким содержанием Pb и Rb, а также Nb, Ta, Li и Sc, концентрирующихся в биотите. Кислый состав плагиоклаза в этих гранитоидах, по-видимому, обусловил более высокое содержание в них бериллия и более низкое — бора.

С другой стороны, несомненна роль поздних процессов, в частности, широко распространенного процесса окварцевания. Окварцованные гранитоиды Северного участка выделяются наиболее высокими содержаниями W, Mo, Zn, Cu, а также Cs и B. Участки аплит-порфира, характеризующиеся повышенным содержанием мусковита, выделяются высоким содержанием Li, Rb, Nb, Ta (см. табл. 13).

Определенное воздействие, по-видимому, оказывает и глубина формирования тел лейкократовых гранитоидов.

Так, полученные данные по содержанию рудных и редких элементов в лейкократовых фельзит-порфирах, слагающих небольшие дайки в верховьях р. Зыгыр-кол, свидетельствуют о том, что они содержат меньше по сравнению с лейкократовыми гранитоидами южного и северного блоков большинство рудных и

редких элементов (см. табл. 16). Низкие содержания этих элементов могли быть частично обусловлены дегазацией гранитной магмы, кристаллизовавшейся в условиях, близких поверхностным. Реальность этого предположения следует проверить опробованием экзоконтактовых ореолов этих даек.

Характерной особенностью минерального состава лейкократовых гранитоидов является их бедность минералами редких элементов и широкое распространение и высокие содержания разнообразных минералов рудных элементов, главным образом сульфидов. Количества этих минералов настолько превышают средние содержания, что наложенная природа их большей части также не вызывает сомнения.

Не менее характерной чертой минерального состава лейкократовых гранитоидов является сильно пониженное содержание в них минералов «летучих» компонентов — флюорита, турмалина, апатита. Это может быть следствием или исходной бедности гранитной магмы летучими, или их достаточно полного удаления во вмещающие породы. Более вероятно первое предположение, так как высокие содержания флюорита в известняках на контакте с лейкократовыми гранитоидами наблюдаются редко.

Часть вторая

ЭЛЬДЖУРТИНСКИЙ ГРАНИТ

Эльджуртинский гранит слагает эллипсообразный в плане шток, вытянутый в ЗСЗ направлении и секущий слоистость во вмещающих его породах. Ущелье р. Баксан разрезает этот массив почти в меридиональном направлении, открывая взору сплошные гранитные стены, являющиеся благоприятным объектом для различных структурных, петрографических, геохимических и т. п. исследований.

Взгляды на генезис. Многочисленные петрографические описания эльджуртинского гранита характеризуют его как изверженную породу, практически не измененную поздними процессами (Варданянц, 1940; Пэк, 1946; Ляхович, 1952, 1953; Лисицына, 1965₂). Правда, Г. Д. Афанасьев (1957) считает, что эльджуртинский порфировидный гранит — результат преобразования гранодиоритов гипотетической первой фазы поздними обогащенными калием пегматоидными флюидами.

Г. М. Заридзе и И. И. Парадашвили (1958), занимавшиеся изучением трещинной тектоники эльджуртинского гранита, высказывают мнение, что совпадение в залегании некоторых трещин в граните и во вмещающих породах — аргумент в пользу того, что эльджуртинский гранит образовался путем метасоматического замещения последних. Других более убедительных данных в пользу такого оригинального толкования генезиса эльджуртинского гранита авторы не приводят, и эта точка зрения никем из последующих исследователей не разделяется.

Возраст. По геологическим данным, нижний возрастной предел эльджуртинского гранита определяется как посленижнеюрский на основании метаморфизма (образование сланцев с андалузитом) фаунистически охарактеризованных глинистых сланцев нижнеюрской мукуланской свиты. Верхний возрастной предел не ясен. Можно, однако, наметить два косвенных пути в решении этого вопроса: петрографический и структурный. Петрографические доказательства основаны на большом петрохимическом сходстве эльджуртинского гранита и молодых липаритов и сближенном во времени их формировании.

Структурные доказательства возраста эльджуртинского гранита основываются на его приуроченности к крупному разлому — Центральному сбросу. Подобная приуроченность кавказских неоинтрузий к зонам разломов представляет довольно обычное явле-

ние и отмечалась М. А. Фаворской (1947) для эцерской неоинтрузии, В. П. Еремеевым и В. П. Петровым (1940) — для цейской неоинтрузии, Д. С. Белянкиным и др. (1943) — для неоинтрузий Бака, Кардывача, Аданге и т. д.

Самым деликатным является вопрос о возрасте Центрального сброса. Он смещает породы палеозоя и не затрагивает породы мезозоя. Исключение составляет тектоническая линза Мукуланской свиты севернее пика Веры. Кроме того, эльджуртинский гранит располагается в поясе таких неоинтрузий, как Гизель-дон, Чачдон, Колха-хох, Суатиси-дон, Тепли, Донисар-дон, Сонгути-дон, Тана-дон, Дыхсу, интрузий, также приуроченных к зонам разлома и возраст большинства которых признается верхнетретичным.

Если бы гранит был только посленижнеюрским, он должен был бы испытать на себе воздействие и позднейших фаз киммерийского и альпийского орогенезов. Однако все исследователи единодушно отмечают исключительно свежий облик гранита.

Зная достоверно, что эльджуртинский гранит имеет посленижнеюрский возраст, мы, однако, вправе предположить его верхнетретичный возраст на основании тесной пространственной ассоциации его с липаритами, приуроченности даек гранита и липарита к одним и тем же структурным элементам, свежести и незатронутости гранита явлениями катаклаза, наконец, на основании незначительной величины эрозионного среза и тесной приуроченности к разлому, вероятнее всего, миоплиоценового возраста. Последние данные по определению абсолютного возраста эльджуртинского гранита калий-аргоновым методом дают цифру 1,8 млн. лет по биотиту и 1,9 млн. лет по анортоклазу (Борсук и др., 1972). Это соответствует уже плейстоценовому возрасту эльджуртинского гранита. Стоит отметить, что и молибденоносные граниты Каджарана также имеют молодой, верхний эоцен-олигоценовый возраст (Меликсетян, 1960).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

ФОРМА И СТРУКТУРА МАССИВА

Эльджуртинский биотитовый порфировидный гранит образует в пределах рудного поля Тырныауз наиболее крупный массив, общий объем которого определяется не менее чем в 6 км^3. В почти отвесных стенах гранита, слагающего борта ущелья р. Баксан, можно наблюдать как многочисленные трещины, так и элементы протектоники. Наинизшая отметка, где обнажается этот гранит — 1300 м (р. Баксан), а к северо-западу вдоль Центрального сброса следуют отдельные мелкие выходы этого же гранита до наивысшей отметки 2550 м (Водопроводная тропа). Таким образом, на протяжении 1250 м по вертикали мы видим почти непрерывный вертикальный разрез гранитного массива.

В западной и юго-западной своих частях гранитный массив имеет нормальный интрузивный контакт с песчаниками и конгломератами мукуланской свиты, мраморами и ороговикованными песчано-сланцевыми породами нижнего — среднего карбона. В северо-восточной же своей части этот массив почти вертикальными уступами обрывается в балку Чильмиан, по которой проходит Центральный сброс и которая заполнена моренными отложениями.

Форма залегания массива эльджуртинского гранита упоминается в немногих работах. Так, Б. В. Орлов (1936, 1937) указывает, что «массив образует небольшой шток, имеющий форму купола», и что он «вытянут в широтном направлении и ось его наклонена с запада на восток. Массив приурочен к широтным разломам альпийского возраста. Следов тектонического воздействия в нем не наблюдается». Л. А. Варданянц (1940), основываясь на характере экзоконтактового ореола, на далеко протягивающихся к северо-западу (вдоль Центрального сброса) отдельных выходах эльджуртинского гранита и, наконец, на сходстве некоторых представителей лейкократовых гранитоидов, развитых в северо-западной части описываемого района, с жильной серией эльджуртинского гранита, считал, что гранитный массив имеет форму овального, в плане асимметричного, штока с более высокой и крутой северо-восточной и более низкой и пологой юго-западной частью. Длинная ось массива вытянута в ЗСЗ направлении, т. е. почти точно совпадает с простиранием Центрального сброса, которого гранит все время как бы придерживается. Южный контакт интрузивный и падает к югу, северный тектонический, с зеркалами скольжения и падает к северу. Кроме того, изучая контактовый ореол, Л. А. Варданянц совершенно правильно отметил, что на основании сильного метаморфизма известняков можно предполагать куполообразный выступ эльджуртинского гранита в районе непосредственно к западу от рудника.

С. П. Соловьев (1940) указывает, что «форма залегания указанных гранитов ближе всего к штоку. Контакты гранитного тела являются крутыми». И. Г. Кузнецов (1946) считал массив эльджуртинского гранита блоком, вырезанным на глубине сбросами и затем вынесенным тектоническими движениями на поверхность. С. А. Шафранов (1948) рассматривал массив эльджуртинского гранита как тело, рвущее сохранившуюся структуру вмещающих пород, в отличие от лейкократовых гранитоидов, которые располагаются согласно в этой структуре.

По данным А. В. Пэка (1962), при общем пологом залегании кровли несколько южнее Центрального сброса и примерно параллельно ему имеется крутая ступень, южнее которой пологая кровля гранита залегает примерно на 200 м глубже, чем в северной части. Появление этой крутой ступени следует объяснять особенностями структуры рудного поля, существовавшими еще до внедрения гранита.

Перечисленным практически исчерпываются все сведения о форме, структуре или условиях залегания эльджуртинского гранита. Чтобы составить более полное представление о его форме и строении, следует вкратце остановиться на его контактах и внутренней структуре.

Контакты. В своей юго-западной части эльджуртинский гранит контактирует с ороговикованными песчано-сланцевыми породами и мраморизованными известняками (левый борт ущелья) и мигматитами (правый борт ущелья). Ороговикованные песчаники, конгломераты и, по-видимому, эффузивные породы (Пэк, 1962) обладают слабой и трудно различимой слоистостью. Иногда удается подметить ее близкое к широтному простирание (240—260°) и крутое (60—80°) падение к северу. Параллельно слоистости в эти породы проникают апофизы и дайки гранита, содержащие подчас многочисленные обломки ороговикованных пород. В районе контакта, который имеет здесь общее простирание 310—360° и крутое (50—70°) падение на запад (юго-запад), слоистость нередко заворачивает и следует параллельно ему.

Мигматиты представляют собой темные слюдистые сланцы, инъецированные гранитным материалом. Иногда они сильно сплоены, но чаще слоистость (?) довольно выдержана и имеет почти широтное простирание и падение к северу под углом 40—50°. По мере приближения к гранитному массиву слоистость в мигматитах меняет свое простирание, иногда создавая впечатление согласного контакта, располагаясь параллельно ему. Сам контакт извилистый, интрузивный, северо-западного простирания (310°) с крутым (60°) падением к юго-западу. Выше по правому борту ущелья р. Баксан видно, как простирание контакта становится близким к широтному (80—100°) с довольно крутым (50—80°) падением на юг или юго-восток. Гранит в районе контакта содержит довольно редкие ксенолиты вмещающих пород. От гранита в мигматиты отходят апофизы мелкозернистого гранита, которые нередко ступенчато разбиты на отдельные участки, перемещенные друг относительно друга.

В противоположность крутым боковым контактам, контакты с роговиками кровли, также хорошо прослеживающиеся в целом ряде обнажений, но обладают более пологими (порядка 15—45°) углами падения к югу или юго-западу при преобладающем широтном простирании.

Говоря о форме эльджуртинского гранита, нельзя не затронуть вопроса о его северо-восточных границах: обрезается ли он сбросом, проходящим по балке Чильмиан, или там проходит его нормальный интрузивный контакт, ныне уничтоженный, может быть, ледниковой экзарацией?

Л. А. Варданянц (1940) считал, что в своей северо-восточной части массив эльджуртинского гранита обрезан Центральным сбросом и что далее к северо-востоку под покровом палеозойских пород мы имеем опущенную часть массива. Однако целый ряд

наблюдений геологического и структурного характера не позволяет согласиться с этой точкой зрения. В этом свете интересны два выхода гранита, имеющих интрузивные контакты, с осадочно-вулканогенными породами.

Один из них находится в тальвеге балки Чильмиан (у старой каменоломни). Это нормальный интрузивный контакт с элементами залегания 250°, падение северо-западное под углом 65°. Другой контакт можно наблюдать в балке № 5. Это тоже нормальный, интрузивный контакт несколько рассланцованного гранита, с простиранием, близким к широтному (290°), и крутым падением к северу.

Первый из упомянутых контактов находится в части, не затронутой сбросом, второй — в его опущенном крыле. Однако в последнем случае расстояние смещенного контакта от сброса не превышает 50 м, а амплитуда перемещения вряд ли превышает 100—140 м. Следовательно, в одном случае сброс не затрагивает контакта, в другом — обрезает только приконтактовую часть гранита.

Наблюдается определенная аналогия и в строении эндоконтактовых зон массива. В нормальном интрузивном юго-западном контакте с биотитовыми роговиками и мигматитами, в граните, в непосредственной близости от контакта, наблюдается скопление ксенолитов, достигающих размера до 1,5—2,0 м и вытянутых цепочкообразно в виде зоны длиной 60—80 м вдоль контакта. Аналогичная картина наблюдается и в крутых стенах гранита, слагающих правый борт балки Чильмиан — в районе северо-восточного контакта. Характер изменения ксенолитов этих зон вполне аналогичен. Такое совпадение (при общей бедности массива крупными ксенолитами) заставляет предполагать близость северо-восточного контакта гранита с ороговикованными осадочно-вулканогенными породами.

Несмотря на общую бедность массива дайками, наибольшее их количество наблюдается в районе юго-западного интрузивного контакта, где они довольно круто падают к северо-востоку, т. е. внутрь массива. То же самое можно сказать и про район предполагаемого северо-восточного контакта, где также было встречено большое количество даек, падающих к юго-западу, т. е. тоже к центру массива.

Эти же рассуждения следует отнести и к зонам дробления в граните. Если по мере приближения к имеющимся контактам (балка Малый Мукулан) в граните возрастает количество нарушений (зоны дробления, зеркала скольжения и т. д.), то та же самая картина наблюдается и в районе предполагаемого контакта (балка Чильмиан).

В районе юго-западного интрузивного контакта мы нередко видим в граните цепочкообразно вытянутые скопления порфировых кристаллов анортоклаза, ориентированных своими длинными осями параллельно простиранию контакта, что отражает течение

магмы вдоль его плоскости. Последняя бывает неровной, и тогда кристаллы имеют местные отклонения. Такая же хорошая (но пологая) ориентировка наблюдается и в пологом контакте с породами кровли.

В этом отношении очень примечателен и район предполагаемого северо-восточного контакта. Здесь кристаллы ориентированы лучше, чем в какой-либо другой части массива, имея в подавляющем большинстве крутое (80—70°) падение на восток, т. е. в сторону Центрального сброса.

На основании такого сходства в строении эндоконтактовых зон имеющегося и предполагаемого контактов можно с известной степенью достоверности считать, что по балке Чильмиан проходил нормальный интрузивный северо-восточный контакт эльджуртинского гранита с осадочно-вулканогенными породами. Последующие движения по Центральному сбросу захватили самый контакт массива гранитов, т. е. если гранит и обрезается сбросом, то почти по самому контакту, и к востоку значительных масс опущенного гранита не существует.

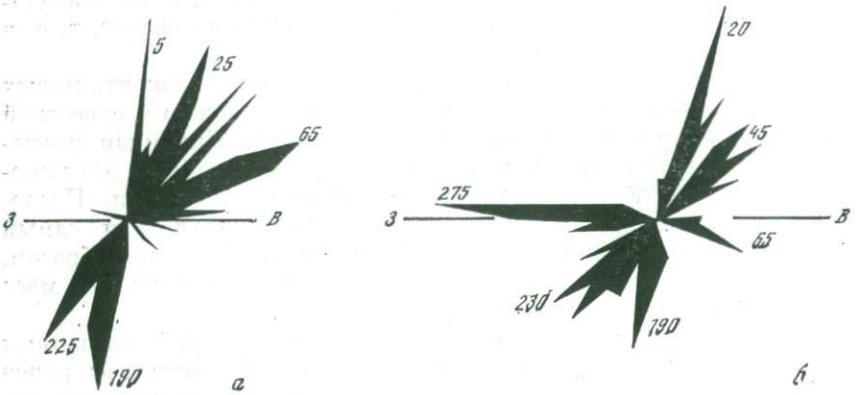
Прототектоника. Сюда относится группа явлений, связанных с ориентированным расположением в жидкой магме как ранее выделившихся кристаллов интрателлурического происхождения, так и различных шлиров и обломков вмещающих пород. Эти три директивных элемента запечатлели в своем настоящем положении те токи, которые происходили в магме в связи с ее передвижением и заполнением того пространства, кристаллизация в котором привела к формированию рассматриваемого гранитного массива.

Надо отметить, что в граните эльджуртинского массива развит только линейный (осевой) параллелизм минералов, включений или сегрегаций. Минералы, образующие линии течения, не несут на себе следов динамического воздействия (трансляция, развальцевание), что могло бы служить указанием на то, что они приобрели существующую ориентировку после того как порода была уже в твердом состоянии. Порфировые кристаллы не являются также и образованиями метасоматическими, в пользу чего свидетельствует меньшее содержание в них рубидия по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы и общая свежесть породы.

Явлений, которые можно было бы с уверенностью истолковать как плоскостной параллелизм, в поле не наблюдалось. Правда, в отдельных случаях потоки кристаллов хотя и ориентируются своими гранями в плоскости некоторых трещин, но ориентировка подобных трещин столь различна, что эти отдельные случаи вряд ли можно истолковать как плоскостной параллелизм.

Ориентировку крупных кристаллов анортоклаза, размер которых по вертикальной оси достигает до 3—5 см, лучше всего наблюдать в районе балки Малый Мукулан, где они образуют хорошо выраженные потоки, и в районе старой каменоломни у южной окраины г. Тырныауз. Характерно, что вокруг шлиров и

ксенолитов нередко встречаются скопления порфировых кристаллов анортоклаза, ориентированных согласно с ними своими длинными осями, что лишний раз подтверждает надежность этой ориентировки. Для порфировых кристаллов является характерным, что они ориентированы по всему гранитному массиву в одном резко преобладающем направлении, а именно, горизонтальные



Фиг. 11. Ориентировка порфировых кристаллов полевого шпата и ксенолитов в граните из северо-восточного контакта массива

а — 171 азимут падения порфировых кристаллов; *б* — 68 азимут падения ксенолитов

проекции их длинных осей вытянуты в ЮЗ—СВ направлении. В некоторых местах, например в центре массива и особенно около контактов, эта ориентировка испытывает местные отклонения, что, однако, не затушевывает характера общей картины.

Кроме того, что порфировые кристаллы ориентированы главным образом в одном направлении они имеют падение на восток или северо-восток, что, исходя из самого понятия линий течения, заставляет предположить наиболее интенсивный приток магмы именно из района северо-восточного контакта (Центральный сброс).

Примером такой ориентировки кристаллов может служить роза — диаграмма азимутов падений кристаллов из района Каменоломни. На ней ясно видно, что проекции азимутов падений располагаются исключительно в 1-ом и 3-ем квадрантах, т. е. в ЮЗ—СВ направлениях, при очень крутых (80—50°) углах падения (фиг. 11 *а, б*).

Некоторые отклонения от преобладающей ЮЗ—СВ ориентировки наблюдаются в районе юго-западного контакта. Здесь довольно часто встречаются кристаллы, ориентированные в СЗ—ЮВ направлении, т. е. параллельно простиранию контакта.

Шлиры пользуются ограниченным распространением. Они представляют собой образования или эндогенные, т. е. скопления

ранее выделившихся цветных или лейкократовых составных частей, или экзогенные, обязанные своим возникновением ассимиляции магмой обломков вмещающих пород. Во всех случаях их вытянутая ленто- или линзообразная форма указывает на направление течения магмы, а степень их вытянутости — на величину растяжения. В нашем случае длина шлиров достигает 10—15 м, редко более. Представлены они главным образом биотитовыми разностями и наиболее часто встречаются в районе юго-западного контакта массива. Реже встречаются шлиры лейкократовые, представляющие собой сегрегации крупных зерен полевого шпата и в меньшей степени кварца.

Наиболее четко ориентировка шлиров проявлена в районе северо-восточного контакта, где они подобно кристаллам вытянуты в одном резко преобладающем направлении — с юго-запада на северо-восток. Углы их падения крутые — 55—85°. В районе контакта с роговиками кровли биотитовые шлиры имеют уже пологие (15—20°) углы падения, протягиваясь параллельно контакту.

Ксенолиты встречаются по всей площади массива, причем наиболее обильны они в зоне боковых контактов. Замерялись только ксенолиты, имеющие удлиненную (эллипсоидальную) форму. То, что они являются директивными элементами, доказывается одинаковой их ориентировкой с порфировыми кристаллами и шлирами, а также крутыми углами падения ксенолитов (50—80°) у боковых (крутых) контактов и пологими (20—40°) — у контактов кровли (пологих).

Последнее, очевидно, связано с тем, что в зоне контакта мы имеем наиболее направленный ток магмы, который теперь и запечатлен в ориентировке ксенолитов, а также шлиров и порфировых кристаллов.

Из рассмотрения роз-диаграмм азимутов падений ксенолитов следует, что как и в случае кристаллов и шлиров, наиболее ясно выраженная ориентировка наблюдается в ксенолитах северо-восточного контакта (фиг. 11, *б*), где они почти полностью повторяют ориентировку порфировых кристаллов анортоклаза. В то же время в центре массива они, подобно шлирам, образуют крутой купол линий течения. У южного контакта к основной ЮЗ—СВ ориентировке примешивается ориентировка СЗ—ЮВ, т. е. параллельная этому контакту.

Линии течения, образованные тремя вышеописанными директивными элементами, вытянуты преимущественно с юго-запада на северо-восток, фиксируя, тем самым, растекание магмы в этом направлении. Исключение составляют южный контакт, где часть линий течения следует параллельно контакту, и некоторые участки центральной части массива.

Лучше всего ориентированы линии течения вдоль северо-восточного контакта массива. В них не наблюдается местных отклонений, «завихрений» и т. п. явлений. Следовательно, в своем положении они фиксируют какую-то довольно ровную плоскость,

вдоль которой поднималась магма. Такой ориентирующей структурой могла быть зона Центрального сброса, весьма вероятно, использованная магмой при ее подъеме.

Линии течения имеют крутые углы падения порядка 80—60°, что подчеркивает общую крутую форму массива. Исключение составляют контакты с кровлей, где они полого падают к югу или юго-западу под углом 20—40°. Подавляющее большинство линий течения круто падает на северо-восток к району Центрального сброса. Исключения наблюдаются у юго-западного контакта, где часть линий течения падает к югу и юго-западу.

Отражая в районах контактов форму и крутизну последних, в центре массива линии течения образуют крутой купол, что выражается в веерообразном строении роз-диаграмм. Этот крутой купол линий течения имеет, однако, несколько приплюснутую апикальную часть, так как в контакте с породами кровли линии течения падают полого. Таким образом, элементы протектоники рисуют форму массива в виде крутого штока с несколько приплюснутой апикальной частью.

Трещинная тектоника. Граниты Эльджуртинского массива разбиты двумя достаточно четко выделяющимися системами трещин. Морфология их различна. Если одни из них нередко обладают зияющим характером, то другие, наоборот, всегда закрыты; к одним из них почти исключительно приурочены дайки, в то время как в других они никогда не встречаются; наконец, в противоположность трещинам, не несущим на своих плоскостях следов перемещения, есть трещины (обычно сопряженные системы их), к которым почти исключительно приурочены зеркала скольжения, зоны дробления и милонитизации гранита.

Полевые наблюдения и камеральная обработка 8000 замеров трещин из центра массива, приконтактовых частей и вмещающих пород, которые были сведены в круговые диаграммы, позволили наметить эти основные системы трещин. Однако при этом выявился ряд трудностей, связанных с их генетической интерпретацией.

Во-первых, оказалось, что наиболее характерные системы трещин одинаково хорошо развиты как в граните, так и во вмещающих породах. Во-вторых, довольно трудно было выделить трещины, описываемые ниже как трещины разрыва, так как они не всегда перпендикулярны линиям течения, а срезают их под косым углом, а иногда даже почти параллельны им. В-третьих, вдоль трещин, интерпретируемых как трещины разрыва, наблюдаются в ряде случаев следы перемещения, что не является для них характерным. В то же время ряд признаков говорит за то, что именно эти трещины были заложены как трещины разрыва. Кроме того оказалось, что трещины, выполненные дайками, не могут однозначно интерпретироваться, как это обычно указывается в литературе (Елисеев, 1936), как трещины разрыва, ибо в нашем случае одна система даек вполне определенно совпадает с одной системой трещин скалывания. Возможность этого отмечалась в

литературе (Бородаевский, 1944; Поспелов, 1941). По-видимому, это связано с тем, что характер трещин мог изменяться в зависимости от тектонической истории региона. При изменении плана деформации сколовые трещины могли играть роль трещин разрыва и наоборот. Факт развития одинаковых систем трещин как в молодых гранитах, так и в древних вмещающих породах говорит о том, что вмещающие интрузию ороговикованные породы растрескивались вместе с гранитом под влиянием одних и тех же общих механических усилий.

А. В. Пэк (1934) в своей работе по титаномагнетитовому оруденению Урала отмечал, что ориентировка главных систем трещин в гранитах и вмещающих породах одинакова. В другой своей работе по Хибинам (Пэк, 1935) он отмечал трудность генетической интерпретации трещин в многофазном Хибинском плутоне.

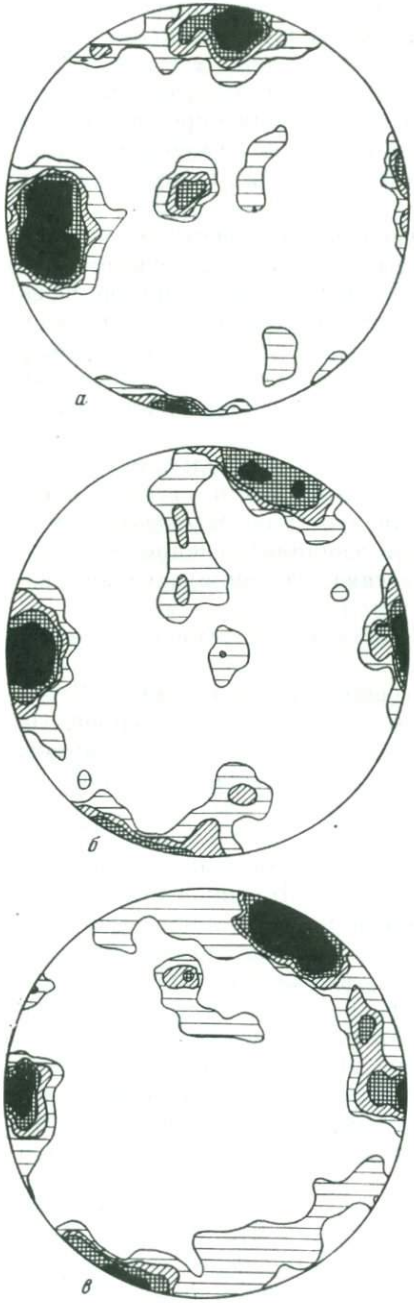
Г. Л. Поспелов (1941) также приводит пример общности трещин как для вмещающих пород, так и для Дашкесанского гранитного массива в Закавказье.

Поскольку трещины разрыва являются результатом более поздних механических усилий на уже застывший массив, то естественно нет никаких оснований ожидать их обязательно перпендикулярного расположения к линиям течения. Особенно это относится к приконтактовым частям массива, где линии течения нередко следуют извилистым очертаниям контакта.

Из анализа диаграмм трещиноватости эльджуртинского гранита можно сделать несколько выводов.

Лучше всего развита система трещин с простиранием 280—290° и крутым (80—85°) переменным падением на север-юг. На диаграммах это выражается в образовании четких максимумов, расположенных у северного и южного полюсов диаграмм (фиг. 12, *а, б, в*). Особенностью этих трещин является то, что большая часть даек аплита и липарита приурочены именно к ним. Подобная приуроченность указывает на доступность этих трещин для проникновения магматического материала. В широтном же направлении вытянуты средний и южный массивы липаритов. Трещины эти грубо прямолинейны, нередко обладают зияющим характером и неровной («бугорчатой») поверхностью своих плоскостей. Они грубо перпендикулярны в своем простирании линиям течения. Система трещин с таким же или незначительно меняющимся простиранием хорошо развита и во вмещающих породах. Все это позволяет охарактеризовать их как трещины разрыва.

Не менее отчетливо развита и другая система трещин, простирание которых близко к меридиональному (0—10°) с крутым (80—85°) переменным падением на запад-восток. Это выражается в образовании отчетливых максимумов у западного и восточного полюсов диаграмм (см. фиг. 12, *а, б, в*). Эти трещины обычно закрыты, иногда ожелезнены; даек, приуроченных к ним, не наблюдалось. Иногда в плоскости этих трещин располагаются линии течения, однако, это скорее исключение, чем правило.



Расположены они почти перпендикулярно к трещинам разрыва. В редких случаях вдоль этих трещин удается наблюдать следы скольжения.

Так же четко выражены две системы сопряженных трещин, имеющих простирание 310—320 и 40—50° и расположенных в общем случае под углом 45° к трещинам разрыва. Для них характерны равные и прямые границы. Эти трещины не меняют своего направления, если пересекают крупные ксенолиты, заключенные в граните. Преимущественно их плоскости несут следы перемещений, имевших место в гранитном массиве.

Менее развита система трещин, пологопадающих (10—30°) на юг и юго-восток, обусловливающая в сочетании с двумя вертикальными системами трещин параллелепипедную отдельность в граните. Поверхность пологих трещин нередко ожелезнена. Дайки, приуроченные к ним, наблюдаются исключительно редко. Во вмещающих породах эта система трещин почти не развита.

Таким образом, сопоставляя диаграммы ориентировок трещин, зеркал скольжения, зон дробления и даек, можно достаточно определенно констатировать, что существуют две со-

Фиг. 12. Характер ориентировки трещин в граните

а — 200 трещин в граните. Балка Малый Мукулан; 1-2-3-5-10; *б* — 300 трещин в граните в районе южного контакта, 1-2-3-5; *в* — 200 трещин в граните в районе северного контакта, 1-2-3-4-5

пряженные системы трещин, вдоль которых локализовались почти исключительно последующие перемещения. Это трещины скалывания с простиранием 310—320 и 40—45°. Существуют и две другие системы сопряженных трещин: одна из них почти меридионального простирания никогда не сопровождается дайками, приуроченными исключительно к другой системе с простиранием близким к широтному.

Иногда эти трещины также несут на себе следы перемещений. Это позволяет считать, что в определенный момент жизни интрузии они играли роль трещин скалывания, хотя часть из них (трещины с простиранием, близким к широтному) были определенно заложены как трещины разрыва. Кроме того, изменение ориентирующего давления сделало доступной для инъекции одну систему трещин, заложенных как трещины скалывания (310—320°) и игравших впоследствии роль трещин разрыва.

Несмотря на то, что гранитный массив довольно беден жильными породами, наибольшее количество даек аплита встречается в районе контактов, где они приурочены к трещинам разрыва, оперяющим краевые надвиги, образовавшиеся в результате растяжения, возникавшего при давлении поднимающейся массы магмы на застывшие приконтактовые участки. В районе контакта дайки всегда падают внутрь массива, т. е. острый угол между плоскостями контакта и дайки открыт против движения.

Характеризуя массив по его отношению к структуре вмещающих пород, можно сказать, что он является дискордантным, ибо сечет слоистость во вмещающих породах. По отношению внутренней тектоники к плоскости контакта это массив дисконформный, так как при общей вытянутости его в северо-западном направлении линии течения вытянуты (преобладающее направление) с северо-востока на юго-запад. Наконец, по отношению внутренней структуры массива к структуре вмещающих пород он относится к числу дисгармоничных массивов, так как линии течения ориентированы в нем в ЮЗ—СВ направлениях, в то время как вмещающие породы имеют простирание, близкое к широтному, а наиболее молодые из них — северо-западное. Если посттектонические интрузивные массивы обычно характеризуются слабо выраженной ориентировкой минералов, проявленной главным образом в контактах, то синтектонические, наоборот, отличаются хорошо выраженной ориентировкой, изредка переходящей в гнейсовидность, развитием краевых гнейсов и т. п. Все это заставляет предполагать более вероятным синтектонический характер эльджуртинского гранита.

Механизм внедрения. Оценивая характер связи массива с таким крупным нарушением, каким является Центральный сброс, к которому он явно тяготеет, и его геологическое положение среди вмещающих пород, мы вплотную сталкиваемся с проблемой механизма внедрения магмы.

По этому вопросу имеется четыре принципиально отличные точки зрения: обрушение кровли, проплавление вмещающих пород, гранитизация вмещающих пород in situ и сводообразование. Однако три первые из них не могут быть применимы для объяснения механизма внедрения эльджуртинского гранита. В контакте с породами кровли, где даже мелкие ксенолиты встречаются реже, чем в боковых контактах, ни в одном случае не наблюдалось явлений, которые позволили бы предполагать, что обрушение принимало участие в формировании этого гранитного массива. Проплавление также не могло играть роли механизма внедрения, так как этого не подтверждает постоянный, отвечающий нормальному, состав гранита, что особенно важно, если учесть значительную роль карбонатных отложений во вмещающих породах.

Трансформации осадочных пород в породы гранитного облика под воздействием гранитизирующих растворов противоречат те следы механического воздействия гранита на вмещающие породы, которые реально отмечаются: он не только сечет слоистость во вмещающих породах, но в некоторых местах заворачивает ее параллельно контакту. Это можно связать с механическим воздействием интрузии на прогретые и ставшие в силу этого податливыми вмещающие породы. О сильном динамическом воздействии, испытанном вмещающими породами во время интрузии гранита, свидетельствуют и многочисленные обломки вмещающих пород в дайках гранита.

Более приемлемым для объяснения становления эльджуртинского гранита является механизм «вспучивания» или сводообразования. Ряд исследователей (Клоос, 1936; Полканов, 1946) отмечает, что многие батолиты лежат как у стратиграфических, так и у тектонических границ, следовательно, разломы и плоскости несогласий являются путями потенциально доступными магме. Кроме того, Клоос констатирует, что куполообразное поднятие над многими батолитами исключает необходимость поглощения батолитом пород кровли. Пространство, которое занимается изверженной породой в настоящее время, могло образовываться в результате «сводообразования». Таким образом, магма могла сама создавать себе камеру, активно раздвигая и нарушая пласты, а может быть, и перемещая отдельные блоки пород кровли.

Отправной точкой для суждения о механизме внедрения эльджуртинского гранита может служить та сложная тектоника с преобладанием дизъюнктивных дислокаций, которая так характерна для пород Пшекиш-Тырныаузской зоны, вмещающих этот массив, и тесная пространственная связь гранита с Центральным сбросом.

Поскольку горизонтальные проекции линий течения ориентированы в ЮЗ—СВ направлениях, то таким же образом должна быть ориентирована и длинная ось эллипсоида деформации. Короткая же его ось будет ориентирована в этом случае в СЗ—ЮВ направлении, т. е. будет совпадать в своем простирании с про-

стиранием Центрального сброса. Такая ориентировка плана деформации должна предопределить зияющий характер этого нарушения, которое могло быть использовано магмой при ее подъеме.

В эту доступную для инъекции полость и вторглась гранитная магма отчасти под влиянием тех самых ориентированных напряжений, отчасти благодаря своей собственной внутренней энергии. Дальнейшее становление интрузии возможно происходило следующим образом.

Ориентированное в СЗ—ЮВ направлении давление заставляло магму растекаться в СВ—ЮЗ направлении (что и зафиксировано теперь в линиях течения). Во время поднятия магмы в зоне нарушения эта тенденция магмы к растеканию не могла быть реализована, так как и к СВ и к ЮЗ она встречала древние слабо проницаемые консолидированные породы, и только поднявшись до уровня стратиграфического несогласия этих древних пород с молодыми палеозойско-мезозойскими породами, она устремилась по нему все более набухающим языком, приподнимая, нарушая и метаморфизуя при этом породы кровли.

Завоевание магмой пространства происходило не только путем продвижения магмы вперед, к юго-западу, но и путем набухания в начале маломощного языка гранитной магмы под влиянием новых поступающих ее порций. Образовывался структурный купол линий течения. То, что гранит, внедряясь по зоне нарушения, растекался в дальнейшем по плоскости несогласия, подтверждается ровными и сравнительно пологими (20—40°) контактами с породами кровли, в которых не наблюдается ни явлений обрушения, ни массовых инъекций.

А. В. Пэк (1962) также считает, что положение кровли гранита предопределено наличием во вмещающих породах какой-то поверхности, вдоль которой произошло механическое внедрение магмы. Такой поверхностью могла быть плоскость тектонического контакта или стратиграфического несогласия, притом более древняя, чем Центральный сброс. Вероятность такого механизма внедрения эльджуртинского гранита А. В. Пэк видит в том, что «в западной части хр. Уллу-Тырныауз на его южном склоне видна серия небольших интрузивных тел лейкократовых аплитовидных гранитоидов, залегающих также полого и иногда явно приуроченных к тектоническим контактам, падающим полого на юг, т. е. залегающим примерно параллельно кровле эльджуртинского гранита. Способ локализации этих малых интрузивных тел не вызывает сомнений, так как нередко в обрывах можно видеть подходящие к ним снизу дайки, представляющие собой каналы, по которым поднималась магма. К таким пологозалегающим интрузивам относится и «Паук», а каналами, подводящими к нему магму, являются лейкократовые гранитоиды, представленные на планах месторождения».

Имеются определенные отличия между двумя главными боковыми контактами Эльджуртинского массива. В юго-западном интру-

зивном контакте чаще встречаются пегматоидные шлиры и миаролы, по-видимому, отражающие богатство летучими тех передовых и наиболее подвижных порций магмы, которые распространялись по плоскости несогласия на юг от Центрального сброса. В северо-восточном контакте чаще встречаются милониты и даже небольшие зоны огнейсования, возникновение которых связано с деформацией застывающего гранита под влиянием новых порций магмы, поступавших из района Центрального сброса, а также тех перемещений по этому нарушению, которые имели место и после внедрения гранитной магмы.

С течением времени процесс застывания охватывал все более и более глубокие части интрузива, однако ядро было еще жидким, еще подводились новые порции магмы, и развивающееся внутри давление было достаточным, чтобы нарушить застывшую оболочку. И эта оболочка нарушалась, разбиваясь системой первичных трещин. По одним из них происходили краевые надвиги, отражающие расширение интрузии в стороны с сопутствующим нарушением пород кровли; другие трещины выполнялись жильными дериватами: сначала жильным гранитом, позже — аплитом.

Однако процесс охлаждения все больше и больше сковывал образующийся гранитный массив, который в процессе своего становления подвергался непрекращающемуся действию внешних сил. Гранит, равно как и вмещающие его породы, рассекается системой сколовых трещин и трещин разрыва. С течением времени, однако, динамическая обстановка неоднократно менялась и по трещинам разрыва происходили перемещения, а часть сколовых трещин стала доступной для инъекции. Такое изменение ориентировки напряжений, естественно, не могло не вызвать усложнения трещин, в особенности генетической их интерпретации.

Свидетельством этой, некогда бурной, жизни интрузии являются зоны дробления во вмещающих породах вблизи контактов, дайки гранита во вмещающих породах, ступенчато разбитые сбросами, а также резкое увеличение количества трещин, по которым происходили перемещения, по мере приближения к контактам массива.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Макроскопически гранит из центральных частей Эльджуртинского массива представляет собой серую или серо-розовую ясно порфировидную породу с крупными (до 5 см) кристаллами полевого шпата и мелкими чешуйками темной слюды, обладающей тенденцией к агрегатному расположению. В граните апикальных частей массива количество биотита и порфировых вкрапленников полевого шпата уменьшается. Структура основной массы обычно гипидиоморфнозернистая, а при обильном развитии графических прорастаний кварца и анортоклаза — микрографическая.

Петрография. Под микроскопом порода состоит из олигоклаза, анортоклаза, кварца и биотита. Все названные минералы присутствуют в основной массе и в порфировых выделениях, господствующая роль среди которых принадлежит анортоклазу и зональному плагиоклазу. Единственный цветной минерал — биотит присутствует в двух генерациях. Первая — представлена крупными чешуйками, корродируемыми кварц-анортоклазовой основной массой или мелкими идиоморфными табличками, включенными в крупные зерна анортоклаза, вторая — представлена мелкочешуйчатыми агрегатами, тяготеющими к интерстициям или трещинам в более ранних минералах.

Плеохроизм биотита обычный — от темно-коричневого по *Ng* до светло-желтого по *Np*. Для биотита, особенно его первой генерации, характерна постоянная ассоциация с апатитом и цирконом. Вокруг последнего — слабые плеохроичные дворики. Хлоритизация биотита выражена слабо и только иногда наблюдается вдоль трещин спайности. Показатели преломления биотита: $Ng = 1{,}620$, $Np = 1{,}580$, $Ng = 1{,}590$, $Np = 1{,}554$ — соответствуют содержанию в нем 10—15% анортитовой молекулы, т. е. в граните присутствует магнезиальная разность этого минерала. Некоторые чешуйки биотита обладают двуосным характером. Величина угла оптических осей до 12°.

Свежие идиоморфные лейсты плагиоклаза представляют одно из ранних выделений. Они сильно корродируются мелкозернистым кварцем основной массы и содержатся в виде включений в крупных зернах анортоклаза. Состав плагиоклаза соответствует олигоклазу с 20—25% анортитового компонента. Для плагиоклазов эльджуртинского гранита весьма характерно зональное строение. Содержание анортитового компонента в центральных частях таких плагиоклазов поднимается до 30 или даже 36%. По данным А. С. Марфунина (1957), плагиоклаз представлен высоким переходным олигоклаз-андезином (резко зональным) от № 36—38 с $-2V = 90—86°$ до № 22—26 с $2V = 70—82°$. Иногда в плагиоклазах наблюдается слабая серицитизация вдоль трещин. В количественном отношении плагиоклаз подчинен анортоклазу.

Калиевый полевой шпат эльджуртинского гранита — типичный представитель калиевых анортоклазов, выделенных Д. С. Белянкиным (1927). Последний, исходя из положения, что в составе анортоклаза необязательно преобладание натрия над калием, предложил свою расширенную классификацию анортоклазов с подразделением их на калиевые и натриевые с малым и большим углами оптических осей.

Присутствие анортоклаза и послужило поводом Л. А. Варданянцу и Б. В. Орлову (1934) причислить эльджуртинский гранит к числу неоинтрузий. Морфологически весьма напоминая ортоклаз, анортоклаз обладает рядом особенностей, выражающихся в отклонении ориентировки его оптической индикатриссы от моноклинных форм.

Так погасание в сечении $\perp Np$, прямое у ортоклаза, достигает здесь 6—8° (Белянкин, 1939).

С. П. Соловьев (1940), анализировавший вкрапленники анортоклаза в эльджуртинском граните, определяет его состав сочетанием анортита (2%), альбита (30%) и ортоклаза (68%). По данным А. С. Марфунина (1962), границы, определяющие тип калишпата Эльджуртинского массива, довольно узкие: это высокий ортоклаз, с углами оптических осей преимущественно 49—53°, иногда переходящий в низкий санидин ($2V \approx 37—40°$) или в триклинный высокий ортоклаз (при $2V > 50°$). По внутреннему сложению является криптопертитом, местами переходящим в микропертит. Состав фаз пертита колеблется. Альбитовая фаза криптопертитов образует альбит-периклиновую двойниковую сверхструктуру. Колебания валового состава также сравнительно ограничены, отвечая $Or_{80}Ab_{20}$—$Or_{60}Ab_{40}$.

В шлифе анортоклаз представлен слабо пелитизированными зернами, обычно с хорошо выраженной спайностью по одному или двум (010) и (001) направлениям. Порфировые его выделения обычно сдвойникованы по карлсбадскому закону, а по трещинам нередко наблюдается проникновение минералов второй генерации, главным образом кварца и биотита. Тончайшие пертитовые вростки альбита встречаются довольно редко, зато графические прорастания анортоклаза и кварца представляют достаточно обычное явление.

Проведенное А. А. Поповым (ГЕОХИ) рентгенометрическое исследование щелочного полевого шпата из эльджуртинского порфировидного гранита методом порошка на дифрактометре УРС-50 ИМ показало, что он представлен во вкрапленниках и основной массе промежуточным санидином. Высокая точность разработанного метода определения параметров элементарной ячейки позволила установить, что неупорядоченные калиевые полевые шпаты встречаются в граните из апофиз, более высокоупорядоченные представлены калиевым полевым шпатом из порфировых вкрапленников и основной массы эльджуртинского гранита, а наименее упорядоченные — из пегматоидных приконтактовых зон. Калиевый полевой шпат порфировых вкрапленников отвечает по составу Ab_{37-33}; Or_{63-67}; основной массы Ab_{28-27}; Or_{72-73}.

Кварц присутствует как в порфировых выделениях, так и в основной массе, где он образует неправильные ксеноморфные зерна, корродирующие раннее выделившиеся минералы. Иногда кварц обладает облачным угасанием. Довольно обычным является наличие газово-жидких включений.

Северные, наиболее высоко расположенные, выходы эльджуртинского гранита имеют аналогичную петрографическую характеристику, хотя им и присущ ряд особенностей. Микроскопически — это более мелкозернистые лейкократовые породы, порфировые выделения в которых представлены преимущественно кварцем и анортоклазом. Анортоклаз здесь более мутный, чем в

центральных частях массива, а биотит чаще обесцвечивается или хлоритизируется. Содержание его здесь меньше (5,6%), чем в центральных частях массива (7,8%), и его окраска приобретает красноватый оттенок. Кроме того, для северных выходов гранита характерны часто встречающиеся признаки катаклаза, выражающиеся в появлении мозаичного угасания в кварце и в образовании милонитовых полос в граните.

На основании коррозии одних минералов другими, включений минералов друг в друге, присутствия их в порфировых выделе-

Таблица 23

Количественно-минеральный состав (%) гипсометрически различно расположенных выходов эльджуртинского гранита

Минералы	Долина р. Баксан (8) 1300—1350 м	Северные выходы (9) 2400—2560 м	Минералы	Долина р. Баксан (8) 1300—1350 м	Северные выходы (9) 2400—2560 м
Биотит	7,84	4,22	Кварц	25,70	29,95
Плагиоклаз	31,56	22,05	Остальные	0,37	0,37
Анортоклаз	34,53	43,41			
			Сумма	100,00%	100,00%

ниях или приуроченности к интерстициям, можно считать, что каждый из перечисленных породообразующих минералов эльджуртинского гранита присутствует в двух генерациях.

Данные количественно-минеральных подсчетов показывают, что для гранита из центральных частей массива характерно преобладание анортоклаза над плагиоклазом и свежесть минералов, слагающих главную массу гранита и, как следствие, слабое развитие вторичных минералов. По мере продвижения от центральных частей массива к апикальным в составе эльджуртинского гранита (табл. 23) происходит уменьшение содержания биотита и увеличение содержания кварца в гипсометрически более высоко расположенных выходах гранита. Одновременно устанавливается и большая разрушенность минералов (появление хлорита, мусковита, пелита).

При сравнении среднего состава эльджуртинского гранита со средним составом древнего кавказского гранита (табл. 24), заимствованным из работ Д. С. Белянкина (1918), следует, что в эльджуртинском граните щелочной полевой шпат присутствует в количестве, вдвое превышающем его среднее содержание в древних гранитах Кавказа, что должно свидетельствовать о калиевом характере эльджуртинского гранита, особенно принимая во внимание, что встречающийся в нем щелочной полевой шпат является существенно калиевым анортоклазом.

Петрохимия. В работе А. В. Пэка (1962) приведены все существующие химические анализы гранитоидов Тырныауза. Вычисленный на основании этих данных средний химический состав эльджуртинского гранита и его сопоставление с составом среднего мирового гранита свидетельствует о том, что эльджуртинский гранит отличается повышенным содержанием кремнезема, количество которого обычно составляет 71—73%, пониженным содер-

Таблица 24

Средний количественно-минеральный состав (в %) древнего кавказского и молодого эльджуртинского гранита

Минералы	Древный	Эльджуртинский	Минералы	Древний	Эльджуртинский
Биотит	8,50	7,84	Кварц	34,50	25,70
Плагиоклаз	38,00	31,56	Мусковит	2,00	–
Калиевый полевой шпат	16,50	34,53	Остальные	0,50	0,37

жанием окиси кальция и окисного железа, несколько повышенным содержанием щелочей. Минералогически это выражается в незначительном развитии единственного цветного минерала — биотита и повышенном содержании калиевого полевого шпата. В то же время по своему составу эльджуртинский гранит не отличается от среднего состава гранитов Большого Кавказа. Исключение составляет меньшее содержание в нем закисного железа (табл. 25).

Несмотря на эти, в общем незначительные, отклонения, эльджуртинский гранит вполне укладывается по своему химическому составу в рамки, отводимые для пород этого класса. В контакте же с вмещающими породами он испытывает существенные изменения, сказывающиеся и на его химическом составе.

Из сравнения с составом рудоносных гранитов других массивов следует (табл. 26), что эльджуртинский биотитовый гранит значительно богаче Mg, Ca, Fe, Ti не только по сравнению с гранитами Вост. Коунрадского и Акчатауского массивов, что и следовало ожидать, учитывая лейкократовый облик этих гранитов, но и по сравнению с биотитовыми гранитами Мегринского плутона. Эти особенности состава находят отражение в магнезиальном составе биотита и несколько повышенной основности плагиоклаза в эльджуртинском граните.

Дисперсии содержаний этих элементов также достигают наибольших значений в эльджуртинском граните, будучи следствием его резко порфировидной структуры и такситовой текстуры (табл. 27).

Степень окисления железа в эльджуртинском граните довольно высокая — $F = 0{,}6$, что говорит о гипабиссальных условиях его

Таблица 25

Средний химический состав эльджуртинского биотитового гранита (в вес.%)

Окислы	Среднее содержание		
	в мировом граните (Дэли, 1923)	в эльджуртинском граните (9)	в гранитах Большого Кавказа (124) (Демин и др., 1969)
SiO_2	69,92	72,49	71,90
TiO_2	0,39	0,33	0,28
Al_2O_3	14,78	14,68	14,80
Fe_2O_3	1,62	0,69	0,68
FeO	1,67	1,20	1,67
MnO	0,13	0,04	0,04
MgO	0,97	0,65	0,71
CaO	2,15	1,40	1,43
Na_2O	3,28	3,43	3,02
K_2O	4,07	4,20	4,40
P_2O_5	0,24	0,11	0,18
H_2O^-	–	0,17	–
П.п.п.	0,78	0,62	–

Таблица 26

Среднее содержание ($\bar{x}$) некоторых петрогенных элементов в гранитах, сопровождаемых Mo и W оруденением (в %)

Элементы	Кавказ		Казахстан	
	Эльджуртинский (50)	Мегринский (50)	Восточный Коунрад (50)	Акчатау (50)
Mg	0,59	0,43	0,36	0,26
Mn	0,04	0,02	0,04	0,03
Ca	1,54	1,56	1,48	1,07
Fe	2,22	1,44	1,64	1,41
Ti	0,24	0,11	0,16	0,17

формирования. Об этом же свидетельствуют и структурные особенности калиевого полевого шпата эльджуртинского гранита. Как известно, А. С. Марфунин (1962), обобщая материал по минералогии полевых шпатов, пришел к заключению, что содержание альбитовой молекулы, упорядоченность и триклинность калиевого полевого шпата являются функциями большого числа параметров. В общем, в ряду гипабиссальная фация — абиссальная фация пропорционально уменьшению скорости охлаждения расплава происходит уменьшение содержания альбитовой молекулы

Таблица 27

Дисперсии содержаний (S) некоторых петрогенных элементов в гранитах, сопровождающихся W и Mo оруденением (в %)

Элементы	Кавказ		Казахстан	
	Эльджуртинский (50)	Мегринский (50)	Восточный Коунрад (50)	Акчатау (50)
Mg	0,15	0,06	0,07	0,07
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,37	0,29	0,26	0,26
Fe	0,48	0,19	0,26	0,07
Ti	0,06	0,02	0,02	0,04

в калишпате, увеличение триклинности (определяемой ориентировкой оптической индикатрисы) и упорядоченности (определяется величиной — $2V$). Поэтому низкая упорядоченность калишпата эльджуртинского гранита свидетельствует о гипабиссальных условиях его формирования.

РУДНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЭЛЬДЖУРТИНСКОМ ГРАНИТЕ

Эльджуртинский гранит практически не затронут явлениями контаминации и не изменен автометасоматическим процессом. Это позволяет рассматривать многие особенности содержания в нем редких и рудных элементов как присущие родоначальной магме, в то время как воздействие более поздних, возможно чуждых данному магматическому очагу растворов, было минимальным.

Приводимые ниже данные по средним содержаниям рудных и редких элементов в эльджуртинском граните основаны на результатах их количественных определений в III пробах гранита. Из них 50 проб отобраны на горизонтальной площадке размером 30×30 м по сетке с интервалом в 5 м, и 61 проба, охватывающая 1,5 км разреза гранита по вертикали, отобрана из керна скв. 600 с интервалом в 25 м между пробами.

Сравнение вычисленных средних содержаний рудных и редких элементов в эльджуртинском граните с их кларками в кислых породах (Виноградов, 1962) показывает, что наиболее значительно, в 2—3 раза, они повышены у Sn и Cs и менее значительно — у Zr, Pb, Li. Содержание W и Mo равно кларковому, а у Zn, Be, B, Nb и особенно у Cu и Ta — понижено (табл. 28).

Однако это сравнение дает только общее представление о геохимических особенностях эльджуртинского гранита, а в отношении главных элементов месторождения — W и Mo — свидетельствует о их близких к кларковым содержаниях.

Таблица 28

Средние содержания редких и рудных элементов в биотитовых гранитах эльджуртинского массива (в г/т)

Элементы	Среднее содержание в разрезе			Кларк в кислых породах	$K_н$
	вертикальном (61)	горизонтальном (50)	по массиву в целом (111)		
W	1,9	1,4	1,7	1,5	1,1
Mo	1,7	1,0	1,4	1,0	1,4
Sn	6,0	6,5	6,2	3,0	2,1
Pb	29,0	21,9	25,8	20,0	1,3
Zn	41,0	43,8	42,3	60,0	0,7
Cu	13,0	12,4	12,7	20,0	0,6
Nb	15,2	12,3	13,9	20,0	0,6
Ta	1,6	1,8	1,7	3,5	0,5
Zr	276,0	222,4	250,2	200,0	1,2
Be	4,6	4,2	4,4	5,5	0,8
Li	53,0	52,3	52,7	40,0	1,3
Rb		205,0	205,0	200,0	1,0
Cs	13,0	19,6	16,0	5,0	3,2
B	11,0	11,9	11,4	15,0	0,8
F	695,0	899,6	786,7	800,0	1,0

Сравнение средних содержаний рудных и редких элементов в эльджуртинском граните с их средним содержанием в гранитах Большого Кавказа позволяет установить аналогичные отличия эльджуртинского гранита: он выделяется значительно повышенным содержанием Sn, Li и Cs и пониженным — Cu и Nb. Содержания остальных элементов, в том числе и Mo, сходны (табл. 29).

Для выяснения черт, специфически присущих рудоносным гранитам, было проведено геохимическое опробование по сетке 30×30 м трех гранитных массивов: Восточно-Коунрадского и Акчатауского, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение кварцево-жильного типа, и Могри-Ордубадского, с которым связано медно-молибденовое месторождение Каджаран.

Результаты анализов, приведенные в табл. 30, свидетельствуют о том, что по сравнению с гранитами других массивов, сопровождающихся Cu—Mo или W—Mo оруденением, эльджуртинский гранит содержит больше Sn, Cs, Li, т. е. как раз тех элементов, количество которых в нем значительно превышает кларковое и которые обычно концентрируются в биотите. Что касается остальных элементов, в том числе W и Mo, то их содержания в эльджуртинском граните превышают количество этих элементов в гранитах Каджарана и Восточного Коунрада, но ниже, чем в гра-

Таблица 29

Среднее содержание рудных и редких элементов в рудоносных гранитах различных регионов (в г/т)

Элементы	В кислых породах (Виноградов, 1962)	В гранитах Большого Кавказа (124) (Демин, Ситнин, 1969)	Кавказ		Казахстан	
			Эльджуртинский (50)	Каджаран (50)	Восточный Коунрад (50)	Акчатау (50)
W	1,5	–	1,43±0,25	1,62±0,13	0,98±0,26	9,24±1,84
Mo	1,0	1,0	1,02±1,10	0,71±0,01	0,51±0,03	2,69±0,13
Sn	3,0	2,1±1,0	6,54±0,53	1,72±0,18	2,50±0,28	4,27±0,38
Pb	20,0	29,0±9,0	21,85±1,05	14,26±0,56	21,91±3,65	21,00±1,68
Cu	20,0	32,0±9,0	12,43±1,64	21,60±5,48	7,86±1,02	14,39±4,73
Zn	60,0	47,0±15,0	43,80±11,05	38,35±8,23	21,07±2,65	42,94±4,41
Nb	20,0	27,3±4,2	12,34±0,81	13,30±0,69	12,00±0,56	25,90±2,08
Ta	3,5	1,9±0,7	1,75±0,07	0,94±0,06	0,98±0,06	2,54±0,21
Be	5,5	2,2±0,3	4,23±0,18	1,65±0,12	2,66±0,11	9,77±0,50
Li	40,0	15,0±5,1	52,34±1,94	9,38±1,24	17,64±0,88	43,21±3,25
Rb	200,0	–	212,80	142,40	128,20	365,60
Cs	5,0	5,2±0,7	19,55±1,20	–	2,50±0	10,42±0,34
B	15,0	–	11,91±1,77	10,82±0,90	7,91±0,41	15,77±4,63
F	800,0	—	899,59±33,6	383,20±18,30	722,80±54,06	2398,86±213,63

Таблица 30

Дисперсии содержаний (S) редких и рудных элементов в гранитных массивах, сопровождаемых Cu–Mo *или* W – Mo *оруденениями (в г/т)*

Элементы	Северный Кавказ		Северное Прибалхашье	
	Эльджуртинский (50)	Мегринский (50)	Восточный Коунрад (50)	Акчатау (50)
W	0,98	0,48	0,91	5,21
Mo	0,37	0,07	0,13	0,63
Sn	1,63	0,66	1,03	1,38
Zn	39,89	27,68	9,56	15,94
Pb	3,44	2,03	12,90	5,49
Cu	5,28	18,95	3,29	17,09
Nb	2,94	2,49	2,02	7,51
Ta	0,27	0,21	0,18	0,78
Be	0,65	0,43	0,42	1,89
Li	7,00	3,98	3,20	11,67
Rb	636,90	108,40	296,60	1379,00
Cs	4,34	—	–	2,68
B	6,38	3,26	1,50	16,71
F	121,31	66,03	195,02	675,89

нитах Акчатау (табл. 30). Весьма вероятно, что подобные отличия связаны с более сильной измененностью гранитов Акчатау, в которых часто встречаются зоны интенсивной микроклинизации и грейзенизации.

Говоря о содержании главных рудных элементов Тырныауза — вольфрама и молибдена, необходимо отметить, что в отношении их источника среди исследователей Тырныауза нет единого мнения. Одни считают источником W и Mo эльджуртинский гранит, другие считают его рудоносным только в отношении W, третьи — на основании пересечения эльджуртинским гранитом лейкократовых гранитоидов и скарнов считают его вообще не причастным к оруденению. По данным многочисленных анализов, эльджуртинский гранит не отличается высокими содержаниями рудных элементов. Количество вольфрама только на 0,2, а молибдена на 0,4 г/т превышает кларковое содержание (см. табл. 28) и поэтому эти отличия вряд ли следует считать существенными. Правда, более ранние исследователи приводят данные о более высоком содержании в эльджуртинском граните молибдена (1,7—1,94 г/т) и вольфрама (2,3—3,3) в среднем 2,75 г/т; Студеникова и др., 1957; Виноградов и др., 1958. Однако эти цифры основаны на недостаточном числе анализов.

Имеющиеся данные по содержанию W и Mo в рудоносных гранитах свидетельствуют о том, что эти содержания могут быть

выше или ниже кларковых и не могут однозначно свидетельствовать о потенциальной рудоносности гранита. Так, например, неизмененные порфировидные вольфрамоносные граниты асакан-шумиловского интрузивного комплекса (Центральное Забайкалье) содержат 15,8—30,0 г/т W (Гайваронский и др., 1971), т. е. значительно выше кларка этого элемента в кислых породах.

Содержание молибдена в рудоносных гранитах Восточного Забайкалья (1,78 г/т) почти в два (Козлов, Рощупкина, 1965), а в молибденоносных гранитах Далидагского интрузива (Азербайджан) — в три (Эффендиев, Гейдаров, 1959) раза превышает кларк для кислых пород. Однако в Горном Алтае (Сотников, Изюмова, 1965) и в Восточном Забайкалье (Иванова, 1967) содержание вольфрама в гранитах, резко различных по своей вольфрамоносности, в основном аналогично и в среднем не превышает 1,5—2,0 г/т. На примере Шахтаминского массива (Восточное Забайкалье) показано, что в интрузивах, с которыми связывают молибденовое и полиметаллическое оруденения, содержания Mo, Pb, Zn весьма близки к среднему содержанию этих элементов в породах данного типа (Кузьмин и др., 1964).

В свете приведенных примеров эльджуртинский гранит следует относить к массивам, с которыми пространственно связано оруденение, а содержание рудных элементов близко кларковому.

Дальнейшее выявление признаков рудоносности целесообразно производить, рассматривая уже не средние содержания, а степень равномерности распределения частных содержаний. Последняя обычно увеличивается у гранитов, кристаллизация которых сопровождалась явлениями газовой дифференциации или которые подверглись значительным позднe- или постмагматическим изменениям, сопровождавшимся значительным перераспределением содержаний этих элементов. Обычно большие значения дисперсии характерны для рудоносных гранитоидов.

Сравнение дисперсий содержаний редких и рудных элементов в эльджуртинском граните с другими гранитами, сопровождающимися Cu—Mo или W—Mo оруденением, свидетельствует о том, что также, как и в случае средних содержаний, эльджуртинский гранит выделяется высокими значениями дисперсий содержаний W и Mo, а также Sn, Cs, Zn, т. е. элементов, содержащихся в нем в повышенных по сравнению с другими массивами количествах (см. табл. 30).

Исключение составляют сильно измененные граниты Акчатау, в которых дисперсии содержаний W, Mo и Be значительно превышают таковые в других сравниваемых массивах, и граниты Мегринского плутона, с которыми пространственно связано Cu—Mo месторождение и которые характеризуются наиболее высокой дисперсией содержания меди.

Дисперсии содержаний редких и рудных элементов в эльджуртинском граните по сравнению с другими массивами занимают промежуточное положение, что в известной мере свидетельствует

о бедности гранитной магмы этого массива летучими. Это подтверждается не только очень слабым автометаморфическим изменением самих гранитов, но и монотонным распределением этих элементов как в вертикальном разрезе массива, так и в горизонтальной плоскости (табл. 31).

Действительно, анализ проб, отобранных в горизонтальном (50 проб) и вертикальном (61 проба) сечениях Эльджуртинского гранитного массива, показал большое сходство в средних содержаниях (см. табл. 28). Правда, в гранитах из вертикального разреза только несколько повышены содержания W, Mo, Rb и Zr, а из горизонтального — только Cs и F, а содержания большинства остальных элементов весьма сходны, что еще раз подтверждает или сравнительную бедность магмы эльджуртинского гранита летучими или отражает их быстрое удаление во вмещающие породы, весьма вероятнее в приповерхностных условиях его формирования.

Выяснение характера распределения рудных и редких элементов в поперечном разрезе массива, по левому борту ущелья р. Баксан, начиная от контакта гранита с мигматитами в районе балки Малый Мукулан и кончая районом балки Чильмиан, также не показало преобладающей тенденции какого-либо элемента концентрироваться в периферической части массива (Ляхович, 1962).

Приведенный аналитический материал свидетельствует о том, что наиболее характерной чертой эльджуртинского гранита следует считать повышенные (в 2—3 раза по сравнению с кларком) содержания цезия и олова. Повышенное содержание этих элементов отмечалось и ранее (Одикадзе, 1968; Родзянко, 1969). Однако повышенное содержание в эльджуртинском граните ниобия и цинка (Одикадзе, 1968), рубидия и бериллия (Родзянко, 1969) не подтвердилось.

Другой характерной чертой эльджуртинского гранита является практически равное кларковому содержание главных рудных элементов месторождения — вольфрама и молибдена. Об этом свидетельствуют и данные Г. Л. Одикадзе (1968).

Третьей характерной чертой является отсутствие повышенных содержаний в нем летучих компонентов — бора и особенно фтора. Хотя, по данным Г. Л. Одикадзе (1971), содержание фтора в эльджуртинском граните и наиболее высокое среди гранитов Большого Кавказа, оно все же практически равно кларку (см. табл. 28).

Четвертым характерным признаком являются высокие значения дисперсий содержаний большинства редких и рудных элементов, в том числе W и Mo, которые превышают дисперсии соответствующих элементов в других рудоносных массивах (Мегри, Восточный Коунрад). Однако они значительно меньше, чем дисперсии содержаний этих элементов в рудоносных гранитах, значительно измененных поздними процессами (Акчатау). Это поз-

Таблица 31

Содержания рудных, редких и петрогенных элементов в горизонтальной плоскости (30×30 м) гранита массива Эльджурту (Северный Кавказ) (в г/т)

№ проб	W	Mo	Sn	Cu	Zn	Pb	Nb	Ta	Zr	Li	Rb	Cs	Be	F	B	в %				
																Ti	Fe	Mg	Ca	Mn
1	0,7	1,4	9	19	80	22	21	1,5	380	53	250	22	3,6	1100	18	0,45	3,3	0,3	2	0,06
2	1,5	1,3	8	9	40	19	14	1,8	320	43	210	18	4,5	750	13	0,37	2,15	0,55	1,55	0,042
3	1,5	0,9	8	9	40	20	14	2,0	210	57	240	22	6,2	700	16	0,27	2,105	0,56	1,3	0,04
4	5,1	1,8	6	13	40	21	14	1,9	200	50	210	16	5,2	700	10	0,3	2,105	0,56	1,7	0,042
5	1,7	0,9	7	28	40	21	14	1,5	260	53	210	22	3,9	870	10	0,25	2	0,56	1,3	0,04
6	1,5	1,0	4	30	40	23	14	2,0	230	55	210	23	5,0	850	9	0,24	2,105	0,55	1,4	0,039
7	1,7	0,9	8	22	40	19	14	1,8	280	62	240	20	3,8	800	10	0,31	2,8	0,7	1,9	0,046
8	1,9	1,8	8	13	60	20	14	1,8	270	50	220	28	3,5	1000	20	0,3	2,105	0,41	1,25	0,046
9	1,6	1,3	7	16	30	21	14	1,5	200	51	220	14	3,6	900	13	0,3	2,2	0,65	1,7	0,043
10	1,8	1,5	5	16	30	19	14	1,7	240	53	220	24	5,4	850	11	0,2	1,4	0,56	2,8	0,036
11	1,8	1,0	6	19	40	19	14	1,8	230	53	220	29	4,7	940	18	0,35	3,4	0,1	2,1	0,07
12	2,0	0,7	6	15	40	21	14	1,6	200	53	210	19	5,0	850	12	0,23	3	0,81	2,1	0,09
13	1,2	1,1	7	16	40	17	10	1,5	220	44	160	25	3,5	850	14	0,32	3	0,75	2	0,09
14	0,7	0,8	6	10	40	16	14	1,2	210	44	200	29	4,2	950	18	0,23	2,8	0,73	1,3	0,084
15	1,0	0,7	5	10	60	21	14	1,7	240	58	220	18	5,4	830	10	0,26	2,5	0,86	2	0,084
16	0,7	0,6	5	14	30	31	14	1,3	250	62	180	15	4,7	850	9	0,52	2,8	0,75	2,1	0,08
17	2,1	0,8	6	9	30	20	14	1,5	220	50	190	15	4,2	1000	11	0,2	2	0,56	1,4	0,04
18	1,7	0,9	6	10	60	29	14	1,5	210	49	220	17	5,2	850	13	0,19	2,1	0,5	1,5	0,042
19	0,7	0,7	6	10	30	22	14	1,8	250	53	160	16	4,7	620	6	0,21	2,2	0,5	1,6	0,042
20	0,7	0,5	4	10	30	17	14	2,3	210	58	180	11	4,0	770	8	0,25	2,5	0,06	1,6	0,04
21	0,7	0,8	5	14	20	20	14	1,8	160	48	200	25	4,8	710	17	0,23	2,1	0,53	1,4	0,042
22	0,7	0,4	4	7	30	18	10	2,0	170	56	200	21	4,0	850	14	0,22	2,05	0,57	1,9	0,038
23	0,7	0,9	4	8	30	19	10	1,5	210	58	180	18	3,8	900	17	0,3	2,5	0,7	1,6	0,054
24	1,0	0,7	5	8	30	22	14	1,6	210	64	170	18	4,2	1100	13	0,26	2,1	0,64	1,2	0,045

Таблица 31 (окончание)

№ проб	W	Mo	Sn	Cu	Zn	Pb	Nb	Ta	Zr	Li	Rb	Cs	Be	F	B	в %				
																Ti	Fe	Mg	Ca	Mn
25	0,7	0,9	7	7	60	20	10	1,5	280	49	200	20	3,6	1100	19	0,15	1,6	0,42	1,3	0,031
26	0,7	1,1	9	9	40	21	10	1,6	180	48	210	15	3,6	900	15	0,3	2,9	0,8	1,3	0,057
27	1,5	1,0	7	10	40	24	14	1,5	230	46	180	13	3,5	840	16	0,31	3	0,75	1,7	0,052
28	1,4	0,9	5	8	30	21	10	1,5	230	52	170	15	4,2	900	16	0,17	2,5	0,7	1,7	0,047
29	0,7	0,7	5	7	30	25	10	1,5	210	48	200	19	4,4	840	19	0,2	2,3	0,65	1,7	0,043
30	1,1	0,7	9	6	60	26	14	1,9	210	58	230	26	4,1	1100	19	0,23	2,3	0,7	1,3	0,043
31	1,1	1,1	5	9	30	26	10	2,0	230	58	230	20	4,4	840	19	0,25	2,5	0,71	1,5	0,043
32	0,7	1,1	5	15	30	26	10	2,0	270	57	250	23	4,0	940	17	0,21	2,1	0,7	1,2	0,047
33	1,3	1,1	5	5	30	19	10	1,1	220	39	220	19	3,7	850	16	0,18	1,9	0,48	1,3	0,041
34	0,7	1,0	9	14	30	21	10	1,7	180	40	210	23	3,8	1100	18	0,2	1,3	0,56	1,3	0,038
35	0,7	0,7	7	6	50	19	10	1,5	190	55	190	17	3,9	950	13	0,21	2,0	0,5	1,5	0,037
36	0,7	1,5	9	7	50	20	10	1,7	220	57	220	15	3,7	1000	13	0,24	1,3	0,6	1,1	0,035
37	1,0	1,5	8	7	30	22	10	1,6	230	53	220	16	4,0	1000	13	0,17	2	0,53	1,5	0,038
38	0,7	1,1	9	7	40	22	10	1,4	200	53	220	15	4,0	900	16	0,2	2,3	0,7	1,7	0,035
39	1,9	1,0	6	18	20	25	10	1,5	210	55	190	13	3,3	740	13	0,21	2,5	0,65	1,6	0,045
40	1,6	1,5	6	17	20	25	10	2,0	230	49	220	24	4,4	810	16	0,18	2,3	0,55	1,5	0,043
41	2,1	1,3	10	17	70	30	10	1,0	140	41	220	16	4,2	1000	14	0,21	2,3	0,3	1,4	0,037
42	1,7	1,3	5	15	20	26	10	1,5	160	43	230	20	4,8	940	13	0,18	1,3	0,53	0,75	0,044
43	1,6	1,0	5	17	20	22	10	1,7	250	62	210	14	3,8	850	11	0,11	1,4	0,36	1,2	0,04
44	0,7	1,1	9	19	20	21	10	1,5	250	60	290	23	4,2	1000	14	0,23	2,3	0,6	1,2	0,027
45	2,8	1,7	8	16	20	22	10	1,0	210	42	240	21	3,6	840	17	0,21	2	0,48	1,1	0,035
46	5,1	1,9	8	10	70	24	10	1,6	160	40	230	24	5,1	890	23	0,18	2	0,43	1,2	0,034
47	3,4	0,8	6	10	30	22	10	1,5	180	53	230	21	3,7	1100	26	0,17	1,8	0,4	1,1	0,032
48	0,7	0,7	8	10	30	19	21	1,8	130	65	240	24	4,3	1200	19	0,23	1,9	0,5	1	0,03
49	1,0	0,9	6	11	30	18	10	1,3	300	50	250	19	3,9	890	18	0,15	1,9	0,38	1	0,031
50	2,8	1,4	6	11	70	30	21	2,0	222,4	74	212,8	18	3,6	870	12	0,17	1,8	0,38	0,95	0,027

Таблица 32

Среднее содержание рудных и редких элементов в породообразующих минералах эльджуртинского гранита и гранитов Советского Союза (в г/т)

Породы	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Li	Rb	Cs	B	F
Биотит												
Эльджуртинский гранит	1,9(61)	2,3(79)	56,5(79)	440,3(73)	17,3(69)	29,2(71)	127,3(73)	463,2(75)	768,0(5)	78,1(71)	12,6(39)	5213,0(67)
Биотитовый гранит СССР	6,8	5,8	66,8	494,2	13,3	61,8	148,1	1024,0	1131,2	119,1	13,6	11455,8
$К_н$	0,2	0,4	0,8	0,9	1,3	0,5	0,9	0,5	0,7	0,7	0,9	0,5
Плагиоклаз												
Эльджуртинский гранит	0,9(13)	0,8(12)	5,0(13)		39,8(4)	14,9(13)	7,9(5)	13,2(7)	16,7(7)	10,0(2)	3,7(13)	276,2(8)
Биотитовый гранит СССР	1,9	1,6	7,8		22,5		7,9	32,0	136,5	15,0	14,3	564,1
$К_н$	0,5	0,5	0,6		1,8		1,0	0,4	0,12	0,7	0,3	0,5
Калиевый полевой шпат												
Эльджуртинский гранит	0,9(16)	0,8(11)	4,7(9)		62,4(12)	13,8(14)	4,9(5)	13,7(7)	522,5(12)	9,6(9)	4,0(4)	165,0(11)
Биотитовый гранит СССР	2,0	2,0	8,8	25,5	43,8	5,7	5,3	20,4	406,3	5,2	10,2	
$К_н$	0,5	0,4	0,5		1,4	2,4	0,9	0,7	1,3	1,8	0,4	
Кварц												
Эльджуртинский гранит	1,1(14)	0,8(67)	2,2(74)	24,8(62)	8,1(69)	8,7(14)	4,9(2)	20,9(8)	10,0(4)		4,0(4)	185,0(4)
Биотитовый гранит СССР	2,9	3,6	16,6	16,8	7,9	6,6	4,9	13,6	37,5	32,7	6,3	
$К_н$	0,5	0,2	0,1	1,5	1,0	1,4	1,0	1,6	0,3		0,7	

Примечание. К н-- коэффициент накопления рудных и редких элементов в минералах эльджуртинского гранита по сравнению с одноименными минералами биотитовых гранитов СССР.

воляет предположить для эльджуртинского гранита другую причину, обусловившую неравномерное распределение в нем этих элементов — неравномерное удаление летучих в гипабиссальных условиях формирования, с различной интенсивностью увлекавших за собой редкие и рудные элементы.

Анализ гистограмм показывает, что в эльджуртинском массиве наиболее неравномерно распределены вольфрам, ниобий и фтор и отдельные их высокие содержания, обусловливающие полимодальное распределение принадлежат другой совокупности и, возможно, имеют наложенную природу.

Рудные и редкие элементы в минералах. Кристаллические решетки породообразующих минералов поглощают значительную часть содержащихся в магме рудных и редких элементов и оказывают большое влияние на возможность их накопления в позднеили постмагматических продуктах. Поэтому большой интерес представляет сравнение содержания этих элементов в породообразующих минералах эльджуртинского гранита со средними содержаниями в породообразующих минералах гранитоидов Советского Союза.

Биотит эльджуртинского гранита по сравнению со средним для этого минерала содержит меньше всех рудных и редких элементов, особенно W, Mo, Li, Rb, Cs. Исключение составляет Pb, содержания которого повышены. Наиболее равномерно распределены в биотите Ta и Be, наиболее неравномерно — Sn и Cu, содержания которых нередко поднимаются до 75—80 и 200—270 г/т соответственно, отражая присутствие собственных минералов этих элементов, содержание которых в эльджуртинском граните значительно повышено по сравнению со средним.

Максимальные содержания W и Mo (2,5 и 4 г/т незначительно превышают средние содержания этих элементов в биотите (табл. 32).

По сравнению с биотитами из других массивов, с которыми связано Cu-Mo или W-Mo оруденения, биотит эльджуртинского гранита отличается самым низким содержанием W, промежуточным — Mo и более высоким — всех остальных рудных и редких элементов (табл. 33). Исключение составляет медь, количество которой в биотите гранитоидов Мегринского плутона, сопровождаемых Cu-Mo оруденением, в два раз больше, чем в биотите эльджуртинского гранита.

Возможная зависимость между молибденоносностью гранита и содержанием Mo в биотите вырисовывается не совсем четко. Так,

Таблица 33

Средние содержания W *и* Mo *в биотите гранитоидов различной рудоносности (в г/т)*

Массив	W	Mo	Район	Автор
Рудоносный	10,0(83)	8,5(76)	Дальний Восток	Говоров и др., 1970
Нерудоносный	1,8(76)	1,5(91)	То же	То же
Рудоносный	4,5(32)	3,4(127)	Приморье	Левашов и др., 1970, 1973
»	4,1(2)	0,5(4)	Восточный Коунрад	Ляхович, 1972
»	9,9(4)	1,37(4)	Акчатау	То же
»		3,3(3)	Мегринский	»
Эльджуртинский	1,9(61)	2,3(79)	Северный Кавказ	»
Средний	6,8	5,8	СССР	»

в биотите из немолибденоносных гранитов Урала и Восточного Саяна содержание Mo в биотите меньше среднего и составляет 4,0 и 2,0 г/т соответственно. В эльджуртинском граните содержание Mo в биотите составляет 2,3 г/т, хотя имеются и другие данные — 1 г/т (Одикадзе, 1968) или 2,3—5,8 г/т (Студеникова и др., 1957).

Биотиты из гранитоидов Мегри-Ордубадского плутона (Демин и др., 1968), с которыми генетически связано медно-молибденовое месторождение, содержат молибдена 2,3 г/т (11 определений), т. е. в 2,5 раза меньше вычисленного среднего, а меди в 4 раза меньше — 13,6 г/т (9 определений). Количество вольфрама в биотите эльджуртинского гранита, по нашим данным, составляет 1,4 г/т и значительно выше (18 г/т) по другим данным (Студеникова и др., 1960). В невольфрамоносных гранитах Садона биотит содержит 1,0 г/т W. В биотите нерудоносных и рудоносных (W, Sn) гранитов Восточного Забайкалья содержание W одинаково и составляет 5 г/т (Иванова, Бутузова, 1968), т. е. несколько ниже среднего. Иными являются результаты, изложенные в последних работах по геохимии гранитоидов Дальнего Востока и Чукотки. В них указывается, что в биотите гранитоидов, рудоносных на вольфрам, молибден и олово содержание этих элементов значительно выше, чем в биотите нерудоносных гранитоидов (Недашковский и др., 1970; Левашов и др., 1970; Иванов и др., 1970).

Представление о наблюдаемых отличиях дают данные табл. 33.

Все это свидетельствует о том, что биотит не всегда может быть прямым индикатором рудоносности гранита, тем более, что

часто наблюдается обратная связь между содержанием в биотите редких элементов и количеством собственных минералов этих элементов в граните. С другой стороны, из тех же работ, весьма насыщенных аналитическим материалом, следует, что биотиты из гранитоидов, с которыми связаны олово-вольфрам-молибденовые рудопроявления, характеризуются большим диапазоном колебания содержаний этих элементов (в г/т): W — 0,8—160, Mo 0,5—60,0 (Левашов и др. 1970); Sn — от преобладающих 14—30 г/т до встречающихся значительно реже 100—140 г/т (Иванов и др., 1970).

Такие высокие содержания, вероятно, обусловлены микровключениями собственных минералов этих элементов, что, в свою очередь, могло сильно исказить полученные цифры средних содержаний. Биотит из гранита Эльджуртинского массива характеризуется пониженным содержанием Mo (2,3 г/т) и W (1,9 г/т) по сравнению со средним (см. табл. 33).

Плагиоклаз эльджуртинского гранита, подобно биотиту, содержит по сравнению со средним меньше W, Mo и остальных элементов. Единственным элементом, содержание которого почти в два раза выше среднего, является свинец.

Все элементы в плагиоклазе распределены достаточно равномерно, только изредка содержание вольфрама, например, достигает 1,5 г/т, т. е. приблизительно в два раза превышает среднее, а меди — в три раза. По сравнению с плагиоклазом из рудоносных массивов плагиоклаз эльджуртинского гранита содержит меньше вольфрама, равное количество молибдена и больше остальных элементов, особенно свинца и лития. Исключение составляет медь, количество которой максимально в плагиоклазе гранитоидов Мегринского плутона, сопровождаемых медно-молибденовым оруденением (табл. 34).

Имеющиеся данные не говорят о существовании прямой зависимости между рудоносностью гранитоида и содержанием рудных элементов в плагиоклазе. Плагиоклазы гранитов безрудных и рудоносных в отношении W и Mo могут содержать практически одинаковые количества этих элементов. Так, в гранитах Восточного Забайкалья, независимо от наличия генетически связанного с ними W-Mo оруденения, содержание W в плагиоклазах колеблется в узком интервале концентраций 1,0—1,1 г/т, а Mo — 0,53—0,61 г/т. Плагиоклазы из гранитов Иультинских массивов (Чукотка), с которыми связано Sn-W-Mo оруденение, содержат 0,6—0,7 г/т W и 0,7—1,7 г/т Mo (Иванов и др., 1970), т. е. по сравнению со средним меньше вольфрама и меньше или равное ему количество молибдена. В то же время плагиоклазы из рудоносных гранитов Казахстана обогащены вольфрамом, а содержание молибдена ниже среднего (см. табл. 34).

В калиевом полевом шпате эльджуртинского гранита, за исключением меди, свинца и цезия, содержание всех рудных и редких элементов, в том числе и W и Mo, понижено (см. табл. 32).

Таблица 34

Средние содержания W *и* Mo *в плагиоклазе гранитоидов различной рудоносности (в г/т)*

Гранит	W	Mo	Район, массив	Автор
Рудоносный	1,5(29)	1,0(56)	Приморье	Левашов, и др., 1970, 1973
Рудоносный	3,55(20)	0,95(30)	Казахстан	Серых, 1966
Нерудоносный	2,0(23)	0,68(23)	»	То же
Рудоносный	3,6(69)	6,1(46)	Дальний Восток	Говоров и др., 1970
Нерудоносный	2,3(66)	2,7(75)	То же	То же
Рудоносный	1,0	0,53	Восточное Забайкалье	Иванова, Бутузова, 1968
Нерудоносный	1,1	0,61	То же	То же
Рудоносный	1,03(3)	0,57(3)	Восточный Коунрад	Ляхович, 1972
»	2,9(14)	0,4(4)	Акчатау	То же
»	1,3(5)	0,7(3)	Мегринский	»
Эльджуртинский	0,9(13)	0,8(12)	Северный Кавказ	»
Средний	1,9	1,6	СССР	»

Распределены они в калиевом полевом шпате достаточно однородно. Некоторое исключение составляют Pb и Rb, содержания которых поднимаются до 82—100 и 600—680 г/т соответственно. Количество W в отдельных случаях составляет 1,5 г/т, что приблизительно в два раза превышает среднее.

По сравнению с калиевым полевым шпатом из вольфрамоносных гранитов Акчатау калиевый полевой шпат эльджуртинского гранита содержит в два раза меньше вольфрама, такое же количество молибдена, бериллия, ниобия и тантала и больше Sn, Pb, Li, Rb и F (табл. 35).

В Приморье калиевые полевые шпаты Синегорского и Татибинского массивов, различных по масштабам ассоциирующей с ними минерализации, содержат W и Mo соответственно 3,3 и 0,7 г/т (Левашов, Гречищева, 1970). В то же время калиевый полевой шпат из гранитов Чукотки, с которыми связано вольфрам-молибден-оловянное рудопроявление, не отличается повышенным содержанием W. Для разных массивов оно составляет (в среднем) 0,9 или 1,2 г/т (Иванов и др., 1970).

В рудоносных гранитах Восточного Забайкалья, Северного Кавказа, Казахстана содержания Mo в калиевых полевых шпатах ниже среднего и составляют 0,6—1,3 г/т. Пониженные содержания Mo (0,6 г/т) отмечены и в калиевом полевом шпате из рудоносных гранитов Западного Забайкалья (Петрова, 1966). Калиевые полевые шпаты нерудоносных гранитоидов Верхнеудин-

Таблица 35

Средние содержания W *и* Mo *в калиевом полевом шпате гранитоидов различной рудоносности (в г/т)*

Гранит	W	Mo	Район	Автор
Рудоносный	3,3(10)	0,7(44)	Приморье	Левашов и др., 1970, 1973
»	3,04(66)	1,31(47)	Казахстан	Серых, 1966
Нерудоносный	2,0(24)	0,6(33)	»	То же
Рудоносный	1,2	0,64	Восточное Забайкалье	Иванова, Бутузова, 1968
Нерудоносный	1,0	0,7	То же	То же
Рудоносный	2,4(8)		Акчатау	Ляхович, 1972
»	1,72(4)	0,77(4)	Мегринский	То же
Эльджуртинский	0,9(16)	0,8(11)	Северный Кавказ	»
Средний	2,0	2,0	СССР	»

ского комплекса (Иванова, Бутузова, 1968) и рудоносных гранитоидов Кукульбейского комплекса (Иванова, 1969) содержат практически одинаковое количество Mo, которое составляет 0,6—0,9 г/т. Последние данные (Иванов и др., 1970) свидетельствуют о более низком содержании Mo в калиевом полевом шпате из гранитов Чукотки, с которыми связано вольфрам-молибден-оловянное оруденение и где оно составляет 0,5 г/т. И только в Приморье в калиевом полевом шпате из гранитов Синегорского и Татибинского массивов, сопровождаемых различной по масштабам вольфрам-молибденовой минерализацией, содержание Mo заметно различно: 1,8 г/т (9 определений) для первого массива и 0,2 г/т (12 определений) — для второго (Левашов и др., 1970).

Как видно, калиевые полевые шпаты из рудоносных гранитов Дальнего Востока характеризуются по сравнению с безрудными не только большими содержаниями, но и большей дисперсией рудных элементов (Говоров и др., 1970). Последняя может объясняться как различной измененностью калиевого полевого шпата, так и наличием микровключений рудных минералов. Влияние последних сказывается на сильно повышенном содержании W (до 40—160 г/т) в калиевом полевом шпате из вольфрамоносных гранитов Восточного Забайкалья (Гребенников, 1968). Несмотря на подобные высокие содержания, они отражают повышенную рудогенерирующую способность гранитной магмы.

Кварц эльджуртинского гранита содержит (кроме меди, цинка и лития) меньше всех редких и рудных элементов, в том числе вольфрама и молибдена, чем средние для этого минерала (см. табл. 32). В кварце наиболее неравномерно распределены W, Sn и Cu, содержание которых достигает в отдельных случаях 1,5—

Таблица 36

Средние содержания W *и* Mo *в кварце гранитоидов различной рудоносности (в г/т)*

Гранит	W	Mo	Район	Автор
Рудоносный	3,04(24)	1,43(42)	Казахстан	Серых, 1961
Нерудоносный	2,0(24)	0,61(13)	»	То же
Рудоносный	1,2(25)	0,9(25)	Дальний Восток	Говоров и др., 1970
Нерудоносный	1,1(51)	1,2(45)	То же	То же
Рудоносный	2,0(5)	1,1(15)	Приморье	Левашов и др., 1970, 1973
Рудоносный	1,7	0,25	Восточное Забайкалье	Иванова, Бутузова, 1968
Нерудоносный	1,4	0,2	То же	То же
Рудоносный	1,03(3)	0,5(3)	Восточный Коунрад	Ляхович, 1972
»	0,7(4)	0,4(4)	Акчатау	То же
»	1,3(5)	0,9(3)	Мегринский	»
Эльджуртинский	1,1(14)	0,8(67)	Северный Кавказ	»
Средний	2,9	3,6	СССР	»

1,7; 10—17 и 21—29 г/т соответственно. Содержания остальных элементов незначительно отличаются от среднего. Содержания W и Mo в кварце эльджуртинского гранита практически не отличаются от таковых в кварце рудоносных гранитов Мегри, Восточного Коунрада и Акчатау (табл. 36).

Для кварца рудоносных гранитоидов весьма характерно также наличие не только повышенных, но местами и ураганных количеств рудных элементов, во многом обусловливающих большую неоднородность распределения их содержаний в породе. Так, в кварце из оловоносных гранитов Приморья и Восточного Забайкалья содержание Sn иногда составляет соответственно 120 и 320 г/т; в кварце из молибденоносных гранитов Центрального Казахстана и Северного Кавказа содержание Mo достигает 100 и 900 г/т. И хотя в этих случаях наличие в кварце микровключений собственных минералов рудных элементов несомненно, подобные цифры содержаний рудных и редких элементов в кварце отражают металлогенические особенности кристаллизующейся гранитной магмы, так как фиксируют не преобладающее изоморфное рассеяние рудных элементов в ранние стадии, а их накопление к поздним этапам кристаллизации вплоть до образования ими собственных минералов.

Отличия в содержании редких элементов в кварце из рудоносных и нерудоносных гранитов Дальнего Востока неодинаковы для различных элементов. Наиболее повышены в кварце рудонос-

ных гранитоидов содержания Sn, Nb, Ta, в то время как содержания Be и W практически одинаковы, а Mo даже несколько ниже по сравнению с кварцем нерудоносных гранитоидов.

В кварце из рудоносных (Cu, Mo) гранодиоритов Мегринского плутона Б. М. Меликсетяном (1964) установлено 10 г/т Cu и 2 г/т Mo, что превышает среднее содержание этих элементов в кварце нерудоносных гранитоидов аналогичного состава.

Синегорский и Татибинский массивы в Приморье сопровождаются вольфрам-молибденовой минерализацией, причем наиболее интенсивно она проявлена в связи с Синегорским массивом. Соответственно и кварц из гранодиоритов, слагающих эти массивы, содержит больше W и Mo в Синегорском массиве — 2,0 и 3,2 г/т (5 определений), чем в Татибинском — 1,7 и 1,0 г/т (2 определения) (Левашов, Гречищева, 1970).

Кварц палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья содержит молибдена значительно меньше среднего — 0,3 г/т (Козлов, Рощупкина, 1965), а в кварце из рудоносных мезозойских гранитоидов этого же региона содержание Mo повышено и достигает 6—8 г/т (Зилов и др., 1963). В кварце из эльджуртинского гранита содержание Mo местами поднимается до 56 и 900 г/т, несомненно за счет микровключений молибденита.

В кварце из рудоносных гранитоидов Далидагского и Мегринского интрузивов, с которыми связана молибденовая минерализация, среднее содержание Mo близко и составляет 3 г/т (Эфендиев, Гейдаров, 1959) и 2 г/т (Меликсетян, 1964).

В кварце из рудоносных гранитов Восточного Забайкалья содержание W варьирует от 1 до 2,1 г/т (Иванова, Бутузова, 1968), оставаясь ниже приведенного среднего значения. В то же время в кварце из гранитоидов Горного Алтая содержание W колеблется от 10 до 50 г/т, в отдельных случаях достигает 200 г/т (Михалева и др., 1968), также несомненно за счет микровключений вольфрамита.

Возвращаясь к данным табл. 32, следует отметить, что среди всех элементов в породообразующих минералах наиболее стабильны содержания молибдена. Плагиоклазы и калиевые полевые шпаты содержат равные количества W и Mo. В биотите эти элементы концентрируются в большей степени, чем в остальных породообразующих минералах. Любопытно, что для таких элементов, как ниобий и тантал, бериллий и бор, содержащихся в граните в количестве ниже кларкового, условия кристаллизации Эльджуртинского гранита не благоприятствовали их накоплению в минералах поздних стадий кристаллизации и их содержание в кварце всегда остается ниже средних значений.

Несколько отлична судьба элементов, содержащихся в количестве несколько выше кларкового. Так, литий в ранних минералах не рассеивается и, накапливаясь в поздних продуктах, обусловливает более высокие его содержания в кварце; молибден — только в магнетите, а свинец во всех минералах присутствует

Таблица 37

Сравнительные данные по содержанию W и Mo в акцессорных минералах рудоносных гранитов (в г/т)

Район	Минерал	W	Mo	Автор
Эльджуртинский гранит	Магнетит (2)	51,5	68,0	В. В. Ляхович
Восточное Забайкалье	» (2)		9,5	Сандомирский и др., 1969
Верхнее Приморье	» (2)		14,5	То же
Орское Зауралье	» (2)		37,0	В. В. Ляхович
Дальний Восток	» (4)	2,8	2,9	Говоров и др., 1970
Кызылтау, Казахстан	» (2)	128,0		В. В. Ляхович
Акчатау, Казахстан	» 1(2)	10,0		Митрофанская, 1970
Каджаран, Армения	» (2)	0,7	2,9	В. В. Ляхович
Приморье	» (7)		1,1	Левашов и др., 1973
Западный Узбекистан	» (1)		50,0	Азимов, 1973
Северный Тянь-Шань	» (15)		30,0	Рехарский, 1973
Эльджуртинский гранит	Циркон (2)	22,0	46,0	В. В. Ляхович
Восточное Забайкалье	»	50,0	10,0	Казицын и др., 1967; Рехарский, 1970
Акчатау, Казахстан	» (2)	330,0		В. В. Ляхович
Далидаг, Азербайджан	» (28)		20,0	Эффендиев, Гейдаров, 1959
Мегри, Армения	» (5)		5,7	Демин и др., 1968
Акчатау, Казахстан	» (9)		80,0	В. В. Ляхович
Северный Тянь-Шань	» (8)		20,0	Рехарский, 1973
Эльджуртинский гранит	Апатит (2)	5,0	3,7	В. В. Ляхович
Приморье	» (1)	300,0		Руб и др., 1970
Мегри, Армения	» (2)		1,0	Демин и др., 1968
Там же	» (2)	2,0	0,7	В. В. Ляхович
Далидаг, Азербайджан	» (20)		20,0	Эффендиев, Гейдаров, 1959
Северный Тянь-Шань	» (2)		1,7	Рехарский, 1973

в количестве, превышающем среднее. В то же время олово, содержание которого в два раза выше кларкового, не рассеивается в сколько-нибудь заметных количествах в кристаллических решетках породообразующих минералов, образуя самостоятельные выделения касситерита, содержание которого здесь в четыре раза выше среднего содержания этого минерала в гранитах.

Сравнение содержания W и Mo в породообразующих минералах эльджуртинского гранита с содержаниями его в одноименных минералах из рудоносных гранитов других районов показывает меньшее содержание W и Mo в минералах эльджуртинского гранита (см. табл. 33—36).

Особенно заметные отличия выявляются при сравнении состава акцессорных минералов (табл. 37). В магнетите из эльджуртинского гранита содержание W и Mo значительно выше, чем среднее для магнетитов из гранитов и значительно превышает таковое в магнетите из рудоносных гранитов других регионов, с которыми связывают W-Mo или Cu-Mo оруденения. В цирконе эльджуртинского гранита содержание молибдена выше среднего и выше, чем в цирконе других молибденоносных гранитов. В то же время содержание вольфрама ниже среднего и меньше, чем в цирконе вольфрамоносных гранитов Казахстана и Восточного Забайкалья. В апатите эльджуртинского гранита содержание вольфрама и молибдена также ниже среднего. Более низкие содержания W и Mo наблюдаются в апатите и из других молибденоносных интрузивов.

Таким образом, среднее содержание W и Mo в акцессорных минералах эльджуртинского гранита иногда выше среднего для этих элементов в одноименных минералах рудоносных гранитов других районов. В то же время содержание W в цирконе и W и Mo в апатите ниже средних значений, вычисленных для этих же минералов из гранитоидов Советского Союза.

Суммируя данные табл. 32 и 37, можно сказать, что характерной особенностью эльджуртинского гранита нужно считать пониженные содержания большинства редких и рудных элементов, в том числе W и Mo, в слагающих его минералах — биотите, плагиоклазе, калиевом полевом шпате и кварце как по сравнению со средним, так и по сравнению с одноименными минералами других рудоносных массивов. Это или свидетельствует об исходной бедности гранитной магмы W и Mo, или отражает тенденцию этих элементов не к их рассеянию в минералах главных этапов кристаллизации, а к накоплению в поздних вплоть до образования собственных минералов этих элементов. Подобный механизм, вероятно, обусловил высокие содержания W, Mo и Sn в акцессорном магнетите.

Поэтому сравнение распределения содержания W и Mo в минералах, поздних по времени выделения, может помочь уточнить накопление рудных элементов в поздние этапы кристаллизации.

Коэффициент накопления. Одним из важных признаков поведения рудных и редких элементов в процессе кристаллизации гранитной магмы, отражающих такую важную их особенность, как преобладающее рассеяние в кристаллических решетках минералов ранних этапов кристаллизации или их накопление в продуктах поздних этапов становления гранитных интрузивов, является изменение содержания этих элементов в одноименных минералах различных генераций.

Полученные данные для разных генераций породообразующих минералов эльджуртинского гранита не показывают накопления этих элементов в их поздних генерациях, что, таким образом характеризует гранит как нерудоносный (табл. 38). В то же вре-

Таблица 38

Средние содержания (в г/т) редких и рудных элементов в минералах порфировых выделений (1) и основной (2) массы эльджуртинского гранита и величины их коэффициентов накопления ($К_н$)

Элементы	Биотит			Плагиоклаз			Калиевый полевой шпат		
	1(2)	2(2)	$К_н$	1(7)	2(7)	$К_н$	1(8)	2(8)	$К_н$
W				0,7	0,7	1,0	0,8	0,8	1,0
Mo	3,5	3,0	0,9	0,8	1,0	1,3	0,7	0,8	1,1
Sn	62,0	57,5	0,9	5,5	7,0	1,3	5,5	5,5	1,0
Cu	39,0	32,0	0,8	41,0	20,0	0,5	17,0	17,5	1,0
Zn	650,0	540,0	0,8						
Pb	28,0	27,0	1,0	26,1	39,0	1,5	62,0	60,0	0,9
Be	4,5	4,5	1,0	10,0	8,2	0,8	1,4	1,8	1,3
Li	510,0	510,0	1,0						
Rb							430,0	595,0	1,4
Cs	170,0	170,0	1,0						
F	5250,0	3600,0	0,7	110,0	295,0	2,7	125,0	117,5	0,9
B				12,5	11,7	0,9	13,8	13,8	1,0

мя анализ полученных данных свидетельствует о том, что для этого гранита в ранний этап кристаллизации (биотит) тенденция к отторжению редких элементов от кристаллизующихся минералов не была проявлена, так как для них величина $К_н$ меньше или равна 1. В стадию главной кристаллизации (плагиоклаз) она в значительной мере проявилась только для фтора ($К_н = 2,7$) и в меньшей мере для свинца, молибдена и олова ($К_н = 1,5—1,3$). В стадию поздней кристаллизации (калиевый полевой шпат) эта тенденция несколько выражена только для рубидия и бериллия ($К_н = 1,4—1,3$).

Правда, в отдельных участках магматической камеры, судя по значительной величине коэффициента накопления, возникали условия, приводящие к определенному накоплению тех или иных элементов, что, в свою очередь, способствовало образованию собственных минералов этих элементов. Так, в отдельных случаях, по сравнению с порфировыми вкрапленниками в одноименных минералах основной массы увеличивается содержание в плагиоклазе: молибдена в 6, фтора в 3,6, свинца в 2—3 раза; в калиевом полевом шпате — бериллия в 2, вольфрама в 1,7, молибдена, свинца в 1,5 раза; в биотите — фтора в 1,7 раз.

В общем, по этому признаку рассматриваемые граниты также не несут черт, присущих рудоносным гранитам. В то же время имеются наблюдения, показывающие, что в рудоносных гранитах калиевые полевые шпаты основной массы значительно обогащены редкими элементами по сравнению с более ранними порфировы-

ми выделениями. Так, в поздних генерациях калиевых полевых шпатов из гранитов, с которыми связана бериллиевая минерализация, содержание бериллия в два раза выше, чем в порфировом калиевом полевом шпате ранней генерации, что свидетельствует о значительном накоплении этого элемента к поздним стадиям кристаллизации.

В поздних генерациях калиевых полевых шпатов из гранитов Амуджикано-Сретенского комплекса значительно, в 2—10 раз, увеличивается содержание цезия (Антипин и др., 1969), что позволяет предполагать наличие в связи с этими гранитами редкометальных пегматитов.

В порфировых выделениях ортоклаза из варисских гранитоидов Северного Тянь-Шаня содержание Pb больше, чем в калиевых полевых шпатах из основной массы, что свидетельствует об обеднении свинцом поздних порций магматического расплава (Гаврилин и др., 1966). В то же время в гранитоидах Нижне-Голготайского массива среднее содержание Pb в калиевом полевом шпате из гранитов (13 определений) 66 г/т, а из аплитов (7 определений) 106 г/т (Антипин и др., 1969), что свидетельствует о накоплении свинца в магме жильных дифференциатов этих гранитов.

Подобные наблюдения справедливы и для акцессорных минералов. Так, в неоловоносных гранитах Джидинского комплекса сфены ранней генерации содержат олова в 1,5 раза больше — 425 г/т, чем сфены поздней генерации, содержащие 277 г/т Sn (Петрова и др., 1965). Подобные исследования имеют большое практическое значение, так как позволяют количественно оценивать степень проявления рудогенерирующей способности гранитоида.

Низкие значения коэффициентов накопления рудных и редких элементов в поздних генерациях породообразующих минералов эльджуртинского гранита отражают весьма слабую степень их отторжения от общей массы кристаллизующего гранита. По этому признаку эльджуртинский гранит характеризуется как нерудоносный, так как в рудоносных гранитах величина коэффициента накопления этих элементов значительно выше вычисленных.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Как известно минеральный состав горных пород является более важным диагностическим признаком, нежели их химический состав, потому что в зависимости от условий формирования пород при равных исходных содержаниях отдельных элементов могут образовываться различные ассоциации минералов.

Поэтому, зная геохимические особенности эльджуртинского гранита (см. табл. 28), было необходимо выяснить и особенности со-

держаний в нем минералов рудных и редких элементов. Последнее имеет непосредственное отношение к оценке рудоносности этого гранита.

Сравнение средних содержаний акцессорных минералов в эльджуртинском биотитовом граните со средним содержанием в биотитовых гранитах Советского Союза (табл. 39) позволяет выявить следующие его характерные особенности.

Таблица 39

Среднее содержание акцессорных минералов в биотитовых гранитах Советского Союза и Тырныауза (в г/т)

Минералы	СССР (170)	Эльджуртa (23)	Минералы	СССР (170)	Эльджуртa (23)
1. Молибденит	0,2	0,55	2. Колумбит – танталит	2,3	–
Повеллит	Ед. зн.	Ед. зн.	Тантало-ниобаты	0,6	–
Бейерит	То же	То же	Эвксенит	0,6	–
Вольфрамит	0,3	»	Ильменорутил	1,3	–
Шеелит	0,3	0,2	Монацит	30,7	27,0
Касситерит	0,1	0,4	Ксенотим	1,7	0,6
Пирит	9,1	29,6	Гадолинит	Ед. зн.	Ед. зн.
Лимонит	63,2	25,1	Циркон	115,6	182,4
Марказит	4,4	9,2	Ортин	65,2	59,1
Халькопирит	0,7	1,8	Бастнезит	4,7	Ед. зн.
Малахит	0,1	Ед. зн.	Уранинит	0,6	1,2
Ковеллин	Ед. зн.	То же	Торит	1,4	0,05
Реальгар	То же	»	Сподумен	0,7	–
Висмутин	»	»			
Бисмутит	»	»	3. Флюорит	77,5	14,6
Арсенопирит	0,8	8,6	Топаз	0,2	–
Пирротин	2,9	6,2	Турмалин	262,2	0,02
Сфалерит	0,2	0,9	Датолит	Ед. зн.	Ед.зн.
Галенит	0,2	0,3	Апатит	447,6	208,8
Церуссит	0,1	Ед. зн.	Гранат	67,3	2,0
Смитсонит	Ед. зн.	0,7	Эпидот	147,9	2,3
Англезит	То же	Ед. зн.	Шпинель	0,1	0,04
Магнетит	1396,7	10,3	Корунд	0,4	0,2
Гематит	39,9	Ед. зн.	Андалузит	40,5	–
Ильменит	360,3	34,2	Ставролит	0,5	Ед. зн.
Лейкоксен	15,5	4,1	Дистен	0,4	–
Сфен	312,6	18,9	Графит	Ед. зн.	Ед. зн.
Рутил	5,9	0,3	Целестин	То же	То же
Анатаз	4,6	5,2			
Брукит	0,4	0,2			

1 — минералы рудных элементов; 2 — минералы редких элементов; 3 — прочие минералы; Ед. зн.— содержание минерала меньше 0,1 г/т.

Прежде всего выясняется, что эльджуртинский гранит содержит по сравнению со средним значительно меньше минералов редких элементов: тория, редких земель, особенно иттрия, а минералы лития, бериллия, тантала и ниобия в нем вообще не обнаружены. В то же время циркон и уранинит содержатся в повышенном количестве.

Особенно характерно повышенное содержание в эльджуртинском граните минералов рудных элементов, главным образом сульфидов: молибденита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита, пирита, а также касситерита. В то же время содержания минералов такого характерного элемента месторождения, как вольфрам в нем несколько понижены. Это указывает на то, что процесс кристаллизации магмы эльджуртинского гранита сопровождался накоплением рудных и редких элементов к поздним этапам кристаллизации вплоть до возможности образования ими собственных минералов. Однако этот процесс был выражен достаточно слабо, так как содержания минералов редких элементов понижены, а первичную природу высоких содержаний рудных минералов не всегда удается точно доказать.

Третьей особенностью минерального состава эльджуртинского гранита является пониженное содержание минералов железа, титана и кальция, магнетита, ильменита, рутила, сфена, апатита, граната. О слабой измененности гранита свидетельствует сильно пониженное по сравнению со средним содержание таких вторичных минералов, как гематит, лейкоксен, эпидот, а также минералов летучих компонентов — турмалина и флюорита.

Сравнивая между собой содержания редких и рудных элементов в граните (табл. 28) со средними содержаниями в нем собственных минералов этих элементов (табл. 39), можно наметить существование нескольких групп акцессорных минералов:

1) циркон, касситерит, молибденит, галенит; их содержание в граните превышает среднее; одновременно и содержание слагающих их элементов в граните выше кларка;

2) флюорит, турмалин, магнетит, сфен, апатит, гранат, эпидот; их содержание в граните ниже среднего, меньше кларка содержание в граните и элементов, образующих эти минералы; к этой группе относятся и Be, Nb, Ta, минералы которых в граните не обнаружены. Эти минералы отражают, таким образом, существование прямой зависимости между содержанием в граните рудных и редких элементов и количеством собственных минералов этих элементов;

3) сфалерит, халькопирит; их содержание в граните превышает среднее, однако количество цинка и меди в граните ниже кларкового;

4) ильменит, рутил, анатаз, вольфрамит, шеелит; их содержание ниже среднего, в то время как слагающие их элементы присутствуют в граните в количестве, близком кларку в кислых породах;

5) минералы лития и цезия. В граните не обнаружены, а слагающие их элементы присутствуют в граните в количестве выше кларкового. Эта группа минералов свидетельствует о наличии обратной зависимости между содержанием элемента в породе и количеством собственных минералов данного элемента.

Эти данные, по-видимому, отражают двойственную роль изоморфного рассеяния этих элементов в породообразующих минералах гранитов. Например, малые по сравнению со средним для минералов содержания Zn и Cu в породообразующих минералах эльджуртинского гранита, возможно, обусловили повышенные содержания в нем халькопирита и сфалерита. С другой стороны, высокие содержания лития и цезия в полевых шпатах и кварце, возможно, явились причиной того, что, несмотря на повышенные содержания этих элементов в граните, собственные их минералы в нем не обнаружены.

Кроме этих общих черт минерального состава эльджуртинского гранита, следует также отметить однородность в распределении содержаний большей части акцессорных минералов, по-видимому, отражающую его бедность летучими, слабую измененность постмагматическими процессами и отсутствие сколько-нибудь значительной ассимиляции вмещающих пород.

Однако эта однородность, особенно для рудных минералов, нередко нарушается. Причиной этого может быть неравномерное распределение в магме рудных (и редких) элементов или изменение гранитоидов поздними растворами, сопровождающееся переотложением или новообразованием ряда минералов.

Во всех случаях большая неравномерность распределения акцессорных минералов свидетельствует о возможности обнаружения высоких их концентраций. Последнее также является признаком проявления рудогенерирующей способности гранитоида (Ляхович, 1964, 1969). Наиболее полно выявить степень однородности распределения содержаний минералов редких и рудных элементов можно, изучая минеральный состав гранита в горизонтальном и вертикальном сечениях массива.

Говоря о распределении акцессорных минералов в горизонтальном сечении гранитного массива, большинство исследователей указывают на увеличение в приконтактовых участках содержаний сфена, апатита, эпидота и ортита. Повышение содержания сфена, ильменита, магнетита, апатита, ортита отмечалось в периферических частях гранитных массивов Узбекистана (Азимов, 1962), Армении (Баласанян, 1963), Таджикистана (Блохина, 1962), Северо-Востока СССР (Некрасов, 1962). Как видно приконтактовые граниты обогащаются преимущественно кальций-, железо- или титансодержащими акцессорными минералами. Весьма характерно также появление титаномагнетита.

Для центральных частей гранитных массивов типична концентрация монацита наряду с ксенотимом и титано-ниобатами.

Циркон также большей частью концентрируется в центральных частях массива (Хамрабаев, 1958), где он, обычно, имеет более разнообразную форму, окраску, размеры; имеются, однако, указания об увеличении содержания циркона и в краевых частях массивов (Конюк, Туровский, 1956).

Упомянутые изменения видового состава и содержания акцессорных минералов в большинстве случаев не отражают первичной зональности в распределении этих минералов внутри однородного гранитного массива, и обычно связаны с явлениями ассимиляции, вызывающими изменение общего химизма породы.

Горизонтальный разрез эльджуртинского гранита представлен десятью пробами, отобранными от юго-западного контакта до центра массива (табл. 40). В этом разрезе устанавливается довольно равномерное распределение как петрогенных, так и редких элементов. Среди акцессорных минералов наиболее значительным колебаниям подвержены минералы титана: центральные части массива содержат, в общем, больше ильменита, чем периферические участки. В противоположность ильмениту, содержание сфена несколько увеличивается в приконтактовых участках, где его кристаллы, кроме того, часто содержат еще и мелкие черные включения. Магнетит присутствует в незначительном количестве. Наиболее обеднены им участки гранита, прилегающие к контакту.

Из минералов вольфрама шеелит более характерен для приконтактовых частей, а вольфрамит — для центральных. Касситерит обнаруживает некоторую тенденцию к концентрации в центральных частях массива. В связи с этим следует отметить что флюорит хотя и распространен повсеместно, в центральных частях массива по сравнению с периферическими также содержится в несколько повышенных количествах. Это отражает некоторую концентрацию фтора в центральных частях магматической камеры, что находит подтверждение и в более частой встречаемости мелких миарол именно в граните центральных частей массива.

Турмалин и гранат распространены крайне неравномерно и встречаются в незначительных количествах. Наблюдается некоторое обогащение гранатом приконтактовых частей массива; здесь же встречаются ставролит и дистен.

Кроме того, в горизонтальном разрезе массива отмечается некоторое увеличение в приконтактовых участках содержаний таких минералов, как уранинит, бастнезит, молибденит. Здесь же наблюдается преобладание ортита над монацитом, сфена над ильменитом, шеелита над вольфрамитом, что вместе с повышенным содержанием граната отчетливо рисует картину обогащения периферических частей гранитного массива кальцием. Наиболее отчетливо это проявляется на расстоянии до 500 м от контакта, где даже тщательные петрографические исследования практически не устанавливают следов ассимиляции вмещающих пород.

В горизонтальном разрезе обращают на себя внимание две пробы, которые выделяются несколько аномальным содержанием

Таблица 40

Распределение акцессорных минералов в горизонтальном разрезе Эльджуртинского массива (в г/т)

Минералы	Расстояние от юго-западного контакта в м									
	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	1350	1850	2350
	Левый борт ущелья р. Баксан							Правый борт ущелья р. Баксан		
1. Молибденит	2,7	1,3	0,3	0,2	0,5	0,3	0,3	1,3	0,2	0,6
Вольфрамит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Шеелит	0,3	–	–	–	–	–	–	0,5	–	–
Касситерит	–	–	1,4	1,8	–	0,2	–	0,7	0,8	–
Пирит	0,2	7,3	0,3	4,0	0,2	0,6	0,7	0,6	0,8	1,2
Лимонит	80,3	70,0	0,3	140,9	0,5	3,2	36,0	Ед. зн.	62,2	Ед. зн.
Марказит	0,1	–	0,1	0,1	–	0,2	0,3	1,5	Ед. зн.	–
Халькопирит	Ед. зн.	0,7	0,3	52,9	–	0,7	0,1	0,5	0,6	–
Малахит	–	0,2	0,1	0,6	–	–	–	–	–	–
Арсенопирит	0,2	0,6	0,3	8,7	–	1,7	0,6	0,2	0,2	0,2
Висмутин	–	–	–	–	–	0,4	–	–	–	–
Бисмутит	–	–	–	0,2	–	0,3	–	–	–	–
Бейерит	–	–	–	–	–	1,3	–	–	–	–
Пирротин	–	–	–	–	–	–	0,1	–	–	–
Галенит	0,1	0,2	0,1	0,2	–	–	0,2	0,2	0,2	0,3
Церуссит	–	–	0,1	–	–	–	–	–	–	–
Сфалерит	0,1	–	–	–	–	–	0,4	–	–	–
Смитсонит	–	–	3,9	–	2,4	0,2	0,7	–	–	–
Англезит	–	0,8	–	–	–	–	–	–	–	–
Магнетит	–	Ед. зн.	0,4	–	2352,0	10,2	–	0,4	951,4	118,3
Гематит	–	–	Ед. зн.	–	–	0,4	–	–	–	–
Ильменит	1,5	10,4	6,7	26,2	129,7	29,8	0,2	48,6	32,3	110,9
Лейкоксен	–	–	–	–	–	–	54,6	–	25,3	–
Сфен	7,5	0,3	0,1	0,5	143,6	0,5	–	11,6	15,2	2114,5
Рутил	0,1	0,5	0,3	0,2	0,2	0,4	–	0,2	–	1,3
Анатаз	2,6	10,8	8,4	0,9	0,4	0,5	3,7	2,4	0,6	0,3

Таблица 40 (окончание)

Минералы	Расстояние от юго-западного контакта в м									
	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	1350	1850	2350
Брукит	0,1	0,2	–	–	–	–	–	0,2	–	–
2. Монацит	1,9	9,4	8,9	70,2	0,4	8,6	14,6	26,5	8,2	0,2
Ксенотим	0,1	0,1	0,6	Ед. зн.	0,1	–	2,4	[illegible]	0,1	0,1
Гадолинит	–	–	–	–	0,3	8,8	–	–	–	–
Циркон	138,6	169,6	136,5	211,5	169,0	209,1	161,3	249,4	218,0	166,5
Ортит	61,9	112,1	20,1	3,5	288,2	117,8	19,4	364,0	329,0	72,9
Бастнезит	10,1	5,8	–	–	–	–	–	–	–	–
Уранинит	0,4	0,6	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	Ед. зн.	0,2	0,1
Торит	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
3. Флюорит	0,2	8,6	10,1	15,8	0,5	7,0	Ед. зн.	0,2	20,5	–
Турмалин	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	–	–	0,2	–	–	–	–
Апатит	132,8	167,0	203,8	239,9	124,3	225,7	145,5	204,5	219,3	144,1
Гранат	3,3	0,2	0,1	Ед. зн.	0,3	0,1	0,4	0,3	0,3	Ед. зн.
Эпидот	–	0,1	–	0,1	2,7	0,1	0,1	7,6	–	21,3
Шпинель	–	–	–	–	–	0,1	0,1	–	Ед. зн.	–
Корунд	0,1	Ед. зн.	0,3	0,2	Ед. зн.	0,2	–	0,2	0,2	–
Дистен	–	То же	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–
Ставролит	–	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–
Целестин	–	–	0,3	–	–	–	–	–	–	–
Графит	–	–	–	–	0,2	–	–	–	–	–

акцессорных минералов (см. табл. 40). Одна из них (1500 м) характеризуется большей по сравнению с другими хлоритизацией биотита и серицитизацией плагиоклаза. Соответственно и среди акцессорных минералов наблюдаются повышенные количества апатита, флюорита и рудных — касситерита, пирита, арсенопирита, халькопирита, часть которых обязана своим возникновением воздействию поздних растворов.

Другая проба (2000 м), судя по сильно повышенным содержаниям ортита, ильменита, сфена и магнетита, характерным для контаминированных пород, взята, очевидно, из участка гранита, несколько более контаминированного по сравнению с другими. Интересно, что здесь четко проявлен антагонизм между ортитом

и редкоземельными фосфатами, также характерный для гибридных пород: при большом содержании ортита количество монацита и ксенотима ничтожно. Такие распространенные рудные минералы, как касситерит, марказит, арсенопирит, халькопирит и галенит, в этой пробе отсутствуют. Если не принимать во внимание этих двух проб, то можно считать, что главные акцессорные минералы распространены в горизонтальном сечении массива довольно равномерно.

Наибольшим непостоянством в распределении отличаются низкотемпературные вторичные минералы — малахит, церуссит, смитсонит, бисмутит, что, естественно, связано со способом их образования.

В приконтактовых участках массива чаще встречаются окатанные кристаллы циркона, вероятно заимствованные из сильно метаморфизованных песчано-сланцевых толщ. В контакте с известняками в граните увеличивается количество граната, в составе которого гроссуляровый компонент играет значительно большую роль, чем в гранате из центральных частей массива. Кроме того, некоторые минералы приконтактового гранита (апатит, ксенотим, сфен, корунд) содержат массу мелких темных включений, что свидетельствует о загрязнении приконтактовых порций магмы мельчайшими продуктами дезинтеграции ксенолитов, встречающихся здесь наиболее часто. Подобная насыщенность включениями отличает эти минералы от одноименных минералов из центральных частей массива.

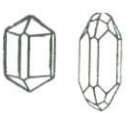
Загрязнение магмы богатыми глиноземом вмещающими породами обычно ведет к появлению таких минералов, как кордиерит, андалузит, силлиманит, шпинель, гранат. Поэтому они должны концентрироваться в приконтактовых и прикровлевых участках гранитных массивов, где взаимодействие между магмой и вмещающими породами происходит наиболее интенсивно.

Очевидно, по количеству подобных «контаминационных» минералов, а также по обилию темных дисперсных включений в апатите, сфене и других акцессорных минералах можно судить и о глубине эрозионного среза. Так, в Гарце более глубокий уровень эрозионного среза в гранитах Брокена по сравнению с гранитами Рамберга устанавливается по отсутствию в первых высокоглиноземистых минералов (Норре, 1951). В эльджуртинском граните в приконтактовых частях массива встречены только ставролит и дистен, поэтому эльджуртинский гранит может рассматриваться как формировавшийся на незначительной глубине.

В последние годы получены достаточно достоверные данные, свидетельствующие о том, что многие акцессорные минералы могут выделяться в течение длительного промежутка времени (Елисеева, 1960; Туровский, 1956). Поэтому весьма вероятно, что наблюдающееся разнообразие форм и окраски у одноименных акцессорных минералов гранитоидов не только отражает неодинаковые условия кристаллизации в различных частях массива,

Таблица 41

Краткая характеристика физических и химических особенностей кристаллов циркона различных генераций

Размер кристаллов во фракции, мм	Содержание в граните, г/т	Окраска кристаллов * (в %)	Удельный вес	Средний показатель преломления		Удлинение кристаллов *	Форма кристаллов *	Преобладающие микровключения	Люминесценция
				Ng	*Np*				
−0,10	153,6	Бесцветная – 30 Розовая – 70	4,54	1,950	1,906	2,5–3,5		Включения редки. Представлены главным образом каплеобразными выделениями циркона	Желтая и розово-желтая Розово-желтая
−0,25	26,9	Бесцветная – 8 Розовая – 92	4,50	1,946	1,900	2,5–3,0		Включения многочисленны. Представлены микролитами циркона, реже апатита	Бледно-розово-желтая
+0,25 −0,50	1,8	Бесцветная – 10 Розовая – 90	4,50	1,941	1,898	2,0–2,5		Включения многочисленны. Представлены главным образом кристалликами апатита, реже циркона	

* В каждой генерации подсчитывалось 200 кристаллов.

но может свидетельствовать и о наличии нескольких их генераций. Для выделения последних необходимо установить существование определенных отличий — морфологических, физических, химических — в сравниваемых разновидностях того или иного минерала, указывающих на различное время их образования.

Для выяснения возможности существования нескольких генераций какого-либо минерала в качестве объекта изучения были выбраны кристаллы циркона, не только потому, что многие их свойства достаточно хорошо освещены в литературе, но и потому, что он содержится в эльджуртинском граните в достаточном количестве, а форма и размер кристаллов циркона, а также и его состав могут быть сравнительно легко изучены. С этой целью в центральной части массива была отобрана проба весом 50 кг, из которой и был выделен циркон.

Еще при изучении шлифов удалось установить, что кристаллы циркона являются, вероятнее всего, образованиями разновозрастными, так как наиболее мелкие (0,1 мм) его кристаллы встречаются включенными во всех минералах, главным образом в плагиоклазе, анортоклазе и биотите, а наиболее крупные (0,5 мм) — в кварце и межзерновых участках. Поэтому полученная цирконовая фракция была расситована на классы — 0,5+0,25 мм —0,25+0,1 мм и —0,1 мм, в каждом из которых были затем тщательно изучены форма, окраска, удельный вес, состав, показатели преломления, микровключения и некоторые другие признаки. Полученные результаты (табл. 41) говорят о наличии существенных отличий в кристаллах циркона различного размера, свидетельствующих об их принадлежности к различным генерациям этого минерала.

В эльджуртинском граните среднее содержание циркона (182 г/т) превышает таковое в биотитовых гранитах Советского Союза (115 г/т). В пределах гранитного массива циркон распределен равномерно и пробы, отобранные в вертикальном и горизонтальном сечениях массива, содержат весьма близкие его количества: 150—200 г/т. Большая часть (≈80%) от общего содержания циркона в граните приходится на долю мелких кристалликов ранней генерации и только 1% на долю крупных кристаллов позднемагматической генерации (см. табл. 41). Это указывает на то, что большая часть циркона выделяется в собственно магматическую стадию, и согласуется с ранее полученными данными о том, что не только циркон, но и такие акцессорные минералы, как ортит, магнетит, ильменит, сфен и др., концентрируются в продуктах главной стадии кристаллизации, так как содержатся в граните в большем количестве, чем в сопровождающих его жильных породах.

При переходе от ранней генерации циркона к поздней количество бесцветных кристаллов сильно сокращается, а окрашенных — увеличивается (табл. 41). Эти окрашенные цирконы содержат больше элементов-примесей: U, Th, Sc, TR, Nb, Hf, что

отмечалось также для окрашенных цирконов из гранитов Киргизии (Туровский, 1956), Урала (Львов и др., 1964) и объясняет их пониженные удельные веса и показатели преломления.

При переходе от ранней к поздней генерации циркона наблюдается некоторое уменьшение их удельного веса (определялся гидростатическим взвешиванием) и показателей преломления.

Уменьшение удельного веса и показателей преломления цирконов объясняется его метамиктным распадом и частичной гидратацией. Поэтому не удивительно, что они обычно наблюдаются у частично изотропизированных темноокрашенных цирконов поздних генераций, наиболее обогащенных изоморфными примесями, в том числе и радиоактивными элементами.

Морфологические особенности кристаллов циркона указывают на несомненное преобладание среди циркона ранней генерации кристаллов, в образовании которых принимает участие хорошо развитая призматическая грань (100). Среди цирконов поздней генерации значительно увеличивается количество кристаллов, обладающих хорошо развитой призматической гранью (110). Поскольку преобладание цирконов аналогичной формы наблюдается в таких богатых калием породах, как аляскиты, можно предположить, что полученные данные (табл. 42) указывают на то,

Таблица 42

Форма кристаллов циркона разных генераций (в %)

Размер кристаллов, мм					
−0,1	6	—	4	14	3
−0,25	10	1	5	15	2
+0,25	19	—	8	23	8

Таблица 42 (окончание)

Размер кристаллов, мм					
−0,1	72	6	—	—	—
−0,25	62	3	1	—	1
+0,25	35	5	1	1	—

Примечание. В каждом случае подсчитано 100 кристаллов.

что поздние генерации циркона отражают в особенностях своей формы щелочной существенно калиевый характер позднемагматического расплава. Последнее подтверждается и ранее описанными явлениями анортоклазизации эндоконтактовых участков этого массива, имеющих место под воздействием богатых калием постмагматических растворов (Ляхович, 1953).

Измерение удлинения циркона показало, что преобладающая масса его кристаллов во всех генерациях характеризуется удлинением, равным 2,0—2,5 (табл. 43). В то же время кристаллы

Таблица 43

Удлинение кристаллов циркона различных генераций в (%)

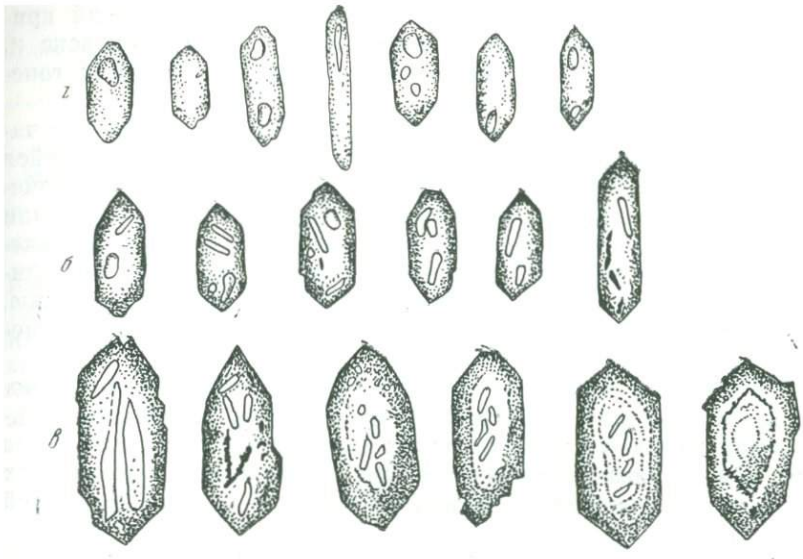
Размер кристаллов, мм	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
−0,10	–	7,5	27,5	31,0	12,5	8,0
−0,25		3,5	24,0	31,0	23,5	5,5
+0,25	0,5	6,0	28,5	32,0	17,0	5,5

Таблица 43 (окончание)

Размер кристаллов, мм	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	7,5
−0,10	6,0	2,0	2,0	2,0	0,5	0,5
−0,25	8,5	3,0	0,5	0,5		
+0,25	8,0	1,5	0,5	0,5		

с максимальным удлинением, равным 5,0—7,5, чаще встречаются среди наиболее мелких бесцветных цирконов; с умеренным удлинением, равным 3,0—4,5 — среди бледно-розовых цирконов фракции +1,0—0,25 мм; и с наименьшим удлинением, равным 1,0—2,5 — среди крупных розовых цирконов наиболее поздней генерации. Эти наблюдения еще раз подтверждают большое влияние на облик кристалла циркона химизма среды: с увеличением ее щелочности кристаллы циркона становятся более короткопризматическими.

Своеобразие выделенных групп кристаллов циркона подчеркивается и различным характером встречающихся в них микровключений (фиг. 13). В наиболее ранних мелких цирконах они представлены преимущественно каплеобразными выделениями циркона и его мелкими кристалликами. В цирконах более поздней генерации в виде включений наряду с кристалликами циркона в большем количестве начинают встречаться и кристаллики



Фиг. 13. Характер микровключений в кристаллах циркона разных генераций
а — включения в цирконе I генерации (—0,1 мм); *б* — включения в цирконе II генерации (—0,25 мм); *в* — включения в цирконе III генерации (—0,5 мм)

апатита. В наиболее поздних цирконах III генерации среди включений преобладают мелкие кристаллики апатита и газовые полости, нередко трубчатые. Сам характер микровключений наряду с увеличением размера кристаллов указывает на богатство остаточного расплава летучими компонентами.

Наблюдается вполне определенное изменение цветового характера люминесценции при переходе от цирконов ранней к цирконам поздней генерации. Для первых характерны наиболее интенсивные желтые тона, для последних — бледно-желтые (см. табл. 41). Это, очевидно, связано с нарушением кристаллической структуры поздних цирконов, что выражается не только в их частичной изотропизации, но и в более слабо выраженной люминесценции. Последняя, по данным Б. В. Чеснокова (1959), присуща большинству прозрачных кристаллов циркона, но в дальнейшем это свойство утрачивается вследствие изменения состава и кристаллической структуры минерала.

Таким образом, изучение различных по величине кристаллов циркона, выделенных из эльджуртинского гранита, позволило выявить в них ряд отличий, указывающих на существование по меньшей мере трех разобщенных по времени выделения генераций циркона.

Присутствие в породе нескольких генераций циркона свидетельствует о прерывистости процесса кристаллизации этого мине-

рала. За время, отделяющее образование минералов разной генерации, имело место изменение физико-химических условий кристаллизации, отражением чего является иная форма, окраска и, что особенно важно, иной состав минерала более поздних генераций.

Наличие нескольких генераций акцессорных минералов, в частности циркона, может быть вызвано периодически меняющейся относительной концентрацией циркония в расплаве, периодически меняющимся химизмом расплава, благоприятствующим или препятствующим осаждению простых или комплексных соединений циркония в виде собственного минерала, наконец, периодически меняющимися возможностями к изоморфному рассеянию, связанными с переменным составом породообразующих минералов.

Наличие трех генераций циркона отражает многоэтапный процесс кристаллизации гранитной магмы вообще. Увеличение концентрации калия, летучих и редких элементов в заключительные этапы кристаллизации находит яркое отражение в особенностях формы, микровключений и элементов-примесей в цирконе поздней генерации.

Своеобразие эльджуртинского гранита наглядно вырисовывается при сравнении его минерального состава с таковым древних (палеозойских) гранитов, примыкающих непосредственно с юга к Тырныаузской зоне.

Представлены древние граниты серыми среднезернистыми породами, такситовое сложение которых выражено в наличии лейкократовых и меланократовых участков, вытянутых согласно с общей их гнейсовидностью. Структура гранитов порфиробластическая благодаря наличию крупных выделений плагиоклаза и микроклина, структура основной массы — среднезернистая гипидиоморфнозернистая. Встречаются ксенолиты сланцев, вытянутые согласно с общей гнейсовидностью породы.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (25—28% An), обычно сильно серицитизированный и иногда окруженный тонкими венчиками альбита, и микроклин, свежие зерна которого обладают характерной решеткой и нередко содержат мелкие реликты серицитизированного плагиоклаза. Внутри микроклина или на его контакте с зернами плагиоклаза наблюдаются участки мирмекитов. В значительно меньшем количестве присутствуют биотит, иногда частично хлоритизированный, и мусковит, скопления мелких чешуек которых приурочены к интерстициям.

Количественно-минеральный подсчет породообразующих минералов показал (табл. 44), что сравниваемые породы относятся к типичным гранитам с примерно равным содержанием плагиоклаза и калиевого полевого шпата и нормативным содержанием кварца и биотита. Однако древние граниты выделяются наличием мусковита и большей измененностью плагиоклаза и биотита,

Таблица 44

Количественно-минеральный состав палеозойских и кайнозойских гранитов (в объемн. %)

Минералы	Двуслюдяной палеозойский (5)	Биотитовый кайнозойский (8) (эльджуртинский)	Минералы	Двуслюдяной палеозойский (5)	Биотитовый кайнозойский (8) (эльджуртинский)
Биотит	9,00	7,84	Кварц	27,00	25,70
Плагиоклаз	29,78	31,56	Мусковит	4,00	–
Калиевый полевой шпат	29,82	34,53	Акцессорные	0,40	0,37

Таблица 45

Содержание рудных и редких элементов в палеозойских и кайнозойских гранитах Передового хребта, Северный Кавказ (в г/т)

Элементы	Двуслюдяной палеозойский	Биотитовый кайнозойский (эльджуртинский)	Элементы	Двуслюдяной палеозойский	Биотитовый кайнозойский (эльджуртинский)
W	1,5	1,7	Nb	Сл.	13,9
Mo	1,5	1,4	Li	20,0	52,7
Sn	8,0	6,2	Rb	160,0	205,0
Pb	24,0	25,8	Cs	Не обн.	16,0
Zn	50,0	42,3	Tl	То же	3,0

а эльджуртинский гранит — более высоким содержанием редких элементов — Nb, Li, Rb, Cs, Tl (табл. 45).

Эти отличия между древним гранитом и эльджуртинским особенно отчетливо выступают и при сравнении видового состава и содержаний встречающихся в них акцессорных минералов (табл. 46).

Так, в древних гранитах количество таких Сасодержащих минералов, как апатит, эпидот, сфен, не только значительно выше, чем в эльджуртинском, но превышает средние содержания этих минералов в интрузивных гранитах вообще. Повышены в древнем граните и содержания пирита, монацита, уранинита, турмалина, а в эльджуртинском — ильменита, ксенотима, флюорита. Содержания циркона, ортита, молибденита практически идентичны. В то же время, эльджуртинский гранит содержит больше акцессорных минералов W, Sn, Bi, Zn, As, Th, Cu, F.

Таблица 46

Содержание акцессорных минералов в палеозойском и кайнозойском гранитах Передового хребта, Северный Кавказ (в г/т)

Минералы	Двуслюдяной гнейсовидный палеозойский	Биотитовый массивный кайнозойский	Минералы	Двуслюдяной гнейсовидный палеозойский	Биотитовый массивный кайнозойский
Апатит	1536,1	208,0	Марказит	–	9,2
Эпидот	1404,5	2,3	Арсенопирит	–	8,6
Циркон	165,6	182,4	Флюорит	–	14,6
Монацит	89,6	27,0	Лейкоксен	–	4,1
Пирит	75,4	29,6	Анатаз	–	5,2
Сфен	74,8	18,9	Сфалерит	–	0,9
Ортит	51,2	59,1	Корунд	–	0,2
Лимонит	17,3	25,1	Бастнезит	–	Ед. зн.
Уранинит	3,6	1,2	Касситерит	–	0,4
Галенит	2,1	0,3	Брукит	–	0,2
Турмалин	1,7	Ед. зн.	Шеелит	–	0,2
Топаз	1,2	–	Висмутин	–	Ед. зн.
Гранат	1,0	2,0	Вольфрамит	–	То же
Молибденит	0,7	0,6	Малахит	–	»
Халькопирит	0,3	1,8	Торит	–	0,1
Церуссит	0,5	Ед. зн.	Повеллит	–	Ед. зн.
Рутил	0,4	0,3	Шпинель	–	То же
Магнетит	0,4	10,3	Ставролит	–	»
Гематит	0,3	Ед. зн.	Ковеллин	–	»
Пирротин	0,1	6,2	Бисмутит	–	»
Ксенотим	0,1	0,6	Гадолинит	–	»
Ильменит	–	34,2			

Статистическое изучение формы кристаллов некоторых акцессорных минералов позволило установить наличие систематических отличий в сравниваемых гранитоидах. Например, среди кристаллов апатита из древних гранитов чаще встречаются удлиненные, вплоть до игольчатых, кристаллы (табл. 48), вершины которых обычно образованы гранями пирамиды, а пинакоид отсутствует (табл. 49). В эльджуртинском граните преобладают кристаллы апатита с хорошо развитым пинакоидом и практически лишенные пирамидальных граней. Кроме того, апатиты древних гранитов чаще окрашены в бледно-желтый цвет.

Что касается формы кристаллов циркона, то в древних гранитах чаще встречаются удлиненно-призматические кристаллы (табл. 47), в образовании которых принимают участие грани острой дипирамиды (131) и призматическая грань (100). В эльд-

Таблица 47

Удлинение кристаллов апатита и циркона в древних и молодых гранитах (в %)

Порода	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
Апатит						
древний гранито-гнейс	2,0	8,0	30,0	26,5	19,5	9,0
молодой биотитовый гранит	30,0	32,0	23,5	9,5	3,0	1,5
Циркон						
древний гранито-гнейс	0,5	2,0	22,0	22,5	23,5	11,5
молодой биотитовый гранит	0,5	1,5	32,0	31,5	21,0	7,5

Таблица 47 (окончание)

Порода	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5
Апатит						
древний гранито-гнейс	4,0	0,5	–	0,5	–	–
молодой биотитовый гранит	–	0,5	–	–	–	–
Циркон						
древний гранито-гнейс	9,5	4,0	2,0	1,0	–	1,5
молодой биотитовый гранит	2,5	1,5	1,5	0,5	–	0,5

журтинском граните преобладают умеренно-призматические кристаллы, образованные комбинацией граней двух призм и пирамиды (III) (табл. 48).

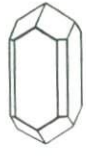
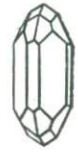
В сравниваемых гранитах преобладают кристаллы циркона, окрашенные в бледно-розовый цвет, хотя в древних гранитах встречаются темноокрашенные желтовато-коричневые кристаллы (4%) и не встречаются бесцветные прозрачные кристаллы. В эльджуртинском граните последние встречаются в значительном количестве (20%), а темноокрашенные кристаллы не обнаружены.

Подобные отличия имеют различные причины; появление в древних гранитах удлиненных кристаллов апатита и циркона, может быть следствием быстрого охлаждения, так как древние граниты образуют в ряде случаев сравнительно небольшие инъекции в толщу кристаллических сланцев. Большее содержание в древних гранитах кристаллов циркона, в образовании которых преобладает грань острой дипирамиды, указывает на более основной характер среды кристаллизации, возникшей, возможно, в результате частичной ассимиляции, а широко распространенная призматическая грань (100) наряду с наличием темноокрашенных кристаллов указывает на последующее проявление калиевого метасоматоза.

Таблица 48

Частота встречаемости кристаллических форм апатита и циркона в древних и молодых гранитах Северного Кавказа (в %)

Порода	Апатит						
Гранито-гнейс	45,0	10,5	4,5	—	—	—	40,0
Гранит биотитовый	45,0	28,5	7,5	10,0	1,0	0,5	7,0

Порода	Циркон									
										
Гранито-гнейс	38,0	8,5	5,5	—	—	—	—	23,0	22,0	3,0
Гранит биотитовый	2,0	3,5	57,0	4,0	0,5	21,5	1,5	10,0	—	—

Примечание. В каждом случае подсчитано 200 кристаллов.

Определенные отличия наблюдаются и в составе некоторых акцессорных минералов. Так, магнетит древних гранитов содержит значительно меньше элементов-примесей, особенно титана, и только содержание марганца в нем в три раза превышает таковое в магнетите из эльджуртинского гранита (табл. 49). Подобный состав характерен для магнетита осадочного или метасоматического генезиса (Ляхович, 1973).

Монациты и апатиты из древнего гранита характеризуются большим содержанием редких земель иттриевой группы и в три

Таблица 49

Содержание элементов – примесей в магнетите из сравниваемых гранитов (в г/т)

Элементы	Палеозойский	Кайнозойский	Элементы	Палеозойский	Кайнозойский
Ti	590,0	31860,0	Ni	250,0	64,0
Mg	67,5	1350,0	Cr	444,3	427,8
Mn	15800,0	5135,0	V	728,0	1232,0

раза меньшим содержанием TR_2O_3, чем апатиты из эльджуртинского гранита (табл. 50). Малые содержания TR_2O_3 при значительной роли в составе последних редких земель иттриевой группы характерны для апатитов метасоматического генезиса.

Скудный видовой состав акцессорных минералов докембрийских гранитов, а также своеобразие их химического состава позволяют полагать, что в отличие от более молодого эльджуртинского гранита в их формировании большую роль играл осадочный материал древних метаморфических толщ. Об этом говорят отсутствие в древних гранитах флюорита и большее содержание турмалина, характерного минерала парагнейсовых толщ.

Следы метасоматического преобразования древних гранитов запечатлены в захвате крупными выделениями микроклина минералов основной массы и в замещении плагиоклаза микроклином. Последнее привело к образованию больших количеств эпидота и монацита за счет высвобождающихся при разрушении плагиоклаза кальция и редких земель. Содержание монацита в древних гранитах Северного Кавказа (90 г/т) в три раза превышает среднее содержание этого минерала в биотитовых гранитах. В связи с этим следует отметить, что повышенные содержания монацита являются характерной чертой микроклинизированных парагнейсовых толщ (Ляхович, 1966).

Результатом калиевого метасоматоза, сыгравшего большую роль в формировании окончательного облика древних гранитов, явилось большее содержание марганца в составе магнетита и меньшее — редких земель в апатите; появление кристаллов циркона,

Таблица 50

Состав редких земель в акцессорных минералах докембрийских и мезозойских гранитоидов Передового хребта, Северный Кавказ (в %)

Элементы	Монацит		Апатит	
	гранит палеозойский	гранит кайнозойский	гранит палеозойский	гранит кайнозойский
La	22,19	21,7	6,28	12,32
Ce	50,71	65,0	23,81	37,56
Pr	3,64	3,0	3,17	4,46
Nd	19,02	9,2	20,63	22,89
Sm	1,90	0,7	9,21	6,10
Eu	0,32	–	0,63	0,35
Gd	1,43	0,5	12,38	6,46
Tb	–	–	1,90	0,94
Dy	0,79	–	10,32	4,69
Ho	–	–	1,75	0,59
Er	–	–	4,92	1,88
Tu	–	–	0,95	0,35
Yb	–	–	3,02	1,29
Lu	–	–	0,48	0,12
Содержание в минерале TR_2O_3 (в %)	–	–	0,34	0,99

обладающих хорошо развитой призматической гранью (100) и возникновение необычных минеральных ассоциаций, в которых наряду с высоким содержанием монацита в граните присутствует значительное количество сфена и ортита.

Анализируя особенности видового состава и содержания акцессорных минералов, следует отметить, что эльджуртинский гранит несет все признаки нормального интрузивного происхождения, выражающиеся, в частности, в наличии минералов рудных элементов (W, Mo, Cu, Bi, As, Sn), характерных для подобных гранитов, в форме и составе упомянутых выше акцессорных минералов. В то же время древние граниты представляют, по-видимому, образование сложное; некогда инъецированная гранитным материалом осадочно-метаморфическая толща подверглась в последующем интенсивному калиевому метасоматозу.

КОНТАКТЫ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Изучение контактов — областей непосредственного соприкосновения гранитной магмы с вмещающими породами — представляет интерес не только в петрологическом отношении, так как позволяет судить о роли и масштабе процессов местной ассими-

ляции, но и в металлогеническом, так как позволяет получить достоверные данные о привносе во вмещающие породы или заимствовании из них ряда рудных и редких элементов, которые могли иметь место или в процессе кристаллизации гранита, или после его полного затвердевания.

КОНТАКТ С РОГОВИКАМИ

Интрузивные контакты гранита с песчано-сланцевыми породами, превращенными в биотитовые роговики, хорошо прослеживаются в целом ряде обнажений. Их можно наблюдать в балках Малый Мукулан, Эльджурту и Чильмиан. В правом борту ущелья р. Баксан у устья р. Тютюсу можно наблюдать контакт эльджуртинского гранита с мигматитами. Во всех случаях линия контакта вполне отчетливая. Иногда наблюдается проникновение во вмещающие породы многочисленных гранитных инъекций.

Петрографические особенности. Макроскопически приконтактовый гранит отличается от обычных его представителей более светлой окраской, хотя здесь же часто встречаются отдельные пятна и полосы гранита темного, очень обогащенного биотитом.

В большинстве случаев непосредственно к контакту тяготеют лейкократовые разности гранита. Представляя собой обычно грубо- или среднезернистую (реже мелкозернистую) породу, они характеризуются резким преобладанием в своем составе анортоклаза — 69% и кварца — 28% над всеми остальными минералами (табл. 51). Соответственно своему составу они могут быть отнесены к аляскитам. Мощность этой аляскитовой зоны, ясно наблюдаемой в поле, колеблется в пределах 10—20 см, хотя повышенное содержание анортоклаза прослеживается на 30 м и более от контакта.

Эта грубозернистая кайма сменяется далее по направлению в

Таблица 51

Количественно-минеральная характеристика гранита из контакта с биотитовыми роговиками (в объемн. %)

Минералы	1 (8)	2 (8)	3 (4)	4 (8)	5 (5)
Биотит	7,84	1,65	4,99	24,77	26,96
Плагиоклаз № 18–25	31,56	0,98	2,75	13,40	21,45
Анортоклаз	34,53	69,00	66,68	34,60	24,81
Кварц	25,70	28,13	25,08	25,96	26,09
Акцессорные	0,37	0,24	0,50	1,27	0,69
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Гранит: 1 — из центра массива; 2 — лейкократовый из контакта с роговиками; 3 — лейкократовый из висячих зальбанд даек; 4 — обогащенный биотитом, в контакте с роговиками; 5 — обогащенный биотитом, из даек в роговиках.

глубь массива гранитом мелкозернистым, но также лейкократовым, который постепенно приобретает (на расстоянии до 5 м от контакта) характерную для типичного гранита крупность зерна. В более редких случаях непосредственно с роговиками контактирует лейкократовый мелкозернистый аплитовидный гранит. В некоторых случаях среди грубозернистых аляскитов встречаются участки аплитовидного гранита, а иногда линзы, выполненные крупными кристаллами кварца.

Таковы особенности лейкократового приконтактового гранита, отмеченные в поле. Под микроскопом структура аляскитовой каймы порфировидная с мелкозернистой аллотриоморфнозернистой кварц-анортоклазовой основной массой. Порфировые выделения представлены крупными кристаллами анортоклаза, неправильная форма которых обусловлена не только порфиробластическим ростом последних, но и сильной коррозией их периферических частей мелкозернистым кварцем, который, разъедая их с периферии, проникает далеко к центру кристаллов. Иногда можно наблюдать мелкие зерна биотита и плагиоклаза, включенные в крупные зерна анортоклаза. Двойники по карлсбадскому закону встречаются среди них гораздо реже, чем это было отмечено для анортоклаза из центральных частей массива.

Следующий по распространенности минерал — кварц — встречается как в крупных ксеноморфных кристаллах, так и в основной мелкозернистой массе. Его крупные зерна довольно часто обладают облачным угасанием, в то время как в кварце основной массы оно отсутствует или заметно только на отдельных зернах. Если крупные зерна кварца обладают ксеноморфными очертаниями, то для мелких характерна типично роговиковая «лапчатая» форма. Именно мелкозернистый кварц основной массы принимает наибольшее участие в коррозии биотита, плагиоклаза и анортоклаза. Все это позволяет говорить о наличии, по меньшей мере, двух генераций этого минерала.

Биотит и плагиоклаз, присутствующие здесь в незначительном количестве, ничем не отличаются от таковых, встречающихся в центральных частях массива. Формы прорастаний анортоклаза кварцем весьма разнообразны: то округлые, то остроугольные, то вытянутые мирмекитообразные. Иногда наблюдается их приуроченность к трещинам спайности.

В некоторых случаях остроугольные прорастания кварца весьма напоминают эвтектическую графическую структуру, однако ее правильнее называть псевдографической структурой замещения, принимая во внимание приуроченность вростков кварца к трещинам и их различную в одном и том же зерне оптическую ориентировку. Наряду с этим встречаются и настоящие графические прорастания кварца и анортоклаза, иногда принимающие вид очень тонких и затейливых по своему рисунку образований.

Что касается других особенностей этого лейкократового приконтактового гранита, то среди них надо, с одной стороны, отме-

тить присутствие довольно большого количества апатита, а с другой — следов динамического воздействия, выразившихся в изогнутии чешуек слюды, смещении двойниковых полос плагиоклазов, облачном угасании порфирового кварца, а иногда и анортоклаза. Отсутствие подобных признаков у мелкозернистого кварца и у части порфировых выделений анортоклаза может служить некоторым указанием на их более позднее происхождение.

В редких случаях приконтактовые участки гранита обогащены биотитом и тогда представляют собой темную (иногда почти черную) породу, содержание биотита в которой поднимается в отдельных случаях до 39%, составляя в среднем 24%, по сравнению с 7% из центра массива (табл. 51).

Они редко прилегают непосредственно к контакту, обычно располагаясь на некотором (1—5 м) удалении от него в виде неправильных пятен, линз или полос, вытянутых в основном параллельно контакту. Мощность таких участков гранита, обогащенных биотитом, редко превышает 1,5—2 м. Сравнительно низкое содержание кварца и преобладание плагиоклаза над анортоклазом позволяет отнести некоторые из этих разностей в группу гранодиорита.

Под микроскопом меланократовые разности гранита представляют собой породу гипидиоморфнозернистой, средне- до мелкозернистой структуры, иногда с некоторым уклоном в порфировидную. Порфировые выделения в этом случае представлены чаще всего биотитом или плагиоклазом, реже анортоклазом или кварцем.

Обогащенные биотитом участки гранита обладают рядом особенностей, к числу которых относится значительное развитие позднего биотита второй генерации, ассоциирующего с агрегатами лейкоксенизированного титаномагнетита. Это позволяет считать, что часть биотита образовалась при ассимиляции вмещающих роговиков, так как для биотита последних характерна именно такая ассоциация в противоположность «магматической» ассоциации биотита с апатитом и цирконом.

Определение состава плагиоклаза показало, что наряду с олигоклазом № 18—22, характерным для гранита из центра массива, здесь изредка встречаются и лейсты олигоклаз-андезина № 34—35. По аналогии с андезином роговиков, имеющими такой же состав, их правильнее всего считать реликтами ассимилированного роговика. Подобные случаи сохранения отдельных минералов на месте ассимилированных обломков довольно часто описываются в литературе. На имевшую место ассимиляцию указывают встречающиеся здесь отдельные мелкозернистые кварц-биотитовые участки с роговиковой структурой, являющиеся, очевидно, реликтами ассимилированного (дезинтегрированного) роговика.

В соответствии со своим составом эндоконтактовые разности эльджуртинского гранита характеризуются определенными петрохимическими особенностями.

Лейкократовые, аляскитовые, эндоконтактовые разности по своему химическому составу отличаются от нормального эльджуртинского гранита резко повышенным содержанием окиси калия, большим содержанием кремнезема и значительно меньшим количеством окисного и закисного железа, а также и окиси кальция (табл. 52). Все это очень хорошо увязывается с их минеральным составом, почти полным отсутствием биотита и плагиоклаза и сильным преобладанием анортоклаза (см. табл. 51).

Меланократовые обогащенные биотитом эндоконтактовые разности отличаются от нормального эльджуртинского гранита пони-

Таблица 52

Химический состав эльджуртинского гранита из контакта с роговиками (в вес.%)

Компоненты	Эльджуртинский гранит в центре массива (9)	Гранит из контакта	
		меланократовые разности	лейкократовые разности
SiO_2	72,49	64,48	75,42
TiO_2	0,33	1,11	Следы
Al_2O_3	14,68	15,67	12,99
Fe_2O_3	0,69	1,59	0,13
FeO	1,20	3,97	0,34
MnO	0,04	0,09	0,01
MgO	0,65	1,90	0,25
CaO	1,40	2,65	0,23
Na_2O	3,43	3,43	2,28
K_2O	4,20	3,96	7,58
P_2O_5	0,11	–	0,09
H_2O	0,17	0,97	0,10
П.п.п.	0,62	–	0,20
Сумма	100,01	99,82	99,62

женным содержанием кремнезема и калия и повышенным — титана, окисного и закисного железа и особенно окиси магния, количество которой в три раза превышает ее среднее содержание в незагрязненном граните (табл. 52). Эти цифры очень хорошо согласуются с существенно магнезиальным составом биотита.

Таким образом, эндоконтактовое изменение гранитов в контакте с биотитовыми роговиками заключается в уменьшении крупности зерна и обогащении биотитом за счет ассимиляции роговиков. Позже, в результате воздействия богатых калием растворов на уже закристаллизовавшийся приконтактовый гранит, образовались грубозернистые аляскиты.

Геохимические особенности. Изменение содержаний рудных и редких элементов, происходящее в граните по мере приближения

к контакту с биотитовыми роговиками, весьма незакономерно и заключается в увеличении содержания Zn, Nb, Be, Rb, F и уменьшении W, Mo, Pb, Cu, Li, Cs, B. Количества Sn, Sc, Ga весьма непостоянны, а Ta — практически не изменяются (табл. 53). В отдельных случаях гранит из контакта содержит значительные количества (в г/т): W — 21, Mo — 10, Zn — 140, Pb — 80, Cu — 41, которые, очевидно, обусловлены присутствием соответствующих рудных минералов. Среди редких элементов подобных концентраций не наблюдается, за исключением F и Ga, количество которых иногда поднимается до 2900 и 26 г/т соответственно.

Экзоконтактовое воздействие эльджуртинского гранита на вмещающие биотитовые роговики выражается в появлении среди них участков, обладающих слоистой или гнейсовидной текстурой, обязанной чередованию полос существенно биотитовых с существенно кварцевыми. Биотит подвергается замещению хлоритом или обесцвечивается, а лейсты плагиоклаза почти нацело серицитизированы. Появляются порфиробласты полевого шпата, обладающие неправильными зазубренными очертаниями, содержащие в себе многочисленные включения мелких чешуек биотита.

Изменения, происходящие в содержании рудных и редких элементов в контактных роговиках, своеобразны и сводятся к выдержанно наблюдающимуся увеличению содержания Sc и B, в то время как количество W, Sn, Zn, Cu, Be, Rb, F, Ga уменьшается. Поведение остальных элементов — Mo, Pb, Nb, Ta, Li, Cs — не характеризуется выдержанной тенденцией: в одних случаях их количество увеличивается, в других — уменьшается.

Следует также отметить, что содержания рудных и редких элементов в роговиках характеризуются большой неоднородностью, что, вероятно, связано с эпизодическим присутствием собственных минералов этих элементов (см. табл. 53). Так, содержание W в роговиках из контакта иногда поднимается до 40 г/т, Mo — 720, Sn — 32, Zn — 140, Cu — 200 г/т. Среди редких элементов подобные высокие содержания в роговиках экзоконтакта встречаются значительно реже и иногда фиксируются для Li 220 г/т и Rb (540 г/т).

Подобный сложный, иногда противоречивый характер поведения рудных элементов в непосредственно контактирующих породах во многом, по-видимому, обусловлен не только взаимодействием гранитной магмы с прорываемыми ею песчано-сланцевыми породами, но и с воздействием тех постмагматических растворов, которые имели возможность циркулировать вдоль плоскостей контакта и были обогащены не только калием, но и рудными элементами.

Более высокие содержания W, Sn, Zn, Cu, нередко наблюдающиеся в роговиках, удаленных от непосредственной плоскости контакта, свидетельствуют или о переотложении этих элементов циркулировавшими здесь растворами, или о их своеобразном термальном «отгоне» из зоны непосредственного контакта под воз-

Таблица 53

Содержание рудных и редких элементов в эльджуртинском граните и вмещающих его биотитовых роговиках (в г/т)

Место взятия	Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta	Sc	Be	Li	Rb	Cs	B	F	Ga
Скв. 613	Роговик вдали от контакта	3,0	110,0	14,0	60,0	55,0	4,0	21,0	1,8	11,0	2,0	88,0	430,0	12,0	–	3900,0	12,0
	Роговик в контакте	40,0	110,0	2,5	40,0	20,0	6,0	7,0	0,3	3,1	2,0	42,0	120,0	8,0	16,0	1600,0	7,2
	Гранит в контакте	2,0	0,7	2,0	50,0	55,0	13,0	14,0	1,6	2,6	5,0	27,0	180,0	5,0	20,0	1000,0	11,0
	Гранит вдали от контакта	2,0	3,0	3,0	20,0	110,0	18,0	14,0	1,4	–	3,0	40,0	230,0	13,0	25,0	700,0	16,0
Скв. 741	Роговик вдали от контакта	10,0	6,0	13,0	180,0	210,0	300,0	4,9	0,8	8,0	2,0	75,0	360,0	13,0	12,0	2800,0	13,0
	Роговик из контактов	2,0	18,0	7,0	60,0	31,0	200,0	4,9	0,9	4,6	2,0	73,0	190,0	11,0	26,0	1800,0	8,8
	Гранит из контакта	2,0	2,0	2,0	50,0	55,0	13,0	14,0	1,6	2,6	5,0	27,0	180,0	5,0	20,0	1000,0	11,0
	Гранит вдали от контакта	8,0	3,0	3,0	60,0	79,0	100,0	14,0	1,5	5,9	3,0	44,0	220,0	8,0	30,0	1000,0	10,0
Скв. 560	Роговик вдали от контакта	7,0	490,0	60,0	450,0	3,0	110,0	4,9	0,3	–	22,0	25,0	7,0	4,0	–	1800,0	19,0
	Роговик из контакта	2,0	720,0	11,0	50,0	130,0	8,0	21,0	1,3	16,0	3,0	96,0	240,0	16,0	31,0	2200,0	8,8
	Гранит из контакта	21,0	10,0	3,0	–	80,0	10,0	14,0	1,8	3,9	3,0	35,0	200,0	8,0	15,0	560,0	10,0
	Гранит вдали от контакта	78,0	2,0	5,0	–	70,0	11,0	7,0	1,6	5,2	5,0	41,0	210,0	13,0	280,0	1100,0	8,0
	Роговик вдали от контакта	11,0	110,0	16,0	65,0	–	–	14,0	2,5	26,0	11,0	100,0	330,0	40,0	–	–	–
	Роговик в контакте с гранитом	9,0	62,0	10,0	40,0	–	–	14,0	3,3	16,0	16,0	80,0	190,0	40,0	–	–	–
	Роговик вдали от контакта	3,0	90,0	14,0	90,0	–	–	14,0	3,3	30,0	10,0	50,0	310,0	40,0	–	–	–
	Роговик в контакте с гранитом	5,0	60,0	9,0	10,0	–	–	7,0	2,5	17,0	8,0	50,0	240,0	Не обн.	–	–	–
Скв. 823	Роговик вдали от контакта	63,0	7,0	24,0	140,0	23,0	84,0	7,7	1,3	28,0	4,0	106,0	440,0	То же	6,0	4300,0	12,0
	Роговик из контакта с гранитом	1,5	2,0	32,0	140,0	27,0	24,0	17,5	0,8	38,0	1,5	220,0	540,0	»	15,0	2500,0	16,0
Скв. 825	Гранит из контакта с роговиком	1,5	6,2	9,0	140,0	41,0	31,0	26,6	2,2	11,0	5,0	77,0	320,0	»	11,0	2900,0	26,0
	Гранит вдали от контакта	2,0	1,6	5,0	100,0	49,0	35,0	14,7	2,1	4,7	3,0	66,0	230,0	»	9,0	1300,0	20,0
Малый Мукулан	Гранит в контакте с роговиками	1,0	1,0	3,0	120,0	37,0	10,0	18,2	2,1	–	4,0	35,0	220,0	20,0	7,0	940,0	–
То же	То же	0,7	2,0	6,0	90,0	27,0	11,0	21,0	1,8	–	5,0	30,0	250,0	20,0	7,0	860,0	–
»	»	0,7	3,0	2,5	90,0	28,0	7,0	19,6	2,6	–	3,0	30,0	170,0	20,0	7,0	690,0	–
Северный выход	Гранит в контакте с роговиками	0,7	0,4	4,0	п/о	94,0	19,0	13,3	2,4	3,0	3,0	22,0	240,0	4,0	12,0	640,0	27,0
	Роговик вдали от контакта		0,6		50,0	7,0	34,0	18,0	Не обн.	24,0	0,8	30,0	280,0	10,0	9,0	–	37,0
	То же	11,0	6,0	16,0	40,0	5,0	13,0	14,0	То же	16,0	0,8	70,0	200,0	10,0	9,0	–	22,0
	»	14,0	21,0	3,0	50,0	7,0	10,0	14,0	»	25,0	1,2	90,0	350,0	10,0	9,0	–	32,0
	»	–	0,7	–	40,0	12,0	10,0	16,0	»	22,0	0,7	70,0	140,0	10,0	28,0	–	47,0
	»	–	0,8	–	60,0	16,0	13,0	16,0	»	32,0	21,0	40,0	180,0	30,0	65,0	–	30,0

действием эльджуртинского гранита. Во всяком случае привнос этих элементов со стороны последнего во вмещающие роговики фиксируется далеко не всегда.

Можно говорить о некотором привносе бора, так как увеличение его содержания в роговиках сопровождается одновременным уменьшением его содержания в граните. Кроме того, есть элементы, повышенные содержания которых в приконтактовом граните сопровождаются одновременным уменьшением их содержания в контактирующих с ним роговиках и, по-видимому, связаны с их частичным заимствованием из последних. К их числу относятся Rb, Zn, Ga.

Приведенные данные касались пород непосредственно контак-

Таблица 54

Средние содержания (в г/т) и коэффициенты концентрации рудных и редких элементов в эльджуртинском граните и биотитовых роговиках

Элементы	Гранит			Биотитовый роговик		
	центр массива (111)	из контакта с роговиками (8)	$K_н$	вдали от контакта (10)	в контакте с гранитом (7)	$K_н$
W	1,7	4,0	2,4	8,4	17,5	2,1
Mo	1,4	3,2	2,3	83,5	162,0	1,9
Sn	6,2	3,9	0,6	19,4	11,9	0,6
Zn	42,3	67,5	1,6	108,5	56,7	0,5
Pb	25,8	52,1	2,0	39,4	52,0	1,3
Cu	12,7	14,3	1,1	61,8	59,5	1,0
Nb	13,9	17,6	1,3	13,7	11,9	0,9
Ta	1,7	2,0	1,2	1,7	1,5	0,9
Sc	3,0	4,6	1,5	21,6	15,8	0,7
Ga	20,0	17,0	0,9	26,5	10,2	0,4
Be	4,4	4,0	0,9	7,2	5,4	0,8
Li	52,7	32,6	0,6	63,8	94,5	1,5
Rb	205,0	220,0	1,1	258,7	253,3	1,0
Cs	16,0	11,7	0,7	17,9	9,7	0,5
B	11,4	12,4	1,1	22,0	22,0	1,0
F	786,7	1073,8	1,4	2835,3	2025,0	0,7

тирующих. Более полное и, по-видимому, правильное представление о поведении рудных и редких элементов можно получить, сравнивая породы з о н ы контакта с одноименными породами, удаленными от нее.

Рассматривая сводные данные по средним содержаниям рудных и редких элементов в гранитах и роговиках из зоны контакта, можно заметить (табл. 54), что имеет место увеличение содержания W, Mo, Pb в приконтактовых гранитах и роговиках, в то время как количество Sn и Cs в контактовых породах уменьшается.

Граниты эндоконтакта обогащаются Zn, Sc, F отчасти, по-видимому, за счет роговиков, так как в последних содержание этих элементов уменьшается; роговик экзоконтакта обогащается Li, очевидно, за счет гранита, так как в эндоконтактовых разностях последнего содержание этого элемента уменьшается.

Содержания B, Rb, Ta, Nb, Cu в гранитах и роговиках из зоны контакта существенно не меняются.

Наиболее важный вывод из данных табл. 54 заключается в том, что, несмотря на непостоянство содержаний рудных и редких элементов в породах из зоны контакта, наблюдается опреде-

ленный привнос W и Mo, которые обогащают как приконтактовый гранит, так, особенно, и приконтактовые роговики.

Источник этих растворов не совсем ясен. Только в отношении Zn, Sc и Li можно говорить, что контактирующие породы могли взаимно обогащать ими друг друга.

В то же время в рудоносных гранитах Казахстана, характеризующихся высокими содержаниями меди, в их эндоконтактовых фациях наблюдается отчетливое уменьшение содержания меди как в граните, так и в слагающих его минералах, свидетельствующее о ее выносе (Ященко, 1972).

Пониженные количества содержат и эндоконтактовые фации рудоносных гранитов Акчатау (Митрофанская, 1970). Подобного выноса W и Mo в случае эльджуртинского гранита не наблюдается, что характеризует его по этому признаку как нерудоносный (см. табл. 54).

Акцессорные минералы. Многие из установленных геохимических особенностей находят отражение в минеральном составе гранитов и роговиков. Последние в контакте с гранитом содержат несколько больше минералов р. з. э., галенита, пирита и особенно циркона и молибденита. В то же время увеличения содержания шеелита и касситерита не фиксируется (табл. 55). Уменьшение содержания W и Sn в роговиках из контакта установлено и химическими анализами (см. табл. 53). Весьма ощутимо увеличивается в контактных роговиках содержание минералов титана — сфена, ильменита, рутила — и таких типично контактовых минералов, как андалузит и корунд. Из минералов, содержащих летучие компоненты, значительно увеличивается содержание турмалина и апатита, в то время как количество флюорита сильно сокращается, несмотря на появление некоторого количества куспидина. Уменьшение содержания фтора в роговиках из контакта фиксируется и по данным химического анализа.

В гранитах, контактирующих с роговиками, фиксируется некоторое увеличение содержания шеелита, граната и особенно бастнезита и молибденита. Остальные минералы рудных и редких элементов содержатся здесь в пониженном по сравнению с гранитом центральных частей массива количестве (табл. 55).

Наиболее важной чертой минерального состава приконтактовых пород, гранитов и роговиков, является значительная обогащенность их молибденитом, содержание которого в 2—5 раз превышает таковое в породах, удаленных от контакта. Для минералов вольфрама подобного обогащения не установлено. Эти данные минерального анализа в общем совпадают с результатами спектральных анализов, хотя значительное увеличение содержания молибденита в приконтактовых роговиках, по-видимому, отчасти обязано наличию этого минерала в тончайших кварцевых прожилках.

Резюмируя сказанное о контактах эльджуртинского гранита с биотитовыми роговиками, надо отметить прежде всего слабое эн-

Таблица 55

Особенности минерального состава прикоптактовых биотитовых роговиков и эльджуртинского гранита (в г/т)

Минералы	Биотитовый роговик		Биотитовый гранит	
	вдали от контакта (3)	в контакте (2)	из центра массива (23)	в контакте с роговиками (1)
Молибденит	49,5	125,5	0,6	2,7
Повеллит	1,0	–	Ед. зн.	–
Шеелит	7,8	3,0	0,2	0,3
Касситерит	0,1	–	0,4	–
Пирит	34,8	42,2	29,6	0,2
Лимонит	–	–	25,1	80,3
Марказит	–	–	9,2	0,1
Халькопирит	3,2	4,2	1,8	Ед. зн.
Висмутин	–	–	0,1	–
Арсенопирит	3,2	2,0	8,6	0,2
Пирротин	–	–	6,2	–
Сфалерит	–	–	0,9	0,1
Бисмутит	Ед. зн.	–	–	–
Галенит	То же	2,5	0,3	0,1
Церуссит	–	1,3	–	–
Магнетит	56,3	68,4	10,3	–
Гематит	2,0	3,0	Ед. зн.	–
Хромшпинелиды	5,7	13,8	–	–
Сфен	7,9	20,6	18,9	7,6
Ильменит	538,3	703,1	34,2	1,5
Рутил	12,4	105,1	0,3	0,1
Анатаз	0,7	0,8	5,2	2,6
Лейкоксен	0,9	3,0	4,1	–
Брукит	–	–	0,2	0,1
Пирохлор	0,1	–	–	–
Ильменорутил	0,1	–	–	–
Монацит	0,1	5,5	27,0	1,9
Ксенотим	0,3	5,2	0,6	0,1
Черчит	–	1,5	–	–
Ортит	0,4	3,3	59,1	61,9
Циркон	17,5	106,3	182,4	138,6
Бастнезит	–	–	Ед. зн.	10,1
Уранинит	–	–	1,2	0,4
Торит	–	–	0,1	Ед. зн.
Сподумен	0,8	–	–	–
Флюорит	26,2	6,3	14,6	0,2
Куспидин	–	3,0	–	–
Турмалин	Ед. зн.	47,3	Ед. зн.	Ед. зн.

Таблица 55 (окончание)

Минералы	Биотитовый роговик		Биотитовый гранит	
	вдали от контакта (3)	в контакте (2)	из центра массива (23)	в контакте с роговиками (1)
Апатит	28,2	132,0	208,3	132,8
Гранат	20,6	12,5	2,0	3,3
Эпидот	41,4	1,1	2,3	–
Шпинель	–	–	е.з.	–
Цоизит	52,5	0,3	–	–
Везувиан	Ед. зп.	1,5	–	–
Диопсид	6136,2	1413,1	–	–
Андалузит	3283,7	6665,7	–	–
Корунд	–	3846,5	0,2	0,1
Барит	1,4	–	–	–
Волластонит	14,5	–	–	–

доконтактное изменение, выразившееся исключительно в появлении отдельных участков гранита, обогащенных биотитом. Чрезмерное обогащение гранита этих участков биотитом (до 39%) ставится в связь с ассимиляцией роговикового материала, что доказывается нахождением реликтовых минералов роговика — андезина и биотита, ассоциирующего с лейкоксенизированным титаномагнетитом. На имевшую место ассимиляцию указывает и такситовая текстура гранита, обусловленная кучным пятнистым расположением мелких чешуек биотита, говорящих о возникавших местных концентрациях магния и железа. В участках, где гранит сильно обогащается биотитом, превращаясь иногда в гибридную породу, часто встречаются мельчайшие обломки роговика и, следовательно, этот избыточный биотит можно отнести за счет ассимиляции этих обломков.

Если обогащение гранита биотитом в контакте с песчано-глинистыми, превращенными в биотитовые роговики, породами находит свое вероятное объяснение в их частичной ассимиляции гранитной магмой — случай, описание которого часто встречается в литературе,— то решение вопроса об образовании аляскитовой приконтактовой полосы и об общем обогащении приконтактового гранита щелочным полевым шпатом является более сложным.

По-видимому, эти грубозернистые породы аляскитового состава образовались в результате преобразования мелкозернистых приконтактовых участков гранита в грубозернистые под влиянием постмагматических растворов, значительно обогащенных калием и кремнеземом.

Крупные размеры кристаллов анортоклаза говорят о существовавшей возможности их роста, о притоке вещества, необходимо-

го для их роста, который, очевидно, и осуществлялся циркуляцией по плоскостям контактов щелочных, существенно калиевых растворов. Подобное обогащение приконтактового гранита анортоклазом, вплоть до образования анортоклазитов, отмечалось и для других кавказских интрузий К. Н. Савич-Заблоцким (1927), М. А. Фаворской (1947) и другими.

Приуроченность гранитов аляскитового состава не только к контактам, но также и к апикальным частям интрузии и к висячим зальбандам гранитных даек позволяет предположить, что частично это обогащение калием происходило еще тогда, когда магма была жидкой и летучие (вода) с растворенными в них щелочами могли занимать соответствующие им более высокие уровни, позже производя соответствующую переработку гранита.

Резкое обогащение приконтактового гранита калием хорошо видно из данных химического анализа (см. табл. 52). Привнос калия отмечается и во вмещающих гранитный массив породах в виде образования широко распространенного в контактовом ореоле биотита, мусковита, а также появления в контактных роговиках порфиробласт калиевого полевого шпата.

Привнос постмагматическими растворами калия привел к образованию крупнозернистых пород типа лейкократовых калиевых сиенитов, однако позже наложенное замещение анортоклаза кварцем привело к появлению наблюдаемых в настоящее время кварц-полевошпатовых пород типа аляскитов. Эти гидротермальные растворы содержали помимо кремнезема и рудные элементы и, что особенно важно, W и Mo, обогащение которыми четко фиксируется в приконтактовых разностях эльджуртинского гранита и роговиков. В то же время они были относительно бедны редкими элементами, содержания которых существенно не изменяется.

Эти растворы, воздействуя на гранит, приводили к разрушению многих минералов редких элементов, содержание которых в приконтактовом граните уменьшается и, возможно, они же и переотлагали их в роговиках экзоконтакта, в которых содержание монацита, ксенотима, ортита, циркона, а также турмалина несколько увеличивается (см. табл. 55).

КОНТАКТ С ИЗВЕСТНЯКАМИ

В районе балок Малый Мукулан, Эльджурту и Чильмиан эльджуртинский гранит контактирует непосредственно с известняками.

Наиболее хорошо этот контакт обнажен в балке Малый Мукулан, где он имеет простирание, близкое к меридиональному и сравнительно крутое падение к западу. Контакт интрузивный и несогласный со слоистостью в известняках, имеющей широтное простирание с крутыми (60—65°) углами падения к северу. От гранита, следуя слоистости в известняках, отходят многочисленные апофизы и дайки гранита мощностью 1,0—0,1 м. Обломки

известняка в эндоконтактовых разностях гранита не встречены. И гранит, и дайки вызывают в известняках скарновую, преимущественно гранатовую оторочку, мощность которой достигает 1—4 м. Скарновая оторочка, сопровождающая дайки, обладает хорошо выраженной зональностью, а именно: с гранитом контактирует полоса гранатового скарна, сменяющаяся затем скарном существенно пироксеновым. В некоторых случаях наблюдаются обратные соотношения. По составу скарновый гранат соответствует гроссуляру с 20% андрадитовой молекулы.

Приконтактовый гранит часто сечется скарновыми прожилками с волластонитом, гранатом или пироксеном (фиг. 14). В таких прожилках встречаются мелкие чешуйки молибденита.

Петрографические особенности. Эндоконтактовые изменения в граните прослеживаются иногда на расстояние до 30 м от контакта. Непосредственно по контакту проходит полоса гранита то серовато-зеленого, то очень светлого мелкозернистого, почти лишенного цветных минералов. В районе Орлиной скалы в таком плотном и сильно окварцованном граните была встречена вкрапленность молибденита. На расстоянии до 5 м от контакта преобладает мелкозернистый светло-серый гранит с чередованием темных участков, обогащенных биотитом или пироксеном, и светлых — лишенных цветных минералов. В последних местами наблюдается обильная вкрапленность лимонитизированных сульфидов, придающая этим разностям гранита рыжеватую окраску. Подобный приконтактовый гранит очень напоминает некоторые разности лейкократовых гранитоидов, обнажающихся между г. Рудной и пиком Веры.

Гранит, слагающий дайки, представлен преимущественно светлыми, аплитовидными разностями. Однако нередко в одной и той же дайке можно наблюдать постепенные переходы между средне- и мелкозернистыми участками, почти белыми и темно-серыми или зеленоватыми (фиг. 32). В очень редких случаях в дайках можно наблюдать обломки известняка, превращенные в существенно гранатовый скарн с пироксеном.

Микроскопическое изучение эндоконтактных разностей эльджуртинского гранита, а равно и его даек, залегающих в известняках, показало, что наряду с их большой структурной неоднородностью имеет место и непостоянство количественно-минерального состава. Кроме того, наряду с минералами, характерными для неизмененного гранита, появляются минералы совершенно ему несвойственные, такие, как плагиоклаз лабрадор-битовнитового состава, пироксен и гранат.

В отличие от плагиоклаза центральных частей массива, плагиоклаз приконтактовых участков обладает непостоянным составом: содержание анортитовой молекулы колеблется от 30—40 до 82%. Встречаются также лейсты плагиоклаза, отвечающие по составу альбиту или альбит-олигоклазу, однако они являются всегда образованиями более поздними. Основные разности плагиокла-

зов встречаются или в тонких прожилках гранита, секущих известняк, или в участках непосредственного контакта. Обладая короткостолбчатой формой и ясным полисинтетическим сложением, они характеризуются довольно сильной разрушенностью, выражающейся в развитии по ним эпидота, клиноцоизита и карбоната.

Характерной чертой плагиоклазов приконтактового гранита, особенно плагиоклазов порфировых выделений, является почти повсеместная их зональность. Ядра зональных плагиоклазов довольно часто карбонатизированы. Характер зональности нормальный. Содержание анортитовой молекулы в их центральных частях достигает 56—60%, что связано с ассимиляцией известняка, имевшей место на глубине в процессе подъема магмы.

Судя по коррозии плагиоклаза кварцем и анортоклазом, а отчасти по его идиоморфизму, это одно из ранних выделений. Иногда полностью замещается кварцем, в котором часто встречаются отдельные его реликты. Весьма характерным, в отличие от гранита из центральных частей массива, является появление в описываемых разностях приконтактового гранита альбита (5—12% An), образующего или мелкие зерна и лейсты в основной массе или обрастающего венчиком зерна анортоклаза.

По сравнению с плагиоклазом анортоклаз гораздо реже присутствует в порфировых выделениях, будучи главным образом сосредоточен в основной массе. Его зерна с неправильными очертаниями занимают промежутки между лейстами плагиоклаза и подвергаются сильной коррозии со стороны кварца. Довольно часто встречается в гранофировом прорастании с кварцем. Крупные зерна анортоклаза часто содержат включения более раннего плагиоклаза и реже— мелкие иголочки апатита. Особенностью анортоклаза приконтактового гранита по сравнению с гранитом центральной части массива является его сильная пертитизация, выражающаяся в образовании жилообразных и веретенообразных выделений альбита, и значительная пелитизация, в результате которой зерна делаются непрозрачными.

Биотит образует типичные для него таблички с плеохроизмом в несколько более светлых тонах, чем в центре массива. Наряду с крупночешуйчатым биотитом в гораздо меньшем количестве присутствует биотит мелкочешуйчатый. Он обычно приурочен как к трещинам в минералах, так и к интерстициям. С биотитом очень часто ассоциируют апатит, сфен и циркон. Вокруг последнего наблюдаются плеохроичные дворики. Для биотита приконтактового гранита характерна сильная разрушенность: края пластинок хлоритизированы, реже обесцвечены. Особенно это относится к включениям биотита в кварце, которые обычно превращены в агрегат мусковита, в центре которого сохраняются реликты темноокрашенного биотита. Разрушение биотита сопровождается выделением рудных минералов. Особенно характерны крупные клиновидные и веретенообразные зерна сфена, которые выде-

ляются своим высоким рельефом. По спайности биотит нередко проникается мельчайшим агрегатом кварца и карбоната. Только на расстоянии 100 м от контакта биотит приобретает типичную для него свежесть.

Пироксен встречается в участках гранита, тяготеющих непосредственно к контакту, и особенно часто среди даек гранита в известняках. В шлифе его короткостолбчатые зерна окрашены в бледно-зеленый цвет. По оптическим свойствам ($2V=56°$, $c: Ng=45°$, $Ng—Np=0{,}026$) принадлежит диопсиду с 23—40% геденбергитовой молекулы.

Взаимоотношения пироксена с плагиоклазом и другими минералами указывают на присутствие двух его генераций. Пироксен первой генерации представлен короткостолбчатыми кристаллами, корродирующими лейсты андезина, и корродируемыми ими, что позволяет предположить их одновременное выделение. С другой стороны, мелкие неправильные зерна, тяготеющие к интерстициям, принадлежат более позднему пироксену. В ассоциации с таким пироксеном встречаются сфен и лейкоксенизированный титаномагнетит. Иногда по пироксену участками развивается зеленая роговая обманка, в свою очередь замещаемая биотитом.

Зерна кварца нередко содержат реликты замещенных им плагиоклаза и анортоклаза, а также довольно многочисленные мелкие чешуйки слюдистых минералов и цепочкообразно вытянутые пузырьки жидких и газообразных включений. Кварц гранофировых прорастаний этими особенностями не обладает.

Разрастаясь зерна кварца проникают по стыкам соседних минералов, разъедая и отделяя отдельные их участки. Эти зерна кварца имеют характерные лапчатые очертания.

Вторичные минералы, в отличие от центральных частей массива, пользуются здесь значительным развитием. Это, прежде всего, мелкие лейсты альбита, развивающиеся на стыке зерен анортоклаза, многочисленные пластинки хлорита и мусковита, развивающиеся по биотиту, зерна эпидота и клиноцоизита, замещающие основной плагиоклаз. В более кислых разностях плагиоклаза наблюдается образование серицита. В интерстициях встречаются неправильные выделения карбоната, к которым тяготеет также часть зерен эпидота.

Эндоконтактовая зона эльджуртинского гранита в контакте с известняками неоднородна, и среди нее можно выделить несколько разностей, отличающихся минеральным составом. Однако здесь же следует отметить, что самостоятельных тел они не образуют, а представляют собой лишь участки среди приконтактового гранита, отличающиеся теми или иными своими особенностями.

Гранодиоритовые разности распространены наиболее широко среди главной массы гранита, контактирующей с известняками. Они представлены светло-серой породой, в порфировых выделениях которой присутствуют крупные кристаллы обычно зонального плагиоклаза, пертитизированного и сильно изъеденного по краям

анортоклаза или кварца. Основная масса кварц-анортоклазовая, аллотриоморфнозернистая. Иногда благодаря обильному развитию графических прорастаний кварца и анортоклаза ее структуру можно называть гранофировой.

По сравнению с гранитом из центра массива эти разности обладают повышенным содержанием плагиоклаза (31 и 40%) и пониженным — анортоклаза (34 и 25%). Обилие встречаемых здесь зональных плагиоклазов указывает на отсутствие равновесия в застывшей магме. Порядок зональности нормальный — от более основного ядра к более кислой периферии. Иногда наблюдается появление более основных промежуточных зон. Характерна большая основность ядра зональных плагиоклазов приконтактового гранита (до № 73) по сравнению с ядрами зональных плагиоклазов из центра массива (до № 36).

Среди приконтактовых разностей гранита встречаются прекрасно ограненные, кучно расположенные зерна граната, нередко проросшие кварцем. Количество граната в отдельных участках достигает 8% от общего объема породы.

Кварц-диоритовые разности встречаются в участках гранита, слагающего дайки, и характеризуются повышенным содержанием цветных минералов и сравнительно низким — кварца. Их количественно-минеральный состав характеризуется преобладанием плагиоклаза над всеми остальными минералами (табл. 56).

Под микроскопом структура пород гипидиоморфнозернистая благодаря наличию короткостолбчатых выделений плагиоклаза. Биотит и пироксен встречаются в значительном количестве. Промежутки между ними выполняют ксеноморфные зерна кварца, карбоната и эпидота.

Идиоморфные лейсты плагиоклаза отличаются большим (40%) содержанием анортитового компонента, чем выше описанные разности приконтактового гранита.

Таблица 56

Количественно-минеральный состав эндоконтактовых разностей эльджуртинского гранита из контакта с известняками (в объемн.%)

Минералы	1 (8)	2 (7)	3 (2)	4 (3)	5 (2)	6 (6)	7 (6)
Пироксен		5,33	11,06	2,46	3,39	4,02	0,71
Биотит	7,84	4,95	11,34				0,35
Плагиоклаз	31,56	50,88	51,05	51,02	92,56	2,77	5,10
Анортоклаз	34,53	14,13	13,86	0,58	1,32	68,98	76,46
Кварц	25,70	22,56	10,62	41,93	0,61	24,44	15,57
Остальные	0,37	2,71	1,93	2,94	1,58		0,77

1 — гранит из центра массива. Приконтактовые разности: 2 — гранодиоритовые, 3 — кварц-диоритовые, 4 — лабрадор-аплитовые, 5 — плагиоклазитовые, 6 — аляскитовые, 7 — кварц-сиенитовые.

В группу диоритовых разностей эти участки гранита помещены условно, главным образом на основании большого содержания в них пироксена или биотита (до 21%) и значительной основности плагиоклаза.

Породы, состоящие из основного плагиоклаза и кварца, напоминают лабрадор-аплитовые разности лейкократовых гранитоидов, обладающих таким же составом, и выделенных Л. А. Варданянцем в самостоятельную интрузивную фазу. Они слагают или эндоконтакты даек, или отдельные участки в месте их выклинивания.

Под микроскопом структура подобных пород весьма напоминает роговиковую или бостонитовую, обусловленную сочетанием мутных, сильно карбонатизированных, короткостолбчатых лейст основного плагиоклаза, имеющих очень неровные ограничения благодаря их сильной коррозии кварцем. Последний выполняет и все промежутки между зернами плагиоклаза. Сильное замещение плагиоклаза кварцем заставляет предположить, что первоначально эти разности состояли преимущественно из основного плагиоклаза.

Отдельные приконтактовые участки гранита слагают белые плотные, мелкозернистые породы. В количественно-минеральном отношении они характеризуются резким преобладанием над всеми остальными минералами основного плагиоклаза, количество которого в них достигает до 94% (см. табл. 56), и могут быть отнесены к плагиоклазитам. По составу плагиоклаз принадлежит андезину или лабрадору.

Под микроскопом структура породы мелкозернистая, состоящая из разнообразно сочетающихся короткостолбчатых зерен плагиоклаза, обладающих четко выраженным, тонким двойниковым сложением. В плагиоклазе встречаются крупные выделения апатита или пятнами развивается карбонат. В промежутках между его лейстами располагаются выделения диопсида.

Кварц-сиенитовые разности представлены белыми или светло-серыми породами, слагающими мелкие дайки или отдельные неправильные участки в дайках более крупных. Под микроскопом эти разности обладают мелкозернистой, гипидиоморфно-зернистой структурой и состоят почти нацело (до 90%) из ксеноморфных зерен сильно пелитизированного анортоклаза. Преобладающая роль анортоклаза, а также низкое для гранитов содержание кварца послужили основанием для отнесения этих разностей в группу кварцевых сиенитов.

Аляскитовые разности слагают лейкократовые приконтактовые или центральные части даек. От вышеописанных кварц-сиенитовых разностей они отличаются большим (до 24% по сравнению с 15%) содержанием кварца и меньшим — анортоклаза.

Под микроскопом структура пород мелко- или среднезернистая аллотриоморфнозернистая с неправильными зазубренными очертаниями зерен анортоклаза, составляющего главную массу поро-

ды. Кроме анортоклаза в значительном количестве присутствует кварц, встречающийся иногда в графическом прорастании с ним. Цветных минералов почти нет, за исключением редких кристаллов пироксена, включенных в зерна анортоклаза. Сам анортоклаз мутный, сильно пелитизированный; на стыке соседних зерен появляются узкие каемки альбита.

Характеризуя эндоконтактные разности гранита, нельзя не упомянуть случаев пересечения его скарновыми жилами. Последние состоят из зерен анизотропного граната, промежутки между которыми выполнены карбонатом с сульфидами. В карбонате же встречаются и столбчатые кристаллы сильно измененного моноклинного пироксена — диопсида. Минералы гранита около скарновых прожилков испытывают изменение, выражающееся в интенсивном замещении плагиоклаза карбонатом и эпидотом и биотита — агрегатом хлорита, карбоната и гидроокислов железа. Кроме того, в граните появляется много крупных зерен эпидота и цоизита, расположенных в интерстициях.

В последние годы контакт эльджуртинского гранита с мраморами был пересечен горными выработками. При общем пологом залегании местами он оказывается довольно крутым.

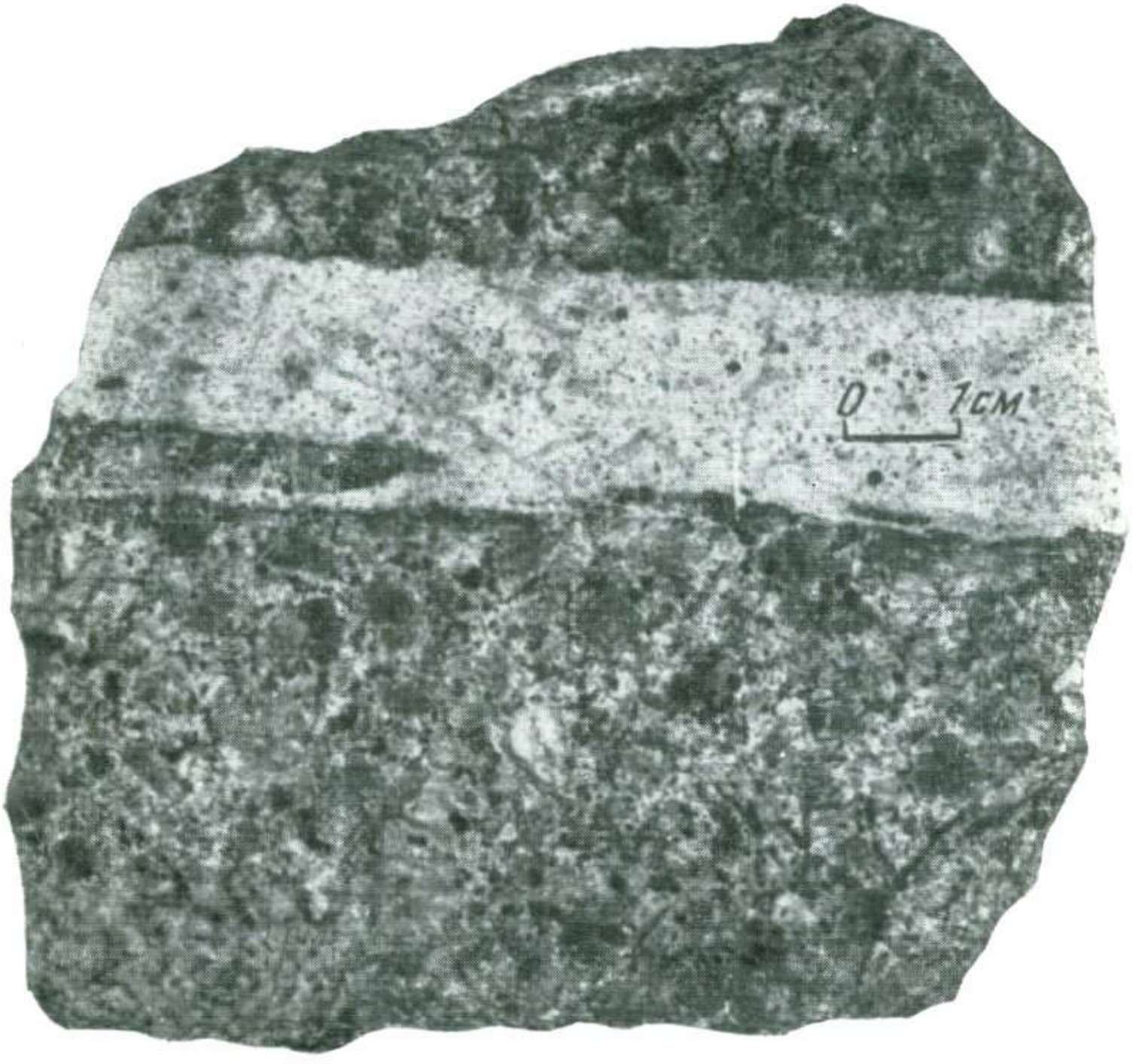
По наблюдениям А. В. Пэка (1962), эндоконтактовые изменения гранита проявляются в зоне мощностью 0,5—1 м, имеющей зональное строение. Непосредственно к скарну примыкает зона мелкозернистого гранитоида мощностью 20—30 см. Под микроскопом эта порода состоит примерно в равных количествах из кварца и основного плагиоклаза (№ 70—80, реже № 45—50), причем плагиоклаз обычно сильно карбонатизирован и явно замещается кварцем.

В других местах описанный мелкозернистый гранитоид имеет мощность всего 8—15 см и дальше от контакта резко сменяется зоной пегматоидного гранитоида. Мощность последней около 10 см и она имеет тоже зональное строение. По краям в ней довольно много биотита, в средней же части она весьма лейкократовая и особенно крупнозернистая.

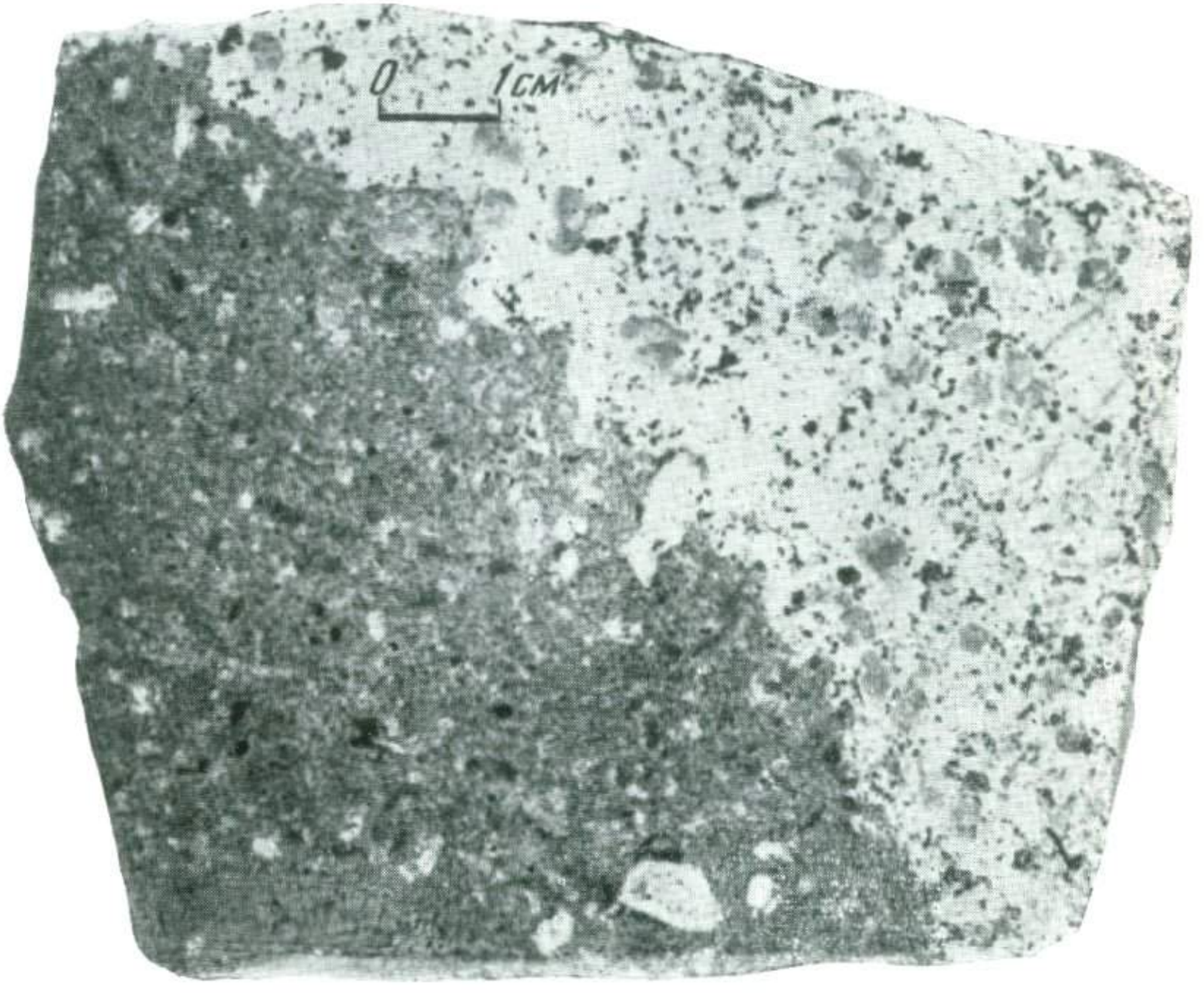
А. В. Пэк приводит также результаты изучения керна некоторых скважин, которые пересекают контакт гранита с известняками несколько западнее описанного. Эндоконтактовые изменения гранита появляются здесь в зоне мощностью до 4—5 м и также выражены в образовании неоднородных кварц-плагиоклазовых пород. Но в отличие от описанного выше замещения основного плагиоклаза более кислым, здесь на некотором удалении от контакта фиксируется замещение анортоклаза и кислого плагиоклаза плагиоклазом более основным. Последнее, скорее всего, обязано диффузии извести из мрамора в уже затвердевшую породу (Пэк, 1962).

Экзоконтактовое воздействие эльджуртинского гранита на известняки выражается в образовании скарновой оторочки, получившей название Эльджуртинского скарна. Ее обычная мощность —

Фиг. 14. Скарновый существенно гранатовый прожилок с халькопиритом и молибденитом, секущий эльджуртинский гранит в контакте его с известняками. Балка Малый Мукулан



Фиг. 15. Дайк аплита в эльджуртинском граните. Биотита — 1,6%. Балка Чильмиан



Фиг. 16. Ксенолит из центра массива. Видны извилистые границы с гранитом и порфиробласты полевого шпата (белое) в теле ксенолита

Фиг. 18. Зона милонитизации в граните. Балка Чильмиан. Натур. вел.

0,2—1,0 м, строение — зональное. К мрамору обычно прилегает волластонитовая зона с примесью коричневого граната. Она сменяется зоной пироксеновой, в которой ближе к граниту появляются зерна плагиоклаза, а непосредственно к граниту прилегает пироксен-плагиоклазовая зона с редкими зернами шеелита. Основность плагиоклаза в разных местах различна — от № 45 до № 70. Обычно эта скарновая оторочка граничит непосредственно с гранитом, но иногда между ними имеется зона интенсивного окварцевания; в ней в агрегате зерен кварца встречаются реликты зерен плагиоклаза и пироксена, а иногда — цепочки зерен молибденита.

В некоторых местах к контакту скарновой оторочки с мрамором приурочены гранатовые скарны с сульфидными минералами. В таких участках скарновая оторочка становится существенно гранатовой и ее мощность достигает 1—4 м. Мрамор около таких скарнов не осветлен. В пироксеновой зоне широко развита уралитизация пироксена, а в эндоконтакте гранита — окварцевание мелкозернистого гранита.

Петрохимические особенности. Сильные эндоконтактовые изменения эльджуртинского гранита в контакте с известняками находят отражение и в особенностях его химического состава, который значительно отличается от гранита из центральных частей массива (табл. 57).

Таблица 57

Химический состав эльджуртинского гранита из контакта с известняками (в вес.%)

Компоненты	Эндоконтактовые разности (Малый Мукулан)				Эльджуртинский гранит в центре массива (9)
	плагиоклазовые		аляскитовые		
	1	2	3	4	
SiO_2	69,86	60,72	70,41	71,60	72,49
TiO_2	–	Следы	–	–	0,33
Al_2O_3	13,85	23,74	16,08	14,21	14,68
Fe_2O_3	0,80	0,48	0,64	0,79	0,69
FeO	0,28	0,56	0,27	Следы	1,20
MnO	0,06	0,08	0,07	0,07	0,04
MgO	0,29	0,68	0,22	0,31	0,65
CaO	5,74	7,45	0,21	0,84	1,40
Na_2O	2,00	4,79	2,33	1,69	3,43
K_2O	3,94	1,20	7,88	9,84	4,20
P_2O_5	–	–	–	–	0,11
H_2O	1,58	0,32	0,68	0,44	0,17
П.п.п.	1,73	–	–	0,58	0,62
Сумма	100,13	100,02	98,79	100,37	100,01

Богатые анортоклазом эндоконтактовые разности аляскитового состава характеризуются обилием кремнезема, малым содержанием окисного и закисного железа и резко повышенным содержанием окиси калия, количество которой достигает 9,9%, т. е. в 2,5 раза превышает ее среднее содержание в неизмененном граните.

Состав плагиоклазитовых и лабрадор-аплитовых разностей отличается от обычного гранита значительно меньшим количеством кремнезема и сильно повышенным содержанием окиси кальция, достигающим 7,4% по сравнению с 1,4% в неконтаминированном граните, что говорит об ассимиляции гранитной магмой вмещающих известняков.

Об этом же свидетельствует и обогащение гранита тяжелым изотопом кислорода. По данным Г. В. Нестеренко и др. (1967), эльджуртинский гранит на удалении от контакта с известняками имеет нормальный для гранитов изотопный состав кислорода ($\delta_o 18 = 8{,}7\%$). С приближением к контакту обогащение тяжелым изотопом возрастает до максимальных значений $\delta_o 18 = 10{,}1\%$. Резкое увеличение изотопного отношения на контакте эльджуртинского гранита отчетливо свидетельствует об обогащении тяжелым изотопом кислорода за счет ассимиляции известняков.

Геохимические особенности. Геохимия контактной зоны между эльджуртинским гранитом и известняками весьма своеобразна. Изменение в содержании рудных и редких элементов в приконтактовом граните можно проследить как в основном контакте, так и на многочисленных дайках эльджуртинского гранита в известняках. Эти дайки отделены от мрамора скарновыми оторочками, в которых встречаются молибденит и шеелит.

Эндоконтактовые разности гранита значительно обогащены (г/т): W — до 400; Mo, Sn — до 140, Zn, Pb — до 130—150, а иногда и редкими элементами — Li 231 и Cs 620 г/т. В этих случаях в граните одновременно фиксируется и высокое содержание F (9900 г/т), что позволяет связывать эти высокие содержания (табл. 58) с воздействием гидротермальных растворов, производивших изменение как скарнов, так и приконтактового гранита.

Эндоконтактовые части даек в ущелье Малый Мукулан также значительно обогащены рудными элементами, в том числе W и Mo, содержание которых в 4—2 раза превышает таковое в центре дайки. Редкие элементы в эндоконтактовых частях даек практически не концентрируются, за исключением иногда наблюдаемого увеличения содержания Sc, Ll, Rb, а из летучих F (см. табл. 58).

Известняки, превращенные на контакте с гранитоидами в скарны, значительно обогащены рудными элементами, особенно W, Mo и Sn, содержание которых достигает в отдельных случаях 3600, 8000 и 5600 г/т соответственно. Менее значительно, но также увеличивается содержание редких — Zr, Nb, Sc, Ga, Ge, Be, Li, B и летучих — F-элементов (табл. 59).

Таблица 58 Содержание рудных и редких элементов в приконтактовых разностях эльджуртинского гранита и мраморизованных известняков (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta	Sc	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Жила гранита мощностью 40 см в известняке																
Гранатовый скарн висячего зальбанда	8,0	2,0	130	120	35	15	6,0	0,57	3,84	18,0	3	16	40	7	32	3800
Гранит из висячего эндоконтакта	1,0	3,0	16	110	140	19	21,0	0,74	7,80	14,0	3	36	250	10	6	1100
Гранит из центра дайка	3,0	4,0	9	60	86	26	14,0	0,98	5,20	15,0	3	22	180	7	7	380
Гранит из лежачего эндоконтакта	1,0	4,0	10	40	50	22	21,0	1,64	3,25	15,0	3	18	200	7	7	600
Гранатовый скарн из лежачего зальбанда	2,0	3,0	40	120	28	140	7,0	0,49	3,64	23,0	4	5	40	7	16	2500
Жила гранита мощностью 20 см в известняке																
Гранатовый скарн висячего зальбанда	3,0	1,0	68	150	36	50	6,0	0,25	2,93	15,0	4	16	40	7	18	1800
Гранит из висячего эндоконтакта	1,0	3,0	7	25	60	21	14,0	2,13	—	17,0	4	18	300	10	9	450
Гранит из центра жилы	0,7	1,0	8	25	64	13	14,0	1,64	—	14,0	4	19	270	10	9	860
Гранит из лежачего эндоконтакта	0,7	1,0	6	30	55	18	14,0	2,05	—	14,0	6	21	280	10	9	640
Пироксеновый скарн лежачего зальбанда	1,0	0,7	36	120	14	6	6,0	1,25	3,64	16,0	4	19	40	7	7	1900
Апофиза гранита мощностью 1,2 м в известняке																
Пироксеновый скарн висячего зальбанда	1,0	2,0	180	270	17	110	6,0	1,80	2,54	12,0	6	14	40	7	40	3600
Гранит из висячего эндоконтакта	0,7	4,0	48	30	28	80	7,0	1,31	—	15,0	5	20	140	7	7	400
Гранит из центра апофизы	3,0	3,0	15	25	31	19	7,0	1,15	—	14,0	4	22	200	10	9	400
Гранит из лежачего эндоконтакта	24,0	10,0	15	25	66	16	7,0	1,48	—	14,0	5	17	80	7	10	360
Гранат-эпидотовый скарн из лежачего экзоконтакта	13,0	1,0	1300	100	31	300	6,0	0,49	1,17	12,0	6	4	40	7	9	4700
Главный контакт гранита с известняками	33,0	240,0	330	400	15	8	7,0	0,25	6,60	24,0	18	13	7	4	22	20000
Скарнированный известняк с гранатом	14,0	100,0	42	180	11	23	7,0	0,50	9,60	7,8	2	26	20	10	16	1000
Скарн в контакте с гранитом	23,0	15,0	12	50	70	12	7,0	3,90	4,60	16,0	4	35	170	10	25	1100
Гранит в контакте со скарном	22,0	6,0	6	50	70	10	14,0	3,00	4,60	19,0	7	38	180	12	25	1000
Гранит вдали от контакта с известняком																
Эндоконтактовые разности гранита	260,0	8,0	5	70	22	8	18,9	2,10	—	—	7	50	210	10	10	900
Гранит в контакте	21,0	1,0	4	80	18	8	16,1	1,80	—	—	3	50	260	10	7	440
Гранит 10 м от контакта																
Эндоконтактовые разности гранита, скв. 823	400,0	140,0	150	130	150	27	16,1	1,40	8,70	19,0	7	231	160	620	80	9900
Гранит в контакте	1,0	2,5	6	120	42	31	17,5	2,40	4,90	38,0	3	47	220	10	11	1500
Гранит 20 м от контакта																

Таблица 59

Характер экзоконтактового воздействия эльджуртинского гранита на вмещающие известняки (в г/т)

Район, порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta	Sc	Ga	Ge	Be	Li	Rb	B	F
Балка Эльджурту																
Скарн из контакта	100,0	6,0	1800,0	80,0	18,0	2000,0	7,7	0,7	13,0	7,0	–	6,0	20,0	10,0	21,0	2400,0
Мрамор 20 м от контакта	1,5	0,4	20,0	–	40,0	10,0	2,8	0,3	0,7	1,5	–	–	20,0	50,0	5,0	900,0
Скарн из контакта	150,0	35,0	2800,0	25,0	9,0	150,0	4,2	0,3	–	9,4	3,4	3,0	20,0	20,0	66,0	3400,0
Мрамор 20 м от контакта	1,0	0,6	20,0	–	20,0	10,0	2,8	0,3	0,7	1,0	Не обн.	–	11,0	90,0	5,0	580,0
Скарн из контакта	320,0	30,0	3400,0	50,0	14,0	380,0	9,8	0,3	–	0,5	24,0	3,0	22,0	10,0	18,0	1900,0
Мрамор 10 м от контакта	–	17,0	5,0	–	5,0	5,0	3,5	0,2	Не обн.	1,0	Не обн.	Не обн.	18,0	40,0	5,0	1200,0
Скарн из контакта	1800,0	100,0	170,0	160,0	17,0	63,0	23,8	2,5	8,2	150,0	43,0	50,0	30,0	Не обн.	26,0	2400,0
Мрамор 10 м от контакта	1,5	0,8	5,0	–	5,0	10,0	2,8	0,2	–	0,5	Не обн.	–	17,0	10,0	5,0	1200,0
Балка Чильмиан																
Скарн из контакта	1,5	1,8	12,0	25,0	17,0	78,0	11,9	0,5	23,0	12,0	То же	1,5	36,0	90,0	15,0	1250,0
Мрамор 15 м от контакта	1,0	0,5	5,0	–	20,0	5,0	2,8	0,3	–	Сл.	»	–	12,0	60,0	5,0	560,0
Балка Малый Мукулан																
Скарн из контакта	8,0	5,4	4200,0	140,0	1200,0	420,0	8,4	0,3	1,6	23,0	150,0	1,5	14,0	70,0	15,0	2100,0
Скарн 2 м от контакта	2,0	0,9	5600,0	170,0	280,0	840,0	4,2	0,3	6,8	1,0	28,0	–	29,0	30,0	28,0	2400,0
Мрамор 10 м от контакта	1,0	0,6	20,0	–	10,0	20,0	2,8	0,2	–	10,0	Не обн.	–	17,0	60,0	10,0	1700,0
Скарн из контакта	2,0	0,9	39,0	170,0	280,0	500,0	14,7	0,9	32,0	15,0	То же	2,0	79,0	200,0	140,0	2000,0
Скарн из контакта	2800,0	62,0	210,0	120,0	3,0	8,0	16,1	1,6	–	–	–	8,0	10,0	50,0	7,0	940,0
Мрамор 15 м от контакта	0,7	2,0	3,0	25,0	3,0	6,0	3,3	0,4	–	–	–	1,5	3,0	30,0	7,0	460,0
Скв. 825																
Скарн из контакта	580,0	8000,0	160,0	720,0	25,0	20,0	17,5	0,3	22,0	19,0	72,0	20,0	56,0	60,0	7,0	2900,0
Скарн 5 м от контакта	3600,0	230,0	2300,0	110,0	280,0	4000,0	4,9	0,4	–	1,0	16,0	10,0	20,0	10,0	16,0	3000,0
Мрамор 25 м от контакта	2,0	0,4	28,0	–	10,0	5,0	4,9	0,3	–	1,3	–	–	29,0	Не обн.	5,0	640,0
Скарн из контакта	3100,0	350,0	78,0	230,0	19,0	22,0	5,1	0,4	12,0	54,0	58,0	18,0	38,0	120,0	10,0	2100,0
Мрамор 20 м от контакта	2,0	0,5	21,0	–	–	5,0	2,8	0,3	–	Не обн.	Не обн.	–	31,0	90,0	5,0	1400,0
Среднее содержание																
Известняки (9)	1,34(8)	2,53	14,1	30,0(1)	14,1(8)	8,44	3,1	0,3	0,46(3)	1,9(8)	Не обн. (6)	0,75(2)	17,6	47,8	5,8	960,0
Скарны (12)	1038,6	735,2	1730,8	166,7	180,2	706,7	10,7	0,7	14,8(8)	26,4(11)	39,4(10)	11,2(11)	31,2	55,8	30,8	2232,5

Наиболее высокие содержания Sc — 32, Ge — 150, Ga — 150 г/т связаны, по-видимому, с обильным гранатом, являющимся концентратором для этих элементов.

В скарнах, сопровождающих дайки гранита, также наблюдаются повышенные по сравнению с известняком содержания, главным образом рудных элементов, а также Sc, Ga, Be и F, однако степень их концентрации значительно ниже, чем в главном контакте.

Акцессорные минералы. Установленные особенности в содержании рудных и редких элементов отражаются и на минеральном составе эльджуртинского скарна. В нем в сотни раз увеличивается содержание галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита (табл. 60). В то же время концентрация минералов других элементов не фиксируется, что, возможно, обязано их ничтожному привносу и преобладающему рассеянию в кристаллических решетках обильных здесь граната, пироксена, везувиана, эпидота.

Таблица 60

Содержание акцессорных минералов в скарнированных известняках из контакта с эльджуртинским гранитом (в г/т)

Минералы	В контакте (3)	в 100 м от контакта (1)	Минералы	В контакте (3)	в 100 м от контакта (1)
Молибденит	2,3	–	Церуссит	0,1	–
Повеллит	–	–	Пироморфит	Ед. зн.	–
Шеелит	0,1	–	Магнетит	33,0	–
Касситерит	Ед. зн.	–	Гематит	0,4	479,5
Халькопирит	98,7	–	Циркон	0,2	0,1
Арсенопирит	7,4	–	Сфен	0,2	–
Малахит	52,9	–	Шпинель	–	14,0
Сфалерит	57,9	0,1	Гранат	67642,0	59,1
Пирит	365,4	–	Эпидот	9,4	–
Пирротин	32,5	137,3	Везувиан	3,9	–
Галенит	37,7	–			

Содержание акцессорных минералов в эндоконтактовых разностях эльджуртинского гранита закономерно изменяется. Наиболее характерной особенностью является сильное увеличение кальцийсодержащих минералов — ортита, сфена, эпидота, граната, везувиана, количество которых в десятки и сотни раз превышает таковое в неизмененном граните (табл. 61). Соответственно содержание таких минералов, как монацит, ксенотим, бастнезит, уменьшается, так как входящие в их состав редкие земли получали возможность рассеиваться в кристаллических решетках обильных здесь сфена, граната, эпидота или образовывали ортит, количество которого в эндоконтактовых разностях возрастает в три раза.

Из минералов редких элементов значительное увеличение установлено только для уранинита и монацита, количество которых в отдельных пробах достигает 42 и 58 г/т соответственно. Однако наиболее важной особенностью минерального состава гранита из контакта с известняками является высокое содержание в нем рудных минералов. Содержание молибденита иногда увеличивается до 15 г/т, шеелита — до 138 г/т, что свидетельствует о привносе Mo и W как в гранит, так и во вмещающие известняки, в которых количество минералов этих элементов также значительно повышено.

Подводя итоги описания контакта гранита с известняками, надо остановиться на следующих его особенностях.

1. Поразительное сходство некоторых эндоконтактовых разностей эльджуртинского гранита и его даек в известняках с гранитоидами лейкократового комплекса (принимая во внимание, что и те и другие залегают среди известняков).

Таблица 61

Содержание акцессорных минералов в эльджуртинском граните из контакта с известняками (в г/т)

Минералы	Эндоконтактовые разности (Малый Мукулан)					Среднее содержание в граните	
	1	2	3	4	5	из контакта (5)	из центра массива (23)
Молибденит	0,9	3,1	2,5	15,0	0,6	4,4	0,6
Повеллит	–	–	–	0,2	0,3	0,1	Ед. зн.
Шеелит	2,4	137,8	–	16,5	0,4	31,4	0,2
Вольфрамит	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Касситерит	Ед. зн.	–	–	–	–	Ед. зн.	0,4
Галенит	–	–	0,8	0,2	–	0,2	0,3
Сфалерит	–	–	1,6	8,8	0,1	0,2	0,9
Смитсонит	–	–	0,8	–	–	0,2	0,7
Халькопирит	Ед. зн.	2,8	2,2	–	0,1	1,0	1,8
Малахит	–	0,2	–	–	0,1	0,1	Ед. зн.
Арсенопирит	4,2	1,8	–	35,1	Ед. зн.	8,2	8,6
Пирит	0,3	2,3	67,3	9,8	0,5	16,0	29,6
Лимонит	–	–	0,3	0,4	5,4	1,2	25,1
Марказит	–	2,7	1,5	–	–	0,8	9,2
Пирротин	0,4	0,1	24,6	–	–	5,0	6,2
Бейерит	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Магнетит	0,1	–	0,1	0,1	0,2	0,1	10,3
Ильменит	5,8	399,4	375,8	84,0	160,1	205,2	34,2
Сфен	609,6	1475,0	39,9	29,3	0,1	430,8	18,6
Рутил	20,6	155,0	0,6	1,3	2,7	36,4	0,3
Брукит	–	–	–	–	Ед. зн.	Ед. зн.	0,2
Анатаз	–	–	1,6	0,1	0,2	0,4	5,2
Тантало-ниобаты	–	–	–	Ед. зн.	8,6	1,7	–
Циркон	121,1	135,6	83,3	148,6	29,2	115,8	182,4
Монацит	0,2	0,1	1,8	88,8	57,7	13,7	27,0
Ксенотим	–	–	0,1	–	0,5	0,1	0,6
Ортит	133,7	191,9	254,7	219,0	0,5	159,9	59,1
Бастнезит	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Торит	–	–	–	–	–	–	0,1
Уранинит	0,1	0,2	0,3	42,6	0,9	8,8	1,2
Флюорит	4,2	–	2,7	3,1	0,2	2,0	14,6
Турмалин	–	0,1	–	–	0,1	Ед. зн.	Ед. зн.
Апатит	104,0	95,9	74,8	215,8	11,6	100,4	208,8
Гранат	6,4	4363,0	13,6	18539,5	52,8	4595,1	2,0
Эпидот гр.	10,5	832,7	802,0	557,5	0,2	440,0	2,3
Везувиан	–	175,6	–	279,5	4,6	91,9	–
Волластонит	–	–	0,1	–	–	Ед. зн.	–
Шпинель	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Корунд	–	3,0	Ед. зн.	–	Ед. зн.	0,6	0,2
Ставролит	–	–	То же	–	–	Ед. зн.	Ед. зн.

2. От типичного эльджуртинского гранита эти эндоконтактовые разности отличает чрезвычайное непостоянство количественно-минерального состава. Это непостоянство выражается в сильно колеблющемся содержании типичных минералов гранита, приводящем к появлению участков, в которых анортоклаз или плагиоклаз слагают 80—90% от общего объема породы.

Естественно, что такое резкое колебание в содержании породообразующих приводит к возникновению целого ряда вышеописанных разновидностей, которые образуют не самостоятельные тела, а отдельные участки, связанные между собой постепенными переходами по мере увеличения или уменьшения содержания того или другого минерала.

3. Наиболее сильные изменения испытывает гранит в непосредственном контакте с известняками, где со стороны гранита проходит узкая каемка (1—3 см), состоящая сплошь из основного (№ 40—70) плагиоклаза. Хотя это явление и пользуется значительным развитием, однако оно не повсеместно, и в ряде случаев мы имеем в контакте со скарном породу, в которой анортоклаз резко преобладает над плагиоклазом, чего нельзя было бы ожидать, предположив метасоматическое происхождение плагиоклазитовой оторочки. Д. С. Коржинский (1947), описывая граниты, инъецирующие осадочную толщу архея Прибайкалья (в состав которой входят известняки), отмечает, что «избыток кальция, получающийся при ассимиляции, осаждает глинозем магмы в виде плагиоклаза, оставляя избыток калия, дающего начало щелочным гранитам и пегматитам».

Подобный механизм возможно частично и объясняет возникновение существенно анортоклазовых пород в контакте гранита с известняками.

4. Ряд признаков позволяет утверждать, что в контактовой зоне имела место ассимиляция известняков гранитной магмой не только in situ, но и локально на глубине в процессе продвижения магмы вдоль плоскости контакта с известняками. Следами этой ассимиляции является появление в граните новых, ему не свойственных минералов: основного плагиоклаза, граната и пироксена, а также таких Сасодержащих минералов, как флюорит, ортит, апатит и сфен, повышенные содержания которых указывают на богатство магматического расплава известью.

Другой особенностью гранита, контактирующего с известняками, является его более значительное изменение позднe- и постмагматическими процессами, которые проявились в зоне контакта значительно сильнее, чем в граните из центра массива, отражая тем самым воздействие циркулировавших здесь растворов. К числу этих поздних процессов относятся альбитизация полевых шпатов, хлоритизация и мусковитизация биотита, эпидотизация и карбонатизация плагиоклаза и, наконец, окварцевание, сопровождающееся обильной импрегнацией гранита пиритом и халькопиритом, реже сфалеритом и молибденитом.

Изменяясь сам, гранит изменял и контактирующие с ним известняки. Первым этапом такого изменения было чисто термальное воздействие гранита на известняки с превращением их в средне- и грубозернистые мраморы. Вторым этапом было образование скарнов, содержащих сульфиды Mo, Cu, Zn, Pb, а также касситерит, шеелит и магнетит. Как видно, образование скарнов сопровождалось привносом целого ряда рудных элементов. Третьим, более поздним этапом следует считать группу явлений, связанную с циркуляцией гидротермальных растворов, производивших не только разрушение ранее образовавшихся минералов (карбонатизация пироксена, граната, волластонита), но и отложение многочисленных рудных сульфидов, в частности, молибденита.

Представление о характере элементов, привнесенных поздними растворами, составляется, сопоставляя содержания рудных и редких элементов в граните из центра массива и из эндоконтакта, в неизмененных и скарнированных известняках (табл. 62).

Изменения в содержании рудных и редких элементов в граните на контакте их с известняками заключается, в первую очередь, в значительном увеличении содержания вольфрама и молибдена, в десятки раз превышающее их среднее содержание в граните. Поскольку они не могут быть заимствованы из известняка, следует предположить, что эти элементы были привнесены теми растворами, которые привели к формированию этих окологранитных скарнов. Наряду с W и Mo в ряде случаев четко фиксируется привнос Sn, Pb, Zn, Cu. В отношении редких элементов можно констатировать пятикратное увеличение содержания Cs и меньшее — B и F. Содержание остальных элементов существенно не изменяется.

Известняки из непосредственного экзоконтакта с эльджуртинским гранитом фиксируют несомненный привнос как петрогенных (Fe, Al, Si) элементов, имевший следствием образование разнообразных по составу скарнов: гранат-пироксеновых с везувианом, волластонитом, так и рудных и редких элементов, в первую очередь W, Mo, Sn и Cu, содержание которых в десятки и сотни раз превышает исходное в известняках. Значительно увеличивается также содержание и остальных рудных элементов Zn и Pb (табл. 62). Что касается редких элементов, то наиболее значительный привнос фиксируется для Zr, Nb, Sc, Ga, Be, имевших возможность концентрироваться в гранате, и отчасти B и F. Содержание Rb, Cs, Ta существенно не изменяется.

Характерно, что в приконтактовые граниты и известняки привносились одни и те же элементы, что еще раз свидетельствует в пользу наложенного гидротермального происхождения наблюдаемых геохимических концентраций. Их степень во многом определяется химизмом среды, в частности, наличием в скарнированных известняках граната и везувиана, емких в отношении Sc, Ga, Ge, Be, что привело к значительному накоплению этих элементов в эльджуртинском скарне.

Таблица 62

Средние содержания (в г/т) и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в гранитах и известняках из зоны контакта

Элементы	Граниты			Известняки		
	из центра (111)	из эндоконтакта (9)	$K_н$	вдали от контакта (10)	в контакте с гранитом (20)	$K_н$
W	1,7	79,0	46,5	1,2	641,8	534,8
Mo	1,4	21,8	15,5	2,4	458,6	191,1
Sn	6,2	29,9	4,8	14,4	1144,8	79,5
Zn	46,2	56,7	1,2	25,0	173,0	6,9
Pb	25,8	71,2	2,8	20,1	117,4	5,8
Cu	12,7	24,1	1,9	9,4	596,6	63,5
Zr	250,2	255,0	1,0	4,4	610,0	138,6
Nb	13,9	14,0	1,0	3,4	89,6	26,3
Ta	1,7	1,86	1,1	0,3	0,7	2,2
Sc	3,0	6,1	2,0	0,5	9,5	19,1
Ga	20,0	15,5	0,8	2,7	22,1	8,0
Be	4,4	4,9	1,1	1,0	8,9	8,6
Li	52,7	49,6	0,9	16,6	24,3	1,5
Rb	205,0	198,8	1,0	47,5	46,8	1,0
Cs	16,0	76,8	4,8	3,0	2,8	0,9
B	11,4	18,1	1,6	6,8	26,4	3,9
F	786,7	1716,7	2,2	889,0	3304,5	3,7

Значительное увеличение содержаний, главным образом рудных, отчасти редких элементов, как в эндоконтактовых разностях эльджуртинского гранита, так и в контактирующих с ними известняках, позволяет предположить наложенную природу этих высоких содержаний, обязанных своим возникновением циркуляции вдоль плоскостей контакта поздних гидротермальных растворов, производивших изменение как скарнов, так и гранитов. Поэтому первичное «геохимическое» воздействие гранитов на известняки почти полностью затушевано более поздними инфильтрационно-метасоматическими процессами.

Следует отметить, что величина экзоконтактового воздействия эльджуртинского гранита на вмещающие известняки невелика. По данным С. Д. Джубуева (1972), скарн в штольне «Главная», приуроченный к контакту эльджуртинского гранита с мрамором, имеет мощность 1—10 см и существенно пироксеновый состав. Местами в нем встречаются шеелит и кварц-молибденитовые жилки.

Отмечаемая в ряде случаев малая мощность скарновых оторочек наряду со слабым экзоконтактовым воздействием на другие породы (Пэк, 1962) позволяет считать эльджуртинский скарн за образование инфильтрационно-метасоматическое, возникшее при

участии растворов, значительно обогащенных рудными элементами, в том числе вольфрамом и молибденом. Содержание в этих растворах летучих компонентов, главным образом фтора, так же, как и редких элементов, было невелико.

Поскольку в горных выработках наблюдается пересечение эльджуртинским гранитом скарнов с шеелитом и молибденитом, то наличие вкрапленного молибденита как в приконтактовом граните, так и в околоконтактном скарне, а также значительное содержание в них W и Mo, свидетельствуют о том, что рудоносные растворы циркулировали и после застывания гранита. Об этом же свидетельствует и пересечение гранита скарновыми прожилками (с молибденитом и без него), указывающее на существование более поздних скарнирующих растворов, имевших возможность пересечь уже застывший гранит. Последний по отношению к оруденению следует рассматривать как образование интрарудное.

КОНТАКТ С ЛЕЙКОКРАТОВЫМИ ГРАНИТОИДАМИ

Еще сравнительно недавно считалось, что лейкократовые гранитоиды, развитые преимущественно в виде крутопадающих даек различной мощности, должны уходить по падению к кровле эльджуртинского гранита, расположенной гипсометрически ниже. Отсутствие, несмотря на хорошую обнаженность, пересечения эльджуртинского гранита лейкократовыми гранитоидами, казалось бы, говорило за то, что именно он является источником, их питавшим.

Однако позже благодаря пройденным скважинам и горным выработкам стали известны факты, свидетельствующие о более молодом возрасте эльджуртинского гранита. Н. А. Хрущев (1958) описал керн скв. 34, содержащей непосредственный контакт эльджуртинского гранита и лейкократового гранит-порфира, пересеченного кварц-молибденитовым прожилком. Исследование этого образца показало, что гранит моложе гранит-порфира и кварц-молибденитовых прожилков, которые им срезаются.

Интересное взаимоотношение этих гранитоидов в северном квершлаге штольни «Змейка» описывает Е. Е. Лисицына (1965). Здесь к самому контакту эльджуртинского гранита с лейкократовым гранитоидом приурочена очень неоднородная зона, состоящая из сложных даек эльджуртинского гранита проникающих в лейкократовый гранитоид. Изучение этого контакта позволяет утверждать, что последние стадии внедрения эльджуртинского гранита моложе лейкократовых гранитоидов.

В последние годы на горизонте 2165 м таже вскрыт контакт эльджуртинского гранита с лейкократовым гранитоидом. Здесь дайка мелкозернистого лейкократового гранитоида, содержащая полосчатые кварц-молибденитовые жилы и залегающая в восточном перегибе Главного рудного тела, «срезана» эльджуртинским

гранитом. На контакте с последним в лейкократовом гранитоиде никаких изменений не наблюдается. Сам контакт четкий, но неровный. Со стороны эльджуртинского гранита к контакту прилегает мелкозернистый лейкократовый гранит, состоящий из анортоклаза, кварца, плагиоклаза и биотита. У самого контакта вкрапленников нет, они появляются в 5—6 м от него; их размеры постепенно увеличиваются от 1—2 до 6—8 мм в 8 м от контакта.

Таблица 63

Изменение содержания рудных и редких элементов в эльджуртинском граните и лейкократовых гранитоидах из зоны контакта (в г/т)

Элементы	Эльджуртинский гранит		Лейкократовые гранитоиды	
	вдали от контакта	в контакте	в контакте	вдали от контакта
W	6,0	5,0	7,0	8,0
Mo	3,0	4,0	110,0	100,0
Sn	6,0	5,0	2,0	3,0
Pb	62,0	100,0	40,0	50,0
Cu	10,0	14,0	6,0	12,0
Nb	14,0	7,0	14,0	14,0
Ta	2,7	1,7	2,8	2,1
Sc	2,6	2,6	–	–
Ga	22,0	11,0	16,0	15,0
Be	4,0	12,0	11,0	15,0
Li	44,0	48,0	9,0	11,0
Rb	200,0	210,0	280,0	90,0
Cs	15,0	11,0	4,0	4,0
B	31,0	30,0	35,0	36,0
F	1500,0	1000,0	440,0	270,0

В контакте этих двух силикатных пород никакого существенного перераспределения рудных и редких элементов не наблюдается (табл. 63). Можно говорить о некотором обогащении эльджуртинского гранита Pb, Cu и Be, а лейкократовых гранитоидов — Rb и F. В контактирующих гранитах также несколько увеличивается содержание Mo, привнесенного поздними растворами, циркулировавшими вдоль плоскости контакта.

Все это свидетельствует о том, что эльджуртинский гранит оказал весьма слабое вещественное воздействие на лейкократовые гранитоиды, а циркулировавшие вдоль плоскостей контактов поздние растворы не были достаточно агрессивны для того, чтобы произвести их заметное перераспределение в контактирующих гранитоидах.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Вопрос об этапах формирования эльджуртинского гранита не совсем ясен. С одной стороны, слабые контактовые воздействия эльджуртинского гранита на вмещающие породы не позволяют связывать с ним образование всей массы роговиков и мраморов. С другой — пересечение эльджуртинским гранитом кварцевых жил с молибденитом и скарнов свидетельствует о том, что он внедрился после формирования главной массы оруденения. В связи с этим возникают предположения о связи метаморфизма и оруденения с более ранними до эльджуртинскими фазами внедрения магмы.

Имеется ряд наблюдений, позволяющих считать, что становление эльджуртинского гранита не было процессом одноактным. Еще в 1940 г. Л. А. Варданянц считал часть ксенолитов, встречающихся в эльджуртинском граните, обломками изверженных пород и полагал, что формирование интрузива началось с внедрения гранитоидов более основного состава, в том числе с сиенито-диоритов и гранодиоритов.

Впоследствии мысль о наличии гипотетической интрузивной фазы высказал также Г. Д. Афанасьев (1957), полагавший, что образование тырныаузской интрузивной формации представляло длительный многоэтапный процесс, который, в основном, можно расчленить следующим образом.

А. Внедрение интрузии гранодиоритов, по составу приближающихся к плагиогранитам. Эта интрузия интенсивно воздействовала на вмещающие породы, преобразовав их в рудоносные роговики и скарны; жильные производные от этой интрузии в виде лейкократовых гранитов кверху переходили в пегматоидные плагиокварцевые породы, содержащие и рудные минералы (молибденит).

Б. Позднее плагиограниты и контактовоизмененные породы были интрудированы дайками лейкократовых анортоклазовых гранодиорит-порфиров.

В. Последующим этапом формирования тырныаузской интрузивной формации являлось развитие пегматоидного процесса, проявившегося в виде калиево-кремневого метасоматоза, что привело к «анортоклазизации» гранодиоритов и превращению их в современный эльджуртинский гранит. Одновременно имело место образование друз кристаллов анортоклаза в верхней части массива.

А. В. Пэк (1962), отмечая, что горными выработками во многих местах вскрыты контакты эльджуртинского гранита с мраморами, пироксеновыми и биотитовыми роговиками и скарнами, акцентирует внимание на том, что изучение этих контактов однозначно свидетельствует в пользу того, что эльджуртинский гранит в современных своих контурах сформировался позже скарни-

рования и последующей минерализации, в том числе и рудной. Контактовый же метаморфизм и стадии рудной минерализации (кварцевые прожилки с молибденитом), по мнению А. В. Пэка, связаны с предшествующей фазой внедрения гранитов, сформировавшихся на некоторой глубине. Общая картина формирования гранитоидов Тырныауза рисуется, согласно этой схеме, в следующем виде. Внедрение гранодиоритов первой фазы. Их формирование, в основном, имело место до молибденового оруденения и с этим этапом был связан метаморфизм пород кровли. Позже происходило внедрение лейкократовых гранитоидов, вероятно той же магмы эльджуртинского гранита, но изменившей свой состав при взаимодействии с мраморами. Затем в породы кровли проникли растворы, обусловившие образование кварц-молибденитовых жилок в различных породах. Формирование массива завершилось внедрением новых порций магмы (преимущественно в зону между верхним контактом интрузива и вмещающими оруденелыми породами), кристаллизация которой и дала эльджуртинский гранит.

ФАЗЫ ВНЕДРЕНИЯ

В процессе эволюции конкретного магматического очага в породах последовательных фаз внедрения наблюдается не только изменение петрохимического состава породы, но и закономерное, с точки зрения геохимии, уменьшение содержания одних и увеличение других редких элементов и их минералов.

В большинстве случаев процессы дифференциации приводят к обогащению гранитоидов поздних фаз редкими и рудными элементами и их минералами; особенно такими, как тантало-ниобаты, монацит, ксенотим, берилл, уранинит, касситерит, вольфрамит, молибденит и др. Граниты поздних фаз характеризуются также большим содержанием минералов «летучих» компонентов — флюорита и турмалина.

Реальным отображением этого процесса является частая связь рудных месторождений с массивами, имеющими сложное строение, а именно с гранитоидами поздних фаз внедрения. Эта приуроченность настолько характерна, что многофазное строение массива считается благоприятным признаком при оценке его потенциальной рудоносности.

Большинство предыдущих исследователей рассматривали массив эльджуртинского гранита как образовавшийся в результате одноактного внедрения магмы. В то же время новые данные по внутреннему строению и минералого-геохимическим особенностям эльджуртинского гранита позволяют рассматривать его как образование более сложное, чем это было принято думать до последнего времени.

О двух разновидностях эльджуртинского гранита. Гранит, слагающий Эльджуртинский массив, обычно описывается как серая порфировидная порода с крупными, до

2—4 см, кристаллами анортоклаза. В количественном отношении анортоклаз незначительно преобладает над плагиоклазом (18—22% An), а единственный цветной минерал — биотит — составляет 6—8% общего объема породы. Эльджуртинский гранит считается образованием однофазным и более молодым, чем развитые здесь же лейкократовые гранитоиды, которые он пересекает.

Правда, как уже упоминалось, в последние годы А. В. Пэк (1962) допускает возможность существования первой, возможно диоритовой по составу, фазы, внедрение которой вызвало значительный метаморфизм вмещающих пород. Затем внедрился собственно эльджуртинский гранит. Наблюдающиеся в нем ксенолиты являются фрагментами пород этой первой предполагаемой фазы. Е. Е. Лисицына (1965), описывая контакт эльджуртинского гранита с лейкократовыми гранитоидами в штольне «Змейка», отмечает, что крупнозернистый эльджуртинский гранит переходит около контакта с лейкократовым гранитоидом в разновидность с резко выраженной гранит-порфировой структурой, причем в этом граните встречаются крупные ксенолиты гранита, также эльджуртинского, но ясно отличающегося макроскопически от вмещающей породы.

Это свидетельствует о том, что внедрение эльджуртинского гранита не было одностадийным.

Нами при детальном изучении поперечного разреза эльджуртинского массива было обнаружено, что его центральные части сложены преимущественно серым порфировидным гранитом, а периферические — розовым.

Граница между этими двумя разновидностями весьма четкая, но не резкая. В сером граните порфировые вкрапленники белого полевого шпата представлены зональным плагиоклазом, имеющим весьма характерную овоидную форму, обычно с неправильными, зазубренными ограничениями, и реже кварцем. Расположены вкрапленники беспорядочно. В них много мелких пластинок биотита, иногда располагающихся по зонам роста кристаллов плагиоклаза. Ксенолиты в этом граните встречаются спорадически, а биотит обладает тенденцией к кучному расположению. Характерной особенностью является также наличие мелких (в 2—4 мм) миароловых пустот, выполненных кристалликами полевого шпата и карбоната.

В розовом граните порфировые выделения наряду с плагиоклазом образованы крупными кристаллами розового калиевого полевого шпата и кварцем. Выделения калиевого полевого шпата идиоморфны и обладают четко выраженной тенденцией к линейной ориентировке. Ксенолиты в розовом граните встречаются реже, но достигают больших размеров.

При микроскопическом изучении выясняются дополнительные черты отличия этих двух гранитов.

В сером граните среди порфировых вкрапленников преобладает плагиоклаз, нередко окруженный венчиком тончайших микро-

пегматитовых вростков кварца. В розовом граните среди порфировых вкрапленников преобладают калиевый полевой шпат и кварц. Последний нередко окружен ореолом графических срастаний с калиевым полевым шпатом.

При общем порфировидном облике структура основной массы серого гранита среднезернистая, аллотриоморфно- или гипидиоморфнозернистая, энергично корродирующая порфировые вкрапленники и придающая им характерные зазубренные очертания.

Основная масса розового гранита среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, часто микропегматитовая благодаря обилию графических срастаний кварца и калиевого полевого шпата. Особенности породообразующих минералов этих двух разновидностей гранита сводятся в общих чертах к следующему.

Биотит в обеих разновидностях гранита не изменен. Иногда образует скопления по 5—6 пластинок. Судя по сходному показателю преломления (1,670—1,672), железистость биотита в сравниваемых гранитоидах одинакова. В сером граните он чаще хлоритизирован, а в розовом обычно содержит включения крупных кристаллов циркона и апатита.

Плагиоклаз обычно зонален или имеет пятнистое сложение. Не изменен, хотя его центральные части, как правило, в различной степени серицитизированы. В виде включений в нем встречаются мелкие пластинки биотита. По составу отвечает альбит-олигоклазу № 15—16 в розовом граните и основному олигоклазу № 28—29 в сером.

Калиевый полевой шпат представлен анортоклазом. Его намечающееся изменение проявилось в слабой пелитизации. В анортоклазе из серого гранита чаще наблюдаются мелкие выделения пертитов, что отличает его от анортоклаза розового гранита, который обычно пелитизирован и содержит мельчайшие вростки пластинок гематита, по-видимому, и придающих ему розовый цвет.

Анортоклаз розового гранита отвечает по составу $Alb_{26}Ort_{74}$, а серого — $Alb_{12}Ort_{88}$. Степень их рентгеновской триклинности (ΔP) равна, соответственно, 0,21—0,25 для розового и 0,25— для серого гранита.

В шлифе контакт между этими двумя разновидностями гранитов также отчетливый. Со стороны серого гранита к контакту прилегает мелкозернистая кварц-полевошпатовая масса, со стороны розового гранита — крупные кристаллы анортоклаза, графически проросшие кварцем. Их наличие и создает ту характерную светлую кайму, по которой наиболее легко прослеживаются очертания контакта в поле.

Количественно-минеральный состав этих разновидностей гранита достаточно близок, хотя серый гранит содержит несколько больше биотита и плагиоклаза и меньше кварца и анортоклаза (табл. 64).

Таблица 64

Количественно-минеральный состав серой и розовой разновидностей эльджуртинского гранита (в объемн.%)

Минерал	Серый				Розовый			
	1070 (3)	1069 (3)	1036 (3)	Среднее (9)	1071 (3)	1068 (3)	1035 (3)	Среднее (9)
Биотит	9,1	7,1	9,5	8,6	11,6	4,4	7,6	7,9
Плагиоклаз	37,0	35,8	34,4	35,9	35,3	31,5	38,5	35,1
Калиевый полевой шпат	31,7	32,1	29,2	31,8	30,3	39,2	27,4	32,3
Кварц	22,2	25,0	26,9	23,7	22,8	24,9	26,5	24,7
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Таблица 65

Химический состав серой и розовой разновидностей эльджуртинского гранита (в %)

Окислы	Серый	Розовый	Окислы	Серый	Розовый
SiO_2	69,31	70,22	MgO	2,24	1,67
TiO_2	0,20	0,34	CaO	3,30	3,20
Al_2O_3	14,14	14,09	Na_2O	3,23	3,25
Fe_2O_3	0,93	0,11	K_2O	4,58	4,68
FeO	1,96	2,10	H_2O^+	0,49	0,67
MnO	0,02	0,03	H_2O^-	0,07	0,06
			Сумма	100,47	100,42

В петрохимическом отношении серый гранит выделяется своей несколько большей основностью: меньшим содержанием SiO_2 и большим — Fe_2O_3 и MgO. Содержание щелочей в сравниваемых гранитах практически одинаково (табл. 65).

Если предположить, что рассматриваемые разновидности гранитоидов действительно представляют различные фазы внедрения, пусть даже и сближенные во времени, то они должны отличаться и по содержанию редких и рудных элементов, особенно тех из них, которые обладают тенденцией накапливаться в поздних продуктах кристаллизации. С этой целью на ряде элементов были проанализированы как сами граниты, так и слагающие их минералы. Результаты анализов представлены в табл. 66, 67. Их сопоставле-

Таблица 66

Средние содержания редких и рудных элементов в различно окрашенных разностях эльджуртинского гранита (в г/т)

Элементы	Гранит (7)		Биотит (3)		Плагиоклаз (3)		Калиевой полевой шпат (3)		Кварц (2)	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
W	0,7	0,9	1,3	1,3	0,8	0,8	1,0	0,8	0,9	0,9
Mo	1,0	0,9	2,5	1,7	0,5	0,5	0,5	0,5	2,0	3,0
Sn	7,4	6,8	70,7	67,7	4,0	5,0	2,5	4,5	2,5	2,0
Zn	58,6	57,1	395,0	383,3	–	–	–	–	н/о	н/о
Pb	30,4	36,4	19,0	30,1	–	–	55,0	91,0	14,0	4,0
Cu	17,3	26,1	31,5	235,0	7,7	6,0	5,8	6,3	5,5	7,0
Ni	5,0	4,9	53,5	66,0	–	–	–	–	–	–
Co	2,8	9,9	41,5	47,5	–	–	–	–	–	–
Cr	12,2	14,5	185,0	195,0	–	–	–	–	–	–
V	20,0	24,0	405,0	420,0	–	–	–	–	–	–
Bi	0,3	0,3	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	270,0	212,5	–	–	–	–	–	–	–	–
Nb	16,4	13,0	144,7	119,5	4,9	10,8	4,9	4,9	–	–
Ta	2,1	1,7	11,6	12,6	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
Be	4,2	3,3	3,2	3,8	6,0	7,5	1,2	1,3	0,7	0,7
Li	69,3	63,4	463,3	320,0	16,5	10,3	13,7	13,0	22,0	18,5
Rb	218,3	200,0	875,0	670,0	25,0	20,0	463,3	540,0	10,0	10,0
Cs	21,9	15,1	110,0	65,5	–	–	12,7	9,3	–	–
F	814,3	850,0	10900,0	9800,0	330,0	253,3	141,7	130,0	120,0	250,0
B	8,0	7,8	15,0	10,0	3,2	3,2	4,0	4,0	4,0	4,0

1 — розовый гранит; 2 — серый гранит.

ние вскрывает интересную геохимическую особенность этих двух разновидностей эльджуртинского гранита. Оказывается, что как розовый гранит, так и слагающие его минералы отличаются от аналогичных компонентов серого гранита более высокими содержаниями редких элементов, в первую очередь Cs и Zr, а также Nb, Ta, Li Rb и Be, а из рудных элементов — Sn.

Серый гранит, равно как и слагающие его минералы, характеризуются несколько более высокими содержаниями Pb и Cu, в то время как количество редких элементов — понижено.

В распределении содержаний Mo и W существенных отличий не устанавливается. Можно говорить о слабо выраженной тенденции к накоплению W в кварце из розового, а Mo — в биотите из серого гранита. В то же время анализ акцессорных минералов вполне однозначно указывает на преимущественную кон-

Таблица 67

Содержание рудных и редких элементов в акцессорных минералах серого и розового эльджуртинском граните (в г/т)

Элементы	Серый	Розовый	Элементы	Серый	Розовый
Магнетит			Магнетит		
W	55,0	49,0	Be	2,0	1,0
Mo	62,0	74,0	F	730,0	760,0
Sn	90,0	110,0	B	4,0	4,0
Zn	20,0	20,0	Апатит		
Pb	18,0	50,0	W	6,0	4,0
Ni	8000,0	6800,0	Mo	4,6	2,8
Cr	660,0	480,0	Sn	170,0	14,0
Co	94,0	86,0	Циркон		
V	200,0	140,0	W	34,0	8,0
Nb	47,6	11,2	Mo	30,0	62,0
Ta	2,54	1,8	Sn	440,0	290,0

центрацию вольфрама в акцессорных минералах серого, а молибдена (и олова) — в минералах розового гранита (табл. 67).

Подобные отличия могут быть связаны с петрохимическими особенностями сравниваемых гранитоидов. Приуроченность Pb и Cu, а также Ni, Co, Cu, V к серому граниту, возможно, связана с его более основным составом, в то время как редкие элементы тяготеют к несколько более кислому (и калиевому) розовому граниту (см. табл. 66).

Однако это может указывать и на различное время формирования этих гранитов. В этом случае розовые граниты, обогащенные такими элементами поздних стадий кристаллизации, как Ta, Li, Be, следует считать более молодыми по отношению к серым гранитам.

Приведенные отличия следует считать систематическими, так как они выведены по нескольким анализам и прослеживаются не только на гранитах, но и на слагающих их минералах. Это, в свою очередь, дает основание полагать, что формирование эльджуртинского гранита не было процессом одноактным. Во время его становления имело место несколько сближенных во времени импульсов внедрения, давших начало не только описываемым разностям гранита, но и жилам мелкозернистых гранитов, аплитов, а позже и липаритов, встречающихся преимущественно в периферических частях этого массива.

Определенные отличия усматриваются и при рассмотрении минерального состава сравниваемых разновидностей гранитоидов (табл. 68).

Таблица 68

Содержание и видовой состав акцессорных минералов в сером и розовом эльджуртинском граните (в г/т)

Минералы	Серый	Розовый	Минералы	Серый	Розовый
Молибденит	0,2	1,5	Сфен	2,3	—
Повеллит	—	Ед. зн.	Рутил	0,5	Ед. зн.
Вульфенит	—	То же	Анатаз	3,0	83,3
Шеелит	0,1	—	Лейкоксен	—	9,4
Касситерит	0,3	0,1	Тантало-ниобаты	Ед. зн.	—
Пирит	0,9	90,7			
Мельниковит	—	2,2	Уранинит	0,6	—
Пирротин	—	38,5	Бастнезит	0,1	0,4
Халькопирит	6,8	0,2	Монацит	5,4	7,6
Халькозин	58,6	—	Циркон	243,8	1427,2
Малахит	0,2	—	Ортит	19,8	41,2
Бисмутит	0,1	—	Сподумен	—	Ед. зн.
Галенит	—	0,2	Флюорит	50,4	—
Сфалерит	—	Ед. зн.	Апатит	211,7	2009,6
Титаномагнетит	—	0,6	Гранат	4,2	32,1
			Эпидот	Ед. зн.	—
Магнетит	0,5	0,5	Корунд	0,7	1,9
Гематит	3,5	1,1	Кианит	0,1	0,2
Ильменит	20,2	13,6	Кальцит	9,3	2,0

В соответствии с особенностями своего состава серый гранит содержит больше рудных минералов, главным образом халькопирита, шеелита, гематита, а также касситерита и бисмутита. В розовом граните концентрируются минералы редких земель, а также циркон, сподумен и молибденит. Наличие миароловых пустот в сером граните, выполненных кальцитом, находит отражение в высоком содержании в нем кальцита, а большая измененность розового гранита — в повышенном содержании апатита и различных вторичных минералов — мельниковита, лейкоксена, повеллита, вульфенита.

Эти черты минерального состава сравниваемых гранитоидов во многом совпадают с их геохимическими особенностями: более высоким содержанием Li, Zr, Ti в розовом граните, а Cu, F, W, Fe^{3+} — в сером (см. табл. 65, 66). Судя по отсутствию зон закалки между этими двумя разновидностями гранита, а также по определенному, хотя и незначительному отличию в содержании рудных и редких элементов и их минералов, они были весьма сближены по времени своего формирования.

Если бы розовые граниты представляли собой зоны калишпатизации в сером граните, в них бы проявлялись более существенные отличия в структурном состоянии калиевых полевых шпатов, в содержании минералов редких элементов, в частности, более высокими должны были быть содержания тантало-ниобатов, особенно фергюсонита, уранинита, монацита, ксенотима. В микроклинизированных гранитах замещение плагиоклаза микроклином приводит к высвобождению кальция и образованию значительных количеств эпидота, сфена, граната, флюорита, что не характерно для розовых гранитов.

Об интрузивной природе розовых гранитов свидетельствует и их структура, микропегматитовый характер которой указывает на относительно низкотемпературные условия формирования этих гранитов, а отсутствие бластовых и пойкилитовых структур делает маловероятным их метасоматическое происхождение.

Для гранитоидов Алданского щита отмечалось, что в генетически связанной серии пород наблюдается накопление редких щелочей в калиевых полевых шпатах при переходе от первых интрузивных фаз к последующим (Серова и др., 1970). В этом свете полевые шпаты розовой разновидности рассматриваемых гранитоидов, равно как и кварц и особенно биотит, показывают более высокие содержания Li, Rb и Cs, что должно указывать на более молодой возраст этих минералов по сравнению с одноименными минералами серых гранитов.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Из жильных пород в эльджуртинском граните относительно широко развиты только аплиты, слагающие небольшие жилы мощностью 0,1—0,3, редко 1,0 м, сложенные светло-серой мелкозернистой породой (фиг. 15). Гораздо реже наблюдаются жильные граниты, в то время как пегматиты и кварцевые жилы не обнаружены.

Дайки аплитов и жильных гранитов встречаются главным образом в эльджуртинском граните, реже — во вмещающих его породах и имеют преимущественное запад-северо-западное простирание.

Кроме жильных гранитов и аплитов встречаются дайки липаритов и витрофира, описание которых приведено ниже вместе с субэффузивными породами.

В гранитном массиве дайки жильных гранитов и аплитов распространены неравномерно, а тяготеют преимущественно к его боковым контактам, в большинстве случаев круто падая внутрь массива. Обычно они имеют неправильную форму с местными раздувами и уточнениями, реже — выдержаны по простиранию. Контакты их с вмещающими роговиками или гранитом резкие, иногда с ясно заметной зоной закалки. По своему минеральному составу, вообще довольно непостоянному, жильные породы соот-

ветствуют аляскитам, лейкократовым гранитам, реже — адамеллитам. Последние представляют жильные породы, несущие следы ассимиляции, характер которой вполне аналогичен картине, наблюдавшейся в главных контактах гранитного массива. Они характерны для даек, залегающих в биотитовых роговиках, которые часто обладают повышенным содержанием биотита. Особенно сильно обогащены биотитом дайки, содержащие обломки биотитового роговика. Чрезмерное обогащение биотитом иногда приводит к возникновению полосчатых текстур, обязанных чередованию полос, обогащенных биотитом и плагиоклазом, с полосами существенно кварц-анортоклазовыми. Считая, что полосчатые текстуры могут образоваться только в процессе движения магмы, можно полагать, что ассимиляция магмой роговиков имела место на глубине в процессе заполнения ею трещин.

Наиболее значительно отличаются от гранита дайки, залегающие в известняках. В них нередко преобладает основной плагиоклаз, и по составу они отвечают породам типа лейкократового гранодиорита-плагиоклазита. Наряду с ними в известняках встречаются дайки, которые по сильному преобладанию калиевого полевого шпата можно отнести к аляскиту или кварцевому калиевому сиениту.

Жильные граниты в большинстве случаев обладают порфировидной структурой. Во вкрапленниках обычно присутствуют плагиоклаз, серицитизированный в центральных частях, калиевый полевой шпат с редкими волоконцами или пятнами альбита, кварц и пластинки неизмененного биотита.

В лейкократовых разностях жильных гранитов плагиоклаз и биотит как порфировые выделения отсутствуют. Основная масса мелкозернистая, алло- или гипидиоморфнозернистая, кварц-полевошпатовая по составу. От аплитов жильные граниты отличаются более крупным размером минералов основной массы. Некоторые разности лейкократовых жильных гранитов, содержащие порфировые выделения кварца, весьма напоминают лейкократовые гранит-порфиры рудника.

В жильных гранитах биотит присутствует обычно в незначительном (1—3%) количестве, однако в отдельных случаях его содержание достигает 10—12%. Их состав изменяется, таким образом, от аляскитового до меланократового гранита. В дайках, содержащих обломки биотитового роговика и несущих явные черты гибридизма, количество биотита особенно велико — до 32% (табл. 69). Под микроскопом такие обогащенные биотитом участки характеризуются наличием, помимо крупночешуйчатого биотита первой генерации, большого количества мелкочешуйчатого биотита второй генерации, приуроченного в виде агрегатов мелких чешуек к интерстициям главных породообразующих минералов и присутствием неизменных реликтов роговика в виде своеобразных мелкозернистых кварц-биотитовых «островков» породы.

Таблица 69

Количественно-минеральный состав жильных гранитов, обогащенных биотитом (в объемн.%)

Минералы	1	2	3	4	5	Среднее
Биотит	32,16	23,30	30,38	23,76	25,20	26,96
Плагиоклаз	17,87	27,17	17,83	15,01	29,31	21,44
Анортоклаз	19,75	33,49	23,06	26,11	21,66	24,81
Кварц	30,01	15,66	27,68	34,74	22,38	26,09
Остальные	0,36	0,35	1,03	0,28	1,43	0,69
	100,15	99,97	99,98	99,90	99,98	99,99

Таблица 70

Количественно-минеральный состав аляскитовых зальбандов жильных гранитов (в объемн.%)

Минералы	1	2	3	4	Среднее
Биотит	2,48	8,46	8,03	0,98	4,99
Плагиоклаз	0,52	7,83	2,62	–	2,74
Анортоклаз	60,08	53,20	62,76	90,64	66,68
Кварц	35,32	30,32	26,33	8,37	25,08
Остальные	1,57	0,17	0,16	–	0,50
	99,97	99,98	99,90	99,99	99,99

Среди даек жильных гранитов наблюдается также ясно выраженная тенденция давать аляскитовые висячие зальбанды. Под микроскопом они состоят почти исключительно из пелитизированных зерен анортоклаза, иногда псевдографически проросших более поздним кварцем, и незначительного количества биотита и плагиоклаза. Их количественно-минеральный состав приведен в табл. 70. Эта черта жильных гранитов повторяет особенность контакта гранита с роговиками, в которых также имеет место образование приконтактовых аляскитовых зон.

Аплиты характеризуются неоднородностью в отношении структуры и минерального состава. Наряду с преобладающими порфировидными встречаются и равномернозернистые структуры. В одних жилах порфировые выделения представлены почти исключительно кварцем и калиевым полевым шпатом, в других — значительная роль принадлежит биотиту и плагиоклазу, обыч-

но зональному. Структура основной массы — мелкозернистая, аллотриоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая (при наличии призматических выделений полевого шпата) и микрографическая в тех случаях, когда значительным развитием пользуются тончайшие графические прорастания кварца и анортоклаза.

Состав основной массы также непостоянен. В большинстве случаев она состоит из кварца и калиевого полевого шпата, отвечая по составу аляскиту, в более редких — альбитовому граниту, когда наряду с мелкими пластинками биотита, присутствует значительное количество лейст альбита или альбит-олигоклаза.

Имея состав, аналогичный составу эльджуртинского гранита, аплит отличается от последнего повышенным содержанием кварца и анортоклаза и меньшим — биотита (табл. 71).

Таблица 71

Количественно-минеральный состав аплита (в объемн.%)

Минералы	1	2	3	4	5	Среднее
Биотит	1,62	1,57	3,24	3,53	5,17	3,05
Плагиоклаз	3,88	27,10	9,14	9,93	16,14	13,19
Анортоклаз	64,55	37,40	54,45	46,89	38,00	48,25
Кварц	29,95	32,42	31,03	38,83	40,02	34,46
Остальные	–	1,51	2,14	0,82	0,67	1,03

Другой особенностью, отличающей аплит от гранита, является несколько большая измененность слагающих его минералов. Плагиоклаз, принадлежащий олигоклазу № 18—26, нередко сильно серицитизирован в своих центральных частях, анортоклаз — чаще пертитизирован, а биотит — хлоритизирован или обесцвечен с превращением в мусковит. Если сравнить средний состав кавказского аплита, заимствованный из работы Д. С. Белянкина (1945), и средний состав эльджуртинского аплита, то бросается в глаза резко повышенное содержание в эльджуртинском аплите анортоклаза и пониженное — плагиоклаза (табл. 72).

Результаты химических анализов однозначно свидетельствуют об обогащении лейкократовых жильных пород кремнеземом и калием, в то время как содержание титана, железа, магния и кальция значительно уменьшается (табл. 73). По своему составу они весьма близки некоторым разностям лейкократовых гранитоидов, залегающих в биотитовых роговиках.

Редкие элементы в жильных породах. В жильных гранитах содержание большинства рудных и редких элементов ниже или равно таковому в эльджуртинском граните. Это,

Таблица 72

Количественно-минеральный состав аплитов Северного Кавказа (в объемн.%)

Минералы	Аплит		Минералы	Аплит	
	кавказский	эльджуртинский		кавказский	эльджуртинский
Биотит	–	3,05	Калиевый полевой шпат	26,50	48,25
Мусковит	3,50	–			
Плагиоклаз	35,00	13,19	Кварц	35,00	34,46
			Остальные	–	1,03

Таблица 73

Химический состав жильных пород эльджуртинского гранита (в вес.%)

Окислы	Гранит		Аплит (1)	Окислы	Гранит		Аплит (1)
	эльджуртинский (9)	жильный лейкократовый (1)			эльджуртинский (9)	жильный лейкократовый (1)	
SiO_2	72,49	76,80	75,10	CaO	1,40	0,90	0,90
TiO_2	0,33	0,25	0,12	Na_2O	3,43	3,10	3,10
Al_2O_3	14,68	11,86	12,60	K_2O	4,20	5,00	5,60
Fe_2O_3	0,69	0,25	0,14	P_2O_5	0,11	0,01	0,01
FeO	1,20	0,93	0,60	H_2O^+		0,48	0,90
MgO	0,65	0,16	0,40	H_2O^-	0,17	Не обн.	0,10
MnO	0,04	0,01	0,02	П.п.п.	0,62	–	–
				Сумма	100,01	99,74	99,53

по-видимому, свидетельствует о сближенном времени их формирования и слабо проявленной дифференциации магматического расплава, возможно обязанной бедности его летучими компонентами. В табл. 74 и 75 приведены частные и средние содержания и вычисленные по ним коэффициенты накопления рудных и редких элементов в жильных гранитах. Они свидетельствуют о том, что для большинства рудных (W, Mo, Sn, Zn), редких (Zr, Sc, Ga, Cs) и летучих (B, F) элементов величина их коэффициентов меньше или близка к единице. Однако в отдельных случаях концентрация этих элементов повышается до двух (Mo, Nb, Be, Li), трех (Ta), четырех (Cu, Pb) или даже пяти (Sn) раз, свидетельствуя о возникновении местных концентраций в магме жильных гранитов или об их наложенной природе.

Весьма характерным является отсутствие накопления летучих компонентов — бора и фтора. Содержание бора остается на уровне содержания в эльджуртинском граните, фтора — уменьшается в три раза.

Несмотря на эти общие черты, наблюдаются определенные отличия в содержании рудных и редких элементов, вызванные особенностями петрографического состава жильных гранитов и иллюстрирующие, таким образом, большое значение в судьбе редких элементов кристаллохимического фактора.

Они могут быть проиллюстрированы на примере лейкократовых и меланократовых жильных гранитов. Высокое содержание в последних биотита обусловило накопление в них лития, скандия, тантала, ниобия и особенно меди, свинца, олова, содержание которых иногда в 3—4 раза превышает таковое в гранитах. В то же время на содержании ниобия и тантала — элементов, содержание которых в эльджуртинском граните ниже кларкового, эта особенность их состава существенно не сказалась. Высокое содержание биотита в меланократовых жильных гранитах не сказалось и на содержании вольфрама и молибдена, свидетельствуя тем самым о преобладающем рассеянии этих элементов в решетках полевых шпатов, а не биотита (см. табл. 74).

В аплитах содержание многих рудных и редких элементов по сравнению с эльджуртинским гранитом также ниже или практически равно таковому в граните (см. табл. 75, 76). Только для Mo и Sn они в 1,5, а для Pb и Ta в 2,4 раза выше, чем в граните. Бедность аплитовой магмы летучими подтверждается низким содержанием в них фтора, количество которого в три раза меньше, чем в материнском граните. Правда содержание рудных и редких элементов в аплитах в отдельных случаях значительно повышается, вызывая соответствующее увеличение коэффициента накопления — до 14 для Mo, 9 — Zn, 7 — Sc, 5 — Cu, 4 — Cs, Ta. Возникновение подобных локальных концентраций отчасти, возможно, связано с наличием собственных минералов этих элементов, присутствие которых в аплитах установлено минералогическим анализом, отчасти может иметь наложенную природу. Следует также отметить, что в тех жилах аплита, где содержание фтора хотя бы немного увеличивается, одновременно наблюдается увеличение содержания Be, Sn, W.

Большая степень дифференциации сказывается на более высоком содержании в аплитах по сравнению с лейкократовыми жильными гранитами Sn, Pb, Ta, Cs и особенно Mo. Концентрация вольфрама существенно не меняется, хотя его содержание в аплитах несколько и увеличивается.

Акцессорные минералы. Видовой состав акцессорных минералов эльджуртинского аплита довольно разнообразен и, в общем, повторяет таковой материнского гранита (табл. 77). Известным отличием является меньшее содержание в аплитах минералов железа и титана и только повышенное количество

Таблица 74

Содержание рудных и редких элементов в жильных гранитах Эльджуртинского массива (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
[illegible]																	
Гранит жильный лейкократовый	0,7	0,7	2,5	30,0	26,0	8,0	120,0	10,1	1,2	2,5	14,8	2,7	50,0	160,0	10,0	7,0	356,0
То же	0,7	0,7	5,0	2,0	37,0	24,0	90,0	18,9	3,8	2,0	14,0	8,0	45,0	230,0	15,0	10,0	80,0
»	0,7	0,7	32,0	50,0	24,0	24,0	130,0	18,9	4,5	2,2	15,6	2,0	60,0	200,0	15,0	7,0	310,0
»	0,7	1,0	5,0	50,0	22,0	20,0	150,0	21,0	3,0	1,8	12,0	3,0	70,0	240,0	20,0	10,0	470,0
»	2,0	3,1	4,0	Не обн.	65,0	16,0	41,0	25,9	5,1	2,2	17,6	4,0	115,0	250,0	10,0	27,0	440,0
»	0,7	0,4	7,0	25,0	65,0	32,0	52,0	13,3	1,5	3,4	19,0	5,0	38,0	190,0	15,0	14,0	640,0
»	0,7	0,4	10,0	25,0	130,0	50,0	21,0	4,9	2,2	3,0	12,0	5,0	56,0	200,0	8,0	19,0	360,0
»	0,7	0,4	5,0	25,0	50,0	25,0	40,0	12,6	3,0	2,3	12,0	8,0	40,0	200,0	5,0	15,0	230,0
»	0,7	0,4	5,0	25,0	74,0	24,0	25,0	11,9	3,1	0,7	18,0	4,0	37,0	240,0	9,0	12,0	45,0
»	1,5	1,4	6,0	Не обн.	45,0	20,0	45,0	11,2	2,4	1,9	13,0	4,0	30,0	260,0	5,0	13,0	45,0
Гранит жильный меланократовый	0,7	0,4	28,0	30,0	160,0	86,0	170,0	24,5	1,6	11,0	9,0	3,0	122,0	270,0	18,0	17,0	1400,0
То же	0,7	0,4	17,0	60,0	120,0	22,0	91,0	14,7	1,4	5,0	17,0	2,0	63,0	220,0	18,0	13,0	580,0
»	0,7	0,8	8,0	30,0	49,0	16,0	160,0	16,8	1,8	5,0	17,0	4,0	60,0	240,0	Не обн.	14,0	820,0
»	0,7	0,7	50,0	40,0	16,0	11,0	150,0	21,7	5,1	7,0	14,2	4,0	55,0	200,0	10,0	7,0	350,0
Среднее в лейкократовом жильном граните (10)	0,9	0,9	5,5	23,2	45,3	21,5	62,7	14,9	3,0	2,2	14,8	4,6	47,3	217,0	10,2	11,9	259,4
в меланократовом жильном граните (4)	0,7	0,6	25,8	40,0	86,3	33,8	142,8	19,4	2,5	7,0	14,3	3,3	75,0	232,5	11,5	12,8	787,5
в эльджуртинском граните (111)	1,7	1,4	6,2	42,3	25,8	12,7	250,2	13,9	1,7	3,0	20,0	4,4	52,7	205,0	16,0	11,4	786,7

Таблица 75

Средние содержания (в г/т) и коэффициенты накопления ($К_н$) рудных и редких элементов в жильных гранитах и аплитах*

Элементы	Гранит эльджуртинский (111)	Гранит жильный				Аплит	
		лейкократовый		меланократовый			
		среднее содержание (10)	$К_н$	среднее содержание (4)	$К_н$	среднее содержание (15)	$К_н$
W	1,7	0,9	0,5	0,7	0,4	1,2	0,7
Mo	1,4	0,9	0,6	0,6	0,4	2,0	1,4
Sn	6,2	5,5	0,9	25,8	4,2	9,5	1,5
Zn	42,3	23,2	0,5	40,0	0,9	23,0	0,5
Pb	25,8	45,3	1,8	86,3	3,3	59,8	2,3
Cu	12,7	21,5	1,7	33,8	2,7	16,7	1,3
Zr	250,2	62,7	0,2	142,8	0,5	76,5	0,3
Nb	13,9	14,9	1,1	19,4	1,4	17,6	1,3
Ta	1,7	3,0	1,8	2,5	1,5	4,1	2,4
Sc	3,0	2,3	0,7	7,0	2,3	3,0	1,0
Ga	20,0	14,8	0,7	14,3	0,7	15,4	0,8
Be	4,4	4,6	1,0	3,3	0,8	5,2	1,2
Li	52,7	47,3	0,9	75,0	1,4	39,2	0,7
Rb	205,0	217,0	1,1	232,5	1,1	238,7	1,2
Cs	16,0	10,2	0,6	11,5	0,7	18,3	1,2
B	11,4	11,9	1,0	12,8	1,1	10,0	0,9
F	786,7	259,4	0,3	785,5	1,0	227,6	0,3

* Здесь и далее $К_н$ — коэффициент накопления — отношение содержания элемента в позднем дифференциате (минерале), к раннему дифференциату (минералу).

гематита, лимонита и анатаза несколько смягчает эту разницу.

Количество минералов редких элементов (Zr, TR, U, Th) в аплитах неизменно меньше, чем в эльджуртинском граните. Содержание циркона, например, уменьшается в 4 раза соответственно и коэффициент накопления циркония в аплитах равен 0,3 (см. табл. 75, 77).

Весьма важно меньшее содержание в аплитах минералов «летучих» компонентов — флюорита и турмалина, что находит подтверждение и в низком значении коэффициентов накопления этих элементов. Все это характеризует аплиты как породы, формировавшиеся из магмы, крайне бедной летучими компонентами, что, возможно, отчасти и объясняет отсутствие накопления в них большинства редких и рудных элементов и их минералов. Более высокие значения коэффициента накопления бора по сравнению с фтором (0,9 и 0,3 соответственно) находят отражение и в

Таблица 76

Содержание рудных и редких элементов в аплитах эльджуртинского гранита (в г/т)

Место взятия	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Балка Эльджурту	0,7	9,0	2,5	25,0	36,0	4,7	100,0	20,3	6,8	2,0	13,7	3,0	30,0	200,0	10,0	7,0	130,0
То же	2,5	19,0	2,5	400,0	40,0	7,0	80,0	26,6	8,2	2,0	13,0	2,0	30,0	240,0	10,0	7,0	130,0
»	0,7	8,0	2,5	25,0	31,0	4,7	90,0	14,7	8,2	2,3	14,4	3,0	30,0	280,0	7,0	7,0	60,0
Балка Малый Мукулан	2,0	1,0	10,0	30,0	48,0	20,0	120,0	19,6	5,0	2,4	12,5	8,0	40,0	280,0	60,0	7,0	120,0
То же	2,0	1,0	8,0	50,0	48,0	9,0	110,0	19,6	4,6	2,6	14,9	10,0	35,0	280,0	70,0	10,0	370,0
»	1,0	3,0	8,0	25,0	47,0	9,0	130,0	14,7	3,8	2,5	12,7	7,0	35,0	270,0	50,0	10,0	270,0
»	0,7	0,7	4,0	25,0	50,0	23,0	120,0	19,6	3,6	2,5	14,7	7,0	40,0	160,0	20,0	7,0	260,0
»	0,7	0,7	3,0	50,0	31,0	9,0	120,0	11,9	3,4	2,7	12,0	3,0	50,0	230,0	20,0	7,0	170,0
»	1,5	1,7	27,0	40,0	100,0	30,0	80,0	18,9	5,6	2,3	13,0	4,0	57,0	230,0	Не обн.	10,0	640,0
»	0,7	1,0	13,0	25,0	80,0	29,0	36,0	15,4	3,7	2,2	14,0	6,0	41,0	200,0	5,0	12,0	45,0
»	0,7	0,4	25,0	Не обн.	84,0	13,0	52,0	8,4	1,9	1,7	16,0	3,0	55,0	250,0	3,0	14,0	210,0
Балка Чильмиан	0,7	0,4	7,0	25,0	75,0	67,0	64,0	23,1	3,9	3,4	22,0	6,0	31,0	220,0	9,0	13,0	480,0
То же	0,7	0,4	12,0	Не обн.	100,0	32,0	37,0	26,6	6,2	2,8	16,0	7,0	40,0	260,0	20,0	13,0	360,0
»	0,7	0,4	10,0	То же	80,0	27,0	56,0	14,0	2,2	7,0	13,0	4,0	40,0	240,0	11,0	13,0	360,0
»	0,7	0,4	15,0	»	81,0	19,0	25,0	14,0	2,6	3,1	14,0	5,0	50,0	360,0	30,0	14,0	220,0
»	3,0	1,0	20,0	25,0	66,0	15,0	58,0	23,8	4,6	3,5	15,4	14,0	53,0	240,0	26,0	20,0	900,0
Среднее содержание:																	
в аплите (15)	1,2	2,0	9,5	23,0	59,8	16,7	76,5	17,6	4,14	3,0	15,4	5,2	39,2	238,7	18,3	10,0	227,6
в эльджуртинском граните (111)	1,7	1,4	6,2	42,3	25,8	12,7	250,2	13,9	1,7	3,0	20,0	4,4	52,7	205,0	16,0	11,4	786,7

Таблица 77

Среднее содержание акцессорных минералов в эльджуртинском аплите (в г/т)

Минералы	В аплитах из гранитов Советского Союза (28)	Эльджуртинский гранит	
		аплит (1)	гранит (23)
Молибденит	0,1	0,3	0,6
Повеллит	0,1	0,2	Ед. зн.
Вольфрамит	1,5	–	То же
Шеелит	2,8	0,1	0,2
Касситерит	0,1	0,2	0,4
Пирит	3,1	0,7	29,6
Лимонит	–	63,9	25,1
Марказит	–	–	9,2
Халькопирит	1,9	0,2	1,8
Малахит	–	–	Ед. зн.
Арсенопирит	Ед. зн.	–	8,6
Пирротин	–	0,6	6,2
Сфалерит	0,2	0,1	0,9
Смитсонит	–	–	0,7
Галенит	0,1	–	0,3
Церуссит	–	–	Ед. зн.
Англезит	–	0,3	То же
Висмутин	0,1	0,3	»
Бисмутит	–	–	»
Магнетит	1608,6	2,1	10,3
Гематит	344,8	214,8	Ед. зн.
Ильменит	34,4	0,8	34,2
Лейкоксен	8,9	1,5	4,1
Сфен	140,8	0,7	18,9
Рутил	0,1	–	0,3
Анатаз	2,4	17,2	5,2
Брукит	Ед. зн.	0,1	0,2
Монацит	0,7	0,4	27,0
Ксенотим	0,2	0,1	0,6
Гадолинит	Ед. зн.	0,4	Ед. зн.
Циркон	44,8	42,2	182,4
Ортит	3,4	15,3	59,1
Бастнезит	1,1	–	Ед. зн.
Уранинит	–	–	1,2
Торит	0,9	–	0,1
Флюорит	55,6	0,1	14,6
Турмалин	107,4	0,1	Ед. зн.

Таблица 77 (окончание)

Минералы	В аплитах из гранитов Советского Союза (28)	Эльджуртинский гранит	
		аплит (1)	гранит (23)
Апатит	40,5	50,4	208,8
Везувиан	–	0,5	–
Гранат	829,7	18,9	2,0
Эпидот	347,5	0,1	2,3
Шпинель	Ед. зн.	–	Ед. зн.
Корунд	0,1	0,1	0,2

более значительном увеличении содержания в аплитах турмалина по сравнению с флюоритом.

Содержание шеелита в аплитах уменьшается в 3,5 раза, что хорошо согласуется с отсутствием накопления в них вольфрама. В то же время некоторое накопление молибдена ($K_н$-1,4) приводит к тому, что количество молибденита и повеллита существенно не отличается от такового гранитов (см. табл. 77). Что касается остальных минералов рудных элементов — Sn, Cu, As, Zn, Pb, то их содержание в аплитах меньше такового в гранитах и только содержание висмутина в 7 раз выше. Соответственно и коэффициент накопления висмута в аплитах равен в среднем 1,3, в отдельных случаях поднимаясь до 5,0.

По сравнению со средним содержанием акцессорных минералов в аплитах Советского Союза эльджуртинский аплит характеризуется меньшим содержанием минералов железа и титана, летучих, редких и рудных элементов и только повеллит и особенно молибденит содержатся в количестве, несколько превышающем среднее. Следует отметить, что эти же признаки присущи и эльджуртинскому граниту, который отличается от среднего гранита более низким содержанием железа и кальция и, как следствие, меньшим содержанием акцессорных минералов этих элементов.

В целом по сравнению с нормальным эльджуртинским гранитом аплиты характеризуются бóльшим содержанием кварца и анортоклаза, что является результатом дифференциации гранитного расплава. Повышенное содержание щелочного полевого шпата в эльджуртинском аплите по сравнению с таковым среднего кавказского аплита, наличие аляскитовых висячих зальбандов в дайках жильных гранитов свидетельствуют о богатстве этих дифференциатов щелочами и в первую очередь калием.

Ассимиляция гранитной магмой вмещающих биотитовых роговиков, приводит к локальному обогащению даек биотитом. В дайках, залегающих в известняках, появляется много пироксена, гра-

ната, эпидота, ортита, что отражает ассимиляционное обогащение магмы кальцием.

Химизм вмещающих пород сказывается и на содержании рудных и редких элементов в жильных гранитах. Дайки, залегающие в известняках, содержат в 1,5—2,0 раза больше Zn, Pb, W, Mo, Sc и F и меньше Sn, Li, Nb и Ta, чем дайки, залегающие в силикатных породах. Подобное обогащение отчасти связано с наличием в этих дайках биотита, в котором концентрируются редкие элементы. Повышенные содержания рудных элементов в дайках, залегающих среди мраморов, по видимому, связаны с наличием в них органического вещества и серы (табл. 78).

Таблица 78

Средние содержания рудных и редких элементов (в г/т) в жильных гранитах, залегающих в различных породах

Элементы	Жильные граниты		Элементы	Жильные граниты	
	в силикатных породах (10)	в карбонатных породах (3)		в силикатных породах (10)	в карбонатных породах (3)
W	0,9	2,2	Sc	2,2	5,2
Mo	0,9	2,7	Ga	14,8	14,3
Sn	5,5	1,1	Be	4,6	3,7
Zn	23,2	36,7	Li	47,3	21,0
Pb	45,3	60,3	Rb	217,0	216,7
Cu	21,5	19,3	Cs	10,2	9,0
Nb	14,9	11,7	B	11,9	8,3
Ta	3,0	1,3	F	259,4	546,7

В отличие от эльджуртинского гранита, для даек характерна также и несколько большая измененность слагающих их минералов. Очевидно, проникавший в трещины поздний гранитный расплав был обогащен летучими, парами воды, которые и произвели наблюдаемые автометаморфические изменения. Свидетелем этого является более высокое по сравнению с гранитом содержание в аплитах лимонита, гематита и анатаза (см. табл. 77).

Таким образом, различные дифференциаты магмы эльджуртинского гранита обладают рядом весьма для них характерных признаков.

I. Серые и розовые разности эльджуртинского гранита представляют отдельные импульсы внедрения, весьма сближенные во времени и не отражающие в особенностях своего состава заметного накопления вольфрама, молибдена и редких элементов в несколько более поздних розовых гранитах.

2. Более заметно процессы дифференциации сказались на особенностях содержаний рудных и редких элементов в жильных гранитах и аплитах.

Если исходить из предположения, что гранитная магма в процессе кристаллизации и превращения ее в горную породу могла в силу тех или иных причин отторгать от себя рудные или редкие элементы, которые впоследствии могли концентрироваться в рудопроявлениях различных генетических типов (пегматитовых, контактово-метасоматических, кварцево-жильных и т. п.), то наиболее объективное представление об этом отторжении может дать степень накопления этих элементов как в различных дифференциатах, так и в поздних генерациях одноименных минералов. Мерой этого является коэффициент накопления, более высокое или более низкое по сравнению со средним значение которого дает объективное представление о степени рассеяния или отторжения рудных элементов в процессе кристаллизации.

Состав и содержание акцессорных минералов отражают уже следующий этап — начало проявления собственно рудогенерирующей способности гранитной магмы, когда изначально низкие концентрации редких и рудных элементов повышаются до такой степени, что они получают возможность образовывать собственные минералы.

Справедливость такого предположения подтверждается обычно наблюдающимся соответствием между степенью накопления рудного или редкого элемента в аплите и содержанием в нем собственных акцессорных минералов этих элементов.

Сами аплиты как дифференциат гранитной магмы не благоприятны для выяснения степени концентрации в них редких и рудных элементов, что объясняется механизмом их формирования, который связан с потерей расплавом значительного количества летучих, возникновением большого количества центров кристаллизации и, как следствие этого, образованием характерной тонкозернистой аллотриоморфнозернистой структуры (Заварицкий, 1950).

Несмотря на это, определение содержания редких и рудных элементов в аплитах и отчасти в жильных гранитах, как единственно достоверных дифференциатах магмы эльджуртинского гранита, позволяет судить об особенностях поведения этих элементов в процессе становления этого гранита.

Для того чтобы судить о специфичности накопления рудных и редких элементов в аплитах Тырныауза, были вычислены, по оригинальным и литературным данным, средние значения коэффициентов накопления ряда редких и рудных элементов в аплитах, сопровождающих граниты различных регионов Советского Союза. Сопоставление полученных данных (табл. 79) позволяет констатировать, что в аплитах Тырныауза в зависимости от величины коэффициента накопления все элементы могут быть разделены на три группы:

накапливающиеся — Ta, Pb, Mo, Sn, содержание которых в аплитах по сравнению с гранитом увеличивается в 2,4—1,5 раза;

содержание которых существенно не меняется — Cu, Nb, Be, Cs, Rb, Sc, B — и коэффициент накопления которых поэтому близок единице;

рассеивающиеся в стадию кристаллизации гранита — Ga, W, Li, Zn, F, Zr, содержание которых в силу этого в аплитах уменьшается. Коэффициент накопления этих элементов меньше единицы, а для циркония и фтора снижается до 0,3.

По сравнению со средними значениями, характерными для аплитов вообще (табл. 79), для аплитов эльджуртинского гранита характерны большие значения $K_н$ для Ta, Pb, отчасти для Sn, Mo, Bi, Cu. Значительная степень накопления этих элементов находит отражение в присутствии галенита, молибденита и халькопирита среди пригранитных скарнов, в наличии олово-висмутовых рудопроявлений в непосредственном экзоконтакте эльджуртинского гранита (Малый Мукулан, Тютюсу). Тантал, хотя и накапливается, но скоплений минералов этого элемента пока не обнаружено.

Степень накопления W и B меньше, чем это обычно наблюдается в аплитах, а для остальных элементов она практически одинакова.

Вполне определенно вырисовывается большая роль в концентрации редких элементов летучих компонентов. Так, отдельные жилы аплитов, характеризующиеся высокими значениями $K_н$ для Ta, Be, Cs, Pb, Sn, W, Mo, выделяются одновременно и наиболее значительным среди этих пород содержанием фтора и бора, свидетельствующим о локальной обогащенности их летучими компонентами. Аналогичная зависимость устанавливается и для жильных гранитов (см. табл. 74).

Характерно некоторое обогащение аплитов бором (в отдельных случаях $K_н=1{,}8$), минералы которого обычно сопровождают сульфидную минерализацию, и бедность их фтором (максимальное значение $K_н=1{,}2$), минералы которого обычно сопровождают редкометальную минерализацию. Это находит отражение в минеральном составе аплитов — значительном преобладании сульфидов над минералами редких элементов, только ортит присутствует в них в заметно повышенном количестве.

Между лейкократовыми жильными гранитами и аплитами наблюдается аналогия в величинах $K_н$ для редких и рудных элементов. И в тех, и в других наиболее значительно накапливается тантал ($K_н=1{,}8—2{,}4$) и свинец ($K_н=1{,}8—2{,}3$), а наиболее обеднены они цирконием и фтором ($K_н=0{,}2—0{,}3$). Это может свидетельствовать об их сближенном во времени формировании и принадлежности к одному этапу дифференциации.

Высокие значения коэффициента накопления, устанавливаемые в отдельных случаях в аплитах для Mo, Ta, Zn, Sc, Bi, Cu,

Таблица 79

Коэффициенты накопления редких и рудных элементов в аплитах Тырныауза

Характер элементов	Элементы	Средние $K_н$ для аплитов		Единичные случаи максимального $K_н$ в аплитах Тырныауза
		СССР (25)	Тырныауз (15)	
Накапливающиеся $K_н > 1$	Ta	1,0(20)	2,4	4,9
	Pb	1,5(21)	2,3	3,9
	Sn	1,0(22)	1,5	4,3
	Mo	1,0(22)	1,4	14,0
Существенно не меняющие своего содержания $K_н \simeq 1$	Bi		1,3	5,0
	Cu	0,9(11)	1,3	5,3
	Nb	1,1(11)	1,3	2,0
	Be	1,1(20)	1,2	3,2
	Cs	1,1(15)	1,2	4,4
	Rb	1,3(34)	1,2	1,4
	Sc		1,0	7,4
	B	1,2(11)	0,9	1,8
Рассеивающиеся $K_н < 1$	Ga	0,9(2)	0,8	1,1
	W	1,0(7)	0,7	1,8
	Li	0,5(38)	0,7	1,1
	Zn	0,4(19)	0,5	9,5
	F	0,3(24)	0,3	1,2
	Zr	0,2(24)	0,3	0,47

содержание которых в 5—14 раз превышает таковое в эльджуртинском граните, настолько нехарактерно для аплитов вообще, что вероятнее всего обязаны наличию собственных минералов этих элементов. Не исключена и наложенная природа этих минералов, учитывая близкие к кларковым содержания образующих их элементов в аплитах (табл. 75).

Наибольший интерес представляет характер поведения в процессе дифференциации вольфрама и молибдена — главных элементов месторождения. Полученные данные свидетельствуют о том, что в аплитах и жильных гранитах Эльджуртинского массива накопление W не фиксируется. Только для Mo устанавливается некоторое накопление в аплитах ($K_н = 1{,}4$). В то же время коэффициенты накопления рудных элементов в аплитах, сопровождающих рудоносные гранитные массивы, как правило, в 1,5—2 раза превышают вычисленные средние значения (табл. 80). В аплитах гранитов Восточного Коунрада, например, коэффициент накопления Mo составляет 1,6, а W — 2,1.

Таблица 80

Среднее значение $K_н$ *рудных элементов в аплитах рудоносных гранитов*

Тип рудоносности гранитоида	Регион	W	Mo	Sn	Nb	Ta
	В аплитах СССР	1,0(7)	1,0(22)	1,0(22)	1,1(11)	1,0(2)
W—Mo	Тырныауз	0,7	1,4	1,5	1,3	2,4
W—Mo	Казахстан	2,1	1,6	1,0	1,5	1,0
W—Mo	Орское Зауралье		1,7	–	3,0	
W—Mo	Приморье	0,7	1,5	–	–	
Nb—Ta	Горный Алтай	–	–	–	–	2,4
Sn	Северо-Восток	–	–	4,8	–	–

Низкая степень накопления вольфрама в аплитах не позволяет рассматривать в качестве его источника магму эльджуртинского гранита.

Отсутствие накопления вольфрама и молибдена как в процессе кристаллизации самого гранита, так и при дифференциации, имевшей место в магматической камере и приведшей к образованию жильных пород, однозначно подчеркивается низкими значениями коэффициентов накопления этих элементов не только в жильных породах — аплитах ($K_н$=0,7—1,4) и жильных гранитах ($K_н$=0,5—0,6), но и в полевых штапах разных генераций (табл. 38).

Приведенные данные свидетельствуют, таким образом, об отсутствии существенного накопления W и Mo в процессе кристаллизации эльджуртинского гранита, что характеризует его по этому признаку как нерудоносный. Отражением этого процесса являются и низкие содержания в аплитах эльджуртинского гранита молибденита и шеелита. В то же время рудоносные лейкократовые граниты Шилово-Коневского массива, с которыми связывают вольфрамовое оруденение (Куплетский, 1947), сопровождаются аплитами, содержащими 5—58 г/т гюбнерита (Ляхович, 1967), что в 16 раз превышает содержание этого минерала в самих гранитах.

Наличие олово-висмутового рудопроявления на контакте эльджуртинского гранита и известняков в ущелье Малый Мукулан побудило вычислить коэффициент накопления в аплитах для висмута. Он оказался, в среднем, равным 1,3, а в отдельных случаях даже 5, когда содержание висмута в аплите поднимается до 1,4 г/т (табл. 79). Это может свидетельствовать об имевшем место некотором отторжении висмута в процессе кристаллизации магмы эльджуртинского гранита и сопутствующем его накоплении в поздних продуктах.

В то же время, несмотря на сравнительно высокие значения коэффициентов накопления для тантала и свинца ($K_н = 2{,}4$ и 2,3 соответственно), повышенных содержаний минералов этих элементов в аплитах не устанавливается, что, возможно, связано или с недостаточным количеством минеральных анализов, или с преобладающим рассеянием свинца в кристаллических решетках полевых шпатов.

Как известно (Гинзбург и др., 1969), высокие ионный радиус и атомный вес цезия и более низкие энергетические характеристики его соединений приводят к накоплению цезия в наиболее поздних гранитных дифференциатах. Низкие значения $K_н$ для цезия, а также Li, Rb, Be в жильных гранитах и аплитах, связанных с эльджуртинским гранитом (табл. 75), свидетельствуют о том, что механизм кристаллизационной дифференциации, имевшей место при формировании эльджуртинского гранита, не приводил к обогащению поздних дифференциатов этими редкими элементами.

КСЕНОЛИТЫ, ШЛИРЫ, МИЛОНИТЫ

В пределах гранитного массива, тяготея главным образом к его приконтактовым частям, встречаются ксенолиты, шлиры и милониты. Изучение особенностей содержания в них рудных и редких элементов и их минералов помогает более полно расшифровать геохимические особенности отдельных этапов становления эльджуртинского гранита.

Ксенолиты. В массиве эльджуртинского гранита встречаются многочисленные ксенолиты, которые в зависимости от своего положения в массиве значительно варьируют как по форме и размерам, так и по степени своей измененности.

Генезис ксенолитов эльджуртинского гранита окончательно не выяснен. Они могут быть или сильно измененными отторженцами вмещающих осадочных пород, или вынесенными с более глубоких горизонтов обломками гранитоидов более ранней интрузивной фазы, еще не вскрытых при современном уровне эрозионного среза. Л. А. Варданянц (1940), впервые описавший ксенолиты эльджуртинского гранита, разбил их на четыре типа по структурным особенностям: ксенолиты с пойкилитовой, пойкилитовой до трахитоидной, гранит-порфировой и порфировидной с пойкилитовой основной массой структурами. Он отмечает, что большинство ксенолитов имеет сходный состав, и, следовательно, они представляют ту горную породу, через которую двигалась магма. Далее, на основании того, что ксенолиты в липарите и в граните имеют в общем одинаковый состав и поскольку липарит не мог вызвать в ксенолитах существенных изменений, он считает, что ксенолиты могут дать нам представление об особенностях состава и структуры первоначальной породы. Признавая часть ксенолитов за обломки изверженных пород, Л. А. Варданянц считал, что форми-

рование интрузии началось не с гранита, а предшествовалось более основными интрузиями, в том числе сиенит-диоритами и гранодиоритами.

Д. С. Белянкин (1939) полагал, что кварцевые сиениты, диориты и кварцевые диориты, образующие ксенолиты в эльджуртинском граните и рассматриваемые Л. А. Варданянцем как обрывки самостоятельной интрузии, представляют ассимилированные и нацело перерожденные осадки и зеленокаменные породы.

А. В. Пэк (1962), основываясь на слабом контактном воздействии эльджуртинского гранита на вмещающие породы, пришел к заключению, что их сильный метаморфизм связан с гранитоидами первой фазы внедрения, еще не вскрытыми эрозией, но свидетелями наличия которых являются ксенолиты, обладающие порфировидной структурой.

И. И. Парадашвили (1970) отмечает, что биотиты ксенолитов различаются между собой по свойствам и, следовательно, их генезис различен.

В непосредственном контакте наряду с сильно измененными и почти потерявшими свою первоначальную природу отторженцами боковых пород встречаются и такие, которые или полностью не изменены (исключая ороговикование), или испытали все стадии гранитизации от проникновения тончайших кварц-полевошпатовых инъекций, большей частью приспосабливающихся к первоначальной, еще сохранившейся слоистости породы, до их полного разрушения и дезынтеграции. Наряду с мелкими (2—5 см) ксенолитами встречаются и крупные (до 2,0—2,5 м в поперечнике). Последние расположены обычно зонами, протягивающимися параллельно контакту на расстоянии 50—100 м от последнего. Количество ксенолитов в таких зонах достигает 10—20 штук. Надо отметить, что все ксенолиты, сохранившие свою первоначальную природу, как правило обладают остроугольными очертаниями, в то время как превращенные в серую гибридную породу большей частью изометричны.

В тех случаях, когда ксенолит более или менее сохраняет свою первоначальную природу, т. е. в нем мало новообразований, еще заметна слоистость и т. п., он нередко бывает окружен реакционной каймой гибридной породы, содержащей до 35—40% биотита. При размере ксенолита в 1—2 м ширина такой каймы достигает 15—20 см, а при малых размерах — всего в 1—3 см. Очень часто ксенолиты инъецируются тончайшими прожилками гранита, иногда образующими в середине ксенолита округлые и линзообразные скопления гранитного материала.

В центре массива наблюдается несколько отличная картина: ксенолиты, обладая изометричной формой и меньшим размером — 5—10 см, представляют собой породы, полностью переработанные, обычно массивной текстуры. В редких случаях ксенолиты обладают слоистой текстурой, обусловленной параллельным расположением листочков биотита, очевидно, подражательно воспроизводя-

щих первоначальную слоистость породы. Границы ксенолитов с гранитом обычно четкие и ровные, редко извилистые с затеками гранита в ксенолит (фиг. 16). К контакту со стороны гранита иногда тяготеет светлая, существенно кварц-полевошпатовая кайма мощностью 1—3 см, иногда очень тонкая биотитовая оторочка.

Наиболее характерной чертой ксенолитов из центра массива является часто наблюдающаяся в них порфировидная структура, обусловленная присутствием значительного количества порфиробласт полевого шпата, достигающих размера 1 см и более. Крупные кристаллы кварца в подобных ксенолитах нередко окружены тонкой оболочкой, состоящей из мелких листочков биотита и зерен калиевого полевого шпата.

Цветным минералом во всех случаях является исключительно биотит, пользующийся значительным развитием и придающий ксенолитам характерный темно-серый цвет. Нередко ксенолиты полностью превращены в агрегаты мелкочешуйчатого биотита и тогда имеют форму темных пятен с неясными очертаниями.

Упомянутые выше особенности относятся к обломкам биотитовых роговиков. Обломки известняков в центре массива не встречаются, и только в непосредственном контакте гранита с известняками можно наблюдать редкие обломки, превращенные в пироксен-гранатовый или пироксеновый скарн с волластонитом и везувианом.

При микроскопическом изучении ксенолитов приконтактовых частей массива выявляется ряд особенностей, отличающих их как от нормального гранита, так и от обычного роговика. К их числу, в первую очередь, надо отнести структурную пестроту ксенолитов. Преобладающими структурами являются монцонитовая, трахитоидная, сферолитовая или центрическая, обязанные соответствующему расположению лейст плагиоклаза, пойкилитовая, а также порфировидные или палимпсестовые структуры. В последней среди гипидиоморфнозернистой основной массы наблюдаются отдельные мелкозернистые роговиковые участки. Особенностью минерального состава ксенолитов является частое наличие реликтовых минералов исходной породы.

Плагиоклаз преобладает как породообразующий минерал. Его среднее содержание составляет 40% (табл. 81). Плагиоклаз редко образует короткопризматические идиоморфные лейсты. Для него весьма характерны длиннопризматические выделения с неясновыраженным двойниковым сложением, обладающие тенденцией образовывать сноповидно-лучистые агрегаты. Лейсты плагиоклаза часто прорастают друг друга и сильно корродируются кварцем. Их параллельное расположение приводит к образованию трахитоидных или бостонитовых структур, а лучистое — к структурам сферолитовым или центрическим. Плагиоклаз часто содержит мелкие иголочки апатита. Большинство длиннопризматических лейст принадлежит олигоклазу № 25—27, в то время как редко встречающиеся крупные серицитизированные, иногда карбонати-

зированные лейсты принадлежат андезину № 35—38. Возможно они являются реликтами плагиоклаза вмещающих пород.

Калиевый полевой шпат встречается значительно реже. Его среднее содержание — 21%, представлен он обычно мелкими мутными ксеноморфными зернами. Крупные зерна имеют характер порфиробластических выделений, которые, обладая неровными зазубренными границами, содержат массу лейст плагиоклаза, чешуек биотита и иголочек апатита. Иногда в калиевом полевом шпате наблюдается образование тончайших волоконец альбита.

Среди кварца, очевидно, надо различать как новообразованный, так и реликтовый роговиковый кварц. Это узнается по тому, что в одних случаях крупные зерна кварца отчетливо прорастаются биотитом, в других — кварц его сильно разъедает.

Наряду с мелкими табличками биотита, к которым часто приурочен лейкоксенизированный титаномагнетит, в ксенолитах широким развитием пользуется биотит «длинностолбчатый», то располагающийся лучистыми агрегатами, то образующий пересечением своих «длинностолбчатых» кристаллов как бы решетку. Такая форма развития биотита не характерна ни для роговика, ни для гранита. Плеохроизм биотита обычный.

Количественно-минеральный состав ксенолитов довольно непостоянен и отвечает породам типа биотитового гранодиорита — кварцевого диорита, реже меланократового гранита (табл. 81).

Другой особенностью приконтактовых ксенолитов является часто наблюдающаяся их гранитизация. Обычный биотитовый роговик представляет собой темно-фиолетовую массивную породу, которая приобретает при гранитизации серовато-желтый цвет и полосчатую текстуру. Сам процесс гранитизации заключается в проникновении тончайших инъекций, гранитного материала, сопровождающемся образованием крупных порфиробласт полевого шпата, обладающих неправильными ограничениями и содержащих в себе массу мелких включений биотита, часто хлоритизированного. Процесс гранитизации сопровождается изменением в расположении биотита. Если в обыкновенном роговике это были мелкие, часто хлоритизированные чешуйки, присутствующие в интерстициях зерен кварца и полевого шпата, то в гранитизированном роговике это уже более крупные и свежие чешуйки, вытягивающиеся обычно полосами. Сравнение минерального состава неизмененного и гранитизированного роговика показывает (табл. 82), что главными компонентами, принимающими участие в гранитизации роговика, являются щелочи. Одновременно из роговика в магму происходит вынос магния и железа.

Процесс гранитизации сопровождался не только проникновением инъекций гранитного материала, но и тепловым и химическим воздействием на прослойки пород, заключенных между инъекциями. Естественно, что при этом значительно изменялся и материал самих инъекций.

Таблица 81

Количественно-минеральный состав ксенолитов приконтактовых частей Эльджуртинского массива (объемн.%)

Минералы	1	2	3	4	5
Биотит	15,75	14,87	15,89	24,17	23,19
Плагиоклаз	47,68	43,95	33,82	54,11	45,66
Калиевый полевой шпат	19,88	23,99	35,01	9,71	3,26
Кварц	16,69	17,17	15,26	11,99	25,57
Акцессорные	–	–	–	–	2,64
Сумма	100,00	99,98	99,98	99,98	100,32

Таблица 81 (окончание)

Минералы	6	7	8	9	10	Среднее
Биотит	13,89	17,57	14,49	18,07	15,33	17,32
Плагиоклаз	29,04	40,44	53,07	30,25	24,50	40,25
Калиевый полевой шпат	30,09	23,53	10,26	27,02	35,16	21,79
Кварц	26,04	17,73	20,83	23,94	23,99	19,92
Акцессорные	0,91	0,67	1,33	0,69	0,96	0,72
Сумма	99,97	99,94	99,98	99,97	99,94	

Наиболее характерной чертой ксенолитов центральной части массива является их порфировидная или монцонитовая структура. Порфировидная структура обусловлена присутствием крупных (до 1,5 см) порфиробластов плагиоклаза, реже анортоклаза, часто содержащих мелкие чешуйки биотита. Монцонитовая структура характеризуется подавляющим развитием идиоморфных призмочек плагиоклаза, образующих основной фон породы, между которыми располагаются ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата, обрывки чешуек биотита и кварц. В некоторых случаях крупные зерна кварца окружены оболочкой, состоящей из мелких зерен анортоклаза и чешук биотита. Образование этих оболочек надо, очевидно, связывать с флюидами, проникавшими из магмы в ксенолит и осаждавшимися вокруг крупных зерен кварца. Образование подобных оригинальных оторочек отмечалось А. Н. Заварицким (1937) в гибридных сиенит-диоритах Бердяушского массива.

Таблица 82

Количественно-минеральный состав биотитового роговика (в объемн.%)

Минералы	Неизмененный	Гранитизированный из контакта	Минералы	Неизмененный	Гранитизированный из контакта
Биотит	30,39	16,30	Калиевый полевой шпат	18,88	27,29
Плагиоклаз	2,48	11,96	Кварц	48,22	44,43

Плагиоклаз ксенолитов центральной части массива отличается более основным составом и содержит 32—40% анортитовой молекулы. Своеобразные формы развития «длинностолбчатого» биотита и «лучистого» плагиоклаза встречаются здесь значительно реже, что, по-видимому, отчасти связано с другими (температура, давление) условиями преобразования ксенолитов по сравнению с приконтактовыми участками массива, а отчасти с тем, что среди ксенолитов возможно встречаются обломки основных пород, встречающиеся в виде жил среди вмещающих метаморфических пород. Они то и обусловливают монцонитовую или офитоподобную структуры и большую основность плагиоклаза, не свойственные типичным ксенолитам роговика.

Вторичные процессы значительным развитием не пользуются и выражаются в хлоритизации биотита, серицитизации и карбонатизации плагиоклаза.

По количественно-минеральному составу ксенолиты центральной части массива отличаются от приконтактовых ксенолитов несколько меньшим содержанием калиевого полевого шпата и большим — плагиоклаза. По своему составу и постоянному преобладанию плагиоклаза над калиевым полевым шпатом они отвечают биотитовым гранодиоритам (табл. 83).

В контакте с ксенолитами гранит значительно обогащается биотитом, последнее приводит к тому, что в ряде случаев ксенолиты роговика окружены реакционной каймой гибридной породы, содержащей до 35—40% биотита (по сравнению с 6—8% в нормальном граните). Такое же повышенное содержание биотита наблюдается и в граните из даек и инъекций гранита, содержащих многочисленные обломки биотитового роговика (табл. 84).

Чрезмерное обогащение гранита биотитом приводит в некоторых случаях к образованию типично гибридных пород. Преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом позволяет назвать эти разности гранита меланократовым калиевым гранитом.

В полном согласии с данными количественно-минеральных подсчетов находятся и данные химических анализов (табл. 85), показывающие повышенное содержание титана, окисного и закис-

Таблица 83

Количественно-минеральный состав ксенолитов центральных частей Эльджуртинского массива (в объемн.%)

Минералы	1	2	3	4	5	Среднее
Биотит	18,30	14,32	14,87	21,05	12,94	16,49
Плагиоклаз	58,20	45,34	49,74	49,57	35,93	47,75
Калиевый полевой шпат	6,85	21,29	13,94	5,62	30,39	15,61
Кварц	16,93	19,02	21,42	23,21	17,96	19,70
Акцессорные	–	–	–	–	1,76	0,35
Сумма	100,28	99,97	99,97	99,45	99,98	99,90

Таблица 84

Количественно-минеральный состав гранита из центра массива и в контакте с ксенолитами и вмещающими роговиками

Минералы	Гранит		Минералы	Гранит	
	из центра массива (8)	обогащенный биотитом (8)		из центра массива (8)	обогащенный биотитом (8)
Биотит	7,84	24,77	Кварц	25,70	25,96
Плагиоклаз	31,56	13,30	Акцессорные	0,37	1,27
Анортоклаз	34,53	34,60			
			Сумма	100,00%	99,85%

ного железа и особенно окиси магния в участках гранита, обогащенных биотитом.

Судя по обогащению гранита только биотитом, описываемые ксенолиты — сильно измененные гранитной магмой песчано-сланцевые породы. В одних шлифах они представляют собой типичные роговики, в других — сильно импрегнированную тончайшими кварц-полевошпатовыми инъекциями ороговикованную породу, в третьих — породу нацело измененную со своеобразной формой развития минералов: «длинностолбчатого» биотита, «лучистого» плагиоклаза. Наличие в некоторых случаях большого количества порфиробластов полевого шпата придает ксенолитам порфировидный облик.

Ассимиляция обломков, попавших в магму, происходила без их плавления. Об этом свидетельствуют четкие границы их с

Таблица 85

Химический состав эльджуртинского гранита (в вес.%)

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO_2	73,21	64,48	MgO	0,63	1,90
TiO_2	0,30	1,11	CaO	1,64	2,65
Al_2O_3	13,87	15,67	Na_2O	3,57	3,43
Fe_2O_3	0,23	1,59	K_2O	4,20	3,96
FeO	1,59	3,97	П.п.п.	0,82	0,97
MnO	0,02	0,09	Сумма	100,08	99,92

1 — вдали от контакта с биотитовым роговиком; 2 — в контакте с обломками биотитового роговика

гранитом и угловатая форма самих ксенолитов даже если они сильно изменены; отсутствие стекловатых оторочек, параллельное расположение листочков слюды, подчеркивающих первоначальную слоистость обломка, что трудно объяснить, допустив расплавление и последующую кристаллизацию гибридного расплава.

Наблюдающаяся тенденция мелких чешуек биотита собираться в группы и образовывать более крупные индивиды с неправильными и зазубренными очертаниями и ситовидной структурой также говорит о том, что процесс этот протекал в твердом состоянии. Другим способом воздействия на ксенолит была тончайшая инъекция его гранитной магмой, нередко приводящая к полной его дезынтеграции.

Косвенным доводом в пользу преобразования ксенолита в твердом состоянии может также служить наличие реакционных каемок между ксенолитом и гранитом. Эти реакционные каемки говорят о том, что между веществом ксенолита и магмой происходила реакция обмена; вещество ксенолита обогащалось гранитным материалом, а магма — материалом ксенолита. Возможно, что в дальнейшем эти реакционные каемки играли защитную роль, предохраняя ксенолит от более полного и глубокого изменения его со стороны гранитной магмы.

Рудные и редкие элементы в ксенолитах. Определение содержания рудных и редких элементов в ксенолитах дает дополнительный материал для суждения об их генезисе и о геохимическом своеобразии магмы эльджуртинского гранита.

Судить о генезисе ксенолитов, используя для этого их геохимические особенности, можно, исходя из предположения, что, если ксенолиты представляют собой обломки более основных по составу гранитоидов первой фазы, то содержание в них редких элементов будет закономерно отличаться от вмещающего их эльджуртинского гранита, который будет рассматриваться как вторая

фаза внедрения. Если же ксенолиты представляют сильно измененные обломки вмещающих пород, то подобного закономерного изменения в содержании редких и рудных элементов при переходе от ксенолитов к граниту наблюдаться не будет.

Результаты анализов (табл. 86) показывают, что, по сравнению с гранитами, в ксенолитах наблюдается 1,5—2-кратное увеличение содержания Sn, Pb, Zn, Cu, Nb, Li, F — элементов, накапливающихся обычно в породах более поздних интрузивных фаз. Отчасти это несомненно связано с большим содержанием в ксенолитах биотита, являющегося минералом-носителем для перечисленных выше элементов, отчасти с тем, что ксенолиты не являются обломками пород первой фазы. Если бы они были обломками пород первой фазы, то они содержали меньше и таких элементов, накапливающихся обычно в породах поздних фаз, как Ta, Rb, Cs, B, количество которых в ксенолитах в действительности равно таковому во вмещающих их гранитах.

Анализ частных содержаний рудных и редких элементов в ксенолитах свидетельствует о значительной неоднородности их распределения. Так, в отдельных ксенолитах значительно увеличиваются содержания (г/т): Mo — 4, W — 150, Sn — до 100, Zn — до 140, Pb — 74, Cu — 160; менее значителен привнос редких элементов: Be — 10, Li — 130, Cs — 40, Ga — 35 и F — 2900. Причина этого может заключаться или в наличии собственных минералов этих элементов, которые присутствовали в ороговикованных породах до того, как они попали в магму, или в различной интенсивности привноса этих элементов из магмы, во многом определяющейся текстурными особенностями ксенолитов.

Определенное представление о характере привноса из магмы в ксенолиты может дать сравнение содержаний рудных и редких элементов в ксенолитах и в неизмененных роговиках. Судя по полученным данным (табл. 87), наиболее вероятен привнос Pb, Zr, Nb, Li, содержание которых в ксенолитах выше, чем в роговиках. Привноса W и Mo не фиксируется, что позволяет предполагать иной источник этих элементов, тем более что в самих ксенолитах содержания молибдена иногда достигают 3—4, а вольфрама — 150 г/т, что значительно превышает их содержания в граните.

На слабый привнос в ксенолиты из магмы редких элементов указывает практически не изменяющееся по сравнению с ороговикованными песчано-сланцевыми породами содержание в ксенолитах Cs. В то же время подобное обогащение может иметь место. Так, Э. Л. Хорстман (1959) указывает, что ксенолиты сланцев в гранитном батолите Боулдер значительно обогащены цезием, количество которого в них достигает 21 г/т.

Так же, как и роговики, ксенолиты содержат больше по сравнению с кларком для осадочных пород Zn, Pb, Zr, Li, Rb, F и меньше Cu, Ta и особенно B, казалось бы, подтверждая свою генетическую связь с этими породами.

Таблица 86

Редкие и рудные элементы в ксенолитах из эльджуртинского гранита (в г/т)

Место взятия	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Балка Малый Мукулан	0,7	2,5	25,0	120,0	63,0	73,0	260,0	28,0	2,5	10,0	10,0	10,0	120,0	250,0	30,0	12,0	1500,0
То же	0,7	1,3	14,0	120,0	36,0	20,0	220,0	24,5	1,4	11,0	14,0	3,0	98,0	180,0	13,0	9,0	1900,0
»	1,0	1,6	13,0	60,0	50,0	35,0	180,0	21,7	1,2	9,2	13,0	3,0	80,0	230,0	5,0	14,0	1500,0
»	1,5	1,2	12,0	90,0	43,0	19,0	120,0	31,5	1,3	5,6	25,0	3,0	110,0	250,0	20,0	15,0	1900,0
»	0,7	<0,5	8,0	130,0	22,0	130,0	180,0	21,0	1,0	17,0	13,0	2,0	130,0	180,0	9,0	11,0	2900,0
Балка Эльджурту	0,7	0,5	16,0	100,0	74,0	54,0	300,0	22,4	1,3	11,0	15,0	5,0	86,0	240,0	22,0	9,0	1100,0
То же	0,7	0,6	18,0	140,0	38,0	59,0	120,0	28,0	2,05	8,2	35,0	5,0	62,0	190,0	17,0	10,0	2200,0
»	0,7	0,6	12,0	80,0	50,0	47,0	160,0	20,3	1,6	8,4	15,0	6,0	70,0	220,0	15,0	12,0	1300,0
»	0,7	1,3	100,0	140,0	47,0	160,0	140,0	21,0	1,5	6,6	34,0	4,0	110,0	300,0	40,0	9,0	1200,0
»	0,7	3,1	17,0	110,0	27,0	63,0	160,0	18,2	1,0	13,0	20,0	1,5	110,0	210,0	20,0	10,0	2600,0
Балка Чильмиан	3,0	2,0	8,0	60,0	36,0	22,0	220,0	22,4	1,6	4,5	13,0	3,0	73,0	190,0	Необн.	17,0	1100,0
То же	2,5	<0,5	2,5	60,0	14,0	6,0	270,0	30,8	2,6	6,3	22,0	4,0	62,0	260,0	То же	5,5	1200,0
»	0,7	4,0	6,0	70,0	27,0	13,0	190,0	16,8	1,8	—	—	3,0	60,0	170,0	10,0	7,0	990,0
»	150,0	3,0	14,0	110,0	25,0	7,0	680,0	30,2	1,8	—	—	3,0	70,0	220,0	10,0	7,0	700,0
»	0,7	0,7	7,0	90,0	50,0	19,0	340,0	18,9	1,8	—	—	3,0	70,0	300,0	20,0	7,0	1100,0
»	0,7	0,7	4,0	80,0	28,0	9,0	430,0	25,2	2,3	—	—	4,0	60,0	250,0	20,0	7,0	620,0
»	0,7	2,0	8,0	100,0	26,0	12,0	290,0	20,3	1,5	—	—	2,0	50,0	140,0	15,0	10,0	2000,0
Среднее содержание:																	
в ксенолитах (17)	1,0	1,5	11,5	97,7	38,6	30,5	250,6	23,6	1,7	9,2	19,1	3,8	83,6	222,4	15,9	10,1	1518,2
в эльджуртинском граните (111)	1,7	1,4	6,2	46,3	25,8	12,7	250,2	13,9	1,7	3,0	20,0	4,4	52,7	205,0	16,0	11,4	786,7

Примечание: анализировались ксенолиты, представленные темной мелкозернистой породой диоритового — кварц-диоритового состава, содержащие редкие порфиробласты полевого шпата.

Таблица 87

Средние содержания редких и рудных элементов в осадочно-метаморфических породах Тырныауза (в г/т)

Элементы	Кларк в осадочных породах (Виноградов, 1962)	Метаморфические породы		Элементы	Кларк в осадочных породах (Виноградов, 1962)	Метаморфические породы	
		песчано-сланцевые (биотитовые роговики) (27)	ксенолиты (17)			песчано-сланцевые (биотитовые роговики) (27)	ксенолиты (17)
W	2,0	10,4	1,0	Sc	10,0	21,3	9,2
Mo	2,0	43,5	1,5	Ga	30,0	21,9	19,1
Sn	10,0	17,0	11,5	Be	3,0	5,3	3,8
Zn	80,0	126,2	97,7	Li	60,0	59,7	83,6
Pb	20,0	33,8	38,6	Rb	200,0	287,5	222,4
Cu	57,0	84,3	30,5	Cs	12,0	17,4	15,9
Zr	200,0	115,6	250,6	B	100,0	12,9	10,1
Nb	20,0	16,4	23,6	F	500,0	3679,4	1518,2
Ta	3,5	2,2	1,7				

Сравнение составов биотита и магнетита из ксенолитов и вмещающего их гранита показывает большее содержание в этих минералах из ксенолитов Ti, Zn и меньше — Mo. В биотите из ксенолитов содержится, кроме того, меньше Nb, а в магнетите — Mn (табл. 88, 89), что весьма напоминает отличия, существующие в составе этих минералов из гранитов и осадочно-метаморфических пород (Ляхович, 1972) и, казалось бы, подтверждает первоначально осадочную природу ксенолитов.

Акцессорные минералы ксенолитов. О характере привноса рудных и редких элементов из гранитной магмы в ксенолиты, равно как и о генезисе последних, можно судить по особенностям содержания и состава встречающихся в них акцессорных минералов. Для этого из ксенолитов центральной части массива была отобрана проба весом 20 кг, из которой и были выделены акцессорные минералы. Их изучение показало определенные отличия в видовом составе и содержании по сравнению с акцессорными минералами гранитов (табл. 90). Такие минералы, как циркон, апатит, сфен, торит, эпидот, шеелит обычно концентрирующиеся в породах ранних фаз, в ксенолитах отсутствуют или содержатся в значительно меньшем по сравнению с вмещающим гранитом количестве. С другой стороны, такие минералы, как монацит, касситерит, гранат, обычно концентрирующиеся в породах поздних фаз, в большем количестве присутствуют в ксенолитах. Эти особенности минерального состава ксенолитов не позволяют рассматривать их как породы ранней интрузивной фазы.

Таблица 88

Состав биотита из ксенолитов и вмещающего их биотитового гранита (в г/т)

Порода	Mo	Zn	Ti	Nb	Li	Rb
Ксенолит	Не обн.	2300,0	25 665,0	98,0	500,0	1100,0
Гранит	2,3	440,3	24 662,0	127,3	463,2	768,0

Таблица 89

Состав магнетита из ксенолитов и вмещающего их биотитового гранита (в г/т)

Порода	Mo	Zn	Ti	Mg	Cr	V	Mn
Ксенолит	17	1300	3245	2100	331	1960	5300
Гранит	68	20	2950	1650	345	1232	6600

Таблица 90

Содержание акцессорных минералов в ксенолитах и вмещающем их граните (в г/т)

Минералы	Ксенолит	Гранит эльджуртинский (23)	Минералы	Ксенолит	Гранит эльджуртинский (23)
Молибденит	0,2	0,6	Анатаз	1,5	5,2
Вольфрамит	—	Ед. зн.	Монацит	51,7	27,0
Шеелит	—	0,2	Ксенотим	0,2	0,6
Касситерит	4,0	0,4	Циркон	94,3	182,4
Пирит	29,5	29,6	Ортит	445,8	59,1
Халькопирит	9,3	1,8	Уранинит	1,3	1,2
Висмутин	—	Ед. зн.	Торит	—	0,1
Арсенопирит	0,1	8,6	Флюорит	7,9	14,6
Сфалерит	0,3	0,9	Турмалин	—	Ед. зн.
Галенит	0,4	0,3	Апатит	73,8	208,8
Магнетит	549,6	10,3	Гранат	12,5	2,0
Ильменит	502,2	34,2	Эпидот	—	2,3
Сфен	1,1	18,9	Корунд	Ед. зн.	0,2
Рутил	0,1	0,3			

Наблюдается определенное соответствие между особенностями минерального и химического составов ксенолитов. Так, более высоким по сравнению с гранитом содержаниям в них Sn, Pb, Cu соответствуют и более высокие содержания в них собственных минералов этих элементов, а более низким Zr и B — более низкие — циркона и турмалина. Исключение составляют Zn и F, высокие содержания которых в ксенолитах обусловлены не большим количеством сфалерита и флюорита, а обилием в них биотита, в кристаллических решетках которого изоморфно рассеяны эти элементы.

Статистическое изучение морфологических особенностей акцессорных минералов дает дополнительные данные для суждения о генезисе ксенолитов. Изучение кристаллов циркона показало (табл. 91), что, хотя в гранитах и ксенолитах сильно преобладают кристаллы, образованные комбинацией призматических граней (110), хорошо развитой (100) и тупой дипирамиды (111), в ксенолитах в большем количестве присутствуют кристаллы, в образовании которых принимает участие грань острой дипирамиды (311).

Цирконы из ксенолитов характеризуются, кроме того, меньшим удлинением (табл. 92). Среди них чаще встречаются близкие к изометричным кристаллы. Их преобладающая окраска густо-розовая (80%), в то время как в гранитах преобладают бледно-розовые кристаллы (69%). Эти признаки свойственны цирконам метасоматического генезиса.

Кристаллы циркона из ксенолитов нередко несут следы окатанности, дорастания или содержат многочисленные трещины, выполненные гематитом, что значительно отличает их от циркона из гранитов (фиг. 17). Подобные регенерированные кристаллы циркона отмечались в ксенолитах кварцитов в норитах Бушвельда (Schidlowski, 1963).

Среди кристаллов апатита из ксенолитов, в отличие от апатита из гранитов, преобладают кристаллы, лишенные пинакоида (табл. 93). Они отличаются также несколько большим удлинением (табл. 94) и большим количеством (66%) кристаллов, содержащих темные дисперсные включения. Последние или концентрируются в центральной части кристалла, образуя темное ядро, или равномерно распределены по всему кристаллу, придавая ему черный цвет. В этом случае они весьма напоминают темные апатиты из метаморфических пород, описанные Д. П. Сердюченко (1960).

В отношении других акцессорных минералов эти отличия проступают менее отчетливо. Например, сфен из гранитов имеет желтовато-коричневую или светло-желтую окраску, а в ксенолитах наряду с янтарно-желтыми часто встречаются и бесцветные кристаллы. Монацит в гранитах образует пластинчатые, почти бесцветные кристаллы, а в ксенолитах наряду с подобными встречаются и светло-желтые кристаллы. В ксенолитах ксенотим

Таблица 91

Соотношение кристаллов циркона различной формы (в %) из гранита и ксенолита

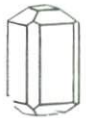
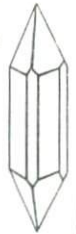
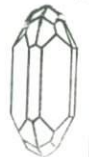
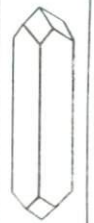
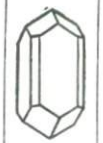
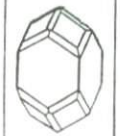
Порода	Количество подсчитанных кристаллов												
Гранит	100	—	—	6,0	1,0	5,0	9,0	11,0	5,0	—	41,0	21,0	1,0
Ксенолит	100	1,0	5,0	9,0	2,0	8,0	19,0	5,0	3,0	2,0	46,0	—	—

Таблица 92

Удлинение (в %) кристаллов циркона из гранита и ксенолита

Порода	Количество подсчитанных кристаллов	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0
Гранит	200	6,0	34,0	25,5	24,0	7,5	2,5	—	0,5	—	—
Ксенолит	200	9,5	39,5	23,0	21,0	2,0	3,5	—	—	1,0	0,5

Таблица 93

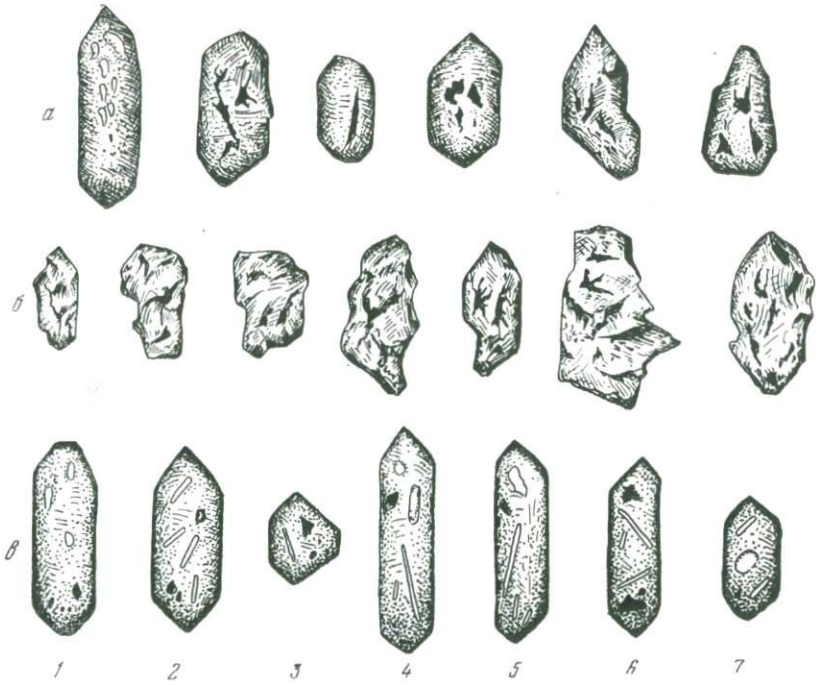
Соотношение кристаллов апатита различной формы (в %) из гранита и ксенолита

Порода	Количество подсчитанных кристаллов									
Гранит	50	34,0	4,0	10,0	14,0	16,0	8,0	4,0		10,0
Ксенолит	50	38,0	8,0	4,0	4,0	20,0	10,0	12,0	2,0	2,0

Таблица 94

Удлинение (в %) кристаллов апатита из гранита и ксенолита

Порода	Количество подсчитанных кристаллов	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
Гранит	50	4,0	12,0	44,0	12,0	18,0	6,0	4,0
Ксенолит	50	2,0	18,0	28,0	24,0	18,0	8,0	2,0



Фиг. 17. Форма кристаллов циркона (*а* и *б*) из ксенолитов, (*в*) из гранита

а — характерны закругленные очертания вершин и граней и матовая поверхность кристаллов циркона; *б* — трещиноватые и кавернозные кристаллы и их обломки с многочисленными примазками гематита; *в* — идиоморфные кристаллы циркона с включениями кристалликов циркона и апатита

присутствует в виде мелких бипирамидальных кристаллов мутно-белого цвета, а в граните — для них характерна желтовато-зеленая окраска. В то же время корунд и в граните, и в ксенолитах представлен пластинчатыми кристаллами светло-синего цвета.

Таким образом, ряд признаков минерального состава ксенолитов указывает на то, что они скорее всего являются сильно измененными гранитной магмой обломками вмещающих осадочных пород. Об этом говорят окатанные формы кристаллов циркона и темная окраска апатита, часто наблюдающиеся у этих минералов из метаморфических пород. Более низкие содержания в ксенолитах молибденита и отсутствие в них минералов вольфрама подтверждают бедность гранитной магмы этими элементами. В то же время повышенное в два раза по сравнению с кларком содержание олова в эльджуртинском граните благоприятствовало его инфильтрации в ксенолиты, результатом чего явилось и повышенное содержание в них касситерита (табл. 90).

Можно выразить сомнение в отношении некоторых ксенолитов центральной части массива, обладающих порфиробластической

структурой и офитоподобной основной массой, состоящей из многочисленных мелких идиоморфных лейст плагиоклаза. Однако нет особенных оснований считать их за обломки предшествующей интрузивной фазы, а наиболее вероятно их происхождение за счет тех зеленокаменных пород (диабазов), дайки которых сравнительно многочисленны во вмещающих роговиках.

Ассимиляция обломков не сопровождалась полным или частичным их плавлением, а происходила путем диффузии магматического материала в тело ксенолита с параллельным выносом из него других веществ, приводившие к загрязнению магмы. В силу сходства первоначального химического состава ксенолитов с таковым магмы они привели к обогащению ее единственным цветным минералом — биотитом. Благодаря незначительному числу и размеру ксенолитов по сравнению с общим объемом массива явления эти носят чисто местный характер и на всем граните в целом не отразились.

Примечательны установленные особенности содержания рудных и редких элементов в ксенолитах. По сравнению с вмещающими гранит роговиками ксенолиты содержат больше Zr, Pb, Nb, Li и меньше W, Mo и Sn (табл. 87). По сравнению с гранитом они также содержат больше Zn, Pb, Cu, Nb, Li и Sn, меньше W и практически равное количество Mo. Поскольку содержание Pb, Zr, Nb, Li в ксенолитах выше, чем в биотитовых роговиках, их повышенное содержание можно объяснить привносом этих элементов из гранитной магмы. В то же время аналогичного привноса в ксенолиты W и Mo не фиксируется. Поскольку содержание W и Mo в биотитовых роговиках не только выше, чем в ксенолитах, но и значительно больше, чем кларк в осадочных породах, можно полагать, что источником этих элементов была не гранитная магма, а те рудоносные растворы, которые не только сформировали месторождение, но и участвовали в гидротермальном метаморфизме осадочно-метаморфических толщ.

Шлиры — непостоянные по форме и составу образования, среди которых можно выделить две морфологически и, очевидно, генетически различные группы: мелко- или среднезернистые лентовидные или слабо ветвящиеся и пегматоидные линзовидные, нередко имеющие концентрическое строение. Первые сложены преимущественно биотитом, вторые — крупными кристаллами анортоклаза и кварца. В пределах массива шлиры пользуются ограниченным распространением и более часто встречаются только в его южной части.

Мелкозернистые шлиры. Биотитовые разности имеют вытянутую, лентообразную форму и представлены тонкими, иногда сливающимися в более широкие, полосами гранита, сильно обогащенного биотитом. Их длина достигает 10—15 м редко более при ширине 5—20 см. Граница с гранитом четкая, но не резкая.

Вмещающий биотитовые шлиры порфировидный гранит внешне ничем не отличается от гранита из центра массива. Однако при

ближайшем рассмотрении устанавливаются его некоторые отличия. Помимо самих шлиров, встречающихся здесь чаще, чем в центральных частях массива, в этом граните наблюдается также и чередование участков, богатых порфировыми выделениями полевого шпата с участками, обедненными ими. Если для гранита из центра массива количество порфировых выделений анортоклаза на площади 900 см^3 составляет в среднем 90 кристаллов, то в зоне развития шлиров— 160 кристаллов.

Вытянутая форма шлиров указывает на направление течения гранитной магмы. Наиболее четко их ориентировка проявлена в районе северо-восточного контакта массива, где они подобно кристаллам анортоклаза вытянуты в одном, резко преобладающем направлении: с юго-запада на северо-восток.

Иногда эти полосы дугообразно или прихотливо изогнуты, создавая впечатление о существовавших здесь сложных, турбулентных токах в гранитной магме. По периферии биотитовых шлиров обычно наблюдается некоторое скопление крупных (до 4 см) кристаллов анортоклаза, длинные оси которых ориентированы согласно с простиранием шлира. Одинаковая ориентировка биотитовых полос и порфировых выделений полевых шпатов позволяет их рассматривать как образования одновременные и директивные.

Биотитовые шлиры сложены мелко- или среднезернистым гранитом, лишенным порфировых выделений анортоклаза. Их характерная особенность — обилие биотита, количество которого достигает 21%. Кроме того, по сравнению с вмещающим гранитом количество плагиоклаза в них сильно понижено (табл. 95). По количественно-минеральному составу, преимущественно кварц-анортоклазовому, они соответствуют необычным «меланократовым» аляскитам или щелочным гранитам.

Таблица 95

Количественно-минеральный состав эльджуртинского гранита и встречающихся в нем лейкократовых и меланократовых шлиров (в объемн.%)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7
Биотит	7,84	16,91	2,21	0,90	21,66	6,51	7,71
Плагиоклаз	31,56	6,28	20,60	4,50	6,97	29,39	32,98
Анортоклаз	34,53	45,89	44,55	48,60	43,57	35,54	36,55
Кварц	25,70	30,92	32,64	46,00	27,80	28,56	23,26
Сумма	99,63	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1 — эльджуртинский гранит из центра массива; 2 — биотитовый шлир в граните; 3 — лейкократовый шлир в граните; 4 — лейкократовое ядро зонального шлира; 5 — обогащенная биотитом оторочка вокруг лейкократового ядра; 6 — гранит, обогащенный порфировыми выделениями анортоклаза; 7 — гранит биотитовый, порфировидный, вмещающий зональный шлир. Приводимые цифры — средние из двух подсчетов

В шлифах какой-либо заметной ориентировки биотита не замечено. Его свежие пластинки в той или иной степени корродированы кварц-полевошпатовой основой массой. Сравнение особенностей свойств и составов биотита показывает полную идентичность биотита из центра массива и из биотитовых шлиров (табл. 96). Так, результаты спектрального анализа не показывают обогащения биотита Cr, Co, Ni, Ti, V, столь характерного для биотитов из гибридных пород. Поэтому биотитовые шлиры с известным основанием можно рассматривать как образование магматическое.

Лейкократовые аплитовидные шлиры практически лишены биотита, в то время как количество кварца и анортоклаза в них очень

Таблица 96

Сравнительная характеристика свойств и состава биотита из гранита и из биотитовых шлиров

Свойства	Гранит, Центр массива	Биотитовый шлир	
		1	2
Плеохроизм	Ng – красно-коричневый; Np – светло-желтый	Ng – красно-коричневый;	Np – светло-желтый
Степень измененности	Вдоль трещин спайности осветление или хлоритизация	Свежий	
Количество и характер включений	Спорадические включения кристаллов апатита и многочисленные выделения магнетита вдоль трещин спайности	Включений мало и представлены они, главным образом, апатитом и, в меньшей мере, цирконом и магнетитом	
Показатель преломления и общая железистость	Nm=1,664–66 Nm=1,659–62 Nm=1,671–73 Nm=1,660–62	Nm=1,650–55 Nm=1,662–63	Nm=1,656–58 Nm=1,658–62
Особенности состава (в г/т)	TiO_2=25824	26137	25547
	Nb=127	126	133
	Zn=440	420	480
	Li=463	650	740
	Rb=768	880	870
	Mo=2,3	2	2
	Pb=17,3	10	10
	Sr=10	10	10
	Cr=5000	5000	5000
	V=5000	5000	5000
	Ni=50	100	50

велико и по составу они отвечают лейкократовым гранитам. В шлифах видно, что они состоят из кварца и анортоклаза, нередко находящихся в графическом срастании и погруженных в мелкозернистую, кварц-полевошпатовую основную массу, содержащую редкие чешуйки биотита. В отличие от биотитовых шлиров, они сопровождаются тонкой оторочкой, состоящей из мелких пластинок биотита.

Минеральный состав шлиров и постоянно наблюдаемые биотитовые оторочки вдоль лейкократовых шлиров, а также скопления порфировых выделений анортоклаза по границам шлиров биотитовых позволяют предполагать, что их образование было приурочено к участкам магмы, обогащенным калием.

Результаты частных определений некоторых петрогенных и редких элементов в шлирах и включающем их граните приведены в табл. 97, 98. Они показывают тесную связь, существующую между минеральным и химическим составами породы, а также между содержаниями в породе редкого элемента и его минераланосителя.

Так, по сравнению с вмещающими гранитами биотитовые шлиры в соответствии с особенностями их минерального состава значительно обогащены Mn, Mg, Ti и особенно Fe и обеднены Ca. Одновременно в них наблюдается повышенное содержание и тех редких элементов, которые обычно концентрируются в биотите: Zn

Таблица 97

Содержание петрогенных элементов в эльджуртинском граните и во встречающихся в нем лейкократовых и меланократовых шлирах (в вес.%)

Порода	MnO	$FeO+Fe_2O_3$	MgO	TiO_2	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Гранит биотитовый, центр массива	0,040	1,89	0,65	0,33	1,40	3,43	4,20	0,11
Биотитовый шлир в граните	0,087	4,70	1,30	0,50	0,88	3,07	3,45	0,29
Лейкократовый шлир в граните	0,033	2,00	0,44	0,28	1,31	2,93	3,98	0,05
Лейкократовое ядро зонального шлира	0,038	1,70	0,18	0,24	0,85	3,24	3,98	0,06
Биотитовая оторочка зонального шлира	0,098	5,00	1,50	0,70	0,98	2,01	4,75	0,27
Гранит, богатый порфировыми выделениями	0,065	3,65	1,24	0,55	2,24	3,25	2,96	0,13
Гранит биотитовый, включающий зональный шлир	0,070	4,00	1,43	0,55	2,00	3,05	3,45	0,15

и Sc, замещающих в нем двухвалентное железо, Li, замещающего магний, Nb и Sn, замещающих титан, а также Rb, F, Cu и Zr. При этом концентрация этих элементов достигает значительной величины. По сравнению со средним содержанием в эльджуртинском граните в биотитовых шлирах наблюдается четырехкратная концентрация Sc и Zn, трехкратная — Nb, Sn и F и двукратная — Cu, Li, Rb. Незначительное количество в этих шлирах плагиоклаза определяет и более низкое по сравнению с гранитом содержание в них W и Mo (табл. 98).

В соответствии с особенностями своего минерального состава лейкократовые шлиры содержат перечисленные элементы в меньшем количестве. В то же время, будучи обогащены кремнием и калием, они содержат несколько повышенные количества галлия и особенно свинца.

Интересно поведение радиоактивных элементов: урана и тория. Уран концентрируется в наиболее кислых лейкократовых (1, 2 против 0,8 г/т), а торий в наиболее основных меланократовых шлирах.

Пегматоидные шлиры встречаются реже и представляют собой скопления крупных кристаллов анортоклаза. Особенно любопытны пегматоидные шлиры, обладающие концентрически зональным строением. Их центральная часть сложена лейкократовым грубозернистым пегматоидным гранитом, нередко нацело состоящим из крупных кристаллов анортоклаза и кварца. Пегматоидный гранит обычно порист, причем поры обохрены, а стенки их покрыты мелкими кристалликами кварца, калиевого полевого шпата или кальцита. А. С. Марфунин (1962) описал друзу, состоящую из вытянутых по (100) бавенских двойников кристаллов калиевого полевого шпата и β-кварца из жеоды в подобных пегматоидных гранитах.

За лейкократовым пегматоидным ядром следует оболочка, состоящая из нескольких чередующихся зон, сложенных мелкозернистым гранитом, в различной мере обогащенным биотитом. Далее следует гранит, характерной особенностью которого является наличие обильных порфировых выделений анортоклаза, ориентированных согласно с общей вытянутостью шлира.

Встречаются эти шлиры, главным образом, в районе балок Малый Мукулан и Эльджурту. Их размер достигает 4×2 м. Крупные выделения калиевого полевого шпата, слагающего эти грубозернистые породы, отличаются свежестью и почти лишены пертитов, и только отдельные его зерна значительно пелитизированы.

По данным А. С. Марфунина (1962), калиевый полевой шпат из подобных почти мономинеральных обособлений оптически и рентгенографически моноклинный. Криптопертит, калишпатовая фаза которого почти не содержит альбитового компонента в твердом растворе.

По определениям Г. Д. Афанасьева и др. (1960), абсолютный возраст монокристалла анортоклаза из пегматоидного занорыша

Таблица 98

Содержание рудных и редких элементов в шлирах из эльджуртинского гранита (в г/т)

Элементы	Шлиры								Гранит		
	биотитовые				лейкократовые				в эльджуртинском граните (111)	в шлирах	
										биотитовых (4)	лейкократовых (4)
	1	2	3	4	1	2	3	4			
W	0,7	0,7	0,7	1,0	2,0	0,7	0,7	0,7	1,7	0,8	1,05
Mo	2,0	0,4	0,7	0,9	0,9	0,4	0,7	0,7	1,4	1,0	0,70
Sn	24,0	17,0	20,0	8,0	18,0	6,0	2,5	2,5	6,2	17,3	7,25
Zn	260,0	120,0	160,0	100,0	40,2	25,0	50,0	50,0	46,3	160,0	41,30
Pb	25,0	58,0	46,0	44,0	78,0	54,0	25,0	27,0	25,8	43,3	46,00
Cu	42,0	23,0	25,0	13,0	17,0	11,0	9,0	9,0	12,7	25,8	11,50
Zr	1100,0	220,0	250,0	190,0	47,0	60,0	110,0	120,0	250,2	440,0	84,25
Nb	54,5	28,0	35,0	21,0	15,4	11,2	9,8	10,5	13,9	34,6	11,72
Ta	3,0	1,6	2,7	1,9	2,7	2,1	1,5	2,7	1,7	2,3	2,25
Sc	12,5	13,0	16,0	8,4	0,7	3,0	2,0	1,7	3,0	12,5	1,85
Ga	18,0	19,0	20,0	15,0	17,0	22,0	19,0	20,0	20,0	18,0	19,50
Be	4,0	1,5	2,0	3,0	6,0	2,0	2,0	2,0	4,4	2,6	3,00
Li	170,0	34,0	190,0	70,0	51,0	34,0	40,0	10,0	52,7	116,0	33,75
Rb	390,0	250,0	370,0	250,0	320,0	250,0	170,0	160,0	205,0	315,0	225,00
Cs	20,0	7,0	30,0	10,0	15,0	7,0	10,0	10,0	16,0	16,8	13,00
B	7,0	11,0	12,0	9,0	13,0	11,0	7,0	7,0	11,4	9,8	9,50
F	3100,0	1700,0	1800,0	1100,0	45,0	740,0	300,0	400,0	786,7	1925,0	371,25

датируется в 1,5 млн. лет, что совпадает с возрастом гранита в 1,8 млн. лет (Борсук и др., 1972) и позволяет считать их за образования сингенетичные.

Весьма интересен генезис грубозернистых пегматоидных обособлений. Будучи сложены почти нацело крупными кристаллами анортоклаза, они фиксируют собой участки магмы, сильно обогащенные калием. Это характерная черта эльджуртинского гранита, свидетельствующая о его богатстве калием, подтверждением чему является также описанная выше анортоклазизация приконтактовых участков эльджуртинского гранита. О богатстве магмы калием свидетельствуют и аляскитовые висячие зальбанды некоторых даек гранита во вмещающих породах.

Уникальным является небольшое тело пегматита с крупными листочками молибденита, встреченное А. В. Пэком (1962) среди гранита в одном из забоев в 40 м от контакта с мрамором. Исследуя контакт эльджуртинских гранитов с биотитовыми роговиками, Е. Е. Лисицына (1965$_2$) также обнаружила в эндоконтактовой зоне «пегматоидный» гранит и мелкозернистый гранит, несколько более кислый по сравнению с обычным. Г. Д. Афанасьев (1957) вообще считает вероятным существование пегматоидного, богатого калием, этапа в процессе эволюции магмы эльджуртинского гранита.

По своей структуре, составу и особенностям формы пегматоидные шлиры напоминают сингенетичные пегматиты. Подобно последним они содержат меньше редких элементов, чем вмещающий их гранит. Их образование, по-видимому, связано с наличием в магме отдельных участков, избыточно обогащенных калием и кремнием. Об этом же свидетельствует и наличие в районе южного контакта мелких миарол — от 1—2 мм до 1 см, стенки которых покрыты кристаллами калиевого полевого шпата и кварца.

Судя по тому, что пегматоидные шлиры обычно окружены огибающими их биотитовыми полосами, они являются образованиями магматическими, возможно, ликвационными. В гранитах Приморья, например, шлировые выделения образовались на последних этапах кристаллизации в участках, обогащенных щелочами и летучими (Коренбаум и др., 1970).

Особенности химизма пегматоидных шлиров находятся в полном соответствии с их минеральным составом: по сравнению с гранитом они содержат больше SiO_2 и особенно K_2O (до 7%) и меньше всех остальных элементов (табл. 99).

Пегматоидные шлиры наиболее значительно отличаются от эльджуртинского гранита по содержанию меди и свинца. Количество последнего в два раза выше, чем в эльджуртинском граните (табл. 100), что связано с высоким содержанием в этих шлирах калиевого полевого шпата. Содержание W и Mo существенно не меняется, в то время как количество других элементов — Sn, Zn, Zr, Nb, Sc, Be, F, концентрирующихся обычно в кристаллических решетках биотита или плагиоклаза,— понижено.

Таблица 99

Химический состав пегматоидных лейкократовых шлиров (в %)

Окислы	Эльджуртинский гранит (9)	Пегматоидный шлир		Окислы	Эльджуртинский гранит (9)	Пегматоидный шлир	
		1031	1092			1031	1092
SiO_2	69,92	70,46	75,16	CaO	2,15	0,90	1,12
TiO_2	0,39	0,12	0,09	Na_2O	3,28	3,10	3,58
Al_2O_3	14,78	15,90	13,24	K_2O	4,07	7,00	4,62
Fe_2O_3	1,62	0,37	0,07	H_2O^-	Не обн.	Не обн.	Не. обн.
FeO	1,67	0,82	0,95	H_2O^+	–	0,74	0,40
MnO	0,13	0,01	0,01	P_2O_5	0,24	Не. обн.	0,01
MgO	0,97	0,16	0,40	П.п.п.	0,78		
				Сумма	–	99,58	99,64

Таблица 100

Содержание рудных и редких элементов в пегматоидных шлирах эльджуртинского гранита (в г/т)

Элементы	Пегматоидные шлиры							Среднее содержание	
	Малого Мукулана					Эльджурту		в пегматоидных шлирах (7)	в эльджуртинском граните (111)
W	6,0	1,0	0,7	0,7	1,5	0,7	2,0	1,8	1,7
Mo	2,0	2,0	2,0	0,4	1,4	3,0	1,0	1,7	1,4
Sn	2,5	2,5	2,5	7,0	6,0	2,5	10,0	4,7	6,2
Zn	25,0	25,0	30,0	25,0	–	40,0	40,0	30,8	46,3
Pb	50,0	55,0	47,0	87,0	45,0	88,0	78,0	64,3	25,8
Cu	10,0	10,0	20,0	32,0	20,0	36,0	18,0	20,9	12,7
Zr	80,0	80,0	80,0	28,0	45,0	90,0	100,0	71,9	250,2
Nb	8,4	4,9	9,8	2,8	11,2	10,5	13,3	8,7	13,9
Ta	1,2	1,2	1,6	0,7	2,4	1,6	1,5	1,5	1,7
Sc	–	–	–	2,0	1,9	1,8	2,2	2,0	3,0
Ga	—	–	–	12,0	13,0	13,0	16,0	13,5	20,0
Be	1,5	2,0	1,5	1,5	4,0	2,0	3,0	2,2	4,4
Li	60,0	50,0	60,0	27,0	30,0	53,0	32,0	44,6	52,7
Rb	190,0	210,0	260,0	170,0	260,0	150,0	110,0	192,9	205,0
Cs	20,0	30,0	20,0	8,0	5,0	9,0	5,0	13,9	16,0
B	21,0	19,0	19,0	12,0	13,0	24,0	13,0	17,3	11,4
F	250,0	170,0	270,0	360,0	45,0	150,0	450,0	242,1	786,7

Более низкие содержания редких элементов по сравнению с вмещающим гранитом установлены и в синтенетичных пегматитах Норвегии (Bjöerlikke, 1937).

Минералы пегматоидных шлиров по сравнению с одноименными минералами материнского гранита содержат сходное или меньшее количество большинства редких и рудных элементов (табл. 101). Только в плагиоклазе и анортоклазе установлено повышенное содержание W, Cu и F, в два раза превышающее таковое в одноименных минералах гранита, хотя в самих шлирах содержание этих элементов равно (W) или ниже (F) по сравнению с материнскими гранитами. Несмотря на более низкое содержание в пегматоидных шлирах олова, содержание этого элемента в кварце пегматоидных шлиров в три, а в плагиоклазе — в десять раз выше, чем в одноименных минералах эльджуртинского гранита. По-видимому, это связано с преобладающим рассеянием олова в минералах, в то время как в граните присутствует касситерит, не обнаруженный в пегматоидных шлирах (табл. 102).

Акцессорные минералы шлиров. Особенности петрографического состава биотитовых шлиров, а именно бедность их плагиоклазом и богатство биотитом, является отображением их петрохимического своеобразия — низкого содержания натрия и кальция и высокого — титана, магния и особенно железа (табл. 95, 97). Это сказывается и на содержании акцессорных минералов, сложенных петрогенными элементами. Так, малое количество кальция в биотитовых шлирах имеет следствием отсутствие или меньшее содержание в них подавляющего количества Сасодержащих акцессорных минералов — эпидота, шеелита, повеллита, сфена и флюорита и только апатит и ортит встречаются в значительно большем по сравнению с вмещающим гранитом количестве. Последнее связано с более высоким, по сравнению с кларком, содержанием в биотитовых шлирах фосфора и редких земель. И если незначительное количество плагиоклаза способствовало образованию собственных редкоземельных минералов — ортита и монацита, то фтор, большая часть которого связана с обильным в этих шлирах биотитом, не мог образовывать значительных количеств флюорита или бастнезита.

Повышенное содержание железа в биотитовых шлирах привело к появлению магнетита, количество которого более чем в 380 раз превышает содержание этого минерала в эльджуртинском граните. В то же время количество других Fесодержащих минералов — лимонита, марказита, пирротина, арсенопирита, пирита — в биотитовых шлирах значительно меньше или они совсем отсутствуют.

Содержание титана в биотитовых шлирах в 1,5 раза больше кларкового, что наряду с несколько повышенным содержанием железа привело к образованию ильменита, количество которого здесь в 5 раз больше, чем во вмещающем граните. Другие Ti-содержащие минералы — анатаз, брукит, рутил, лейкоксен и сфен в биотитовых шлирах отсутствуют или содержатся в значительно

Таблица 101

Среднее содержание редких и рудных элементов в минерала. пегматоидных шлиров и эльджуртинского гранита (в г/т)

Минералы	W	Mo	Sn	Pb	Cu	Nb
Плагиоклаз шлиров	–	1,0	57,0	–	60,0	–
То же	1,7	0,7	15,0	–	10,0	4,9
Плагиоклаз гранита	0,9	0,8	5,0	–	15,0	7,9
Калиевый полевой шпат шлиров	1,7	0,7	–	63,0	11,0	11,2
То же	1,7	0,7	–	57,0	7,0	4,9
Калиевый полевой шпат гранита	0,9	0,8	–	62,4	13,8	4,9
Кварц шлиров						
То же	1,3	0,7	6,0	–	8,0	–
Кварц гранита	1,1	0,8	2,2	–	8,7	–

Таблица 101 (окончание)

Минералы	Be	Li	Rb	Cs	B
Плагиоклаз шлиров	–	–	–	–	–
То же	–	–	–	–	2,5
Плагиоклаз гранита	–	–	–	–	3,7
Калиевый полевой шпат шлиров	–	–	–	–	–
То же	–	–	380,0	9,0	–
Калиевый полевой шпат гранита	–	–	522,5	9,6	–
Кварц шлиров					
То же	0,7	21,0	–	–	–
Кварц гранита	0,7	21,0	–	–	–

меньшем количестве. Эти данные свидетельствуют о том, ч ду содержанием петрогенных элементов (в данном случае и Ti) и содержанием акцессорных минералов этих элеме ществует прямая зависимость.

Иная картина вырисовывается при сопоставлении соде минералов рудных и редких элементов (табл. 102). Несм сильно повышенное содержание в биотитовых шлирах Zn собственных минералов этих элементов в них не обна В значительно меньшем по сравнению с гранитом коли биотитовых шлирах содержатся минералы фтора (флюор чезают минералы вольфрама (шеелит и вольфрамит),

Таблица 102

Содержание акцессорных минералов в эльджуртинском граните и встречающихся в нем шлирах (в г/т)

Минералы	Гранит эльджуртинский (23)	Шлиры		Минералы	Гранит эльджуртинский (23)	Шлиры	
		биотитовые (2)	пегматоидные (2)			биотитовые (2)	пегматоидные (2)
Молибденит	0,6	0,5	0,1	Сфен	18,9	2,4	–
Повеллит	Ед.зн.	–	–	Рутил	0,3	–	Ед.зн.
Бейерит	То же	–	–	Анатаз	5,2	–	6,3
Вольфрамит	»	–	–	Брукит	0,2	–	–
Шеелит	0,2	–	–	Монацит	27,0	46,2	12,6
Касситерит	0,4	0,9	–	Ксенотим	0,6	–	11,0
Пирит	29,6	98,1	39,1	Гадолинит	Ед.зн.	1,1	–
Лимонит	25,1	–	–	Циркон	182,4	639,3	37,2
Марказит	9,2	–	–	Ортит	59,1	204,4	0,1
Халькопирит	1,8	4,9	0,2	Бастнезит	Ед.зн.	–	–
Малахит	Ед.зн.	–	–	Уранинит	1,2	0,6	–
Ковеллин	То же	–	–	Торит	0,1	–	Ед.зн.
Реальгар	»	–	–	Флюорит	14,6	7,7	–
Висмутин	»	–	–	Турмалин	Ед.зн.	–	2,3
Бисмутит	»	–	–	Апатит	208,8	923,4	33,5
Арсенопирит	8,6	0,5	–	Гранат	2,0	13,8	0,2
Пирротин	6,2	–	–	Эпидот	2,3	–	0,2
Сфалерит	0,9	–	Ед.зн.	Шпинель	Ед.зн.	–	–
Галенит	0,3	0,5	0,1	Корунд	0,2	1,1	Ед.зн.
Церуссит	Ед.зн.	0,5	–	Ставролит	Ед.зн.	–	–
Смитсонит	0,7	–	–	Графит	Ед.зн.	–	–
Англезит	Ед.зн.	0,5	–	Целестин	То же	–	–
Магнетит	10,3	3828,8	–	Кианит	–	54,7	–
Гематит	Ед.зн.	8,7	278,5	Топаз	–	1,3	–
Ильменит	34,2	169,7	0,1				
Лейкоксен	4,1	0,9	–				

(висмутин, бисмутит) и иттрия (ксенотим). Последний подобно выше перечисленным элементам также концентрируется преимущественно в биотите. Примером могут служить граниты Южной Калифорнии, биотиты которых содержат 226 г/т иттрия, а калиевые полевые шпаты и плагиоклазы только 4,7 и 8,4 г/т соответственно (Towell a. oth., 1965).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в биотитовых шлирах между содержанием редких элементов (в данном случае ниобия, цинка, лития, фтора, иттрия) и количеством собственных минералов этих элементов существует обратная зависимость: по-

вышенные содержания редких элементов не сопровождаются одновременным увеличением количества собственных минералов этих элементов.

Поскольку все перечисленные элементы могут входить в решетку биотита, замещая в ней магний, железо или титан, то возможности образования ими собственных минералов определяются не только их содержанием в магме, но и количеством минералов-носителей этих элементов, в данном случае биотита. Поэтому суждение о «металлогенической специализации» или «рудоносности» гранитной магмы, основывающиеся только на величине содержания элемента в породе, является неполноценным, если при этом не принимается во внимание содержание в породе минералов-носителей и содержание в них соответствующего рудного элемента. Известное исключение составляют Sn, Pb, Cu, содержание которых, равно как и касситерита, галенита и халькопирита, в биотитовых шлирах в 2 раза выше, чем в граните.

Как видно из изложенного, большие количества минералов-носителей отрицательно сказываются на возможности рудных и редких элементов образовывать собственные минералы, то есть на рудогенерирующей способности гранитов.

Минеральный состав пегматоидных шлиров более скуден, чем у материнских гранитов, отражая отсутствие влияния процессов дифференциации на концентрацию в них редких элементов. Это подтверждается и более низким содержанием в них большинства акцессорных минералов.

Не менее ощутима на примере пегматоидных шлиров и роль кристаллохимического фактора. Большое количество калиевого полевого шпата, в кристаллической решетке которого могли рассеиваться Pb, Mo, W, обусловило значительно меньшие содержания галенита и молибденита, а вольфрамит и шеелит вообще не обнаружены, несмотря на то, что содержание этих элементов в пегматоидных шлирах, особенно свинца, выше, чем в материнских гранитах. В то же время содержание ксенотима иногда в 20 раз выше, чем в материнских гранитах. Это может быть связано с практическим отсутствием в пегматоидных шлирах биотита, который является носителем иттрия (Towell a. oth., 1965).

Отличительной чертой минерального состава пегматоидных шлиров является высокое содержание пирита и, особенно, гематита. Участие летучих компонентов (F и B) в формировании пегматоидных шлиров было весьма незначительным, что выражается в пониженном содержании фтора, отсутствии флюорита и сильно пониженном количестве турмалина.

Приведенный материал позволяет судить о генезисе и геохимических особенностях шлировых обособлений. Последние, отличаясь от гранита по составу, могут обладать разнообразным генезисом. Они могут быть образованиями эндогенными (автолиты), возникшими в результате скопления цветных или лейкократовых составных частей гранитной магмы в процессе ее движения. Однако они

могут быть и инъекционными, метасоматическими или возникшими в результате ассимиляции гранитной магмой обломков вмещающих пород.

Отсутствие зон закалки на контакте шлиров и гранита не позволяет считать их за образования инъекционные. Свежесть минералов, слагающих гранит и шлиры, говорит против их метасоматической природы. Если бы их образование было связано с вплавлением чуждого материала, то следы ассимиляции должны были бы оставить свой более заметный отпечаток на общем облике гранита и на составе слагающих его минералов, в частности, на составе биотита. Как это уже отмечалось, биотиты гибридных гранитов характеризуются более высокими содержаниями Ti, Cr, Co, V. В биотите шлиров этого не наблюдается.

О том, что описанные шлиры представляют образования магматические, возникшие в результате сегрегации минералов в кристаллизующейся магме в процессе ее движения, говорит сходный, почти идентичный состав биотита шлиров и биотита гранита из центра массива.

Совпадение ориентировки шлиров и длинных осей ксенолитов и порфировых выделений полевых шпатов указывает на то, что они являются структурами директивными, образовавшимися в процессе движения магмы. Р. Болк (1931), описавший шлиры в гранитах Харней-Пик, считает их образованиями магматическими также на основании того, что они обтекают включения вмещающих пород в граните.

Наличие в граните, содержащем шлиры, такситовых текстур, выраженных в чередовании участков темных и светлых, мелко- и крупнозернистых, а также участков, обедненных или обогащенных порфировыми выделениями полевых шпатов, указывает на неустановившееся равновесие, на перемещение вещества в этих неоднородных приконтактовых участках гранитной магмы. Эта неоднородность в значительной мере обязана быстроте охлаждения приконтактовых участков и различной подвижности отдельных компонентов гранитной магмы.

Сильное преобладание калиевых минералов — биотита или анортоклаза в составе меланократовых или лейкократовых шлиров указывает на то, что их формирование происходило в участках, обогащенных наиболее подвижным компонентом гранитной магмы калием и, кроме того, фосфором и фтором (см. табл. 97, 99). Концентрация кальция в них была низкой, так как в противном случае отмечались бы появление роговой обманки в меланократовых шлирах и преобладание в лейкократовых шлирах среди порфировых выделений плагиоклаза.

Большая изоморфная емкость биотита в отношении ряда элементов определила концентрацию в биотитовых шлирах Sn, Li, Cs, Zn, Sc, Nb, Zr и т. д. В то же время в лейкократовых шлирах почти нет редких элементов, однако в них несколько накапливаются B и Pb. Если сравнить содержания редких и рудных элементов в

биотитовых шлирах с соответствующими кларковыми значениями, т. е. вычислить их коэффициент накопления, то окажется, что шлиры обеднены теми элементами (W, Be, B, Pb), которые входят в кристаллическую решетку полевых шпатов, в то время как в отношении других элементов могущих входить в кристаллическую решетку биотита (Sn, Cs, Li, Zr, F и др.), они выглядят как весьма «специализированные» гранитоиды.

В то же время далеко не всегда наблюдается прямая связь между повышенным содержанием элемента и количеством минерала этого же элемента в шлире, а следовательно и между повышенным содержанием элемента и способностью гранита к рудообразованию (табл. 98, 100, 102). Это указывает на большую роль в образовании акцессорных минералов кристаллохимического фактора (Власов, 1957), который может способствовать или препятствовать рассеянию в граните огромного количества рудных и редких элементов, заключенных в магме. Отрицательная роль изоморфного рассеяния прекрасно иллюстрируется результатами минерального анализа: несмотря на высокие содержания в биотитовых шлирах редких и рудных элементов, количество собственных минералов этих элементов в них значительно меньше, чем во вмещающем их граните (см. табл. 102).

Милониты. Механическое воздействие на эльджуртинский гранит привело к образованию в нем милонитов и зон дробления, которые впоследствии были доступны для циркуляции поздних растворов.

Милониты — вытянутые участки в различной степени развальцованного гранита — весьма неоднородны по своему строению. Существует серия переходов от огнейсованного и слабо милонитизированного гранита, содержащего много зерен катаклазированных минералов, которые иногда группируются в линзы и полоски, к настоящему милониту — черной плотной породе.

Линзы и полоски крупнозернистого гранита, заключенные в мелкозернистом агрегате катаклазированного материала, иногда смяты, а иногда обрезаны и смещены вдоль тонких трещин.

Границы милонитов с гранитом резкие (фиг. 18). Такой резкой границей может быть только плоскость скалывания. Действительно, при внимательном рассмотрении оказывается, что эти милонитовые зоны представляют сопряженную систему трещин скалывания.

Преобладающая ориентировка зон милонитизации — 310—320° СВ ∠60—80°, реже 40—50° ЮВ ∠60—70°. В своем распространении они тяготеют преимущественно к северному контакту Эльджуртинского массива, обрезанному Центральным сбросом, где достигают и наибольшей мощности — 5—10 см, хотя встречаются и в районе южного контакта. В центре массива они встречаются значительно реже и представлены уже маломощными, часто полого залегающими зонами черной афанитовой породы мощностью 0,5—1,0 см.

Изучение диаграмм оптической ориентировки кварца в милонитах, встречающихся в участках гранита, приуроченных к Центральному сбросу, позволило прийти к выводу, что направление перемещения по сбросу совпадает с линией падения плоскости сброса (Скрипченко, 1958).

Милониты — интересный пример деформации гранита. В поле и в шлифах в целом ряде случаев можно наблюдать постепенные переходы от эмбриональных стадий образования милонитов, выражающихся в образовании в граните темных тонких полос развальцованного биотита, к участкам, где эти полосы образуют систему пересекающихся потоков, и далее последовательно к участкам, где количество милонитизированного гранитного материала все более и более возрастает вплоть до образования темных пород афанитового облика.

Таблица 103

Содержание рудных и редких элементов в милонитах эльджуртинского гранита (в г/т)

№ проб	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta
1	1,0	0,7	6,0	80,0	37,0	16,0	300,0	17,5	1,9
2	0,7	0,7	3,0	80,0	22,0	6,0	240,0	16,1	1,6
3	0,7	0,7	8,0	90,0	40,0	9,0	240,0	17,5	1,7
4	0,7	0,4	16,0	80,0	80,0	76,0	68,0	18,2	1,4
5	1,0	0,4	8,0	80,0	34,0	14,0	140,0	16,8	1,7
6	2,0	1,6	15,0	120,0	54,0	21,0	230,0	14,0	2,2
Среднее (6) в эльджуртинском граните	0,8	0,6	9,3	88,3	44,5	23,7	203,0	16,7	1,8
(111)	1,7	1,4	6,2	46,3	25,8	12,7	250,2	13,9	1,7

Таблица 103 (окончание)

№ проб	Sc	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
1	10,0	30,6	2,0	30,0	250,0	30,0	7,0	1200,0
2	10,0	17,0	3,0	50,0	190,0	20,0	10,0	670,0
3	10,5	20,0	6,0	40,0	200,0	20,0	7,0	740,0
4	2,7	36,0	4,0	80,0	260,0	30,0	12,0	700,0
5	14,0	19,0	4,0	104,0	190,0	Не обн.	17,0	120,0
6	14,0	13,0	4,0	99,0	250,0	18,0	12,0	820,0
Среднее (6) в эльджуртинском граните	10,2	22,6	3,8	67,2	223,3	19,7	10,8	708,3
(111)	3,0	20,0	4,4	52,7	205,0	16,0	11,4	786,7

Таблица 104

Содержание рудных и редких элементов в измененных разностях эльджуртинского гранита (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Гранит ожелезненный	3,0	4,0	6,0	40,0	32,0	8,0	210,0	16,8	1,8	6,5	20,4	2,0	180,0	190,0	30,0	90,0	1200,0
То же	4,0	6,0	7,0	40,0	17,0	12,0	170,0	7,7	1,7	6,7	38,0	2,0	380,0	230,0	40,0	170,0	1100,0
»	5,0	7,0	4,0	50,0	40,0	14,0	200,0	8,2	1,5	5,0	25,2	1,5	180,0	210,0	60,0	80,0	850,0
»	5,0	2,0	5,0	30,0	26,0	17,0	240,0	18,2	2,0	6,8	33,2	1,5	50,0	190,0	20,0	40,0	1200,0
»	7,0	2,0	5,0	30,0	27,0	18,0	330,0	19,6	2,1	4,9	24,0	1,5	50,0	210,0	20,0	30,0	2000,0
»	3,0	10,0	4,0	25,0	20,0	11,0	300,0	15,4	1,8	4,9	34,4	2,0	20,0	170,0	20,0	20,0	1600,0
»	0,7	0,4	19,0	25,0	77,0	22,0	110,0	15,4	1,5	5,3	35,0	3,0	69,0	190,0	14,0	17,0	1200,0
»	0,7	0,6	5,0	100,0	51,0	13,0	100,0	16,1	2,0	5,2	28,0	3,0	51,0	200,0	14,0	12,0	1300,0
»	0,7	0,5	11,0	120,0	44,0	24,0	200,0	22,4	1,9	8,3	26,0	3,0	62,0	190,0	13,0	14,0	1400,0
»	0,7	0,6	20,0	100,0	58,0	32,0	140,0	16,8	1,8	4,9	16,0	3,0	63,0	190,0	26,0	13,0	1300,0
»	5,5	2,8	140,0	80,0	34,0	17,0	170,0	14,0	1,6	4,1	41,0	2,0	177,0	200,0	н/о	69,0	2100,0
Гранит окварцованный	6,0	1,0	42,0	50,0	32,0	35,0	140,0	13,3	0,7	–	–	5,0	30,0	270,0	20,0	7,0	190,0
То же	3,5	1,9	42,0	25,0	22,0	11,0	170,0	16,8	1,6	11,0	15,0	3,0	91,0	190,0	н/о	250,0	1300,0
Среднее:																	
в ожелезненном граните (11)	3,21	5,26	20,55	58,2	38,7	17,1	197,3	15,5	1,8	5,6	29,2	2,22	116,5	197,3	23,4	50,5	1386,4
в окварцованном граните (2)	4,75	1,45	42,0	37,5	26,0	23,0	155,0	15,05	1,15	11,0	15,0	4,0	60,5	230,0	10,0	128,5	745,0
в эльджуртинском граните (111)	1,7	1,4	6,2	46,3	25,8	12,7	250,2	13,9	1,7	3,0	20,0	4,4	52,7	205,0	16,0	11,4	786,7

Принимая во внимание наблюдающееся в шлифах изменение катаклазированной основной массы гранита, зоны милонитизации можно рассматривать как реальные пути проникновения постмагматических растворов. Поэтому особый интерес представляет сравнение полученных данных по содержанию рудных и редких элементов в зонах милонитизации с их средним содержанием в неизмененном эльджуртинском граните. Оказывается (табл. 103), что среднее содержание рудных и редких элементов несколько меняется: количество W и Mo, а также Zr и F в зонах милонитизации понижено, в то время как Zn, Pb, Cu — увеличивается вдвое, отражая в привносе этих элементов проявление низкотемпературной сульфидной минерализации. В отдельных случаях отмечается незначительное увеличение содержания олова (16 г/т), цезия (30 г/т) и фтора (1200 г/т) и особенно лития (104 г/т).

Однако масштабы процесса привноса-выноса различных элементов в процессе формирования милонитов, как видно из данных табл. 103, были весьма незначительны. Они более ощутимы при сравнении содержания рудных и редких элементов в зонах дробления эльджуртинского гранита, где циркуляция постмагматических растворов была более интенсивна.

Зоны дробления также пользуются преобладающим распространением в районах северного и южного контактов массива. Их мощность непостоянна — от 10—20 см до 3—10 м. В пределах этих зон гранит или сильно ожелезнен вдоль массы мелких трещинок, или превращен в бурую рыхлую массу. Реже в пределах этих зон наблюдается окварцевание гранита.

Слагающие гранит минералы испытывают сильное изменение. Биотит сильно разрушен, а в сильно трещиноватых полевых шпатах и особенно по стыкам зерен кварца наблюдаются многочисленные пластинки гематита и гидроокислы железа, придающие породе бурый цвет.

Зоны ожелезнения имеют линейную или концентрически зональную форму. Во всех случаях контакт их с гранитом резкий. По характеру изменения пород среди них можно выделить зоны фиолетово-красные (марганцевые) и желто-бурые (железистые).

Геохимической особенностью измененных гранитов из зон дробления является повышенное содержание ряда рудных и редких элементов, свидетельствующее об их привносе теми растворами, которые производили общее изменение гранита в пределах этих зон, подвергшегося позже окварцеванию, каолинизации или ожелезнению (табл. 104). В первую очередь следует отметить более высокие средние содержания W и Mo, количество которых увеличивается в 2 раза по сравнению с неизмененным гранитом, а в отдельных случаях достигает и более высоких значений — 7 и 10 г/т соответственно. Увеличиваются также средние содержания Zn, Pb, Cs и особенно Sn, а в окварцованных гранитах — Cu. Особенно большой величины достигают иногда частные содержания (в г/т): Sn — 140, Zn — 120, Pb — 77, Cu — 32. Из редких элементов в ожелезненных гранитах существенно повышены содержания Li, Cs, B и F. Их частные содержания достигают (в г/т): Li — 380, Cs — 60, B — 170, F — 2100. Содержание остальных элементов ниже среднего содержания или не существенно отличается от такового в неизмененном эльджуртинском граните.

Повышенным содержаниям бора иногда сопутствуют повышенные содержания Mo, а также Li, Rb и Cs, а фтора — W, а также Zr, Nb, Ta и Pb. Однако четкого характера эта зависимость не имеет. Полученные результаты (см. табл. 104) позволяют считать, что низкотемпературные растворы, циркулировавшие по трещинам и зонам дробления в эльджуртинском граните, содержали заметные количества различных, главным образом рудных элементов, в том числе вольфрама и молибдена. Однако источник этих элементов — были ли они заимствованы растворами в процессе их циркуляции из самого гранита, являются ли они производными сложных процессов дифференциации, сопровождающих кристаллизацию гранитной магмы, или они есть продукт самостоятельного рудогенерирующего очага — остается неясным.

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО МАССИВА

Для суждения о рудоносности интрузий или о глубине их эрозионного среза весьма важно знать характер пространственного распределения редких и рудных элементов и их минералов в пределах гранитных массивов. Это позволяет судить о распределении в кристаллизующейся магме рудного вещества, в том числе и редких элементов, о ее богатстве летучими компонентами, а также о способности редких элементов давать с ними подвижные соединения, которые могли накапливаться в верхних частях массивов.

Сведения о характере распределения редких и рудных элементов в вертикальных разрезах гранитных массивов сравнительно ограничены. Кроме того, отмечаемые изменения в целом ряде случаев вызваны или процессами метасоматоза (Калинин, 1969;

Сурков, Фельдман, 1970), или процессами гибридизма (Хасанов, 1970), активно проявляющимися именно в прикровлевых частях гранитных массивов. В то же время есть данные, что в однокилометровых вертикальных разрезах неизмененных гранитов каких-либо закономерных изменений содержаний подавляющего числа редких и петрогенных элементов не обнаруживается (Могаровский и др., 1969).

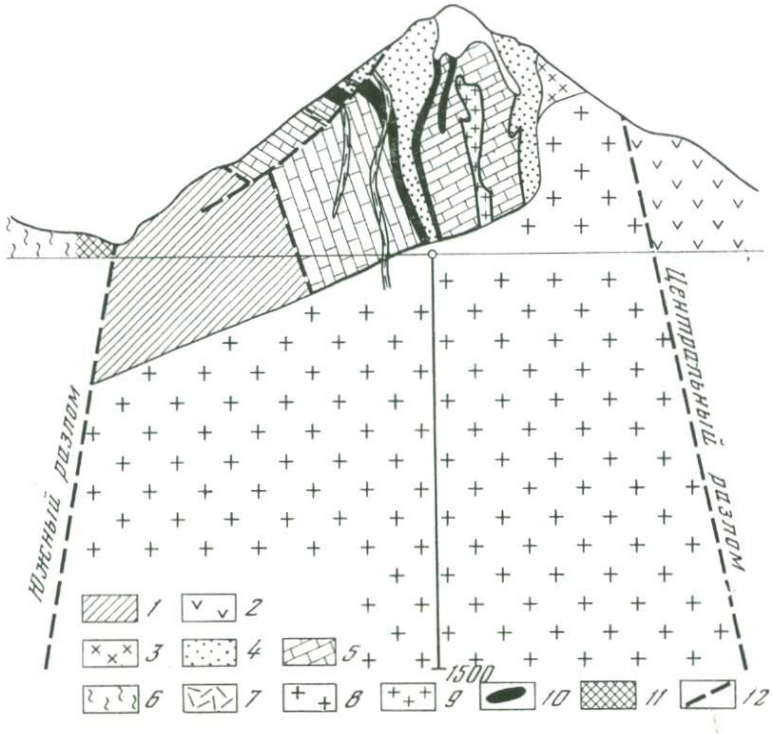
И хотя ранее уже и были опубликованы некоторые данные о распределении редких элементов и акцессорных минералов в двухкилометровом вертикальном разрезе Эльджуртинского массива (Родионов, Ляхович, 1960; Ляхович, 1962), большой интервал опробования — 400 м — не позволил уловить некоторых их характерных особенностей. Позже Г. Л. Одикадзе (1968) сообщил о некотором увеличении содержания рубидия, свинца и цинка в апикальных частях массива эльджуртинского гранита. Им же отмечается, что в биотите при общем равномерном распределении в нем большинства редких и рудных элементов наблюдается некоторое возрастание содержаний свинца, цинка и цезия по направлению к апикальным частям массива.

Хорошим источником информации, позволившим судить о роли процессов газовой дифференциации в столбе гранитной магмы, явился керн скв. 600, пробуренной в эльджуртинском граните на глубину 1500 м. Сама скважина была заложена в кровле эльджуртинского гранита из горных выработок нижнего горизонта месторождения (фиг. 19). Из керна скважины были отобраны пробы с интервалом в 25 м, которые были проанализированы на ряд петрогенных и редких элементов. Были проанализированы также выделенные из этих проб биотит и кварц. В дальнейшем изложении забой скважины — 0,0 м, устье — 1500 м.

Свежесть слагающих эльджуртинский гранит минералов, отсутствие заметных следов постмагматических изменений, слабое, локальное развитие явлений гибридизма, которые могли бы изменить картину первоначального распределения редких и рудных элементов, делают его благоприятным объектом для подобного рода исследований.

Петрографические особенности гранита. При документации керна скв. 600 выявляются некоторые петрографические особенности эльджуртинского гранита. Его подавляющая часть сложена серым порфировидным массивным гранитом. Однако встречаются участки, окраска которых меняется благодаря появлению розового полевого шпата. Наиболее заметно изменение окраски в нижней и средней частях разреза в интервале 200—330 и 1075—1100 м.

Серый массивный гранит систематически пересекается трещинами, поверхность которых слабо ожелезнена или хлоритизирована. Однако в интервалах 560—575, 1040—1070 и 1355—1375 м трещины ожелезнены заметно сильнее. Если трещины обычно чередуются через 2—3 м, свидетельствуя о матрацевидной отдельно-



Фиг. 19. Геологическое положение скважины в разрезе гранитного массива

1 — мулуканская свита; *2* — вулканогенная свита; *3* — кварцевые плагиопорфиры (трондьемиты); *4* — биотитовые роговики; *5* — мраморы; *6* — мигматиты; *7* — липариты; *8* — эльджуртинские граниты; *9* — лейкократовые гранитоиды; *10* — скарны; *11* — кристаллические сланцы; *12* — тектонические контакты

сти гранита, то в нижней части разреза встречена зона сильной трещиноватости, которая заключена в интервале 50—535 м и состоит из отдельных участков тонкоплитчатого гранита (каждый мощностью 25—45 м), в пределах которых трещины чередуются через 3—5 см. В верхней части разреза зона повышенной трещиноватости охватывает интервал 820—1250 м. Стенки трещин сильно ожелезнены и иногда содержат признаки слабой сульфидной минерализации. В интервалах 730—735 и 759—766 м установлена сильная карбонатизация слагающего гранит плагиоклаза. Последнее находит отражение и в увеличении содержания кальция в граните из этих участков.

На протяжении всего разреза в граните встречаются ксенолиты, особенно часто в верхней (1350—1450 м) и средней (1000—1100 м) частях разреза.

Петрографическая характеристика вертикального разреза может быть представлена цифрами количественно-минеральных подсчетов (табл. 105). Содержания породообразующих минералов

Таблица 105

Количественно-минеральный состав эльджуртинского гранита в вертикальном разрезе (в объемн.%)

Отметка (в м)	Биотит	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Микропегматит	Магнетит
1500	7,09	33,31	26,48	33,30	0,63	–
1475	7,08	33,32	24,85	35,44	–	0,30
1450	10,63	28,12	30,79	30,30	–	0,14
1425	9,22	31,91	22,50	25,52	10,41	0,41
1400	3,79	18,73	42,77	34,66	–	0,04
1375	17,46	36,75	20,01	25,66	–	0,12
1350	10,83	35,19	26,47	27,39	–	0,11
1325	8,05	49,22	24,01	18,43	–	–
1300	8,69	31,13	31,37	28,74	–	–
1275	7,07	36,99	25,70	30,22	–	–
1250	4,34	24,42	36,74	34,53	–	–
1225	5,85	36,47	20,18	37,32	–	–
1200	5,10	22,13	41,81	30,59	–	0,15
1175	6,97	25,07	30,98	34,66	2,00	–
1150	7,15	27,44	18,76	19,24	26,90	–
1125	4,75	45,40	25,88	21,67	1,89	–
1100	11,59	41,21	23,95	23,05	–	0,15
1075	9,15	36,95	28,10	24,47	1,13	0,19
1050	5,37	28,66	50,27	15,00	5,54	–
1025	11,24	36,64	24,22	26,24	1,63	0,04
1000	9,91	31,68	17,93	25,83	14,48	0,16
975	6,31	39,02	18,76	27,99	7,95	–
950	7,49	37,58	21,75	21,16	11,75	0,26
925	6,87	41,90	21,72	29,09	0,10	0,32
900	5,42	37,37	28,10	29,07	–	0,02
875	11,32	36,24	25,28	26,78	–	0,37
850	7,17	41,24	27,78	23,70	–	0,07
825	8,26	33,39	24,17	32,46	0,28	1,43
800	12,02	42,87	21,39	22,99	0,50	0,22
775	10,93	29,75	29,20	27,74	2,21	0,16
750	9,69	35,49	25,41	27,13	1,16	0,23
725	10,39	35,41	25,34	23,66	5,10	0,10
700	11,53	34,69	23,69	29,48	–	0,47
675	10,76	32,53	28,83	27,08	0,63	0,15
650	7,54	39,50	23,20	30,97	3,49	0,30
625	7,70	39,56	22,11	24,21	5,80	0,62
600	7,66	37,72	15,11	21,61	17,41	0,03
Среднее по разрезу (37)	8,17	34,73	26,36	27,23	3,27	0,18

довольно постоянны, хотя верхние части массива несколько обеднены биотитом и плагиоклазом и обогащены кварцем и анортоклазом по сравнению со средним по разрезу. Обогащение этими минералами апикальных частей массивов отмечалось также в Горном Алтае (Баженов, 1962) и Шотландии (Whitten, 1961).

Повышенные содержания биотита (9—17%) в граните фиксируются в виде отдельных зон, обычно совпадающих с повышенным количеством ксенолитов в граните (1000—1100 и 1350—1450 м). Участки гранита с повышенным содержанием магнетита (625—700 и 825—925 м) не совпадают ни с зонами трещиноватости, ни с участками, обогащенными ксенолитами.

Вторичные минералы, главным образом хлорит и мусковит, встречаются редко и преимущественно в верхних частях разреза. Кроме того, в граните, в интервале 200—300 и 700—766 м, встречаются зоны мощностью 0,5—1,0 м, в которых биотит сильно хлоритизирован, а плагиоклаз — серицитизирован или карбонатизирован. В таком измененном граните наблюдаются многочисленные выделения сульфидов и магнетита. Что касается железистости биотита, то, хотя она и довольно постоянна, можно заметить, что в нижней части разреза (0—475 м) она несколько выше и равна 61—66, а в верхней части — несколько ниже — 50—55 (табл. 106). Последнее может быть связано с некоторым увеличением содержания фтора в верхних частях разреза, который, как известно (Потапьев, 1964), при вхождении в решетку биотита понижает его показатель преломления.

Структура гранита на всем протяжении вертикального разреза не меняется. Однако микропегматитовые срастания кварца и калиевого полевого шпата наиболее часто встречаются в средней части разреза в интервале 925—1200 м. Возможно, это связано с тем, что в этом же интервале встречаются и розовые граниты, для структуры основной массы которых как раз и характерны графические срастания кварца и полевого шпата. Таким образом, уже микроскопическое изучение позволяет вскрыть элементы неоднородности в вертикальном разрезе эльджуртинского гранита, внешне весьма монотонного. Однако в их распределении не устанавливается четко выраженных тенденций, которые отмечаются в массивах, апикальные части которых несут заметные следы гибридизма или постмагматического изменения. На Памире, например, в вертикальном разрезе Лянгарского гранодиоритового массива в верхней части наблюдается увеличение количества зональных плагиоклазов и их основности, уменьшение степени триклинности калиевых полевых шпатов и увеличение железистости биотитов (Хасанов, 1970).

В Забайкалье в слабо эродированных массивах, по сравнению с глубоко эродированными, наблюдается изменение структуры от гипидиоморфнозернистой к гипидиоморфнозернистой с участками гранофирового строения, а также некоторое увеличение содержания K-Na полевых шпатов (Шеремет, 1970). Появление графиче-

Таблица 106

Характер изменения железистости биотитов в вертикальном разрезе гранитов Эльджуртинского массива

Отметка (в м)	Средний показатель преломления	Общая железистость	Отметка (в м)	Средний показатель преломления	Общая железистость
1500	1,665	67	950	1,658	61
1475	1,670	72	925	1,645	49
1450	1,671	73	900	1,652	55
1425	1,649	53	875	1,650	54
1400	1,648	52	850	1,650	54
1375	1,646	50	825	1,652	55
1350	1,648	52	800	1,649	53
1325	1,646	50	775	1,646	50
1300	1,644	48	750	1,650	54
1275	1,650	54	725	1,660	63
1250	1,652	55	700	1,650	54
1225	1,652	55	675	1,650	54
1200	1,644	48	650	1,650	54
1175	1,650	54	625	1,652	55
1150	1,648	52	600	1,652	55
1125	1,656	59	575	1,649	53
1100	1,654	58	550	1,654	58
1075	1,653	57	525	1,654	58
1050	1,652	55	500	1,656	59
1025	1,659	62	475	1,658	61
1000	1,647	51	450	1,659	62
975	1,654	58	425	1,658	61
400	1,662	64	175	1,641	46
375	1,668	70	150	1,662	64
350	1,664	66	125	1,656	59
325	1,662	64	100	1,663	65
300	1,656	59	75	1,662	64
275	1,660	63	50	1,658	61
250	1,664	66	25	1,661	63
225	1,652	55	0	1,662	64
200	1,664	66			

ских структур в верхних частях разрезов гранитных массивов отмечалось на Полярном Урале (Калинин, 1969). Эти данные свидетельствуют, таким образом, о том, что структура гранита, состав и содержание слагающих его минералов не остаются неизменными в вертикальном разрезе массива. По их особенностям

можно судить о роли и масштабах процессов ассимиляции и позднe- и постмагматических изменений, приводивших к возникновению неоднородного строения вертикальных разрезов гранитных массивов.

Распределение петрогенных элементов. Судя по данным табл. 107, можно установить некоторую дифференциацию в распределении петрогенных элементов в 1,5 км-ом вертикальном разрезе Эльджуртинского массива.

Довольно определенно фиксируется существование в рассматриваемом вертикальном разрезе нескольких зон, в пределах которых содержание петрогенных элементов значительно отличается от среднего по разрезу. Главная из них, определяемая отметками 650—850 м, характеризуется повышенным содержанием в граните Ti, Fe, Mg, Mn и Ca и гипсометрически совпадает с участками разреза, где граниты обогащены магнетитом, а плагиоклаз и биотит наиболее сильно изменены.

Выше и ниже этой зоны содержания петрогенных элементов претерпевают существенное изменение: кверху количества K, Mn, Fe и Ca устойчиво выше, а Na и Ti— ниже среднего по разрезу. Кроме того, ниже отметки 650 м существуют две узкие зоны 375—525 и 100—225 м, в пределах которых граниты также заметно обогащены Ti, Mg и Ca. Гипсометрически эти зоны почти точно совпадают с участками гранитов повышенной трещиноватости. Приведенный материал позволяет считать, что помимо несомненного обогащения K и Mn верхних частей гранитного разреза, общий характер первоначально более равномерного распределения петрогенных элементов в известной мере усложнен воздействием постмагматических растворов, циркулировавших по зонам трещиноватости в граните.

Сравнение характера распределения петрогенных элементов в горизонтальном и вертикальном сечениях массива показывает их значительное сходство (фиг. 20). Большинство петрогенных элементов характеризуется симметричным типом распределения как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях массива. Исключение составляет Mn, гистограммы которого характеризуются левоасимметричным типом распределения содержаний, и Mg, гистограммы распределения которого в вертикальном разрезе отличаются аномальной эксцессивностью, отражающей весьма незначительное колебание содержаний этого элемента. В целом, подобное сходство в характере распределения содержаний лишний раз характеризует эльджуртинский гранит как породу, весьма незначительно затронутую явлениями ассимиляции и позднe- и постмагматического изменения.

Из литературных данных следует, что наиболее часто наблюдаемым случаем является обогащение верхних частей гранитных массивов SiO_2, K_2O, MnO и обеднение CaO, MgO, TiO_2, $(FeO + Fe_2O_3)$. Подобные примеры были описаны для гранитов Горного Алтая (Амшинский и др., 1968), Полярного Урала (Калинин, 1969) и др.

Таблица 107

Содержание петрогенных элементов в вертикальном разрезе эльджуртинского гранита (в вес.%)

Отметка (в м)	Ti	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K
1500	0,20	1,50	0,43	0,03	1,35	2,75	4,03
1475	0,19	1,50	0,43	0,03	1,70	2,81	3,97
1450	0,17	1,55	0,33	0,03	1,20	2,25	4,22
1425	0,25	1,70	0,36	0,03	2,45	2,51	3,80
1400	0,17	1,20	0,30	0,03	1,33	2,51	3,73
1375	0,33	2,60	0,18	0,04	2,00	2,70	3,80
1350	0,18	1,55	0,40	0,03	1,23	2,90	3,55
1325	0,21	1,80	0,45	0,03	1,75	2,75	3,77
1300	0,22	1,80	0,39	0,03	1,70	2,75	3,83
1275	0,22	2,00	0,41	0,03	1,65	2,83	3,31
1250	0,18	1,63	0,37	0,03	1,55	2,83	3,57
1225	0,19	1,70	0,42	0,03	0,97	2,83	3,30
1200	0,14	1,37	0,31	0,02	1,30	2,67	3,67
1175	0,15	1,40	0,34	0,03	1,45	2,71	3,55
1150	0,21	1,70	0,42	0,02	1,60	2,57	3,43
1125	0,16	1,50	0,35	0,03	1,35	2,47	3,37
1100	0,21	1,80	0,43	0,03	1,20	2,83	3,43
1075	0,18	1,73	0,42	0,03	1,37	2,67	3,62
1050	0,19	1,70	0,41	0,03	1,35	2,75	3,62
1025	0,19	1,65	0,40	0,03	1,26	2,67	3,30
1000	0,20	1,83	0,42	0,04	1,50	2,75	3,27
975	0,20	1,80	0,37	0,03	1,27	2,67	3,43
950	0,19	1,70	0,38	0,03	1,30	2,85	3,50
925	0,21	2,30	0,39	0,03	1,52	2,50	3,63
900	0,20	1,80	0,38	0,03	1,10	2,57	3,63
875	0,18	1,90	0,34	0,03	0,82	2,53	3,70
850	0,18	1,73	0,35	0,03	1,27	3,03	3,37
825	0,22	1,90	0,38	0,03	1,45	2,55	3,39
800	0,23	1,90	0,44	0,03	0,15	2,61	2,51
775	0,21	2,00	0,43	0,03	1,50	2,85	3,43
750	0,35	2,60	0,70	0,04	2,05	2,85	3,85
725	0,42	2,90	0,80	0,05	1,57	2,81	3,90
700	0,28	2,10	0,60	0,03	1,95	2,77	2,97
675	0,32	2,00	0,58	0,03	1,85	2,91	3,55
650	0,32	2,10	0,55	0,03	2,30	2,40	3,91
625	0,16	1,40	0,35	0,02	0,95	2,71	3,57
600	0,17	1,35	0,38	0,02	0,90	2,65	3,43
575	0,14	1,30	0,32	0,02	1,00	2,65	3,57

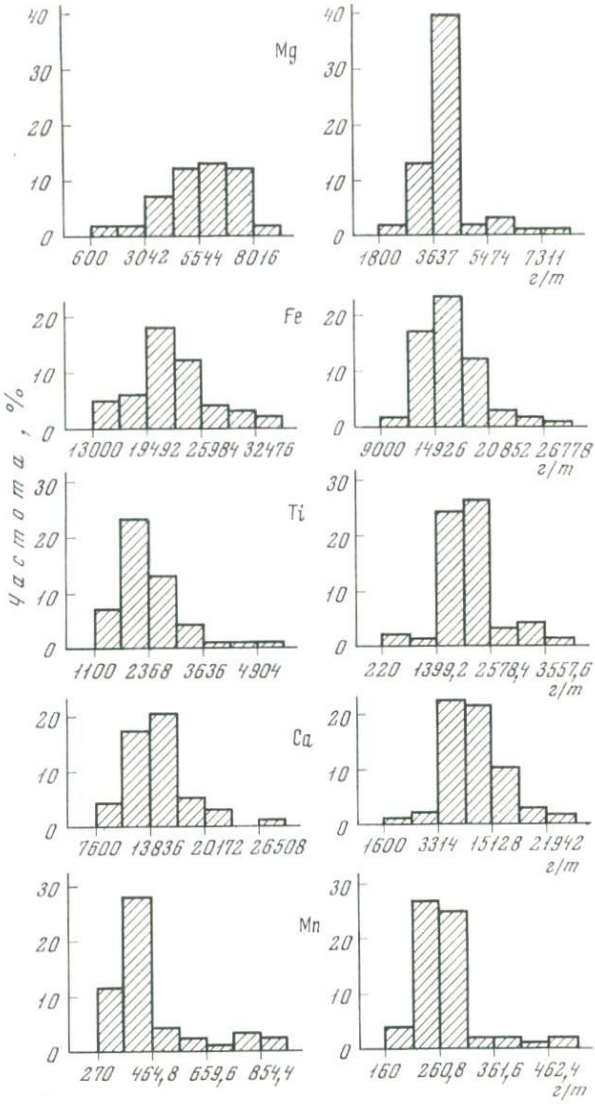
Таблица 107 (окончание)

Отметка (в м)	Ti	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K
550	0,12	1,10	0,25	0,02	0,72	2,80	3,41
525	0,27	1,65	0,42	0,02	1,30	2,77	3,50
500	0,25	1,40	0,42	0,05	1,70	3,25	2,68
475	0,27	1,40	0,46	0,03	1,50	2,92	3,51
450	0,25	1,40	0,42	0,03	1,35	2,98	3,20
425	0,24	1,40	0,47	0,03	1,10	3,00	3,30
400	0,24	1,40	0,42	0,02	1,15	3,00	3,38
375	0,24	1,37	0,42	0,02	1,10	2,97	3,46
350	0,19	1,50	0,39	0,03	1,05	2,98	3,47
325	0,19	0,90	0,40	0,03	0,92	3,14	3,72
300	0,20	1,50	0,43	0,03	0,95	3,13	3,32
275	0,20	1,50	0,37	0,02	1,05	3,12	3,36
250	0,18	1,40	0,35	0,02	0,97	2,64	3,43
225	0,22	1,50	0,42	0,03	1,45	3,06	3,81
200	0,23	1,60	0,43	0,03	1,17	2,90	3,33
175	0,21	1,50	0,41	0,02	1,07	3,02	3,29
150	0,22	1,60	0,42	0,02	1,00	3,10	3,82
125	0,21	1,60	0,38	0,03	1,07	3,03	3,81
100	0,22	1,40	0,40	0,03	1,02	3,02	3,49
75	0,19	1,30	0,36	0,02	0,98	3,15	3,37
50	0,18	1,20	0,36	0,03	0,90	3,02	3,37
25	0,19	1,50	0,40	0,03	1,05	2,93	3,36
0	0,20	1,40	0,40	0,03	1,10	3,12	4,00
Среднее по разрезу	0,21	1,63	0,41	0,03	1,31	2,80	3,52

Однако имеются и такие примеры, когда в апикальной части массива содержание K_2O уменьшается, а CaO — увеличивается. Это уже связано с ассимиляцией вмещающих пород в прикровлевой части массива и наблюдалось, например, в вертикальном разрезе Лянгарского гранодиоритового массива, Памир (Хасанов, 1970).

Распределение редких и рудных элементов. В отличие от петрогенных, распределение редких и рудных элементов в вертикальном разрезе гранитных массивов более непостоянно, так как зависит от многих факторов, удельная роль которых не всегда бывает достаточно выясненной.

Особый интерес представляло выяснение характера распределения W и Mo в вертикальном разрезе Эльджуртинского гранитного массива, поскольку с ним пространственно связано W-Mo месторождение, генетическая связь которого с указанным масси-



Фиг. 20. Гистограммы частот распределения содержаний петрогенных элементов в вертикальном (справа) и горизонтальном (слева) разрезах Эльджуртинского гранита

вом некоторыми исследователями ставится под сомнение. В то же время говорить о причастности гранита к оруденению можно с большей долей уверенности, установив факт накопления этих элементов в апикальной части Эльджуртинского массива.

Анализ особенностей распределения редких и рудных элементов в 1,5 км-ом вертикальном разрезе Эльджуртинского гранитного массива показал отсутствие систематически выдержанной

Таблица 108

Содержание рудных и редких элементов в вертикальном разрезе массива эльджуртинского гранита (в г/т) (по данным керна скв. 600)

Отметка (в м)	W	Mo	Sn	Pb	Zn	Cu	Nb	Ta	Zr	Be	Li	Cs	B	F
1500	0,7	0,7	3	25	40	23	14,0	1,7	200	3,6	46	0	11	710
1475	1,0	0,9	2	30	50	15	14,0	1,2	280	3,4	37	0	11	680
1450	3,0	5,4	6	30	40	11	14,0	2,1	280	4,8	74	10	15	650
1425	1,6	1,4	8	28	50	9	14,0	1,5	240	4,1	45	11	16	860
1400	2,6	1,9	3	25	30	7	14,0	1,9	170	5,3	45	16	15	480
1375	0,7	1,3	5	30	50	8	21,0	1,9	430	5,2	47	10	12	1300
1350	0,7	1,1	3	33	50	8	14,0	2,5	340	4,6	67	7	10	660
1325	0,7	1,4	2	22	30	7	14,0	1,8	310	4,9	47	14	10	680
1300	1,3	1,4	2	28	30	10	14,0	1,5	280	4,8	39	13	10	650
1275	1,6	0,6	2	29	30	10	14,0	1,6	220	6,1	44	15	12	650
1250	0,7	1,2	2	25	30	9	14,0	1,5	290	5,6	53	10	12	680
1225	1,0	1,2	2	22	20	9	14,0	1,2	260	4,8	58	10	10	660
1200	1,0	1,2	3	28	10	5	14,0	1,5	230	5,0	47	11	10	660
1175	2,2	1,5	6	48	30	9	14,0	1,2	280	5,1	34	11	6	680
1150	3,2	1,8	7	28	30	9	14,0	0,9	270	4,3	47	8	12	960
1125	2,4	1,3	8	42	50	10	14,0	2,1	220	5,2	41	10	9	710
1100	1,0	1,3	100	38	50	15	14,0	1,6	250	5,0	44	22	8	700
1075	1,0	1,9	17	50	60	11	14,0	1,8	270	4,6	32	11	7	650
1050	1,7	1,9	8	63	60	20	14,0	1,4	250	3,5	38	8	8	790
1025	0,7	0,9	9	26	30	16	14,0	1,3	320	5,0	47	10	8	550
1000	0,7	1,1	6	50	40	18	14,0	1,3	250	5,5	44	12	7	690
975	1,7	1,5	6	30	70	20	14,0	1,6	250	4,4	44	11	8	720
950	5,6	1,3	5	22	30	9	14,0	0,9	270	4,3	45	12	7	620
925	1,0	1,4	4	19	30	13	14,0	1,3	270	4,4	41	10	7	690
900	1,0	2,0	7	25	40	15	21,0	1,9	300	5,6	32	11	8	790
875	0,7	1,0	8	24	10	85	14,0	1,8	220	5,4	47	26	10	700
850	3,6	1,4	5	19	30	18	14,0	1,6	410	7,3	33	12	10	650
825	3,4	1,4	4	26	10	11	14,0	1,1	270	4,0	37	16	11	700
800	3,3	1,2	6	19	40	18	14,0	1,6	250	4,2	40	14	11	860
775	2,3	1,5	10	26	30	35	21,0	2,0	230	4,8	34	16	12	690
750	3,4	1,2	10	30	50	19	21,0	1,6	230	4,1	77	29	9	880
725	8,5	2,2	6	31	50	23	21,0	1,7	260	5,1	92	49	9	960
700	1,3	1,0	8	24	90	7	14,0	1,9	250	4,5	41	7	10	700
675	1,3	1,3	4	15	10	7	14,0	1,4	200	7,8	43	12	11	760
650	1,8	1,1	5	18	50	7	14,0	1,5	260	4,3	49	33	26	900
625	1,2	0,9	6	19	10	8	14,0	1,5	340	3,7	53	14	12	740
600	2,0	0,7	5	24	10	6	14,0	1,7	290	7,0	65	17	17	760
575	2,0	0,9	6	34	10	8	14,0	1,1	300	3,9	72	14	11	740
550	5,0	1,0	3	15	10	6	14,0	1,5	240	6,0	56	18	9	650

Таблица 108 (окончание)

Отметка (в м)	W	Mo	Sn	Pb	Zn	Cu	Nb	Ta	Zr	Be	Li	Cs	B	F
525	1,5	0,7	5	27	30	10	12,6	1,6	240	4,0	50	11	12	580
500	2,0	0,7	11	46	100	29	15,4	2,1	200	4,0	63	9	16	700
475	1,5	0,7	5	27	60	12	17,5	2,1	270	4,0	66	8	10	760
450	1,5	1,0	7	34	50	11	14,7	1,7	210	4,0	58	8	10	660
425	1,5	0,7	9	41	40	10	14,7	1,7	230	3,0	60	11	12	880
400	1,5	0,7	7	25	40	16	18,2	2,3	240	5,0	61	16	11	660
375	2,0	0,7	6	27	40	15	16,1	1,9	220	3,0	56	18	12	840
350	1,5	0,7	6	19	30	14	13,3	1,7	300	3,0	48	10	10	620
325	1,5	2,0	7	28	40	14	14,7	1,8	330	5,0	60	15	12	590
300	1,5	0,7	7	26	50	14	14,0	1,6	340	4,0	60	16	9	630
275	1,5	0,7	7	19	40	15	23,1	1,6	270	3,0	72	16	10	560
250	1,5	0,7	5	19	40	10	13,3	1,8	350	5,0	62	12	11	550
225	1,5	0,7	4	22	50	10	11,9	1,5	320	4,0	44	17	13	550
200	1,5	0,7	9	32	70	14	12,6	1,2	320	4,0	55	20	12	600
175	1,5	0,7	9	28	40	11	14,7	1,3	350	5,0	68	6	12	560
150	2,0	0,7	8	36	60	11	18,2	1,3	350	4,0	79	10	12	600
125	1,5	0,7	8	27	50	10	15,4	1,6	280	4,0	52	5	9	560
100	3,0	0,7	7	38	60	15	19,6	1,6	270	6,0	64	12	9	710
75	1,5	0,7	8	24	50	8	16,8	1,8	300	4,0	68	15	11	620
50	1,5	0,7	8	42	50	6	16,8	1,5	300	3,0	68	10	9	500
25	2,0	0,7	5	28	50	10	17,5	1,4	340	4,0	82	8	9	620
0	1,5	0,7	6	31	50	9	14,0	1,3	350	4,0	82	12	10	500
Среднее по разрезу (61)	1,9	1,7	6	29	41	13	15,2	1,6	276	4,6	53	13	11	695

тенденции к повышению или понижению содержаний отдельных элементов по направлению к верхней части разреза. В то же время со всей очевидностью устанавливается существование отдельных зон, в пределах которых отмечаются повышенные содержания различных групп редких элементов по сравнению со средним по разрезу (табл. 108). Причины, вызвавшие появление подобных зон, заключаются в особенностях минерального и петрохимического составов гранита, а также, несмотря на его свежий облик, в различной измененности отдельных его участков. Кроме того, в вертикальном разрезе массива наблюдается определенное отличие в распределении рудных и редких элементов.

Редкие элементы — Li, Cs, Nb, Ta, Zr — отчетливо концентрируются в гранитах нижней части разреза, в интервале 0—600 м. Выше по разрезу преобладают более низкие содержания и только в интервале 1325—1450 м вновь наблюдаются повышенные со-

держания Ta и Zr. Следует отметить, что в этом же интервале повышенные содержания характерны для B и F. Подобное увеличение содержаний на таком незначительном интервале, по-видимому, обязано повышенному содержанию здесь биотита, в котором концентрируются Ta и F. Роль газового переноса, как механизма, способного создавать концентрации рудных и редких элементов, была ничтожна, о чем свидетельствуют низкие содержания B и F. Правда, повышенные содержания фтора еще установлены в средней части разреза в интервале 575—800 м, однако они, по-видимому, имеют вторичную природу, так как к этому же интервалу приурочены участки гранита, содержащего карбонатизированный плагиоклаз и хлоритизированный биотит.

Среди редких элементов наиболее кучно группируются повышенные содержания лития. Его практически непрерывно повышенные содержания характерны для интервала 0—600 м и полностью совпадают с нижней зоной трещиноватости гранита. Не исключено, что и эти высокие содержания являются наложенными, так как вода фонтанирующей скв. 104, забой которой был остановлен также в сильно трещиноватом эльджуртинском граните, содержала литий.

Из других особенностей распределения редких элементов в вертикальном разрезе следует отметить весьма монотонное распределение бериллия и обычно сопряженно повышенные содержания ниобия и тантала.

Несколько отличная картина выявляется при анализе особенностей распределения рудных элементов. По данным табл. 108 можно говорить о существовании 5 зон (снизу—вверх), в пределах которых содержания рудных элементов повышены.

1. Нижняя зона с интервалом 50—200 м; включает повышенные концентрации (по сравнению со средним по разрезу): Sn, Pb, Zn, редко — W и Cu.

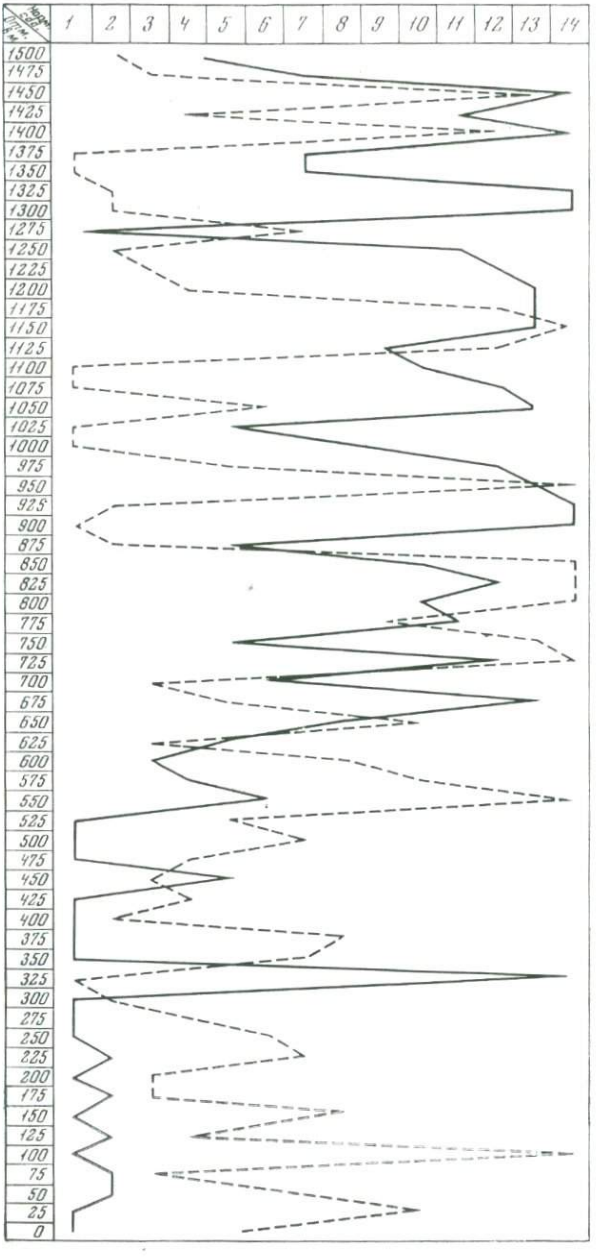
2. Зона с интервалом 425—500 м; включает повышенные концентрации тех же рудных элементов — Sn, Pb, Zn, отчасти Cu.

3. Зона с интервалом 700—900 м; включает повышенные концентрации W, Cu, спорадически — Sn, Pb, Zn.

4. Зона с интервалом 975—1175 м; включает повышенные концентрации большинства рудных элементов — W, Mo, Sn, Pb, Zn, Cu.

5. Верхняя зона с интервалом 1400—1450 м; включает повышенные содержания W и Mo, иногда Sn и Zn.

Такое же неоднородное строение вырисовывается и при анализе графика относительных нормированных содержаний W и Mo в вертикальном разрезе Эльджуртинского массива (фиг. 21). Данные графика убедительно свидетельствуют о том, что W и Mo ведут себя как элементы-антагонисты, т. е. относительно высокие содержания W сопровождаются относительно низкими содержаниями Mo и наоборот. При этом в верхней части разреза отмечается явное доминирование молибдена над вольфрамом. С увеличением глубины указанная тенденция постепенно меняется на обрат-



Фиг. 21. График относительных нормированных содержаний W (пунктир) и Mo (сплошная линия) среди 14 рудных и редких элементов в вертикальном разрезе Эльджуртинского гранитного массива

ную; так, начиная с глубины 1000 м от поверхности, относительные содержания W всюду выше таковых для Mo. Отклонение от этой зависимости наблюдается только в верхней «пачке» пород мощностью 125 м, где изменения содержания W и Mo происходят однонаправленно.

В целом приведенный график демонстрирует существенную геохимическую неоднородность в распределении содержаний W и Mo в вертикальном разрезе Эльджуртинского массива. Для W и Mo устанавливается по шесть узких зон, в пределах которых содержания этих элементов скачкообразно возрастают (фиг. 21).

Подобное чередование зон, обогащенных редкими элементами, с зонами, обогащенными рудными элементами, может быть вызвано несколькими причинами. Отчасти выявленная геохимическая неоднородность может являться следствием существования в массе серого гранита участков розового. Как уже упоминалось к числу геохимических особенностей этих разновидностей относится преимущественная концентрация рудных элементов в сером, а редких — в розовом гранитах. Это относится как к породе в целом, так и к слагающим ее минералам.

С другой стороны, незакономерное распределение содержаний редких и рудных элементов во многом обязано, по-видимому, воздействию поздних растворов, циркулировавших по зонам трещиноватости в граните, что устанавливается по хлоритизации и ожелезнению стенок трещин, карбонатизации плагиоклаза, превращении гранита в узких (1—2 см) зонах в рыхлую каолинизированную массу. Именно к таким зонам приурочены повышенные содержания преимущественно рудных элементов.

Наблюдающиеся в отдельных случаях ураганные содержания, намного превышающие среднее (в г/т): Sn, Zn — 100, Cu — 85, F — 1300, несомненно связаны с присутствием собственных минералов этих элементов.

Сравнение средних содержаний рудных и редких элементов в горизонтальном и вертикальном сечениях Эльджуртинского гранитного массива показало почти полное их совпадение (табл. 109). Некоторое исключение составляют Pb и Zr, содержания которых несколько повышены, и Cs и F, содержания которых понижены в граните из вертикального разреза. Возможное объяснение этому — меньшее содержание биотита и большее — калиевого полевого шпата в наиболее высоко расположенных участках гранита.

Визуальный анализ гистограмм распределения рудных и редких элементов, построенных по данным анализа проб гранитов, отобранных по поверхности (50 проб — горизонтальное сечение) и по скважине (61 проба — вертикальное сечение), пробуренной в Эльджуртинском массиве, позволили выявить группы элементов, характеризующиеся только им присущими особенностями распределения содержания в зависимости от их положения в массиве (фиг. 22).

Таблица 109

Среднее содержание рудных и редких элементов в различных разрезах Эльджуртинского массива (в г/т)

Элементы	Горизонтальный (50)	Вертикальный (61)	Элементы	Горизонтальный (50)	Вертикальный (61)
W	1,4	1,9	Ta	1,8	1,6
Mo	1,0	1,7	Be	4,2	4,6
Sn	6,5	6,0	Li	52,7	53,0
Pb	21,9	29,0	Rb	205,0	–
Zn	43,8	41,0	Cs	19,6	13,0
Cu	12,4	13,0	B	11,9	11,0
Zr	222,4	276,0	F	899,6	695,0
Nb	12,3	15,2			

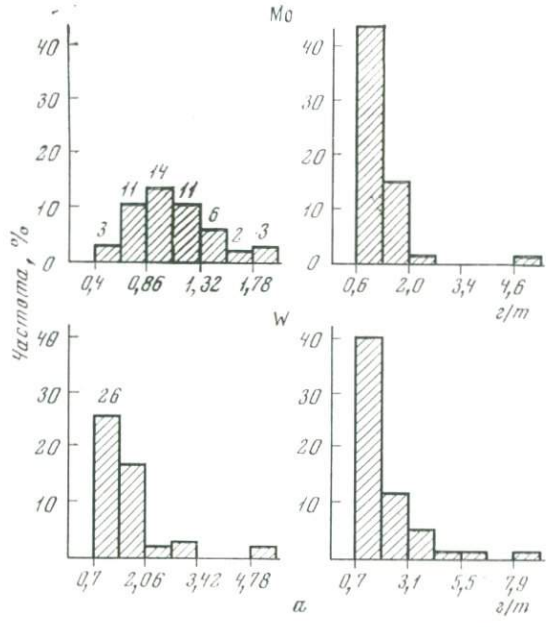
1. Элементы с относительно симметричным типом распределения, близким к нормальному закону. По горизонтальному сечению таким распределением характеризуются Mo, Ta, Li, Cs, B. Эти же элементы в вертикальном разрезе характеризуются: Mo и B — полимодальным, Li и Cs — левоасимметричным типом распределения (устойчивы низкие содержания), Ta сохраняет симметричный тип распределения.

2. Элементы с левоасимметричным типом распределения, близким к логнормальному закону. В горизонтальном сечении в такую группу входят Sn, Pb, Cu и, по-видимому, Zn и Be. В вертикальном разрезе Cu обладает уже полимодальным, Zn — симметричным, а Sn, Pb и Be сохраняют левоасимметричный тип распределения.

3. Элементы, характеризующиеся бимодальным и даже полимодальным (трехвершинным) типом распределения. В горизонтальном сечении массива трехвершинный тип распределения характерен для Nb, а бимодальный для W и F. В вертикальном сечении эти элементы обладают левоасимметричным распределением с резко выраженной эксцессивностью.

Таким образом, в вертикальном разрезе большое количество элементов — W, Sn, Pb, F, Nb, Li, Cs, Be — обладает левоасимметричным распределением, отражающим устойчивость их низких содержаний. Появление бимодального распределения у Mo, Cu и B, возможно, связано с воздействием тех растворов, которые обусловили своеобразное «полосчатое» распределение рудных и редких элементов в вертикальном разрезе (фиг. 21).

Приведенные данные свидетельствуют, по-видимому, о первоначально достаточно равномерном распределении редких и рудных элементов в вертикальном разрезе, которое позже было нарушено воздействием постмагматических растворов, циркулировавших по зонам трещиноватости в граните и привносивших с собой главным образом рудные элементы. Наличие сухих при-



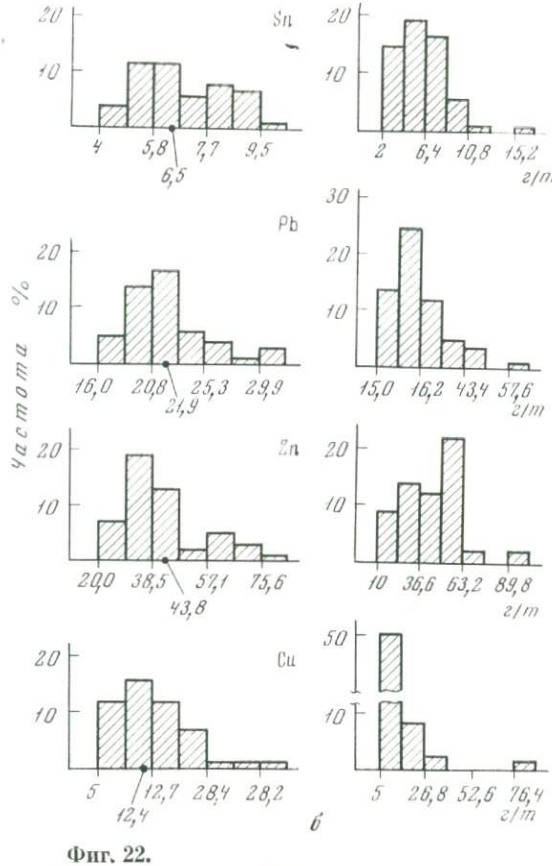
Фиг. 22. Гистограммы частот распределения содержаний рудных и редких элементов в вертикальном (справа) и горизонтальном (слева) разрезах

а — молибдена и вольфрама;

мазок молибденита на стенках трещин эльджуртинского гранита свидетельствует в пользу этого предположения.

Следует отметить, что примеры, свидетельствующие о существовании равномерного распределения редких элементов, встречаются довольно редко. Так, в однокилометровых вертикальных разрезах роговообманково-биотитовых и биотитовых гранитов Гиссарского плутона какой-либо четко выраженной тенденции к линейному возрастанию или уменьшению содержаний урана и тория, а также F, Pb, Li, Cu, Sn, Sr, Ga в верхней части разреза, за исключением некоторого увеличения содержания скандия, не обнаружено (Могаровский и др., 1969, 1971).

В последнее время описаны случаи пониженного содержания редких элементов в верхних частях гранитных интрузивов. Это связывают с интенсивной дегазацией отдельных участков гипабиссальных интрузивов. Примером может служить дегазированная фация биотитовых гранитов Соктуйского массива, которая обеднена фтором, литием, рубидием, таллием, бериллием, оловом и танталом, т. е. теми элементами, которые обычно интенсивно концентрируются в апикальной части интрузивов (Таусон и др., 1970). По оценке Л. Л. Петрова (1970), в Соктуйском массиве среднее содержание бериллия на каждые 100 м по вертикали уменьшается на 2,5 г/т. В интрузиях с меньшим содержанием летучих этот



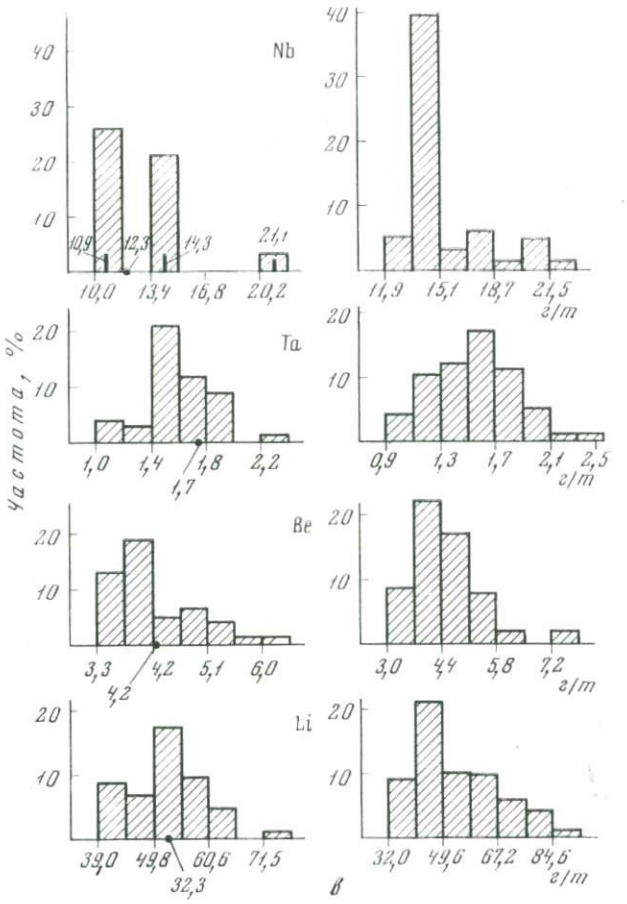
Фиг. 22.

б — олова, свинца, цинка и меди;

градиент оценивается им в 1 г/т на 100 м. Быть может с этим связано и то, что граниты глубинных фаций массива Акчатау характеризуются более высокими содержаниями вольфрама, фтора и хлора по сравнению с породами апикальных фаций (Митрофанская, 1970).

Более обычными являются случаи обогащения верхних частей разрезов гранитных массивов рядом редких и рудных элементов, хотя природа этого обогащения и не всегда остается выясненной. По данным некоторых авторов (Азимов и др., 1970), при переходе от глубинных фаций куюндинских гранитоидов к их апикальным выступам наблюдается трехкратное увеличение содержания урана (от 1,4 до 4,0 г/т) и тория (от 8 до 24 г/т).

Весьма показателен пример вертикальной миграции олова, приведенный И. Н. Говоровым (1970), согласно которому в интервале абсолютных высот 850—1650 м содержание олова в гранитах меняется от 5,8 г/т на глубине до 24,8 г/т в апикальной части интру-

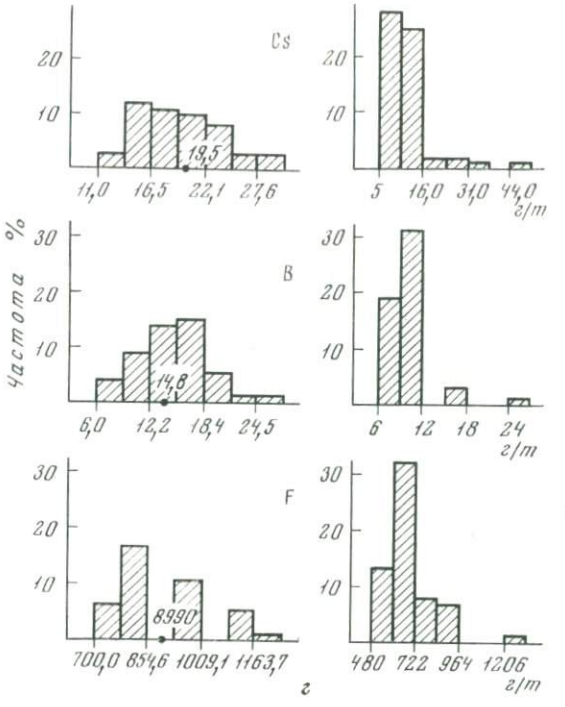


Фиг. 22.
в — ниобия, тантала, бериллия, лития;

зива. Здесь несомненна большая роль летучих компонентов. В вертикальном разрезе (1,5—1,7 км) гранитных массивов Юго-Западного Памира наблюдается обогащение фтором гранитов апикальных частей по сравнению с глубинными; с 1400 до 3400 г/т (Негрей, 1970).

Эти примеры свидетельствуют о наличии первичной или вторичной вертикальной геохимической зональности в рудоносных гранитных массивах.

Редкие и рудные элементы в породообразующих минералах. Реальность механизма эманационного накопления рудных элементов в интрузивах доказывется фактами последовательного возрастания концентраций рудных элементов в породообразующих минералах по мере приближения к апикальным частям интрузивов. Например, для рудоносного гранитоидного интрузива Светлый (Приморье) Г. Б. Левашевым установле-



Фиг. 22.

г — цезия, бора и фтора

но повышение содержания олова в биотите от 3,6 (абс. отметка выхода 850 м) до 94 г/т (абс. отметка 1400 м). Для Верхнеурмийского гранитного массива в Баджальском хребте Н. С. Кравченко отметил повышение содержания олова в биотите от 40 (абс. отметка 850 м) до 260 г/т (абс. отметка 1650 м) (Говоров и др., 1970).

Биотиты из глубинных частей Западно-Иультинского массива содержат бора 80—90 г/т, а из апикальных частей меньше — 41—60 г/т (Соболев, 1970). В биотитах Лянгарского массива по направлению к породам апикальной части увеличивается содержание Be, Sc, Pb, Sn, Ga, Cu и уменьшается — Zn, Zr, Nb (Хасанов, 1970). В полевом шпате из более высоких горизонтов гранитных массивов Полярного Урала увеличивается содержание Be и La и уменьшается Ga и Ba (Калинин, 1969).

В эльджуртинском граните не наблюдается четко выраженной тенденции к постепенному обогащению редкими или рудными элементами биотита из верхних частей разреза. В то же время можно заметить известную зональность, вызванную наличием участков, в пределах которых биотит характеризуется более высоким или более низким содержанием этих элементов по сравнению со средним по разрезу (табл. 110). Всего можно выделить несколько

Таблица 110

Содержание редких элементов в биотите из вертикального разреза Эльджуртинского гранитного массива (в г/т)

Отметка (в м)	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta	Li	Cs	B	F
1500	1,5	2,0	14	430	8	52	161	15,6	320	28	10	4500
1475	—	2,0	21	360	10	17	182	—	390	31	11	3800
1450	3,0	2,0	39	250	18	18	175	—	380	49	10	3900
1425	2,0	2,0	21	160	13	37	112	—	430	55	13	3500
1400	—	4,0	46	440	22	16	161	15,6	520	50	19	3600
1375	1,5	3,0	26	250	16	19	119	—	400	44	20	2300
1350	1,5	4,0	46	430	38	13	70	—	500	45	17	4200
1325	1,5	2,0	33	500	7	16	119	12,3	410	140	18	4700
1300	6,0	2,0	31	480	30	19	119	13,9	470	92	12	4500
1275	2,0	5,0	59	550	33	18	105	12,3	610	78	14	5600
1250	—	5,0	41	480	40	25	112	—	520	87	14	3900
1225	1,5	2,0	27	200	22	13	154	18,9	540	89	15	4800
1200	2,0	3,0	41	200	14	12	112	14,7	490	55	15	4800
1175	2,0	3,0	55	280	11	70	91	14,7	340	52	12	5000
1150	6,0	3,0	52	270	14	37	126	12,3	390	31	11	5000
1125	—	3,0	85	540	36	20	91	—	450	54	13	4300
1100	1,5	2,0	90	560	19	110	168	10,7	380	120	12	4500
1075	2,0	2,0	60	460	20	50	119	13,1	360	72	11	3300
1050	—	1,0	32	370	21	65	98	—	320	51	13	4000
1025	1,5	1,0	49	330	16	13	119	9,8	320	67	11	4500
1000	1,5	2,0	49	380	20	25	105	7,4	320	68	12	4200
975	1,5	2,0	60	400	21	13	91	9,0	400	66	12	3600
950	1,5	1,0	54	550	12	15	112	8,2	500	66	10	3600
925	—	2,0	80	540	7	16	126	—	350	58	14	4000
900	1,5	2,0	78	560	12	23	147	7,4	340	76	11	4300
875	—	2,0	85	520	19	25	129	—	440	150	12	4300
850	—	4,0	92	640	23	21	112	—	340	36	16	9200
825	2,0	3,0	78	470	15	16	126	7,4	340	66	11	5200
800	1,5	2,0	95	550	19	19	112	—	390	53	11	4500
775	3,0	1,0	62	680	17	25	105	—	350	120	11	3700
750	—	2,0	55	620	14	18	140	—	550	120	13	6200
725	—	5,0	81	780	28	18	161	—	530	150	14	5800
700	2,0	3,0	75	720	22	22	126	—	480	36	—	5600
675	—	2,0	65	400	15	18	112	—	420	71	—	5200
650	—	0,7	49	450	14	45	105	—	360	52	—	4800
625	1,5	6,0	62	600	170	36	77	—	380	80	—	4200
600	—	1,0	50	540	14	15	126	—	520	91	10	4800
575	2,0	4,0	85	640	34	18	105	9,8	600	120	10	6200
550	—	2,0	81	530	24	15	119	—	370	120	—	6200
525	—	2,0	31	230	17	7	105	8,2	440	42	—	4800

Таблица 110 (окончание)

Отметка (в м)	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta	Li	Cs	B	F
500	1,5	1,0	36	430	14	20	133	—	480	56	—	9000
475	1,5	2,0	37	200	12	8	42	10,7	430	39	—	4800
450	6,0	3,0	90	400	22	22	147	11,5	600	56	10	4600
425	1,5	2,0	49	360	13	10	119	10,7	500	49	10	4500
400	1,5	2,0	33	210	10	12	147	10,7	480	64	10	4500
375	1,5	2,0	43	200	13	8	133	12,3	480	52	—	4000
350	4,0	1,0	45	540	10	5	126	9,8	510	78	—	4000
325	—	1,0	47	580	10	5	140	—	610	85	—	5000
300	1,5	3,0	22	300	14	5	175	11,5	560	85	—	4700
275	1,5	3,0	26	440	12	3	119	10,7	730	110	—	4000
250	1,5	3,0	58	310	12	9	140	11,5	520	77	—	4900
225	—	1,0	49	540	14	8	119	9,0	360	71	—	9400
200	2,0	3,0	60	290	9	10	112	9,0	500	80	—	4700
175	2,0	1,0	50	430	8	9	105	11,5	590	42	—	5800
150	1,5	2,0	73	480	6	10	133	11,5	840	50	—	4700
125	1,5	1,0	50	480	6	12	112	13,9	550	54	—	6200
100	1,5	3,0	52	280	9	8	147	12,3	610	65	—	–
75	—	2,0	95	500	6	10	189	—	700	98	—	–
50	2,0	2,0	62	560	9	—	154	13,1	550	71	—	–
25	1,5	3,0	53	300	9	8	147	14,7	750	78	—	6200
0	1,5	1,0	60	600	13	16	175	—	600	66	—	–
Среднее	2,1	2,4	54,5	438,8	16,2	19	125,7	11,5	473,9	71,4	12,6	4838

Примечание: — элемент не определялся.

таких зон, в общем совпадающих с зонами повышенного содержания этих элементов в граните (см. табл. 108). Так повышенные содержания в биотите лития также фиксируются в нижней части разреза в интервале 0—450 м, фтора — в интервале 525—850 м, цезия — 200—325 и ниобия — 0—500 м.

Биотит из верхних частей разреза (1200—1500 м) несколько обогащен (по сравнению со средним по разрезу) B, Ta, Nb, Li, Cs. Однако в самом граните повышенных содержаний последних трех элементов не фиксируется. В то же время повышенное содержание фтора в граните верхней части разреза (1375—1500 м) не находит отражения на составе биотита и, по-видимому, обязано присутствию акцессорного флюорита.

Что касается рудных элементов, то их содержание в биотите также подвержено известным колебаниям. Последние не обладают выдержанной тенденцией, указывающей на уменьшение или уве-

личение этих содержаний в зависимости от глубины. Характер их изменения скорее указывает на существование ряда зон, в пределах которых биотит содержит больше или меньше того или иного рудного элемента по сравнению со средним по разрезу.

Можно выделить три такие зоны.

Нижняя зона 0—350 м; включает спорадически встречающиеся повышенные концентрации Mo, Sn и Zn; повышенных содержаний Pb в биотите не установлено и поэтому некоторая его концентрация в граните нижних частей разреза, вероятно, обусловлена присутствием галенита;

средняя зона 550—950 м; включает стабильные повышенные концентрации, главным образом Sn и Zn, остальные элементы в более узких интервалах: Mo — 575—725, Cu — 625—900, Pb — в виде очень узких зон, объединяемых интервалом 550—900 м;

верхняя зона 1050—1400 м; самая неоднородная по насыщенности биотита рудными элементами; наиболее стабильно повышены содержания Mo в интервале 1125—1400 и Pb — 1050—1350 м; для остальных элементов эти зоны имеют меньшую мощность: Sn — 1075—1125, Zn — 1075—1125 и 1250—1325, Cu — 1050—1175 м.

Хорошего совпадения этих зон с участками гранита, обогащенного рудными элементами, не наблюдается. В более общем виде приведенные данные свидетельствуют о том, что рудные элементы, концентрируясь в биотите всех трех выделенных зон, в большем количестве присутствуют в биотите средней зоны.

Характер распределения содержаний Mo и W в биотите из вертикального разреза во многом напоминает поведение этих элементов в граните: молибден обладает более симметричным, вольфрам — левоасимметричным распределением с резко выраженным эксцессом, что свидетельствует о господстве низких содержаний над всеми остальными.

Рассматривая содержания рудных элементов в кварце, необходимо отметить, что они носят весьма монотонный характер, на фоне которого выделяются содержания весьма высокие, значительно превышающие среднее и, несомненно, обязанные микровключениям рудных минералов. Таковы содержания (в г/т): Mo — 3,0, при среднем 0,8; Sn — 12,0 при среднем 1,3; Pb — 40,0 при среднем 8,0; Bi — 7,0 при среднем 2,5; Cr — 56,0 при среднем 12,0; Ni — 22,0 при среднем 3,9 (табл. 111). Подобный состав кварца отражает геохимические особенности поздних этапов кристаллизации гранитной магмы, выражающиеся в возможности образования рудными элементами собственных минералов, которые могли захватываться кварцем при их совместной кристаллизации.

Наиболее выдержаны в кварце содержания Mo, Sn и Zn. Для других элементов устанавливается наличие узких зон, в пределах которых количество рудных элементов превышает среднее, вычисленное для кварца по разрезу в целом.

Таблица 111

Содержание редких элементов в кварце из вертикального разреза Эльджуртинского гранитного массива (в г/т)

Отметка (в м)	Mo	Sn	Zn	Pb	Bi	V	Cr	Ni
1500	0,7	0,7	25	3	2,0	7,0	14	9,0
1475	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	2	1,5
1450	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	2	1,5
1425	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	2	1,5
1400	0,7	0,7	25	9	2,0	1,5	3	2,0
1375	0,7	0,7	25	7	2,0	1,5	3	2,0
1350	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	2	1,5
1325	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	2	1,5
1300	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	2	1,5
1275	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	2	1,5
1250	0,7	0,7	25	5	2,0	1,5	3	2,0
1225	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	2	1,5
1200	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	2	1,5
1175	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	2	1,5
1150	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	2	1,5
1125	0,7	0,7	25	4	3,0	1,5	2	1,5
1100	0,7	6,0	25	4	2,0	1,5	2	1,5
1075	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	2	1,5
1050	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	2	1,5
1025	0,7	0,7	25	5	2,0	4,0	10	5,0
1000	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	6	4,0
975	0,7	0,7	25	4	2,0	3,0	7	10,0
950	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	3	2,0
925	0,7	0,7	25	5	2,0	1,5	8	6,0
900	0,7	0,7	25	16	2,0	2,0	4	7,0
875	0,7	0,7	25	8	2,0	2,0	4	3,0
850	0,7	0,7	25	10	2,0	2,0	13	6,0
825	0,7	0,7	25	12	2,0	2,0	20	9,0
800	0,7	0,7	25	11	2,0	2,0	19	8,0
775	0,7	0,7	25	10	2,0	1,5	11	5,0
750	0,7	0,7	25	10	2,0	1,5	23	6,0
725	1,0	0,7	30	5	2,0	11,0	18	3,0
700	0,7	0,7	25	3	2,0	1,5	7	2,0
675	0,7	0,7	25	3	3,5	1,5	4	2,0
650	0,7	0,7	25	3	5,0	1,5	4	2,0
625	0,7	0,7	25	3	5,0	1,5	4	2,0
600	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	3	2,0
575	0,7	0,7	25	6	2,0	1,5	3	4,0
550	0,7	1,0	25	40	2,0	2,0	14	4,0
525	0,7	0,7	25	34	2,0	2,0	7	2,0

Таблица 111 (окончание)

Отметка (в м)	Mo	Sn	Zn	Pb	Bi	V	Cr	Ni
500	1,0	0,7	25	20	2,0	1,5	19	20,0
475	0,7	0,7	25	4	2,0	1,5	21	22,0
450	1,0	10,0	25	9	2,0	1,5	35	16,0
425	0,7	0,7	25	14	2,0	1,5	3	1,5
400	0,7	0,7	25	10	2,0	1,5	3	1,5
375	0,7	0,7	25	9	2,0	1,5	10	2,0
350	0,7	0,7	25	16	2,0	1,5	35	2,0
325	1,0	0,7	25	18	2,0	1,5	19	1,5
300	0,7	0,7	25	8	2,0	1,5	13	2,0
275	0,7	0,7	25	8	2,0	1,5	12	1,5
250	0,7	3,0	25	6	5,0	1,5	55	1,5
225	0,7	9,0	25	7	3,0	2,0	36	2,0
200	0,7	0,7	25	8	2,0	1,5	12	2,0
175	0,7	0,7	25	5	2,0	1,5	21	1,5
150	0,7	0,7	25	5	2,0	1,5	2	2,0
125	3,0	0,7	25	11	7,0	1,5	56	2,0
100	1,0	0,7	25	9	5,0	1,5	23	2,0
75	1,0	0,7	25	10	6,0	1,5	42	5,0
50	1,0	0,7	25	10	4,0	1,5	12	1,5
25	2,0	12,0	25	12	3,0	1,5	50	1,5
0	1,0	0,7	25	13	3,0	1,5	8	4,0
Среднее (61)	0,8	1,3	25,1	8	2,46	1,88	12	3,9

Эти интервалы могут быть сгруппированы в три зоны:

нижняя зона 0—250 м; включает повышенные содержания Mo, Pb, Bi, Cr и редко Sn;

средняя зона 325—550 м; включает повышенные содержания Pb, Cr, Ni и редко Mo;

верхняя зона 750—1025 м; включает повышенные содержания Pb, V, Cr, Ni. В пределах этих зон, вероятно, имело место или накопление в процессе кристаллизации главным образом халькофильных элементов, давших начало сульфидам Pb и Fe и, в меньшей мере, Mo и Bi, или импрегнация гранита более поздними рудоносными растворами, так как эти зоны совпадают с участками сильной трещиноватости. Последнее предположение весьма вероятно, так как кварц эльджуртинского гранита содержит меньше молибдена (0,8 г/т), чем, например, кварц рудоносных гранитов Восточного Забайкалья (1,5 г/т), что отражает отсутствие накопления молибдена ко времени кристаллизации кварца.

Суммируя приведенные данные, необходимо отметить, что изучение керна скв. 600 позволило выявить неоднородное строение вертикального разреза эльджуртинского гранита. Эта неоднородность может быть подразделена на первичную и вторичную. Первичная связана с известной гетерогенностью внедрявшейся гранитной магмы, отражением чего являются несколько большие содержания K, Mn, Ca, Fe в верхней части разреза. Вторичная неоднородность, судя по наличию зон трещиноватости и ожелезненным стенкам трещин, обязана циркулировавшим по ним гидротермальным растворам. Следствием этого явилось появление в граните узких зон, в пределах которых слагающие гранит минералы, в частности плагиоклаз и биотит, сильно изменены, а сами граниты обладают повышенным содержанием главным образом рудных элементов.

Все это, а также и наличие среди преобладающей массы серого гранита отдельных участков, сложенных гранитом розовым и представляющим, очевидно, инъекции несколько более позднего и более богатого калием расплава, не могло не сказаться на распределении редких и рудных элементов, значительно исказив его первоначально более однородный характер. Несмотря на это, вполне определенно фиксируется отсутствие постепенного повышения содержания одних и уменьшения других элементов к верхним частям разреза. Вместо этого наблюдается своеобразное «полосчатое» строение, выраженное в чередовании зон с более высоким и более низким содержанием рудных или редких элементов. В общем можно отметить, что повышенные содержания рудных элементов обычно ассоциируют с зонами трещиноватости, карбонатизации, повышенного содержания в граните плагиоклаза, а также Ca, Mg и Fe. Участки разреза, содержащие повышенные количества редких элементов, обычно приурочены к розовым гранитам, обогащенным калием и кварцем.

Если весь разрез разделить на две равные части и вычислить для каждой из них средние содержания W и Mo, то оказывается, что в верхней части разреза среднее содержание молибдена выше и составляет 1,46 г/т, в то время как в нижней — только 0,87 г/т. Для вольфрама эта картина менее контрастна, хотя и отражает более низкое содержание вольфрама в верхней части разреза (1,8 г/т) по сравнению с нижней (2,0 г/т).

Как и для гранитов, биотит из верхней части разреза от отм. 750 м содержит в среднем больше Mo и меньше W (2,5 и 2,2 г/т), чем биотит из нижней части разреза (2,1 г/т Mo и 2,9 г/т W).

Особенно любопытно отсутствие заметного накопления в верхней части разреза таких «летучих» элементов, как бор и фтор. Оно наряду с первоначально равномерным характером распределения большинства элементов может указывать на бедность гранитной магмы летучими, так как, учитывая большую летучесть хлоридов (и фторидов), лития, бериллия, тантала и других элементов, можно было бы ожидать их концентрации в верхней части

разреза, что в рассмотренном примере не наблюдается. Кроме того, не наблюдается выдержанного обогащения редкими и рудными элементами биотита из верхней части разреза. В то же время большая роль эманационного фактора в создании участков местного обогащения теми или иными элементами несомненна. Например, в гипабиссальных интрузивах с высоким уровнем летучих процесс газового переноса выражен гораздо отчетливее. Он настолько ощутим, что позволил рассчитать градиенты накопления редких элементов на каждые 100 м вверх по вертикали. Например, накопление содержания рубидия, таллия, лития, бериллия в гранитах с высоким содержанием летучих на каждые 100 м вверх по вертикали выше в 3—6 раз по отношению к гранитоидам с низким уровнем летучих (Шеремет, 1970). То же отмечается и для минералов. В биотитах гранитоидов гипабиссальных интрузий с высоким уровнем летучих градиенты накопления по вертикали рубидия, таллия, лития, бериллия, олова, свинца, выше в 5—10 раз по отношению к биотиту гранитоидов с низким уровнем летучих (табл. 112).

О возможности концентрации редких и рассеянных элементов в апикальных частях говорит и преимущественное развитие пегматитов в верхних частях интрузий (Власов, 1956).

Имеющиеся в литературе данные также свидетельствуют о том, что в ряде случаев по сравнению с центральными частями в апикальных участках слабо измененных гранитных массивов наблюдаются повышенные содержания лития, цезия, бора, фтора (Ставров и др., 1961), урана и тория (Комлев, 1936). В Раумидском массиве (Памир) в двухкилометровом разрезе гранитов наблюдается обогащение Pb апикальных частей массива, что объясняется способностью свинца образовывать легкоподвижные соединения (Гаврилин и др., 1972).

Таблица 112

Содержание редких и рудных элементов (в г/т) в биотите из гранитных массивов с разной глубиной эрозионного среза (по Шеремету, 1970)

Элементы	Степень эродированности, массив		
	слабая, Конталакский	средняя, Орекитканский	сильная, Каменский
Rb	3600,0(2)	2385,0(2)	1700,0(2)
Tl	7,5(2)	4,0(3)	3,2(1)
Li	5900,0(2)	4250,0(2)	2060,0(2)
Be	10,0(3)	11,0(3)	0,8(1)
Sn	156,0(4)	94,0(3)	21,0(4)
Pb	36,0(1)	44,0(2)	50,0(2)
Zn	600,0(4)	4000,0(3)	540,0(3)

Результаты работ последних лет, посвященных изучению редких элементов в гранитоидах, позволили, в частности прийти к выводу, что в их неизмененных разностях содержания редких элементов изменяются в очень узких пределах (Таусон, 1961; Rusthon, 1960). В то же время остается не совсем выясненным, в какой мере эти содержания изменяются в вертикальном сечении массива и могут ли отдельные его участки явиться местом преобладающей концентрации для ряда редких элементов. Особенно это относится к гранитным массивам, слабо затронутым процессами постмагматического изменения или гибридизма. Как следует из приведенных примеров, в случае сильного проявления постмагматических процессов имеет место перераспределение элементов с селективной их концентрацией обычно вдоль контактов, зон трещиноватости или в апикальных частях массивов, где наблюдаются не только наиболее сильное автометасоматическое изменение гранитов, но и максимальные концентрации как редких, так и рудных элементов.

В вертикальном разрезе эльджуртинского гранита установлено отсутствие вертикальной зональности и наличие своеобразного «полосчатого» расположения повышенных содержаний рудных и редких элементов, тяготеющих к зонам трещиноватости в граните. Это позволяет считать, что ведущая роль в перераспределении элементов принадлежала постмагматическим растворам, которые способны создавать и более крупные скопления ряда элементов. Это, в свою очередь, позволяет рассматривать эльджуртинский гранит как образование интрарудное, а не пострудное.

Первично равномерное распределение элементов в Эльджуртинском гранитном массиве, являющееся следствием относительной гомогенности гранитного расплава-раствора, может служить указанием на его магматическое происхождение.

Акцессорные минералы в вертикальном разрезе. Вертикальный разрез проходит в центральной части массива и состоит из 13 проб, отобранных из естественных обнажений и керна скв. 104, и охватывает почти 2 км по вертикали. Результаты минеральных анализов сведены в табл. 113. Из ее данных следует, что главная масса акцессорных минералов в вертикальном разрезе массива распределена довольно равномерно, не концентрируясь в сколько-нибудь заметных количествах в его нижней или верхней частях. Несколько повышены в апикальной части массива содержания таких минералов, как циркон, монацит, уранинит, гранат, магнетит, а также некоторых разновидностей акцессорных минералов, как, например, фиолетового флюорита. Монацит здесь преобладает над ортитом, а ильменит — над сфеном.

В нижней части массива несколько увеличиваются содержания турмалина, датолита, сфена. Количества отдельных минералов, особенно сульфидов (пирита, марказита, арсенопирита, сфалерита, пирротина), а также сидерита в некоторых пробах в сотни раз превышают здесь их средние содержания в массиве, что не может

Таблица 113

Характер распределения акцессорных минералов в вертикальном разрезе Эльджуртинского массива (в г/т)

Минералы	2300 * / 540	2000 / 529	1750 / 543	1450 / 542	1150 / 546	1050 / 547	950 / 548	850 / 549	750 / 550	650 / 551	550 / 552	450 / 553	350 / 554	Среднее по разрезу (13)
Молибденит	0,5	0,4	0,2	0,2	5,2	0,3	0,3	0,4	0,7	0,4	0,3	Ед. зн.	0,3	0,7
Вольфрамит	–	–	–	–	–	0,4	0,1	–	–	–	0,1	0,2	–	0,1
Шеелит	–	Ед. зн.	–	–	2,3	0,1	–	–	0,7	0,4	–	–	–	0,3
Повеллит	–	–	–	–	0,3	–	–	–	–	–	–	–	–	0,5
Касситерит	–	–	0,7	1,8	0,6	–	0,6	–	–	–	0,4	6,2	–	0,3
Галенит	0,8	0,2	Ед. зн.	0,2	–	–	0,5	0,2	27,2	0,2	–	1,1	1,4	2,4
Сфалерит	2,6	0,5	–	–	–	–	1,7	1,4	106,1	1,0	2,0	1,1	8,2	9,6
Халькопирит	4,9	0,1	0,4	52,9	13,6	0,3	2,9	0,3	1,4	0,4	2,1	4,5	4,1	6,8
Малахит	–	–	–	0,6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Арсенопирит	21,5	–	11,5	8,7	7,5	–	0,2	0,2	399,1	0,4	0,1	0,4	125,3	44,2
Бисмутит	–	–	–	–	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Пирротин	0,2	–	–	–	2,7	–	–	14,5	239,5	0,1	117,1	1,1	0,5	22,9
Пирит	79,9	33,9	0,1	4,0	60,5	12,4	5,9	188,9	39,7	10,3	198,7	1,0	1876,5	185,5
Лимонит	–	0,1	7,3	140,9	2,9	0,3	Ед. зн.	7,7	–	–	–	–	297,3	35,1
Марказит	6,2	3,4	–	0,1	1,9	0,4	–	201,1	112,1	0,2	212,6	8,6	58,1	46,5
Реальгар	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,8	–	–	0,1
Магнетит	0,2	0,1	86,5	–	0,1	Ед. зн.	–	–	–	–	–	Ед. зн.	–	6,7
Гематит	–	0,1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Мушкетовит	–	–	–	–	–	0,2	0,1	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Ильменит	4,7	36,6	33,9	26,2	15,2	6,4	33,8	1,3	4,9	62,4	110,3	44,9	9,4	30,0
Лейкоксен	0,1	–	78,1	–	0,1	–	–	10,0	–	–	0,2	–	–	6,7
Сфен	0,5	–	0,4	0,5	4,8	7,1	48,3	–	70,5	28,2	0,6	40,4	34,2	18,1
Рутил	0,5	–	0,2	0,2	0,7	0,2	0,5	0,2	0,3	0,1	Ед. зн.	–	0,3	0,3

Таблица 113 (окончание)

Минералы	2300 * / 540	2000 / 529	1750 / 543	1450 / 542	1150 / 546	1050 / 547	950 / 548	850 / 549	750 / 550	650 / 551	550 / 552	450 / 553	350 / 554	Среднее по разрезу (13)
Анатаз	21,2	6,3	1,7	0,9	1,6	42,9	4,6	14,3	14,3	0,4	1,4	0,5	17,0	9,8
Брукит	0,8	–	0,2	–	–	0,6	0,5	0,9	1,4	–	–	–	3,9	0,6
Монацит	73,7	20,7	13,9	70,2	51,5	36,7	59,3	8,1	84,3	20,4	28,0	2,1	4,1	35,6
Ксенотим	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.	4,2	Ед. зн.	0,2	Ед. зн.	0,7	Ед. зн.	0,1	0,1	0,3	0,5
Циркон	269,9	150,2	173,8	211,5	156,4	152,6	226,8	148,7	225,6	174,9	192,9	117,8	273,3	181,6
Ортит	3,9	15,1	101,2	3,5	20,9	5,8	30,8	4,7	18,6	4,2	10,5	22,6	33,1	21,1
Уранинит	18,9	4,3	0,1	0,2	3,0	7,4	1,6	1,7	3,3	0,9	Ед. зн.	1,3	1,1	3,4
Торит	0,2	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Ед. зн.	2,0	Ед. зн.	Ед. зн.	0,2
Флюорит	52,9	11,1	0,4	15,8	10,4	56,3	47,9	28,7	30,0	3,0	27,4	2,8	12,7	23,0
Турмалин	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,1	0,1	2,2	0,2
Датолит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,2	–	–	1,3	0,3
Апатит	247,5	155,1	287,2	239,9	267,1	264,3	278,1	192,6	282,9	208,1	429,8	134,6	227,7	247,2
Силлиманит	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Гранат	8,8	10,4	0,2	Ед. зн.	1112,2	0,4	5,2	1,5	0,6	8,4	0,2	2,5	0,6	3,5
Эпидот	–	–	15,3	0,1	12,4	0,1	0,1	—	1,9	2,0	0,1	6,9	0,2	3,0
Шпинель	–	–	0,1	–	0,4	–	–	0,1	–	–	–	0,1	0,2	1,7
Корунд	0,4	0,3	0,1	0,2	1,3	0,6	0,7	0,2	–	0,2	–	21,4	–	0,3
Кальцит	–	–	–	–	31,8	123,4	1,5	–	288,6	–	–	–	–	34,3
Сидерит	90,7	–	–	–	–	–	–	2085,9	–	–	5956,8	5,9	1312,6	727,1

* В числителе отметка в метрах, в знаменателе — номера проб.

быть объяснено ошибками применявшейся методики. Поэтому наиболее вероятным является наложенный гидротермальный характер этих минералов, учитывая сильную трещиноватость гранита в керне нижних горизонтов скв. 104.

Что касается главных минералов месторождения Тырныауз, то для молибденита более характерна тенденция к накоплению в верхних частях разреза, а для вольфрамита и шеелита — в нижних. Это подтверждается и большим содержанием Mo в верхней, а W — в нижней части разреза. Наиболее равномерно распределены такие минералы, как апатит, ксенотим, циркон, рутил, корунд.

Колебания в содержаниях остальных минералов обусловлены главным образом вторичными процессами. Так, пробы с повышенными количествами флюорита (34—58 г/т) характеризуются в то же время и значительным содержанием анатаза (14—38 г/т), который, развиваясь, в основном, по ильмениту и сфену, приводит к обеднению этих проб указанными минералами. Непостоянны также количества монацита и ортита. Повышение содержания одного из этих минералов неизбежно вызывает понижение содержания другого. К спорадически распространенным минералам относятся турмалин, датолит, лейкоксен, шпинель, вольфрамит, шеелит, реальгар.

Таким образом, для большинства минералов не намечается выдержанной тенденции к увеличению или уменьшению их содержаний в верхней части резреза. Скорее можно говорить о их равномерном распределении. Последнее, однако, нарушается появлением ураганных содержаний ряда минералов, главным образом рудных, которые и создают все кажущееся непостоянство в содержании акцессорных минералов. Это свидетельствует о большом влиянии постмагматических процессов на распределение содержаний в породе не только редких элементов, но и их минералов. И будь то локальные процессы ассимиляции, приводящие к местному обогащению магмы кальцием и железом и, как следствие, к возрастанию содержания в породе ортита и магнетита, или постмагматические растворы, воздействовавшие на гранит вдоль путей своего проникновения и откладывавшие значительные количества рудных минералов, во всех случаях их внезапное появление свидетельствует об их вторичной природе.

Так, отчетливо выделяются зоны на отм. 350, 550, 750—850, 1150, 1450 м, в пределах которых резко возрастают содержания (в г/т): галенита — 27,2, сфалерита — 106,1, халькопирита —52,9, молибденита — 5,2, арсенопирита — 399,1, пирита — 1876,5 и других минералов. Гипсометрически эти зоны совпадают с участками трещиноватости в граните. Одновременно в пределах этих зон в гранитах отмечаются высокие содержания апатита, кальцита, сидерита, что все вместе взятое подчеркивает вторичную наложенную природу этих высоких содержаний.

Изучение минерального состава эльджуртинского гранита показало также определенное изменение степени сохранности ак-

цессорных минералов в зависимости от места взятия пробы. Верхние части массива характеризуются большей измененностью минералов, очевидно, носящей автометаморфический характер. В этих участках более изменены ксенотим и монацит, ортит часто замещается с поверхности и по трещинам бастнезитом, встречаются кристаллы рутила и апатита «яйцевидной» формы, молибденит чаще замещается повеллитом, а ильменит — смесью сидерита и анатаза, что все вместе взятое свидетельствует об известной концентрации здесь летучих и в первую очередь паров воды.

Помимо некоторого колебания содержаний, наблюдаются также определенные различия в окраске или форме отдельных акцессорных минералов в зависимости от их положения в массиве. Так, в верхних частях массива кристаллы монацита, циркона и флюорита более густоокрашены, что, принимая радиогенную природу этой окраски, можно сопоставить с повышенным содержанием здесь уранинита. Циркон из апикальных частей Элекмонарского массива (Горный Алтай) почти в пять раз более радиоактивен, чем циркон из более глубинных его частей (Баженов, 1962).

Обогащение циртолитом наблюдалось и в апикальных частях гранитных интрузий Горного Алтая, а также в гранитных массивах огнитского комплекса Восточного Саяна (Лин и др., 1964). Анализ подобных цирконов также показал их высокую радиоактивность. Эти примеры говорят о большой миграционной способности и преимущественном обогащении ураном апикальных частей гранитных массивов.

Наряду с характерными для центральных частей разреза призматическими кристаллами циркона и апатита в верхних частях появляются длиннопризматические кристаллы этих минералов. И. Е. Сморчков (1953) также отмечает, что в верхних частях гранодиоритового массива апатит и циркон имеют длиннопризматическую форму, а в центральных — короткопризматическую. Подобное изменение формы, вероятно, связано с различной скоростью охлаждения и поэтому может быть использовано для выявления формы интрузивного тела или глубины эрозионного среза. В Гарце, например, неглубоко эродированные граниты содержат коротко- и длиннопризматические кристаллы циркона, а граниты с глубоким эрозионным срезом — только короткопризматические кристаллы (Норре, 1951).

Если в центре массива монацит представлен бесцветными пластинчатыми кристаллами, то в гранитах из гипсометрически более высокорасположенных участков — светло-зеленоватыми и зеленовато-желтыми разностями.

Не менее примечательна и своеобразная форма акцессорных минералов из нижних горизонтов, присущая минералам гидротермального генезиса: наличие радиально-лучистых и игольчатых кристаллов эпидота, ортита, арсенопирита, не наблюда-

ющихся в более высоких частях разреза. В связи с этим интересно отметить, что в верхней части массива пирит, изменяясь, дает начало некоторому количеству лимонита. В нижней же части, где количество пирита сильно возрастает, лимонит отсутствует и поэтому большую часть этого пирита можно считать за новообразование.

Установленные особенности акцессорных минералов позволяют, таким образом, говорить о том, что в верхней части Эльджуртинского массива имела место некоторая концентрация летучих компонентов. Последняя устанавливается по более интенсивно проявленному здесь замещению породообразующих и акцессорных минералов различными вторичными продуктами: ильменита — лейкоксеном, молибденита — повеллитом, пирита — лимонитом и т. п. В верхних же частях массива наиболее часто встречаются кристаллы монацита с изъеденными сильно корродированными ямчатыми гранями. Они замещаются с поверхности и по трещинам бурым веществом (рабдофанит?), агрегаты которого встречаются и самостоятельно, но содержат мелкие реликты монацита. В граните из верхней части разреза чаще встречаются кристаллы ксенотима, содержащие мелкие бурые пятна (черчит?).

Хотя в граните верхней части массива и наблюдается несколько более сильная измененность акцессорных минералов, эти незначительные по своим масштабам позднемагматические процессы не могли привести к существенному перераспределению главных и редких компонентов гранита. Результатом этого явилось отсутствие четко выдержанной тенденции в увеличении содержания одних и уменьшения других акцессорных минералов в верхней части разреза эльджуртинского гранита.

То, что наблюдающиеся колебания в содержании акцессорных минералов в известной мере обусловлены вторичными процессами, подтверждается следующими примерами. Пробы, содержащие много флюорита, содержат также много сидерита и различных сульфидов. Одновременно количество ильменита и сфена уменьшается, а за счет их разрушения увеличивается количество анатаза. В шлифах из подобных проб наблюдается и более интенсивное, чем обычно, изменение породообразующих минералов, выражающееся главным образом в хлоритизации биотита и серицитизации плагиоклаза. Ураганные содержания сульфидных минералов, установленные в пробах гранита из зон трещиноватости, свидетельствуют о гидротермальном происхождении большей части этих минералов.

Многочисленные примеры свидетельствуют о преимущественном накоплении в апикальных частях гранитных массивов минералов редких элементов. Обычно отмечается увеличение содержания минералов урана и тория — уранинита, торита, ураноторита — или урансодержащих минералов, таких, как ксенотим, малакон, ильменит, поликраз, делоренцит (Амшинский и др.,

1968; Меликсетян, 1961). В слабо эродированных массивах Северо-Западного Забайкалья по сравнению с глубоко эродированными наблюдается большее содержание монацита, флюорита, танталита, торита, радиоактивного циркона, ильменита (Шеремет, 1970). Изучение распределения акцессорных минералов в гранитах Суходольского и Инылчекского массивов (Южный Тянь-Шань), имеющих различный эрозионный срез, показало, что в гранитах менее эродированного Суходольского массива содержание топаза, касситерита, флюорита, монацита и других минералов «пегматито-пневматолитовой» и «гидротермальной» групп выше, а магнетита, апатита, циркона, сфена, ортита, граната и ильменита — ниже.

Приуроченность редкометальных месторождений к куполообразным выступам гранитных интрузий и увеличение содержания в них таких минералов, как топаз, турмалин, гранат, флюорит, отмечались для гранитов Восточного Забайкалья (Григорьев, Доломанова, 1955). С. Д. Туровский (1956) для Киргизии, Т. В. Перекалина (1962) для Центрального Казахстана также отмечали широкое развитие в апикальных частях гранитных массивов минералов, образующихся в пегматитово-пневматолитовую или гидротермальную стадии.

Однако описанная в литературе вертикальная зональность в распределении акцессорных минералов в большинстве является не первичной зональностью, а результатом ассимиляции или тех постмагматических изменений, которые проявились с неодинаковой интенсивностью в различных участках массива.

Примером может служить своеобразная зональность в распределении акцессорных минералов, описанная для редкометальных гранитов Курментинского массива, Северный Тянь-Шань (Луговский и др., 1972). В нижней части массива акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, монацитом, цирконом, торитом, флюоритом, самарскитом, фергюсонитом и небольшим количеством колумбита. Выше в гранитах появляется топаз, магнетит подвергается мартитизации, ильменит исчезает, самарскит и особенно фергюсонит подвергаются колумбитизации, монацит замещается флюоцеритом, циркон сменяется циртолитом. Еще выше в гранитах увеличивается содержание топаза, появляется касситерит, увеличивается содержание колумбита и флюоцерита. В апикальной части среди акцессорных минералов широко распространены колумбит—танталит, касситерит, малакон с большим содержанием гафния, измененный флюоцерит и магнетит II генерации. Подобная зональность, однако, связана с нарастанием степени метасоматического изменения гранитов снизу вверх вследствие миграции летучих компонентов в верхние этажи магматической камеры. В то же время в слабо измененных массивах вертикальной зональности в распределении акцессорных минералов и редких элементов, как правило, не наблюдается (Сморчков, 1953; Могаровский, Мельниченко, 1969).

Это отражает важную роль в концентрации рудных и редких элементов эманационного фактора в магматическую стадию, мобилизационного — в постмагматическую. При становлении эльджуртинского гранита, как следует из приведенных данных, подобные факторы существенной роли не играли.

РУДОНОСНОСТЬ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Эльджуртинский гранит — наиболее крупное интрузивное тело района месторождения и поэтому естественно, что большинство исследователей считали, что вольфрамово-молибденовое оруденение Тырныауза связано с производными магмы эльджуртинского гранита. Правда, Н. А. Хрущов (1958) считал, что оруденение Тырныауза является дериватом «более древнего тектоно-магматического цикла, возможно, варисского времени».

Для суждения об отношении эльджуртинского гранита к W-Mo оруденению были использованы практически все приемы, используемые при минералого-геохимическом определении рудоносности интрузивов. Однако прежде чем перейти к их краткому изложению, следует напомнить некоторые геологические данные, характеризующие отношение эльджуртинского гранита к вольфрамо-молибденовому оруденению. Они заключаются в том, что эльджуртинский гранит моложе главной массы оруденения, так как пересекает скарны и кварц-молибденитовые жилы, но, в свою очередь, пересекается низкотемпературными скарново-сульфидными жилами и, судя по высокому содержанию рения, низкотемпературными сухими молибденитовыми жилами. Кроме того, пересечение эльджуртинского гранита скарновыми жилами отмечено в штольнях гор. 2015 и 2241 м. Эти данные свидетельствуют об интрарудном характере эльджуртинского гранита.

Среднее содержание W и Mo в эльджуртинском граните. При суждении о рудоносности гранитных интрузивов большое значение придается среднему содержанию в них рудных элементов. В том случае, когда эти содержания превышают кларковое, это считается благоприятным признаком, свидетельствующим о потенциальной рудоносности гранитоида. Однако в связи с этим следует отметить, что во многих местах Советского Союза граниты, с которыми связано W — Mo оруденение, характеризуются содержанием этих элементов, равным или даже ниже кларкового. Рудоносные гранитоиды Центральной Чукотки (Иванов и др., 1970), мезозойские гранитоиды Северо-Западного (Шеремет, 1970) и Восточного Забайкалья (Кузьмин и др., 1964), верхнепалеозойские гранитные массивы Центрального Казахстана, с которыми генетически связаны рудопроявления молибдена, по содержанию этого элемента не отличаются от среднего, характерного для этого типа пород. В Приморье, Во-

сточном Забайкалье (Иванова и др., 1968) и Горном Алтае (Сотников и др., 1965) гранитоиды, с которыми связаны вольфрамовые рудопроявления, содержат вольфрам в количестве, меньшем или близком к кларковому — 1,2—1,5—2,0 г/т.

Сопоставляя средние содержания W и Mo в эльджуртинском граните, полученные на основании многочисленных анализов, можно убедиться, что они также практически не отличаются от кларков этих элементов в кислых породах (табл. 114). Возможная причина таких содержаний может заключаться или в изначально низком содержании рудных элементов в магме, или в том, что W и Mo в силу сочетания ряда благоприятных факторов не рассеивались в кристаллизующейся гранитной магме, а накапливались в постмагматических продуктах. В пользу последнего предположения как будто свидетельствуют наблюдения Г. Л. Одикадзе (1968), который отметил, что «в эльджуртинском граните Mo и W, содержание которых едва превышает среднее значение в кислых породах, дают крупное W-Mo месторождение, а редкие и рудные элементы, присутствующие в этом граните в количестве выше среднего (Cs, Sn, Nb и др.), не образуют месторождений или рудопроявлений».

Против такого предположения говорят низкие величины коэффициентов накопления W и Mo в жильных производных эльджуртинского гранита — в жильных гранитах и аплитах. Проведенные исследования показали, что они всегда остаются меньше единицы, свидетельствуя, таким образом, об отсутствии накопления этих элементов в процессе дифференциации гранитной магмы (см. табл. 75).

Дисперсия содержаний W и Mo. Признаком рудоносности считается также неравномерное распределение рудных элементов, определяющее высокое значение дисперсий их содержаний (Ляхович, 1964; Таусон и др., 1965).

В этом отношении низкая дисперсия содержаний вольфрама и молибдена в эльджуртинском граните (табл. 115), которая значительно ниже, чем в рудоносных гранитах Акчатау (см. табл. 30) или рудоносных гранитах Дальнего Востока, где она в неизмененных разностях гранитов составляет 10—11 для Mo и 4—5 для W (Говоров и др., 1970), характеризует рассматриваемый гранит как нерудоносный. То же можно сказать и о дисперсии содержаний этих элементов в биотите из эльджуртинского гранита (табл. 115), которая в десятки и сотни раз меньше дисперсии рудных элементов в биотите из рудоносных гранитов Дальнего Востока, где она достигает до 155 у Mo и 74 у W (Говоров и др., 1970).

Закон распределения. Как было показано на примере молибденоносных гранитных интрузивов Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья (Сандомирский и др., 1969), многомодальный характер распределения как показатель рудогенерирующих процессов может свидетельствовать о генетической или па-

Таблица 114

Средние содержания W *и* Mo *в биотитовом граните Эльджуртинского массива и слагающих его минералах (в г/т)*

Порода, минерал	W	Mo
Гранит		
в кислых породах (Виноградов, 1962)	1,5	1,0
в эльджуртинском граните	1,7(111)	1,4(111)
Биотит		
из биотитовых гранитов СССР	6,8(65)	5,8(108)
из эльджуртинского гранита	1,9(61)	2,3(79)
Плагиоклаз		
из гранитов СССР	1,9(62)	1,6(66)
из эльджуртинского гранита	0,9(13)	0,8(12)
Калиевый полевой шпат		
из гранитов СССР	2,0(38)	2,0(45)
из эльджуртинского гранита	0,9(16)	0,8(11)
Кварц		
из гранитоидов СССР	2,9(69)	3,6(88)
из эльджуртинского гранита	1,1(14)	0,8(67)
Магнетит		
из гранитов СССР	5,1(14)	18,7(32)
из эльджуртинского гранита	52,0(2)	68,0(2)
Апатит		
из гранитов СССР	10,0(65)	20,0(12)
из эльджуртинского гранита	5,0(2)	3,7(2)
Циркон		
из гранитов СССР	65,6(12)	20,0(2)
из эльджуртинского гранита	22,0(2)	46,0(2)

Таблица 115

Средние содержания (в г/т) и дисперсии содержаний W *и* Mo *в разрезах Эльджуртинского гранитного массива*

Минерал, порода, разрез	W		Mo	
	$\bar{x}\pm\lambda$	S	$\bar{x}\pm\lambda$	S
Гранит				
вертикальный (61)	1,9±0,17	1,31	1,17±0,17	0,69
горизонтальный (50)	1,43±0,25	0,98	1,02±0,1	0,37
Биотит				
вертикальный (61)	2,53	3,27	2,35	1,14
горизонтальный (18)	1,26	2,2	2,2	1,60

рагенетической связи молибденового оруденения с данной интрузией, так как отражает привнос (или вынос) в породу рудного элемента, что приводит к появлению нескольких геохимических совокупностей.

В этом свете полученный материал свидетельствует о наложенной природе части молибдена и особенно вольфрама, устанавливаемой при анализе гистограмм распределения содержаний этих элементов в граните, биотите.

Графическое сопоставление характера распределения содержаний W и Mo в вертикальном и горизонтальном разрезах Эльджуртинского массива обнаруживает их определенное отличие (фиг. 22). Если в горизонтальном разрезе распределение Mo близко к симметричному и характеризуется большим разбросом содержаний, то в вертикальном разрезе характер распределения этого элемента существенно иной: для него характерны резко выраженная положительная асимметрия и эксцесс, свидетельствующие об устойчивости низких содержаний Mo при их небольшой дисперсии.

Распределение содержаний W более однотипно и характеризуется четкой положительной асимметрией, хотя эксцесс наиболее четко выражен так же, как и у молибдена, в граните из вертикального разреза. Для распределения вольфрама характерно также наличие высоких содержаний, которые, несмотря на их редкую встречаемость, могут быть обязаны воздействию поздних растворов.

Рудные элементы в минералах. О рудоносности гранита с известной долей вероятности можно судить по особенностям содержания рудных элементов в минералах-носителях и минералах-концентраторах. Среди породообразующих минералов гранитоидов для вольфрама и молибдена таковыми являются полевые шпаты и биотит. Коэффициент концентрации в последнем W и Mo составляет, по нашим данным, 5 и 6 соответственно (Лях ович, 1972).

В литературе уже указывалось, что потенциально рудоносные интрузии характеризуются накоплением большинства рудных элементов в таких поздних по времени выделения минералах-концентраторах, как слюды (Таусон и др., 1970). Однако это заключение, по-видимому, не носит универсального характера, так как содержание молибдена в биотите молибденоносных гранитов Северо-Западного Забайкалья практически не отличается от его содержания в породе (Шеремет, 1970). Биотит из молибденоносных гранитов Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья содержат в среднем (4 опр.) — 2,6 г/т Mo (Сандомирский и др., 1969), т. е. тоже ниже среднего вычисленного для биотита.

Количество W и Mo в биотите из рудоносных и нерудоносных гранитов Восточного Забайкалья практически одинаково

(Иванова и др., 1968). Среднее содержание W и Mo в биотите из рудоносных гранитов Центральной Чукотки составляет (5 опр.): 1,9 и 3,2 г/т (Иванов и др., 1970), т. е. в 2—3 раза ниже вычисленного среднего содержания этих элементов в биотите (см. табл. 114).

По нашим данным, высокие содержания рудных элементов в биотите рудоносных гранитов часто обязаны микровключениям минералов рудных элементов, в то время как очищенный от них биотит содержит рудных элементов меньше среднего (Ляхович, 1973). Таким образом, вырисовывается достаточно определенная зависимость, заключающаяся в том, что биотиты рудоносных гранитоидов так же, как и сами граниты, нередко содержат меньше соответствующего рудного элемента по сравнению со средним, характерным для этого минерала.

Анализируя полученные данные (см. табл. 114), следует отметить, что содержание вольфрама в биотите практически не отличается от такового в граните, в то время как содержание молибдена в два раза выше. Кроме того, содержание W и Mo в биотите эльджуртинского гранита в 2,5—3 раза меньше, чем среднее содержание этих элементов в биотитах из гранитоидов СССР вообще.

Для W и Mo характерна определенно проявленная бимодальность в распределении содержаний этих элементов в биотите, отражающая, вероятнее всего, наличие в нем микровключений минералов этих элементов, возникновение которых может быть обязано воздействию более поздних рудоносных растворов, вызвавших появление вторых максимумов, объединяющих высокие значения содержания W и Mo в биотите.

Помимо более низкого содержания W и Mo в биотите эльджуртинского гранита, вполне отчетливо выявляется и меньшее их содержание в полевых шпатах и кварце по сравнению со средним, характерным для этих минералов из гранитоидов Советского Союза (см. табл. 114). Распределение содержаний Mo в кварце характеризуется, кроме того, резко выраженной положительной асимметрией и эксцессом, отвечая по своему характеру равномерному распределению, что все вместе взятое отражает отсутствие накопления W и Mo к поздним (кварц) этапам кристаллизации.

Такое низкое содержание рудных элементов в эльджуртинском граните и слагающих его минералах также не имеет однозначного толкования, так как может быть следствием как исходной бедности магмы этими элементами, так и результатом ограниченных возможностей к их изоморфному рассеянию, отражением чего является их низкое содержание в породе и минералах и концентрация в поздне- и постмагматических продуктах.

В этом свете примечательны величины содержаний W и Mo в акцессорных минералах, являющихся в большей своей части образованиями позднемагматическими. Апатит и циркон содер-

жат меньше W, а апатит — и Mo по сравнению со средним, и только в магнетите содержание этих элементов значительно повышено (см. табл. 114). Последнее, возможно, обязано сильно пониженному содержанию магнетита в эльджуртинском граните, количество которого в 140 раз ниже, чем среднее содержание магнетита в биотитовых гранитах (см. табл. 39). Все это также свидетельствует об отсутствии существенного накопления W и Mo к концу кристаллизации гранитной магмы. Об этом же свидетельствует и существенное изменение характера распределения содержаний Mo при переходе от гранита к биотиту и затем к кварцу. Его характерная черта — резкое увеличение эксцесса и левоасимметричности — свидетельствует о том, что этот элемент не накапливался в кварце — минерале, позднем по времени выделения.

Подтверждением этому являются и низкие значения коэффициента накопления молибдена и кварца (см. табл. 32).

Коэффициент накопления. Если кристаллизующаяся гранитная магма могла отторгать редкие и рудные элементы, которые позже могли образовывать скопления различных масштабов, то тогда должны наблюдаться существенные отличия между рудоносными и нерудоносными гранитами по степени накопления этих элементов в поздних дифференциатах или в одноименных минералах поздних генераций. Степень этого отторжения (коэффициент накопления) должна быть большей в гранитах с хорошо проявленной рудогенерирующей способностью. Полученные данные свидетельствуют об отсутствии накопления W и Mo как в процессе кристаллизации самого гранита, отражением чего являются низкие значения коэффициента накопления в полевых шпатах поздних генераций, равные 0,7—1,1 (см. табл. 38), так и при дифференциации, имевшей место в магматической камере и приведшей к образованию жильных пород, в которых коэффициент накопления этих элементов также невелик и составляет 0,5—0,6, и только в аплитах поднимается до 1,4 для молибдена (см. табл. 75).

Минералы W и Mo в эльджуртинском граните. Присутствие повышенных содержаний минералов рудных элементов в граните следует считать положительным признаком его рудогенерирующей способности, так как их появление отражает возможность элементов, характеризующихся низкими значениями кларков, образовывать собственные минералы.

По сравнению со средним для биотитовых гранитов СССР эльджуртинский гранит содержит меньше шеелита и вольфрамита и больше — молибденита (см. табл. 39). По этому признаку эльджуртинский гранит может характеризоваться как молибденоносный. Характерно, что и аплиты эльджуртинского гранита также содержат меньше вольфрамита и шеелита и больше молибденита и повеллита по сравнению со средним для аплитов СССР (см. табл. 77).

Однако наличие в отдельных пробах эльджуртинского гранита высоких содержаний различных сульфидов, в том числе и молибденита, позволяет полагать, что высокое среднее содержание последнего может быть отчасти обязано присутствию молибденита гидротермального генезиса.

Распределение рудных элементов в вертикальном разрезе. В проявлении рудогенерирующей способности гранитной магмы большую роль играют летучие компоненты, осуществляющие перенос большинства редких и рудных элементов и концентрацию их в апикальных частях гранитных массивов. Поэтому понятно, что амплитуда колебания содержаний редких элементов в вертикальном разрезе гипабиссальных гранитных интрузий определяется количеством летучих, находящихся в магме. При низком уровне летучих отмечается незначительное (в 1,2—1,5 раза) увеличение содержаний в вертикальном направлении, а при высоком — больше (в 2,0—2,5 раза). Например, высокие концентрации Mo — до 3 г/т — приурочены к краевым или апикальным частям мезозойских гранитных массивов Восточного Забайкалья (Шеремет, 1970).

В этой связи примечательно отсутствие концентрации в верхней части разреза эльджуртинского гранита таких «летучих» элементов, как бор и фтор. Это подтверждается и практическим отсутствием автометаморфических изменений в граните из верхних частей разреза, в то время как, например, апикальная часть биотитовых гранитов Гуджирского массива, вмещающего молибденовое штокверковое месторождение, подвергнута интенсивным метасоматическим преобразованиям (Онтоев, 1967). О бедности летучими говорят и данные А. В. Пэка (1972) о весьма слабом контактовом метаморфизме, оказываемом эльджуртинским гранитом, так как биотитовые роговики и перидотиты, залегающие в непосредственном контакте с ним, почти не изменяются, так же, как и мраморы, которые сохраняют присущую им ориентировку зерен кальцита.

О бедности магмы эльджуртинского гранита летучими скорее всего свидетельствует и отсутствие существенных изменений в содержании W и Mo в граните и биотите из верхних частей разреза. Действительно, рассматривая цифры частных содержаний W и Mo в полуторакилометровом вертикальном разрезе эльджуртинского гранита, можно убедиться в отсутствии стабильно выдержанной тенденции к увеличению или уменьшению содержаний этих элементов в верхней части разреза (см. табл. 108). В то же время полученный материал позволяет говорить о наличии незакономерно чередующихся зон с повышенным содержанием W и Mo и их минералов, приуроченных в общем к участкам гранита повышенной трещиноватости. Чередование участков с более низкими и более высокими, чем среднее по разрезу, содержаниями рудных элементов (например, 8,5 г/т W, 5,4 г/т Mo), вероятнее всего, обязано микровключениям собственных минера-

Таблица 116

Баланс распределения W *и* Mo *по минералам эльджуртинского гранита*

Минералы	Содержание минералов в породе, % (9)	Содержание элемента в минерале, г/т (3)	Содержание в породе за счет минерала, г/т	% элемента, приходящийся на минерал от общего содержания в породе	Общее содержание в породе, г/т
		Вольфрам (гранит серый)			
Биотит	8,6	1,3	0,11	12,79	–
Плагиоклаз	35,9	0,8	0,29	33,72	–
Калиевый полевой шпат	31,8	0,8	0,25	29,07	–
Кварц	23,7	0,9	0,21	24,42	–
Сумма	100,0		0,86	100,00	0,9
		Молибден (гранит серый)			
Биотит	8,6	1,7	0,15	12,5	–
Плагиоклаз	35,9	0,5	0,18	15,0	–
Калиевый полевой шпат	31,8	0,5	0,16	13,33	–
Кварц	23,7	3,0	0,71	59,17	–
Сумма	100,0		1,2	100,0	0,9
		Вольфрам (гранит розовый)			
Биотит	7,9	1,3	0,10	10,87	–
Плагиоклаз	35,1	0,8	0,28	30,43	–
Калиевый полевой шпат	32,3	1,0	0,32	34,78	–
Кварц	24,7	0,9	0,22	23,91	–
Сумма	100,0		0,92	99,99	0,7
		Молибден (гранит розовый)			
Биотит	7,9	2,5	0,20	19,42	–
Плагиоклаз	35,1	0,5	0,18	17,48	–
Калиевый полевой шпат	32,3	0,5	0,16	15,54	–
Кварц	24,7	2,0	0,49	47,56	–
Сумма	100,0		1,03	100,00	1,0

лов этих элементов, которые могли возникнуть в результате циркуляции рудоносных растворов по зонам трещиноватости гранита.

Установленное отсутствие вертикальной геохимической зональности в эльджуртинском граните характеризует его по этому признаку как нерудоносный.

Баланс распределения. Показателем концентрации рудных элементов в поздне- и постмагматических продуктах долж-

но быть отсутствие сходимости баланса рудных элементов по породообразующим минералам тех гранитоидов, с которыми связано оруденение, что должно свидетельствовать о присутствии в породе собственных минералов этих элементов. Отсутствие сходимости должно быть тем больше, чем больше проявлена рудогенерирующая способность гранитоида. Примером этому могут служить молибденоносные граниты Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья, в которых содержание молибдена в породе не балансируется с его содержанием по породообразующим минералам (Сандомирский и др., 1969).

В палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье) несходимость баланса содержания Mo в породе и минералах ничтожна и отличается на 2,5—5,0% (Козлов, Рощупкина, 1965). В мезозойских же молибденоносных гранитоидах северо-восточного Забайкалья это расхождение более существенно и достигает 23—25% (Таусон и др., 1970).

Значительно меньше данных по вольфраму. С. Н. Митрофанская (1970) отмечает для вольфрамоносных гранитов Акчатау большой дефицит W по мономинеральному балансу, который составляет 17—43%, т. е. только около половины всего вольфрама породы входит в состав породообразующих минералов, а остальная часть образует собственные минералы, в частности акцессорный вольфрамит, установленный в гранитах всех фаз.

По нашим данным (табл. 116), содержание W и Mo в серой и розовой разностях эльджуртинского гранита и в слагающих их минералах практически одинаково, что свидетельствует о преобладающе изоморфной форме нахождения этих элементов.

Содержание W и Mo в породах экзоконтакта. Несмотря на слабое экзоконтактовое воздействие эльджуртинского гранита на вмещающие породы, выяснение геохимических особенностей пород зоны контакта показывает значительное их обогащение рядом элементов, преимущественно рудных и особенно W и Mo (см. табл. 62). Это относится не только к вмещающим породам, но и к эндоконтактовым разностям самого эльджуртинского гранита. Это, несомненно, отражает воздействие рудоносных растворов, циркулировавших по зоне контакта, тем более, что сам гранит иногда пересекается скарновыми жилами с разнообразными сульфидами, а иногда и чисто молибденитовыми жилками. Кроме того, гранит из зон дробления содержит в 2 раза больше вольфрама и молибдена, что также, по-видимому, отражает циркуляцию рудоносных растворов по этим зонам. Источник этих растворов, судя по полученным данным, не связан с магмой эльджуртинского гранита. Только в отношении Zn, Sc и Li можно говорить, что контактирующие породы могли взаимно обогащать ими друг друга.

В рудоносном массиве Акчатау эндоконтактовые фации гранита содержат пониженные количества вольфрама (Митрофанская, 1970), свидетельствуя о его миграции во вмещающие породы.

Часть третья

СУБЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Кислые субэффузивные породы являются самыми молодыми образованиями в пределах рудного поля Тырныауза. Однако если минералого-геохимические особенности развитых здесь же биотитовых и лейкократовых гранитов получили известное освещение, то сведения о содержании редких и рудных элементов и их минералов в кислых субэффузивных породах — липаритах, липарито-дацитах, витроандезитах и витрофирах — практически отсутствуют. В то же время близкий возраст биотитовых гранитов и липаритов позволяет рассматривать их как единую вулканоплутоническую ассоциацию. Поэтому особый интерес представляет возможность установить не только признаки генетического родства между этими породами, но и, что особенно важно, степень проявления рудогенерирующей способности субэффузивных пород, используя особенности содержания редких и рудных элементов не только в породах, но и в слагающих их минералах, а также и содержания собственных (акцессорных) минералов этих элементов.

Настоящий раздел и посвящен минералого-геохимической характеристике липаритов из штоков и даек, а также жильных стекловатых пород — витроандезитов и витрофиров.

Среди субэффузивных пород Тырныауза в зависимости от степени их раскристаллизации и химического состава выделяют липариты и липаритовые брекчии, криптолипариты, липарито-дациты, витроандезиты и витрофиры. История их изучения связана с именами И. Н. Ситковского (1934), который описал их как липарито-дациты; С. П. Соловьева (1940), относившего их на основании особенностей химического состава (Na>K) к ряду дельенит-липарит.

Большинство исследователей: С. П. Соловьев (1940), Н. А. Хрущов (1958), А. В. Пэк (1962), отмечают, что состав липаритов близок к составу эльджуртинского гранита, что промежуток времени между их внедрением был небольшим и, по всей вероятности, они являются производными одного и того же магматического очага. С. П. Соловьев (1940) и Б. В. Орлов (1936) считали липариты Тырныауза (по аналогии с липаритами Чегема и Кыртыка, которые приравнивались к ранним стадиям извержения Эльбруса) образованиями верхне-третичными; отсюда и весь возраст Тырныаузского неоинтрузивного комплекса опреде-

лялся этими авторами как верхнетретичный. С. П. Соловьев (1940) предполагал даже, что «питание делленитовых даек и эльджуртинского гранита происходило из одного и того же магматического очага». Об этом, отчасти, говорит и поразительное сходство химического состава гранита и липарита.

Однако позже работавший здесь же Л. А. Варданянц (1940) на основании различной измененности липаритов, наблюдавшейся им в шлифах, разделил эти породы на верхнелейасовые (измененные липариты среднего штока) и послеверхнеюрские, причем время формирования эльджуртинского гранита он сближал именно со временем формирования липаритов послеверхнеюрских. Возраст всех остальных пород (криптолипарита, витроандезита и витрофира) он считал верхнеплиоценовым или даже более молодым.

По мнению Г. Д. Афанасьева (1957), ответить на вопрос, являются ли липариты остаточными дифференциатами магматического источника, создавшего тырныаузскую гранитовую формацию, или, наоборот, они представляют уже начало нового этапа вулканизма — пока еще трудно, так как нет определенных данных. Во всяком случае небольшие дайки витрофира и пироксенового андезито-базальта являются, по его мнению, вероятнее всего, продуктом эффузивного магматизма уже четвертичного времени, являясь отголоском вулканизма, мощно проявленного в районе Эльбруса.

Абсолютный возраст липаритов определялся неоднократно. По ранним данным З. В. Студениковой (1957), он равен 18 млн. лет. По последним данным (Борсук и др., 1972), возраст северного массива липаритов, датированный по санидину и биотиту, составляет 1,6—1,8±0,25 млн. лет. Возраст дайки витроандезита, прорывающей эти липариты, составляет 1,55±0,2 млн. лет. Таким образом, разница во времени формирования полнокристаллического гипабиссального эльджуртинского гранита и субэффузивных липаритов составляет 100—300 тысяч лет.

За пределами рудного поля в среднем течении р. Баксан весьма сходные по составу липаритовые лавы образуют покровы определенно неогенового возраста.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Среди субэффузивных пород можно выделить две группы, достаточно отличающиеся не только в геолого-петрографическом, но и в геохимическом отношениях: раскристаллизованные липариты и стекловатые породы. Некоторые разновидности последних пересекают липариты, являясь по сравнению с ними образованиями более молодыми.

Л и п а р и т ы. Наиболее крупные тела липаритов расположены на южном склоне хр. Тырныауз, где они образуют три штока: северный, средний и южный. Из них северный шток наименее, а южный наиболее эродирован. По данным А. В. Пэка (1962), штоки липаритов представляют трубкообразные, несколько сужающиеся на глубину тела, обладающие крутыми контактами. Кроме штоков встречаются и дайки липаритов, пересекающие как граниты, так и осадочно-метаморфические породы. Они обладают мощностью от 0,2 до 1—2 м, запад-северо-западным простиранием и крутым падением. Одна из даек липарита пересекает тектонический контакт между песчаниками мукуланской свиты и более древними кристаллическими сланцами, что позволяет считать, что липариты моложе основных сбросов Пшекиш-Тырныаузской зоны (Хрущов, 1958; Пэк, 1962).

Макроскопически липариты представляют желтовато-серые, на выветрелой поверхности несколько ноздреватые породы, содержащие порфировые кристаллы полевого шпата, кварца и биотита. В структурном отношении среди них может быть выделено два типа: более раскристаллизованные липариты и менее раскристаллизованные криптолипариты. Последние слагают маломощные (0,1—0,5 м) дайки и представляют собой мелкозернистую и сравнительно равномернозернистую плотную породу серого цвета с редкими порфировыми выделениями кварца и санидина размером 0,2—0,4 мм, заключенными в фельзитовую местами почти стекловатую, основную массу.

В последние годы на Северном участке Ю. И. Блиновым (1971) наряду с липаритами, сходными с липаритами Главного рудного поля, установлена новая структурная разновидность липаритов — своеобразные брекчии, состоящие из обломков различных пород, в том числе и липаритов, сцементированных также липаритом, имеющим более темную зеленовато-серую окраску. Брекчия развита в виде ореола около неккообразного липаритового тела, местами прорывается им, а также образует маломощные (0,3—0,8 м) дайковые тела с резкими контактами и субпараллельными зальбандами. Подобные брекчии описаны на Тырныаузе впервые. Они возникли, по-видимому, в ходе формирования липаритового некка, сопровождавшегося неоднократным внедрением магмы кислого состава.

Одно из таких внедрений, по-видимому, носило эксплозивный характер.

Уже макроскопически устанавливается, что липариты штоков отличаются друг от друга рядом особенностей. В липаритах южного массива вкрапленники много крупнее и их больше, чем в среднем. В последнем основная масса более тонкозернистая, и в ней иногда наблюдается флюидальная текстура. Последняя особенно характерна для липаритов северного штока, в которых часто встречаются многочисленные мелкие, часто угловатые обломки метаморфических пород и редко — эльджуртинского гранита.

Более крупные обломки последнего чаще встречаются в липаритах южного массива, в то время как обломки метаморфических пород представляют в нем значительную редкость, а обломки гранита встречаются наиболее часто.

Эти отличия еще более заметны при микроскопическом изучении липаритов. Все они обладают четко выраженной порфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены главным образом санидином ($Or_{76}Alb_{24}$), плагиоклазом (40—46% An в центре, 22—33% An по периферии), кварцем и несколько реже биотитом. Однако в структуре основной массы, которая состоит из тех же минералов и в различной степени раскристаллизованного стекла, наблюдаются определенные отличия. Микрофельзитовая в северном штоке липаритов она становится более зернистой в среднем и южном штоках липаритов. Кроме того, в основной массе липаритов среднего штока появляются миндалины, выполненные карбонатом.

Определенные отличия наблюдаются и в морфологии вкрапленников, и в степени их измененности. Призматические кристаллы порфирового плагиоклаза всегда сдвойникованы, нередко зональны или образуют гломеропорфировые скопления. Плагиоклаз преобладает среди порфировых вкрапленников в липаритах северного штока. Только в них кристаллы плагиоклаза обладают ситовидной структурой, обязанной многочисленным мелким включениям фельзитовой основной массы. В липаритах среднего штока плагиоклаз не зонален, но наиболее сильно изменен, серицитизирован, карбонатизирован и содержит неправильные выделения флюорита.

Порфировые выделения санидина в незначительном количестве встречаются в липаритах северного штока и в значительно большем — среднего и особенно южного, где их размер достигает 3—5 см. Порфировые вкрапленники санидина ранее изучали С. П. Соловьев (1940), Л. А. Варданянц (1937), Е. Д. Белянкина (1953). По А. А. Марфунину (1962), они образуют карлсбадские двойники, вытянутые по (001), манебахские двойники и монокристаллы. В десяти гониометрически ориентированных пластинках им определена моноклинная оптическая ориентировка. Рентгенографически санидин также моноклинный, гомогенный.

Пластинки и идиоморфные кристаллы биотита также достигают наиболее крупных размеров в южном штоке липаритов. В них биотит не изменен, в северном штоке частично разложен, а в среднем — значительно изменен: по нему интенсивно развивается хлорит и минералы эпидот-цоизитовой группы. Судя по показателю преломления ($Ng = 1{,}668—1{,}670$), железистость биотитов составляет 70—72% и существенно не отличается от таковой биотита из гранита.

Во всех липаритах в виде крупных зерен присутствует кварц, обладающий или плавными очертаниями с характерными бухтообразными заливами и включениями пластинок биотита и участ-

ков фельзитовой основной массы или образующий идиоморфные кристаллы бледно-фиолетовой окраски. По сравнению с другими штоками в липаритах северного штока кварц встречается значительно реже.

Липарит, слагающий дайки, представляет собой светло-серую или серо-зеленую породу ясно порфирового облика. Структура основной массы фельзитовая. В порфировых выделениях преимущественно плагиоклаз № 30—40 и калиевый полевой шпат, который по малому углу оптических осей — 28°—30°, можно отнести по классификации Д. С. Белянкина к калиевому анортоклазу с малым 2V. Кварц часто обладает плавными очертаниями. Биотит обычно в той или иной степени разрушен.

В правом борту балки р. Таверсинчик-кол слюдяные сланцы палеозоя прорваны дайкой липарита мощностью 20—25 м. Липарит представлен светло-серой плотной породой ясно порфирового облика. В основную фельзитовую массу погружены сравнительно редкие порфировые выделения биотита, «оплавленного» кварца и более многочисленные — плагиоклаза, как правило образующего гломеропорфировые скопления. Периферические части кристаллов плагиоклаза обладают ситовидной текстурой благодаря обилию микровключений основной массы. Судя по преобладанию плагиоклаза среди микролитов и порфировых выделений, породу правильнее именовать липарито-дацитом.

По химическому составу, в частности по содержанию SiO_2, которое меньше, чем у среднего липарита, по Дэли (72,9%), рассматриваемые породы правильнее относить к липарито-дацитам, в то время как постоянное преобладание K над Na сближает их с липаритами.

Среди них выделяются разности с более высоким (69,95%) и более низким (62,0%) содержанием SiO_2, высоким (3,19%) и низким (1,41%) содержанием CaO и т. д. (табл. 117).

Стекловатые породы представлены витроандезитом и витрофиром. Встречаются они в виде жил, секущих липариты, кварцевые плагиопорфиры, а также в составе сложных даек. В зависимости от структуры различают порфировые и афировые разности. Мощность этих даек невелика и в противоположность всем более древним изверженным породам Тырныауза они имеют меридианальное, а не субширотное простирание. Внедрение этих даек, по мнению Л. А. Варданянца (1940), было одновременным с извержениями Эльбруса.

Жилы витроандезита пересекают липариты северного штока. Одна из них мощностью 2,0—2,5 м сложена черной стекловатой породой, содержащей многочисленные вкрапленники плагиоклаза, биотита, кварца и гиперстена. Среди них плагиоклаз значительно преобладает (табл. 118).

Под микроскопом структура породы ясно порфировая, иногда с гломеропорфировыми скоплениями, образованными крупными выделениями плагиоклаза, реже более мелкими биотита и гипер-

Таблица 117

Химический состав субэффузивных пород Тырныауза (в вес.%)

Порода	Раскристаллизованные									Стекловатые			
	Липариты									Витрофир	Витроандезит	Витроандезит	Андезитобазальт
Окислы	северный шток	средний шток	южный шток	жилы в граните		средний шток	южный шток	жилы в граните		жила в трондьемите	жила в липарите		
SiO_2	67,76	67,87	69,95	68,62	67,50	69,75	71,59	71,01	69,44	62,00	66,82	67,04	51,29
TiO_2	0,30	0,11	0,30	0,10	0,11	0,52	0,50	0,54	0,42	0,30	0,48	0,43	1,50
Al_2O_3	15,65	15,65	14,00	15,05	15,25	14,78	14,58	15,21	15,71	13,95	16,84	14,85	15,99
Fe_2O_3	1,03	1,27	0,08	0,12	0,17	1,63	0,61	1,31	1,58	0,62	0,32	0,47	3,48
FeO	1,69	1,56	1,73	2,22	2,72	1,53	1,78	0,55	0,71	1,75	1,46	2,23	4,14
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,02	Следы	0,03	0,07	0,03	0,08
MgO	1,58	1,37	1,99	1,34	1,70	1,02	0,91	0,31	0,79	0,82	1,20	1,17	7,15
CaO	1,86	1,41	1,69	1,66	1,56	1,63	1,59	2,02	2,14	2,98	3,19	2,45	8,61
Na_2O	2,77	2,43	2,77	2,70	2,77	2,75	3,11	4,06	2,75	1,08	2,93	3,60	3,39
K_2O	3,30	3,72	3,54	4,02	3,30	4,42	4,20	3,77	4,09	2,76	3,40	3,84	2,63
H_2O^+	1,50	2,00	1,80	1,54	1,88	–	–	–	–	10,00	2,88	–	–
H_2O^-	–	–	–	–	–	0,64	0,50	0,33	1,48	–	0,71	0,54	0,90
П.п.п.	1,53	1,55	1,60	2,00	2,00	1,49	0,63	0,89	1,36	2,00	–	3,25	0,76
P_2O_5	–	–	–	–	–	0,14	0,09	–	–	–	Следы	–	–
Сумма	99,00	98,97	99,48	99,40	98,99	100,34	100,15	100,02	100,47	98,29	100,30	99,90	99,97
Автор	В. В. Ляхович					Данные Л. А. Варданянца				В. В. Ляхович		Данные Л. А. Варданянца	

Таблица 118

Количественно-минеральный состав витроандезита (в объемн.%)

Минералы	1	2	3	Среднее
Гиперстен	1,40	2,42	2,06	1,93
Биотит	5,72	2,70	6,43	4,95
Плагиоклаз	20,51	23,75	17,71	20,68
Кварц	2,83	1,25	3,32	2,47
Стекло	69,54	69,88	70,48	69,97
Сумма	100,00	100,00	100,00	

стена. Порфировые выделения плагиоклаза, нередко зонального, содержат по периферии зерен многочисленные включения стекла. Центральные части кристаллов плагиоклаза содержат 40—45%, периферические — 20—25% анортитового компонента. Биотит образует идиоморфные шестигранные таблички с $Nm=1{,}670$, что соответствует 72% железистости и почти совпадает с железистостью биотитов из липаритов и прорываемых ими гранитов. Кварц образует выделения неправильной формы с характерными бухтообразными заливами.

Стекло зеленовато-желтого или серо-зеленого цвета, в шлифе прозрачно и находится в разной степени раскристаллизации от изотропного (преобладает) до агрегативно угасающего. В зависимости от степени раскристаллизации стекла варьируют и его показатели преломления — от 1,483 до 1,490. Наиболее характерные показатели — 1,488—1,486, соответствующие содержанию 70—75% SiO_2.

По химическому составу это стекло является более кислым, чем дацитовые стекла Восточного Забайкалья или щелочно-липаритовые стекла Приморья (табл. 119). По невысокому содержанию SiO_2 и незначительному преобладанию K над Na описываемую породу следует отнести к витроандезитам.

Стекло встречается и в составе некоторых сложных даек липаритов, где оно слагает стекловатые зальбанды и представляет самостоятельную фазу внедрения. Так в средней части балки Тавер-синчик-кол встречена подобная сложная дайка, характерной особенностью которой является наличие темных стекловатых зальбандов мощностью 5—20 см, весьма напоминающих стекловатые витроандезиты, пересекающие липариты северного штока. В шлифах видна стекловатая основная масса, содержащая многочисленные микролиты и микропорфировые выделения плагиоклаза. Параллельное расположение призматических кристаллов последних обусловливает появление параллельно-флюидальной текстуры. Круп-

Таблица 119

Химический состав стекловатых пород Тырныауза (в вес.%)

Окислы	Северный Кавказ							Восточное Забайкалье	Приморье
	витроандезит	стекло из витроандезита	витрофир		стекло из зальбанда	стекло из брекчий	витрофир	стекло	
			неизмененный	измененный					
SiO_2	66,82	70,46	62,00	56,46	68,00	68,00	64,71	69,30	67,67
TiO_2	0,48	0,27	0,30	0,53	0,40	0,39	0,35	0,22	0,20
Al_2O_3	16,84	13,28	13,95	22,60	15,00	14,46	13,17	13,84	11,42
Fe_2O_3	0,32	0,96	0,81	1,41	1,10	1,22	0,62	1,10	3,81
FeO	1,46	1,93	1,75	1,75	1,66	1,36	1,53	0,36	1,93
MnO	0,07	0,04	0,03	0,09	0,04	0,04	0,06	0,08	Не обн.
MgO	1,20	1,11	0,82	2,42	0,85	1,00	0,57	0,61	0,45
CaO	3,19	1,57	2,98	0,90	2,54	2,30	3,44	0,96	0,58
Na_2O	2,93	2,99	1,08	0,22	4,38	4,24	1,32	4,80	5,02
K_2O	3,40	4,17	2,76	7,28	3,22	3,20	2,55	4,20	4,45
P_2O_5	–	–	–	0,11	0,21	0,18	0,08	0,01	–
H_2O^-	0,71	0,48	–	1,22	0,46	0,34	3,80	–	3,45
H_2O^+	2,88	2,48	10,00	4,64	2,60	3,70	–	–	1,09
П.п.п.	0,11	0,16	2,00	–	–	–	7,74	5,10	–
Сумма	100,41	99,90	98,48	99,63	100,46	100,43	99,94	100,58	100,07
Автор	В. В. Ляхович						Варданянц, 1940	Ковальский и др., 1966	Финько, 1964

ные порфировые выделения представлены главным образом плагиоклазом, кристаллы которого обладают ситовидной текстурой, реже — биотитом.

Судя по резкой границе между липарито-дацитом, слагающим дайку, и стекловатым зальбандом, непостоянной мощности этого зальбанда, отсутствию подобных «закаленных» зон в других, даже менее мощных дайках липарита, эти стекловатые породы можно считать самостоятельной фазой внедрения, а всю дайку в целом — сложной дайкой.

Другой разновидностью стекловатых пород является витрофир, который слагает жилы мощностью 0,2—0,4 м, обнаруженные впервые в кварцевых плагиопорфирах Н. А. Хрущовым в 1938 г. Сложены они буро-коричневым стеклом, не обладающим, однако, характерным раковистым изломом, а рассыпающимся при ударе на массу мелких угловатых обломков. Под микроскопом стекло палево-желтое, участками изотропное или в различной степени раскристаллизованное. Его показатель преломления колеблется в узких пределах от 1,493 до 1,496, составляя в среднем 1,494.

Текстура флюидальная с образованием трещинок следующих флюидальности. Вдоль этих трещин наблюдается аксиолитовый тип раскристаллизации, связанный с образованием гребенчатых структур. Несколько реже встречается сферолитовая раскристаллизация. Сферолиты имеют концентрически лучистое строение и сложены низко двупреломляющими минералами хлоритовой группы. Кристаллов в стекле не обнаружено, зато присутствуют очень мелкие сферолоиды, выполненные халцедоном и цеолитами.

По низкому содержанию SiO_2 (62) описываемый витрофир близок дацитовым вулканическим стеклам Исландии (Carmichael, 1960), в то время как значительное преобладание калия над натрием сближает его со стеклами липаритового состава (табл. 119). Как это принято (Наседкин, 1963), по высокому содержанию воды — (10,0%) — стекло, слагающее жилу витрофира, следует именовать перлитом липарито-дацитового состава.

Наличие двух главных разностей субэффузивных пород — раскристаллизованных и стекловатых — свидетельствует о многоэтапном их внедрении, подтверждением чего являются сложные дайки, липаритовые брекчии и пересечение липаритов жилами стекловатых пород. Последние отличаются от липаритов и большей основностью: несколько меньшим содержанием SiO_2, значительно большим — CaO, преобладанием Na_2O над K_2O и большим содержанием MgO (табл. 117, 119).

Эти же отличия выявляются и при сравнении химического состава эльджуртинского гранита и липаритов (табл. 26, 117). Они свидетельствуют или о несколько необычном направлении процессов дифференциации, которые приводили к формированию более основных конечных дифференциатов, или о принадлежности субэффузивных пород новому магматическому циклу, характеризующемуся своими петрохимическими особенностями.

РУДНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СУБЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

В описываемых разностях субэффузивных пород содержание рудных и редких элементов не одинаково.

Л и п а р и т ы. Среди наиболее распространенных раскристаллизованных субэффузивных пород — липаритов штоков — содержания большинства редких и рудных элементов распределены достаточно равномерно и только для Sn, Zn, Cu и, отчасти, Li, эти колебания становятся более значительными (табл. 120). Самые высокие содержания Zn, Zr, Be и самые низкие — Sn, Rb и B установлены в наиболее приповерхностных липаритах северного штока. В относительно более измененных липаритах среднего штока повышены содержания Sn, Cu и Rb и понижены — F. В липаритах южного, наиболее глубоко эродированного штока повышены содержания Li, Cs, F и понижены — Cu.

Главные элементы месторождения (W и Mo) распределены весьма монотонно, не фиксируя тенденции к преимущественной концентрации в липаритах какого-либо одного из описываемых штоков (см. табл. 120).

Более неравномерно распределение рудных и редких элементов в липаритах жил. Наиболее значительные содержания W и F установлены в дайках липарита, залегающих в метаморфических породах, а Sn, Rb, Cs, B — в дайках, залегающих в граните. Кроме того, липариты жил отличаются от липаритов штоков более высокими содержаниями Cs, B и F и более низкими — Sn, Zn, Cu, Zr, Be, Rb (табл. 121). Главные элементы месторождения — W и Mo — содержатся в сравниваемых липаритах в практически одинаковом количестве (табл. 122).

Так как липариты прорывают эльджуртинский гранит, а их абсолютный возраст указывает на весьма сближенное время формирования, то их можно с известным основанием считать образованиями комагматичными и вычислить коэффициент накопления рудных и редких элементов в липаритах по отношению к эльджуртинскому граниту (см. табл. 122). Для последнего по сравнению с кларками кислых пород (Виноградов, 1962) устанавливается некоторое обогащение Li и Zr и значительно большее — в 2—3 раза — Sn и Cs. Содержание Zn, Cu, Nb, B и особенно Ta ниже, а W, Mo, Pb, Be, Rb, F — близко к кларковому.

Рассматривая теперь средние содержания рудных и редких элементов в липаритах штоков, можно убедиться в существовании двух групп элементов.

1. Элементы, содержание которых в субэффузивных породах по сравнению с эльджуртинским гранитом увеличивается: Zn, Cu, Nb, Ga, B — содержание которых в граните было ниже кларкового; W, Pb, Rb — содержание которых в граните было близко кларковому; Sn, Li — содержание которых в граните было больше кларкового.

2. Элементы, содержание которых в субэффузивных породах по сравнению с эльджуртинским гранитом уменьшается: Ta — содержание которого в граните было ниже кларкового; Mo, F — содержание которых в граните было близко кларковому; Zr, Cs — содержание которых в граните было выше кларкового. Содержание Be практически не изменяется.

Эти данные свидетельствуют о существовании любопытной зависимости. С одной стороны, эффузивные породы наследуют геохимические особенности эльджуртинского гранита, а именно в них превышают кларковые содержания как раз тех элементов (Sn, Li), которые также находились в граните в количестве, большем по сравнению с кларком, и не достигают их те (F, Mo), содержание которых было меньше или близко кларковому. С другой стороны, в них отмечается накопление таких, главным образом рудных элементов, содержание которых в граните близко (W, Pb, Rb) или меньше кларкового (Zn, Cu, B).

Полученные цифры отражают слабо проявленные в условиях быстрого охлаждения процессы дифференциации, которые не могли привести к существенному увеличению содержания Cs и Mo, количество которых в граните было больше или близко кларковому, а также Ta и Be, содержание которых в исходной магме не достигало кларковых значений. Для Карымского вулкана также не установлено обычной картины накопления в поздних дифференциатах U, Th, Li, Rb (Леонова и др., 1971). Все это подтверждает реальность существования обратной зависимости между содержанием в породе редкого элемента и его возможностью к накоплению в поздних продуктах: высоким содержаниям Cs и Zr в граните соответствуют низкие содержания этих элементов в липаритах.

По сравнению с кларками кислых пород в липаритах повышены содержания ряда редких — Li, Rb, Zr и особенно Cs — и рудных элементов — Zn, Pb, Cu и особенно Sn,— в то время как содержания Nb, Ta, Be, B, F понижены. Главные элементы месторождения (вольфрам и молибден) содержатся в количестве, весьма близком к кларку для кислых пород.

Полученные нами результаты (см. табл. 120) отличаются в большую сторону от данных Г. Л. Одикадзе (1973), согласно которому среднее содержание (по данным 23 проб) в липаритах Тырныауза составляет (г/т): Rb — 172, Cs — 25800 и F — 350.

Стекловатые породы. Выяснение особенностей содержания рудных и редких элементов в стекловатых породах представляет особый интерес, так как дает представление о первичном распределении содержания этих элементов, не затушеванном или искаженным процессами кристаллизационной дифференциации и поздне- и постмагматических изменений.

В стекловатых породах рудного поля наиболее неравномерно распределены Cs, Li и большинство рудных элементов. Отдельные высокие содержания (г/т): Zn — 250, Pb — 120, Sn — 32, по-ви-

Таблица 120

Содержание рудных и редких элементов в липаритах различных штоков (в г/т)

Штоки	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Северный															
Липарит	2,0	0,7	8,0	130	43,0	14,0	320	12,6	1,7	6,0	48,0	220,0	13,0	10,0	620,0
»	2,0	0,7	7,0	130	58,0	12,0	320	16,1	1,6	4,0	61,0	200,0	11,0	11,0	660,0
»	2,0	0,7	6,0	100	28,0	8,0	310	18,2	1,3	6,0	61,0	200,0	12,0	11,0	620,0
»	2,0	0,7	6,0	150	42,0	8,0	300	14,7	1,0	8,0	63,0	200,0	11,0	13,0	640,0
»	2,0	0,7	7,0	120	55,0	13,0	245	15,4	1,6	5,0	67,0	210,0	9,0	12,0	580,0
Среднее (5)	2,0	0,7	6,8	126	45,2	11,0	229	15,4	1,4	5,8	60,0	206,0	11,2	11,4	624,0
Средний															
Липарит	1,5	0,7	43,0	60	35,0	12,0	230	16,0	1,3	5,0	61,0	250,0	17,0	14,0	600,0
»	1,5	0,7	55,0	120	57,0	160,0	250	16,1	1,3	3,0	53,0	330,0	13,0	16,0	600,0
»	1,5	0,7	85,0	20	43,0	120,0	245	18,2	1,1	3,0	67,0	250,0	17,0	20,0	700,0
»	2,0	0,7	55,0	50	29,0	110,0	340	18,2	1,2	3,0	64,0	270,0	11,0	14,0	450,0
»	2,0	0,7	28,0	20	40,0	32,0	230	17,5	1,3	5,0	63,0	220,0	8,0	14,0	360,0
Среднее (5)	1,7	0,7	53,2	54	40,8	86,8	259	17,5	1,2	3,8	61,6	264,0	13,2	15,6	542,0
Южный															
Липарит	2,0	0,7	32,0	90	50,0	4,0	300	14,7	1,0	4,0	96,0	230,0	21,0	16,0	520,0
»	3,0	0,7	40,0	10	35,0	17,0	210	18,2	1,6	4,0	88,0	170,0	21,0	14,0	700,0
»	3,0	1,0	35,0	30	26,0	6,0	250	15,4	1,5	3,0	99,0	220,0	9,0	14,0	700,0
»	1,5	0,7	18,0	25	33,0	5,0	140	17,5	1,3	4,0	90,0	240,0	14,0	12,0	740,0
»	3,0	0,7	51,0	25	30,0	4,0	190	16,8	1,6	4,0	96,0	210,0	22,0	15,0	660,0
Среднее (5)	2,5	0,8	35,2	36	34,8	7,2	218	16,5	1,4	3,8	93,8	214,0	17,4	14,2	664,0

Таблица 121

Рудные и редкие элементы в жильных липаритах (в г/т)

Место взятия пород	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Be	Ga	Li	Rb	Cs	B	F
Липарит. Дайки в метаморфических породах																
Балка Малый Мукулан	0,7	1,0	6,0	40,0	43,0	8,0	–	14,0	1,3	2,0	21,0	58,0	140,0	10,0	9,0	900,0
Балка Таверсинчик-кол	5,0	1,0	3,0	25,0	38,0	6,0	–	17,0	0,8	3,0	10,0	48,0	170,0	24,0	18,0	320,0
Липарит. Дайки в эльджуртинском граните																
Балка Чильмиан	3,0	0,7	16,0	25,0	15,0	4,0	210,0	15,4	1,3	4,0	21,0	51,0	220,0	22,0	30,0	700,0
То же	3,0	0,7	15,0	50,0	19,0	5,0	220,0	14,7	1.6	2,0	23,0	52,0	250,0	26,0	45,0	760,0
»	3,0	0,7	12,0	30,0	18,0	4,0	220,0	14,7	1,4	2,0	15,0	68,0	240,0	25,0	50,0	710,0
»	3,0	0,7	10,0	30,0	14,0	5,0	280,0	14,0	1,7	2,0	14,0	55,0	230,0	27,0	47,0	680,0
»	2,0	0,7	12,0	40,0	17,0	4,0	190,0	14,7	1,0	2,0	23,0	65,0	230,0	20,0	50,0	630,0
Криптолипарит. Жилы в граните																
Балка Чильмиан	2,5	1,6	9,0	140,0	47,0	84,0	190,0	13,3	1,6	3,0	12,0	201,0	210,0	н/о	56,0	760,0
Балка Эльджурту	0,7	0,4	4,0	25,0	20,0	38,0	26,0	2,8	0,3	4,0	14,0	20,0	40,0	5,0	9,0	530,0
Среднее (9)	2,5	0,8	9,7	45,0	25,7	17,6	148,4	13,4	1,2	2,3	17,0	68,7	192,2	22,1	34,9	665,6

Таблица 122

Средние содержания и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в субэффузивных породах Тырныауза

Элементы	Среднее содержание в эльджуртинском граните (111)	Липариты штоков						Липариты			
		Северный (5)		Средний (5)		Южный (5)		штоков в целом (15)		жил (9)	
		$\bar{x}$	$K_н$	$\bar{x}$	$K_н$	$\bar{x}$	$K_н$	$\bar{x}$	$K_н$	$\bar{x}$	$K_н$
W	1,7	2,0	1,2	1,7	1,0	2,5	1,5	2,1	1,2	2,5	1,5
Mo	1,4	0,7	0,5	0,7	0,5	0,8	0,6	0,7	0,5	0,8	0,6
Sn	6,2	6,8	1,1	53,2	8,6	35,2	5,7	31,7	5,1	9,7	1,6
Zn	46,3	126,0	2,7	54,0	1,2	36,0	0,8	72,0	1,6	45,0	1,0
Pb	25,8	45,2	1,8	40,8	1,6	34,8	1,3	40,3	1,6	25,7	1,0
Cu	12,7	11,0	0,9	86,8	6,8	7,2	0,6	35,0	2,8	17,6	1,4
Zr	276,0	299,0	1,1	259,0	0,9	218,0	0,8	258,7	0,9	148,4	0,5
Nb	13,9	15,4	1,1	17,5	1,3	16,5	1,2	16,4	1,2	12,8	0,9
Ta	1,7	1,4	0,8	1,2	0,7	1,4	0,8	1,3	0,8	1,2	0,7
Ga	15,0	16,0	1,0	19,0	1,3	23,0	1,5	20,0	1,3	17,0	1,1
Be	4,4	5,8	1,3	3,8	0,9	3,8	0,9	4,5	1,0	2,3	0,5
Li	52,7	60,0	1,1	61,6	1,2	93,8	1,8	71,8	1,4	68,7	1,3
Rb	212,8	206,0	1,0	264,0	1,2	214,0	1,0	228,0	1,0	173,0	0,8
Cs	16,0	11,2	0,7	13,2	0,8	17,4	1,1	13,9	0,9	22,1	1,4
B	11,4	11,4	1,0	15,6	1,4	14,2	1,2	13,7	1,2	34,9	3,1
F	786,7	633,3	0,8	542,0	0,7	664,0	0,8	610,0	0,8	665,6	0,9

димому, обязаны наличию собственных минералов рудных элементов. В то же время главные элементы месторождения (W и Mo) распределены весьма равномерно, и только в единичных случаях количество W и Mo поднимается до 6 г/т, что в 3—6 раз превышает их среднее содержание в этих породах (табл. 123).

Наблюдаются определенные геохимические различия между разновидностями стекловатых пород. Так по сравнению с витроандезитами витрофиры содержат меньше Sn, Pb, Zr, Ga, Li, B и несколько больше Mo, Rb, F. Однако наиболее любопытной особенностью витрофира Тырныауза является высокое содержание в нем цезия. Количество последнего, по данным 15 определений, колеблется от 1060 до 1500 г/т, составляя в среднем 1190 г/т, что в 240 раз превышает кларк этого элемента в кислых породах (табл. 124).

По высокому содержанию цезия витрофир значительно превосходит все остальные кислые породы района. В меньшей мере это относится к рубидию, среднее содержание которого достигает 375,7 г/т, в то время как содержание в нем лития значительно ниже кларка (табл. 125).

Таблица 123. Содержание рудных и редких элементов в жильных стекловатых породах (г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Be	Ga	Li	Rb	Cs	B	F
Витроандезит	2,0	0,7	11,0	80,0	120,0	22,0	248,0	12,0	0,7	6,5	2,0	19,0	58,0	200,0	19,0	45,0	600,0
»	2,0	0,7	32,0	80,0	90,0	18,0	240,0	14,0	0,6	3,3	2,0	18,0	82,0	220,0	38,0	40,0	920,0
»	3,0	0,7	12,0	50,0	110,0	14,0	256,0	14,0	1,1	5,2	3,0	23,0	43,0	220,0	16,0	50,0	840,0
»	1,5	0,7	7,0	90,0	38,0	10,0	280,0	18,2	1,6	4,2	6,0	23,0	28,0	230,0	29,0	36,0	600,0
»	3,0	0,7	8,0	110,0	38,0	6,0	260,0	18,9	2,0	5,8	10,0	18,0	26,0	200,0	14,0	36,0	580,0
»	2,0	0,7	8,0	100,0	29,0	4,0	240,0	13,3	1,4	4,9	8,0	15,0	47,0	250,0	37,0	40,0	760,0
»	1,5	0,7	7,0	80,0	28,0	4,0	220,0	14,7	1,8	5,1	4,0	25,0	33,0	250,0	17,0	45,0	760,0
»	1,5	0,7	7,0	100,0	36,0	5,0	240,0	15,4	1,5	5,0	4,0	18,0	34,0	190,0	16,0	36,0	560,0
Среднее (8)	2,1	0,7	11,5	86,34	61,1	10,4	248,0	15,1	1,3	5,0	4,9	20,0	43,9	220,0	23,3	41,0	702,5
Витрофир	2,0	1,0	9,0	200,0	48,0	4,0	90,0	16,1	1,5	8,0	4,0	15,0	27,0	350,0	1500,0	23,0	580,0
»	1,5	2,0	10,0	250,0	43,0	4,0	110,0	14,0	1,5	7,5	6,0	9,0	31,0	360,0	1400,0	20,0	580,0
»	2,0	1,0	7,0	90,0	39,0	4,0	80,0	12,6	1,6	6,5	5,0	16,0	23,0	410,0	1400,0	27,0	760,0
»	1,5	1,0	8,0	90,0	40,0	4,0	115,0	13,3	1,5	7,0	6,0	15,0	24,0	400,0	1200,0	27,0	700,0
»	1,5	6,0	11,0	30,0	52,0	6,0	105,0	13,3	1,3	7,1	4,0	17,0	25,0	350,0	1200,0	30,0	690,0
»	0,7	0,9	11,0	50,0	67,0	31,0	100,0	16,1	1,6	4,7	3,0	17,0	20,0	240,0	840,0	18,0	1600,0
»	1,0	1,0	9,0	50,0	42,0	11,0	95,0	14,0	1,0	2,6	3,0	13,0	19,0	380,0	1200,0	22,0	680,0
»	1,0	1,0	8,0	50,0	42,0	9,0	98,0	14,0	1,2	8,0	3,0	12,0	13,0	450,0	1800,0	24,0	700,0
»	1,0	1,0	9,0	50,0	46,0	15,0	102,0	14,0	1,1	8,0	2,0	10,0	18,0	630,0	630,0	28,0	500,0
»	1,0	1,0	8,0	50,0	47,0	11,0	103,0	14,0	2,1	9,0	3,0	18,0	24,0	420,0	720,0	28,0	720,0
»	6,0	1,0	7,0	50,0	40,0	9,0	102,0	14,0	2,3	11,0	2,0	8,0	28,0	400,0	670,0	22,0	640,0
»	2,0	1,0	9,0	50,0	50,0	12,0	100,0	14,0	2,5	7,0	3,0	12,0	20,0	380,0	600,0	25,0	720,0
Среднее (12)	1,8	1,5	8,8	84,2	46,3	10,0	100,0	14,1	1,6	7,2	3,7	12,9	22,7	375,0	1096,7	24,5	739,2
Стекло из зальбанда	17,0	1,0	9,0	80,0	48,0	14,0	—	7,0	0,8	5,0	3,0	18,0	38,0	190,0	31,0	33,0	550,0
Стекло из брекчии (2)	—	—	—	40,0	20,0	10,0	170,0	10,0	0,6	4,8	4,2	20,0	55,0	115,0	12,5	—	н/о
Лава Эльбруса	0,7	0,7	3,0	100,0	13,0	10,0	270,0	17,5	1,6	—	1,5	—	40,0	150,0	10,0	10,0	540,0
То же	2,5	1,0	2,5	100,0	14,0	9,0	270,0	16,8	1,0	—	1,5	—	40,0	120,0	10,0	10,0	430,0
»	0,7	1,0	2,5	90,0	14,0	10,0	300,0	14,0	1,1	—	1,5	—	40,0	140,0	10,0	7,0	510,0
Среднее (3)	1,3	0,9	2,7	97,0	13,7	9,3	280,0	16,1	1,2	—	1,5	—	40,0	137,0	10,0	9,0	493,0

Таблица 124

Содержание цезия (в г/т) в витрофире Тырныауза по данным различных контрольных определений

№ проб	I	II	III	№№ проб	I	II	III
1	1500	1100	1240	4	1200	1060	1130
2	1400	1100	1200	5	1200	1060	1100
3	1400	1000	1150				

Таблица 125

Средние содержания Cs, Li, Rb, F *в кислых интрузивных и субэффузивных породах Тырныауза (в г/т)*

Порода	Cs	Li	Rb	F	B
Граниты биотитовые эльджуртинские (111)	16,0	52,7	212,6	786,7	11,4
Граниты лейкократовые (141)	6,5	17,8	233,2	424,6	14,6
Липариты, южный шток (5)	18,0	93,8		734,0	14,2
То же, средний шток (5)	13,2	61,6	160,0	542,0	15,6
» северный шток (5)	11,2	60,0	170,0	624,0	11,4
» жила в граните (9)	22,1	68,7	140,0	665,6	34,9
Витроандезит, жила в липарите (8)	23,3	43,9	213,3	702,5	41,0
Стекло, зальбанд в жиле липарита (1)	31,0	38,0	190,0	550,0	33,0
Витрофир, жила в кварцевом плагиопорфире (12)	1096,7	22,7	375,7	739,2	24,5
Обсидиан, Армения (1)	15,0	–	–	–	–
Пехштейн, Восточное Забайкалье (1)	27,0	–	–	–	–
Кларк в кислых породах	5,0	40,0	200,0	800,0	15,0

Обогащенность кислых стекол цезием, по-видимому, не случайна, так как проанализированные для сравнения обсидианы Армении и пехштейны Восточного Забайкалья также характеризуются содержанием цезия, в 3—5 раз превышающим кларковое (табл. 125). До 18,6 г/т достигает содержание цезия в стекле игнимбритов Тосканы (Dupuy, 1968₁).

Для липаритов Северо-Востока СССР установлено, что содержание цезия в них зависит от структуры: в стекловатых разностях липаритов содержание цезия максимально, составляя в среднем (18 определений) 291 г/т, хотя в отдельных случаях достигает

1700 г/т, в то время как микрофельзитовые липариты содержат цезия значительно меньше — около 15 г/т (Шатков и др., 1969).

С чем же связано обогащение витрофиров Тырныауза цезием, содержание которого в них в 240 раз превышает кларк этого элемента в кислых породах? Обязано ли оно наличию в них большого количества элементов комплексообразователей или является следствием влияния каких-то иных факторов?

Предполагается (Ставров и др., 1962), что цезий может мигрировать совместно с бором и фтором в виде комплекса C_5BF_4 и поэтому между их содержанием и количеством цезия должна наблюдаться положительная корреляция. Действительно, в Западном Тянь-Шане, например, отмечалось, что в эффузивах с повышенным содержанием бора количество цезия возрастает (Отрощенко, 1967).

Однако в липаритах Северо-Востока СССР четкой корреляции между содержанием Cs и B установлено не было. Более того, в случае высоких концентраций Cs имеющегося количества бора недостаточно, чтобы связать весь этот элемент в комплексе типа $CsBF_4$ (Шатков и др., 1969). Ранее нами также было показано, что хотя в турмалинсодержащих гранитах количество цезия и превышает кларковое в 13 раз, зависимости между содержанием цезия и бора в этих гранитоидах не отмечается, так как вычисленная оценка коэффициентов корреляции в паре Cs-B оказалась меньше допустимого 5% уровня значимости (Ляхович; 1963).

Имеющиеся данные (табл. 125) свидетельствуют о том, что, четкой зависимости между содержанием Cs и B в каждом отдельном случае не устанавливается: высоким содержаниям B не соответствуют пропорционально высокие содержания Cs. Следует, однако, отметить, что содержание бора во всех хорошо раскристаллизованных разностях пород меньше или равно кларковому, а в стекловатых или слабо раскристаллизованных породах в 2—3 раза выше кларкового. Стекловатые же породы обладают и повышенным содержанием цезия. Однако определяющая роль принадлежит здесь, по-видимому, степени раскристаллизации стекла.

Обогащенность породы цезием может быть обязана и ее богатству фтором, так как летучесть фторидов цезия доказана экспериментально. Кроме того, для кислых изверженных пород Кавказа установлено, что, чем выше в них содержание фтора, тем больше в них концентрация цезия и наоборот (Одикадзе, 1971_1). Для различно раскристаллизованных липаритов Северо-Востока СССР установлена тенденция к увеличению содержания фтора в стекловатых разностях этих пород, которые одновременно характеризуются и наиболее высокими содержаниями цезия (Шатков и др., 1969).

Однако в рассматриваемых породах (табл. 125) зависимости между содержанием цезия и фтора не устанавливается. В витрофире и в липаритах, где содержание цезия наиболее значительно превышает кларковое, содержание фтора ниже кларка и меньше,

Таблица 126

Содержание цезия в биотите кислых изверженных пород Тырныауза (в г/т)

Биотит	Cs	Биотит	Cs
Среднее для интрузивных биотитовых гранитов (105)	119,1	Липарит, Южный шток (2)	36,5
		То же, Северный шток (3)	18,3
Гранит эльджуртинский (61)	72,0	Витроандезит (3)	18,3

Таблица 127

Содержание цезия в витроандезите и слагающих его минералах

Компоненты витроандезита	Содержание минерала в породе (%)	Содержание цезия в минерале (в г/т)	Количество Cs, приходящегося на минерал (в г/т)	% Cs, приходящегося на минерал	Общее содержание Cs в породе (в г/т)
Стекло	69,97	28,0	19,59	87,1	
Плагиоклаз	20,68	7,0	1,45	6,5	
Биотит	4,95	18,3	0,86	3,8	
Кварц	2,47	7,0	0,17	0,3	
Гиперстен	1,93	21,0	0,41	1,8	
Сумма	100,00		22,48	100,0	22,6

чем в эльджуртинском граните. Таким образом, особенности содержания фтора и бора не всегда дают удовлетворительное объяснение повышенному содержанию цезия в витрофире.

Известный ответ на этот вопрос может быть получен при выяснении особенностей содержания цезия в биотите, поскольку в гранитоидах он является главным минералом-концентратором и минералом-носителем этого элемента. Как видно из данных табл. 126, по сравнению со средним содержанием цезия в биотите интрузивных гранитов биотиты из эльджуртинского гранита и особенно из липаритов содержат цезия значительно меньше, что свидетельствует о его накоплении в минералах основной массы, так как сами породы содержат Cs в 3—4 раза больше по сравнению с кларком (см. табл. 125). Это подтверждается данными и по составу биотита из витроандезита, который содержит Cs значительно меньше, чем стекловатая основная масса (табл. 127). Состав биотита в данном случае существенной роли не играет, так как, судя по показателям преломления, его железистость изменяется крайне незначительно.

Поэтому обогащение Cs стекловатой основной массы, вероятно, вызвано своеобразным направлением процесса фракционной кристаллизации, который, как известно, может приводить или к обеднению, или к обогащению расплава различными элементами. Например, обеднение комендитовых и пантеллеритовых стекол Sr и Ca связано с удалением этих элементов из расплава ранее выделившимися плагиоклазом, анортоклазом и санидином (Noble a. oth., 1969). В рассматриваемом примере подобный механизм приводил не к удалению Cs из расплава ранее выделившимися минералами, главным образом биотитом, а наоборот — к его накоплению в поздних продуктах дифференциации, в данном случае — в стекле. Действительно, если в гранитах Восточного Казахстана на долю биотита приходится 69% от общего содержания цезия в породе (Ставров, Знаменский, 1961), то при кристаллизации кислой магмы Тырныауза подобного накопления цезия в биотите не происходило. Это подтверждается балансом распределения Cs между биотитом и другими минералами порфировых вкрапленников и стеклом в жиле витроандезита, располагающейся вблизи жилы витрофира и комагматичной ей. Этот баланс свидетельствует о преимущественном накоплении цезия в поздних продуктах, так как на долю стекла приходится 87% общего цезия породы, а на долю биотита — только 3,8% (табл. 127).

Таким образом, если считать витрофир наиболее поздним дифференциатом гранитной магмы, давшей начало и эльджуртинскому граниту, и липаритам, то повышенное содержание в нем цезия может быть обязано его ограниченному рассеянию в кристаллических решетках ранее выделившихся минералов, главным образом биотита. Поскольку в витрофире никаких минералов, в том числе и цезиевых, не обнаружено, весьма вероятно, что ионы цезия рассеяны в силикатном каркасе стекла, возможность чего была рассмотрена специально (Шатков, 1971).

Помимо стекловатых пород, встречающихся в пределах главного рудного поля, породы сходного состава встречаются в пределах Пшекиш-Тырныаузской зоны к западу от месторождения в средней части балки Таверсинчик-кол и к югу, уже за пределами этой зоны, в районе ущелья Чалмас.

В первом случае это — стекловатые зальбанды мощностью 5—20 см, наблюдающиеся у некоторых даек липарита в кристаллических сланцах и представляющие, вероятно, самостоятельную инъекцию кислого стекла. Геохимической особенностью, отличающей их от стекловатых пород рудного поля, является пониженное содержание Rb, Cs и F и значительно повышенное (до 17 г/т) — вольфрама (см. табл. 123).

Стекло присутствует и в составе штока липаритов, обнажающегося в левом борту ущелья р. Баксан напротив ущелья Чалмас. Здесь стекло входит в состав липаритовой брекчии, слагающей периферическую часть штока. Эти стекла также отличаются более низким содержанием Rb, Cs, F и, кроме того,— Zn, Pb, Nb, Ta, в то

время как содержание лития (55 г/т) почти в 2 раза превышает наиболее часто встречаемые в стекловатых породах рудного поля. Другой особенностью стекловатых пород Чалмаса является высокое содержание в них висмута (40 г/т), что в 4000 раз превышает кларк этого элемента в кислых породах.

Более основные по составу стекловатые лавы Эльбруса, с деятельностью которого иногда связывают стекловатые породы Тырныауза, отличаются от последних меньшим содержанием большинства рудных и редких элементов, особенно Sn, Be, Rb, Cs, B и F. И только содержания Zn и Zr в них незначительно выше (см. табл. 123).

Интересные различия в содержании рудных и редких элементов вскрываются при сравнении раскристаллизованных липаритов со стекловатыми породами (табл. 128).

Стекловатые породы по сравнению с липаритами являются образованиями более молодыми и содержат несколько больше F, B, Pb, Zn, Rb, Mo и, особенно, Cs, в то время как содержание W, Nb, Ta, Be существенных изменений не испытывает, а количество Sn, Li, Ga, Cu значительно меньше, чем в липаритах.

Геохимическое отличие стекла зальбандов сложных даек от раскристаллизованного липарита центральной части дайки

Таблица 128

Средние содержания и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в стекловатых породах Тырныауза (в г/т)

Элементы	Липариты штоков (15)	Витроандезит (8)		Витрофир (12)	
		$\bar{x}$	$K_н$	$\bar{x}$	$K_н$
W	2,1	2,1	1,0	1,8	0,8
Mo	0,7	0,7	1,0	1,5	2,1
Sn	31,7	11,5	0,4	8,8	0,3
Zn	72,0	86,3	1,2	84,2	1,2
Pb	40,3	61,1	1,5	46,3	1,1
Cu	35,0	10,4	0,3	10,0	0,3
Zr	258,7	248,0	1,0	100,0	0,4
Nb	16,4	15,1	0,9	14,1	0,9
Ta	1,3	1,3	1,0	1,6	1,2
Be	4,5	4,9	1,1	3,7	0,8
Ga	20,0	20,0	1,0	12,9	0,6
Li	71,8	43,9	0,6	22,7	0,3
Rb	228,0	220,0	1,0	375,0	1,6
Cs	13,9	23,3	1,7	1096,7	78,7
B	13,7	41,0	3,0	24,5	1,8
F	610,0	702,5	1,2	739,2	1,2

(табл. 129) во многом повторяет те отличия, которые существуют между липаритами и стекловатыми породами. В отличие от липаритов из центральной части стекловатые зальбанды также характеризуются повышенным содержанием F, B, Pb, Zn, пониженным — Li, а количество Ta, Nb, Be не изменяется. Кроме того, в стекловатых зальбандах наблюдается значительное увеличение Zn,

Таблица 129

Содержания рудных и редких элементов в сложной дайке липарита (в г/т)

Элементы	Липарит центральной части	Стекло зальбанда	$K_н$	Элементы	Липарит центральной части	Стекло зальбанда	$K_н$
W	5,0	17,0	3,4	Be	3,0	3,0	1,0
Mo	1,0	1,0	1,0	Ga	10,0	18,0	1,8
Sn	3,0	9,0	3,0	Li	48,0	38,0	0,8
Zn	25,0	80,0	3,2	Rb	170,0	190,0	1,1
Pb	38,0	48,0	1,3	Cs	24,0	31,0	1,3
Cu	6,0	14,0	2,3	B	18,0	33,0	2,0
Nb	7,0	7,0	1,0	F	320,0	550,0	1,7
Ta	0,8	0,8	1,0				

Cu, Sn и особенно W. Эти повышенные содержания рудных элементов можно было бы рассматривать как наложенные, но учитывая неизмененный характер стекла, их правильнее считать первичными.

Из данных табл. 128, 129 следует, что в описанных стекловатых породах содержания рудных и редких элементов подвержены известным колебаниям. Однако общим для них является постоянно повышенное по сравнению с липаритами содержание B и F и спорадически отмечаемое рудных элементов: W, Mo, Sn, Zn, Pb, Cu. В то же время редкие элементы, за исключением Cs, содержатся в стекловатых породах в меньшем количестве, чем в липаритах.

Неравномерность распределения рудных и редких элементов в стекловатых породах обычно объясняется микрогетерогенностью расплава и возможно начавшейся его полимеризацией. Так, обсидианы Орегона гомогенны по содержанию главных химических компонентов, но различаются по содержанию редких — W, Pb, Li и Zn, что объясняется некоторой гетерогенностью материнской магмы (Laidley a. oth., 1971).

Подобная неравномерность может быть связана с наличием нескольких центров извержения, каждый из которых давал продукты с только ему присущим содержанием элементов-примесей. Так объясняются существенные колебания в содержании Y, Zr, Nb,

Th, Ga, Sr, Zn, Rb в четвертичных обсидианах и пемзах риолитового и дацитового составов Калифорнии, Орегона и Невады (Jack a. oth., 1969).

Однако эта неравномерность может быть обязана и процессам эманационной дифференциации, которая приводит к дегазации, наиболее интенсивно проявленной в экструзивных породах, вызывая уменьшение в них содержания Li, Rb, Sn и значительное накопление летучих и ряда редких элементов в субэффузивных породах (Таусон и др., 1969).

В этом свете равномерное распределение большинства рудных и редких элементов в жиле витрофира свидетельствует о его значительной однородности, подтверждающейся данными микроскопического изучения. Некоторое исключение составляют такие элементы, как W и Cs, содержания которых иногда бывают значительно повышены. Причину этого можно было бы установить с помощью электронного микрозонда. Его применение, например, позволило установить, что высокие содержания циркония в фонолитах Чешского массива оказались обусловлены присутствием микровключений редкого цирконийсодержащего силиката — гайнита ((Mahačhek, Shrbeny, 1970). Поскольку промежуток времени между внедрением липаритов и стекловатых пород был весьма небольшим и питание липаритовых штоков и стекловатых жил происходило, по-видимому, из одного и того же магматического очага, постольку стекловатые породы можно рассматривать как закаленную липаритовую магму, во многом сохранившую первоначальные особенности. Поэтому обедненность липаритов по сравнению с стекловатыми породами рядом элементов, главным образом рудными — Mo, Zn, Pb, а также Cs, F и B,— указывает на то, что по мере кристаллизации липаритовой магмы эти элементы не консервировались в кристаллических решетках минералов, а отторгались и удалялись во вмещающие породы, где могли фиксироваться в кристаллических решетках биотита, граната, везувиана, пироксена и других, возможно собственных, минералов.

Более низкие содержания Mo в липаритах по сравнению с гранитами, возможно, обязаны легкой миграции этого элемента совместно с кислыми газами. Последнее приводит к его рассеянию на больших площадях, что установлено в продуктах извержения вулканов Камчатки (Сотников и др., 1971).

Представление о региональных геохимических отличиях субэффузивных пород Тырныауза можно получить на основании следующих данных.

В о л ь ф р а м. Его содержание в липаритах Тырныауза в 1,5 раза превышает кларк этого элемента в кислых породах. Наиболее высокие его содержания — 3 г/т — характерны для жильных липаритов, что, судя по высокому содержанию в них фтора, может быть отчасти связано с поздними процессами. Аналогичные содержания — 3 г/т W — установлены и в липаритовых порфирах Приполярного Урала (Калинин, 1969$_1$). Более высокие содержа-

ния — 5,4—5,7 г/т — установлены в обсидианах Орегона (Laidley a. oth., 1971).

Молибден. Сведения о распространенности молибдена в кислых эффузивах свидетельствуют о его стабильно повышенном, по сравнению с кларком, содержании: 2,5—7,0 г/т в липаритах и несколько меньше — 1,2—4,0 г/т в обсидианах. Более высокие содержания — 7—10 г/т — обязаны, по-видимому, микровключениям молибденита. Более основные андезиты содержат молибдена значительно меньше — 0,5—1,2 г/т (табл. 130).

По сравнению с приведенными данными субэффузивные породы Тырныауза не выделяются повышенным содержанием молибдена (табл. 130). В то же время среди них наиболее выделяется витрофир, в котором среднее содержание Мо (1,5 г/т) в 2 раза

Таблица 130

Содержание молибдена в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)

Породы и месторождения	Мо	Автор
Липарит (4), Армения	10,0	Мнацаканян, 1965
Липарит (13), Азербайджан	2,3	Махмудов, 1969
Липарит (10), Япония	3,0	Ishimori, 1951
Липарит (2), Япония	0,8	Курода, Санделл, 1959
Липарит (4), Делидаг, Малый Кавказ	2,8	Гейдаров, 1957
Риолит (8), Миссури, Западный Техас, Невада, Вест-Индия	2,5	Patterson, 1951
Риолит, Северо-Восточная Индия	7,0	То же
Липарит (15), Тырныауз	0,7	В. В. Ляхович
Обсидиан (128), Азербайджан	1,7	Махмудов, 1969
Перлит, Шт. Вашингтон	1,2	Курода, Санделл, 1959
Перлит, Япония	1,4	То же
Обсидиан, Йеллоустонский Национальный парк, США	4,0	»
Обсидиан, Калифорния	0,3	Anderson, 1936
Обсидиан, Северо-Восточная Индия	10,0	Patterson, 1951
Вулканическое стекло (12), Аризона, Нью-Мексико	3,2	То же
Витрофир (12), Тырныауз	1,5	В. В. Ляхович
Андезит, Япония	1,8	Ishimori, 1951
То же	1,2	Курода, Санделл, 1959
Андезит, Вест-Индия (2)	0,5	То же
Андезит, Западный Техас	0,9	»
Андезит, Калифорния	0,5	Anderson, 1936
Андезит, Малый Кавказ	0,7	Гейдаров, 1957
Витроандезит, Тырныауз (8)	0,7	В. В. Ляхович

превышает его содержание в комагматичном липарите. Для витрофира характерны отдельные и более высокие содержания молибдена — до 6 г/т — обязанные, по-видимому, присутствию молибденита.

О л о в о. Содержание олова в кислых эффузивах, как правило, в 2—10 раз превышает кларк этого элемента в кислых породах (табл. 131). Как и в случае молибдена, отдельные ураганные содержания — 109 г/т — обязаны микровключениям касситерита.

Таблица 131

Содержание Sn *в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)*

Район	Порода	Sn	Автор
Чукотка	Липариты	18,7	Руб и др., 1970
Северо-Восток	Липариты	3,0	Некрасов, 1966
Дальний Восток	Кислые пемзы	11–33	Финько, 1964
Хинган	Липариты	35,0	Руб и др., 1970
Северо-Байкальская область	Риолитовые порфиры (3)	6,7–4,8	Копылов, 1970
Приполярный Урал	Липаритовые порфиры	18,0	Калинин, 1969
Северный Казахстан	Кварцевые порфиры	31–109	Летников,
Тырныауз	Липариты (15)	31,7	В. В. Ляхович
Азербайджан	Обсидиан (17)	20,2	Махмудов, 1969
Северо-Восток СССР	Перлит	15,0	Руб, 1970
Тырныауз	Стекло (12)	8,8	В. В. Ляхович

По сравнению с приведенными данными, липариты и витрофиры Тырныауза не выделяются сколько-нибудь значительно повышенными содержаниями олова. В то же время следует отметить, что в таком оловоносном регионе, как Северо-Восток, верхне-юрские липариты содержат 3 г/т Sn (Некрасов, 1966), а липариты неоловоносного Тырныауза содержат его в 10 раз больше — 31,7г/т (табл. 131).

По сравнению с комагматичными гранитами липариты Тырныауза содержат в 5 раз больше олова (см. табл. 122). В значительно меньшей степени накапливается олово в липаритовых порфирах Полярного Урала, где его содержание составляет 18 г/т, а в гранитах — 16 г/т (Калинин, 1969).

Среди липаритов Тырныауза наиболее высокие средние содержания олова — 53,2 г/т — установлены в измененных липаритах среднего штока. Наличие отдельных высоких содержаний — 55—85 г/т — позволяет связывать эту особенность с поздними процессами, производившими изменение этих пород.

Ц и н к. В кислых эффузивах содержание цинка непостоянно и обычно находится на уровне кларка для кислых пород (табл. 132).

Таблица 132

Содержание Zn *в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)*

Район	Порода	Zn	Автор
Дальний Восток	Кислые пемзы (9)	72,0	Финько, 1964
Северо-Байкальская область	Риолитовые порфиры (6)	63,5	Копылов, 1970
Азербайджан	Липариты (8)	34,5	Махмудов, 1969
Армения	Липариты (4)	10,0	Мнацаканян, 1965
Тырныауз	Липариты (15)	72,3	В. В. Ляхович
Азербайджан	Обсидиан (90)	24,5	Махмудов, 1969
Орегон	Обсидиан	48–127	Laidley a. oth., 1971
Тырныауз	Стекло (12)	84,2	В. В. Ляхович

В этом отношении липариты Тырныауза повторяют эту общую особенность, хотя содержание в них цинка по сравнению с комагматичными гранитами увеличивается в 1,5 раза. Исключение составляют стекловатые породы, особенно витрофир, содержащий в среднем 84 г/т, а в отдельных случаях — 200—250 г/т Zn. Объяснить эти высокие содержания наличием микровключений затруднительно, так как нахождение первичного сфалерита в стекловатых породах дискуссионно. В Азербайджане липариты содержат цинка больше, чем обсидианы — 34,5 и 24,5 г/т соответственно (Махмудов, 1969).

С в и н е ц. Содержание свинца в кислых эффузивах довольно постоянно и обычно составляет 25—40 г/т, т. е. незначительно превышает кларк. Высокие содержания — 200—700 г/т — свинца в риолитах Нью-Мехико несомненно имеют вторичную природу (табл. 133).

По сравнению с комагматичными гранитами липариты Тырныауза содержат свинца в 1,5 раза больше (табл. 122). Аналогичное обогащение свинцом липаритов по сравнению с гранитами (27 и 48 г/т соответственно) установлено и на Приполярном Урале (Калинин, 1969$_1$). При сравнительно равномерном распределении содержаний свинца в липаритах, равном в среднем 40 г/т, в липаритах северного и среднего штоков, а также в жиле витрофира отдельные анализы фиксируют более высокие количества свинца — 55—58 г/т.

М е д ь. Содержание меди в кислых эффузивах довольно постоянно — 20—27 г/т, т. е. близко к кларку и только в отдельных случаях превышает его в 2 раза. По содержанию Cu липариты Тырныауза отличаются от аналогичных пород других регионов несколько повышенным содержанием этого элемента (табл. 134).

Таблица 133

Содержание Pb *в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)*

Район	Порода	Pb	Автор
Северо-Байкальская область	Риолитовые порфиры (6)	30,3	Копылов, 1970
Полярный Урал	Липаритовый порфир	48,0	Калинин, 1969
Азербайджан	Липарит (11)	27,2	Махмудов, 1969
Армения	Липарит (4)	27,5	Мнацаканян, 1965
Словакия	Риолит	45,3	Forgac, 1970
Новая Зеландия	Пантеллериты	31,0	Ewart a. oth., 1968
Нью-Мехико, США	Риолиты	200–700	Swith a. oth., 1966
Тырныауз	Липарит (15)	40,3	В. В. Ляхович
Дальний Восток	Кислые пемзы (9)	24,4	Финько, 1964
Азербайджан	Обсидиан (133)	25,8	Махмудов, 1969
Тырныауз	Стекло (12)	46,3	В. В. Ляхович

Таблица 134

Содержание Cu *в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)*

Район	Порода	Cu	Автор
Полярный Урал	Липаритовый порфир	57,0	Калинин, 1969_1
Азербайджан	Липарит (13)	20,6	Махмудов, 1964
Армения	Липариты (4)	25,0	Мнацаканян, 1965
Тырныауз	Липариты (15)	35,0	В. В. Ляхович
Азербайджан	Обсидиан (179)	19,9	Махмудов, 1964
Тырныауз	Стекло (12)	10,0	В. В. Ляхович

Они содержат меди в 2,7 раза больше, чем комагматичные им граниты. Аналогичное обогащение установлено и на Приполярном Урале (Калинин, 1969_1). На Тырныаузе стекловатые разности содержат меди в 3,5 раза меньше, чем раскристаллизованные, а липариты и обсидианы Азербайджана содержат одинаковое количество меди — 20 г/т (Махмудов, 1969).

Среди собственно липаритов содержания меди распределены довольно равномерно и колеблются в узких интервалах — 4—10 г/т — и только в измененных липаритах среднего штока они сильно увеличиваются до 120—160 г/т, возможно отражая присутствие более позднего гидротермального халькопирита.

Литий. Непостоянное содержание лития в кислых эффузивах не позволяет говорить о стабильно выраженной тенденции обогащения им этих пород по сравнению с кларком.

В этом отношении липариты Тырныауза выделяются сравнительно высоким содержанием Li — 71,8 г/т, хотя оно уступает аналогичным породам Армении или Восточного Забайкалья, содержащим лития значительно больше — 162—510 г/т (табл. 135).

Таблица 135

Содержание Li *в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)*

Район	Порода	Li	Автор
Камчатка	Андезито-дациты (9)	12,0	Леонова и др., 1971
Курилы	Андезито-дациты (19)	10,0	Леонова и др., 1971
Восточное Забайкалье	Фельзит-порфиры	510,0	Таусон и др., 1970
Северо-Байкальская область	Риолитовые порфиры (6)	14,3	Копылов, 1970
Приполярный Урал	Липаритовый порфир	12,0	Калинин, 1969
Кураминские горы	Липариты	12–27	Матчанов, 1971
Армения	Липариты (4)	162,0	Мнацаканян, 1965
Италия	Игнимбриты	53–200	Dupuy, 1968
Нью-Мехико, США	Риолит	40–125	Swith a. oth., 1966
Словакия, ЧССР	»	38,4	Forgas, 1970
Тырныауз	Липариты (15)	71,8	В. В. Ляхович
МНР	Кислые стекла	6–32	Коваленко и др., 1971
Италия	Стекло	65–327	Dupuy, 1968
Тырныауз	»	22,7	В. В. Ляхович

Среди липаритов Тырныауза наиболее высокие содержания лития — 88—99 г/т — установлены в липаритах южного штока, что возможно обязано большому содержанию в них биотита; самые низкие — 23—25 г/т — в жиле витрофира.

Рубидий. Содержание рубидия в кислых эффузивах обычно превышает кларковое и иногда весьма значительно, достигая в отдельных случаях 622 — 2100 г/т (табл. 136). В то же время сильно пониженное содержание рубидия — 24—40 г/т — отмечено в эффузивах среднего состава таких, как, например, андезито-дациты Курил и Камчатки, что, как считают, может служить указанием на их мантийное происхождение (Леонова и др., 1971). Более низкие по сравнению с приведенными данными содержания рубидия

Таблица 136

Содержание Rb *в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)*

Район	Порода	Rb	Автор
Камчатка	Андезито-дациты (9)	24,0	Леонова и др., 1971
Курилы	Андезито-дациты (19)	40,0	Леонова и др., 1971
Восточное Забайкалье	Фельзит-порфир	520,0	Таусон и др., 1970
Северо-Байкальская область	Риолитовые порфиры (6)	217,0	Копылов, 1970
Кураминские горы	Липариты	210–370	Матчанов, 1971
Армения	Липариты (4)	1335,0	Мнацаканян, 1965
Словакия, ЧССР	Риолит	290,4	Forgas, 1970
Нью-Мехико, США	»	140–390	Swith a. oth., 1966
Тырныауз	Липариты (15)	213,0	В. В. Ляхович
Восточная Сибирь	Перлит	5000,0	Лебедева и др., 1973
МНР	Кислые стекла	300–480	Коваленко и др., 1971
Италия	Стекло	395–622	Dupuy, 1968
Орегон, США	Обсидиан	173–178	Laidley a. oth., 1971
Тырныауз	Стекло (12)	375,0	В. В. Ляхович

в субэффузивных породах Тырныауза, возможно, являются следствием их несколько более основного состава по сравнению с типичными липаритами. Среди них наиболее высокие содержания рубидия установлены в липаритах среднего штока (248 г/т) и особенно в жиле витрофира, где они достигают в отдельных случаях 450 г/т Rb.

Цезий. По сравнению с гранитами кислые эффузивные и субэффузивные породы характеризуются повышенными содержаниями цезия (табл. 137).

В субвулканических дайках липаритовой формации Кураминских гор (Матчанов, 1971) и в кислых эффузивных породах Акуинского вулканогенно-интрузивного комплекса Центрального Забайкалья (Семилякин и др., 1971) содержания Cs в 2—3 раза выше кларковых. В липаритах Тырныауза содержание Cs в 3 раза превышает кларковое (табл. 137). Однако особенно высоких значений — 880—1600 г/т — достигает количество цезия в стекловатых породах Востока СССР и Монголии. В этом отношении жильные стекла Тырныауза, содержащие до 1200—1400 г/т Cs, подтверждают эту общую тенденцию.

Среди липаритов наиболее низкие (9—13 г/т) содержания Cs характеризуют несколько более основные по составу липариты северного штока, а более высокие (20—27 г/т) — липариты

Таблица 137

Содержание Cs в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)

Район	Порода	Cs	Автор
Камчатка	Андезито-дациты (9)	1,4	Леонова и др., 1971
Курилы	Андезито-дациты (19)	2,5	Леонова и др., 1971
Кураминские горы	Липариты	5–14,5	Матчанов, 1971
Новая Зеландия	Пантеллерит	5,5	Ewart a. oth., 1968
Тырныауз	Липариты (15)	13,9	В. В. Ляхович
Дальний Восток	Пемза	4–28	Финько, 1964
Восток СССР	Стекло (2)	1600,0	Шатков и др., 1969
МНР	Стекло	98–880	Коваленко и др., 1971
Италия	»	5,3–18,6	Dupuy, 1968
Тырныауз	Стекло (12)	1096,7	В. В. Ляхович

жил, содержащих также повышенные количества бора и фтора (табл. 122).

Бериллий. По сравнению с кларком, наиболее значительные содержания бериллия обычно наблюдаются в стекловатых разностях эффузивных пород, где они достигают 20—36 г/т (табл. 138). Субэффузивные породы Тырныауза по содержанию бериллия не выделяются среди аналогичных пород других регионов. В то же время у них также проявляется тенденция к некоторому обогащению бериллием наименее раскристаллизованных или стекловатых разностей. Так, фельзитовые липариты северного штока содержат 6—8, а витроандезит из дайки — 8—10 г/т Be.

В Прибайкалье и Забайкалье было установлено некоторое (10—15%) обеднение бериллием эффузивов относительно соответствующих плутонических разностей (Петров и др., 1970). Аналогичного обеднения бериллием липаритов (по сравнению с гранитами) для Тырныауза не устанавливается (табл. 122), что, возможно, связано с незначительным содержанием в них B и F.

Содержание Be в стекловатых породах Тырныауза — 3,7 г/т — значительно ниже, чем, например, в стекловатых дайках МНР, содержащих 20 г/т Be (Коваленко и др., 1971). Возможно, это следствие бедности исходной кислой эльджуртинской магмы или этим элементом, или фтором.

Фтор. Примечательной особенностью кислых эффузивных пород, особенно их стекловатых разностей, является значительное обогащение их фтором, содержание которого обычно в 2—4 раза превышает соответствующий кларк для кислых пород. Это подтверждается данными по различным регионам, которые свидетельствуют о значительно превосходящем содержании фтора в ли-

Таблица 138

Содержание Be *в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)*

Район	Порода	Be	Автор
Северо-Байкальская область	Риолитовые порфиры	4,3–1,7	Копылов, 1970
Прибайкалье	Кварцевые порфиры (6)	3,0	Петров и др., 1970
Приполярный Урал	Липаритовые порфиры	9,0	Калинин, 1969
Азербайджан	Липариты (7)	1,0	Махмудов, 1969
Северный Казахстан	Кварцевый порфир	7–16	Летников
Армения	Липариты (4)	4,8	Мнацаканян, 1965
Невада, США	Пантеллерит	10,0	Noble a. oth., 1968
Йеллоустонский парк, США	Кислые эффузивы	20,0	Котс и др., 1963
Новая Зеландия	Пантеллерит	9,1	Ewart a. oth., 1968
Тырныауз	Липариты (15)	4,5	В. В. Ляхович
Дальний Восток	Кислые пемзы	6–14	Финько, 1964
МНР	Стекло	20,0	Коваленко и др., 1971
Азербайджан	Обсидиан (133)	1,0	Махмудов, 1969
Йеллоустонский парк, США	Обсидиан	36,0	Котс и др., 1963
Тырныауз	Стекло (12)	3,7	В. В. Ляхович

паритах и стеклах и о значительной обедненности этим элементом аналогичных пород Тырныауза (табл. 139). Возможно это отражает региональную обедненность фтором кислых изверженных пород Большого Кавказа, установленную Г. Л. Одикадзе (1971$_1$).

Среди липаритов Тырныауза самые низкие средние содержания фтора — 380 г/т — установлены в липаритах северного штока, самые высокие — 698 г/т — в жильных липаритах, а в жиле витрофира они достигают в отдельных случаях 1600 г/т.

Цирконий. Липаритовые порфиры Приполярного Урала содержат 432 г/т (Калинин, 1969$_1$), верхнемеловые липариты Армении — 300 г/т (Мнацаканян, 1965), кислые эффузивы Невады — 880 г/т (Noble a. oth., 1968) циркония. По сравнению с ними липариты Тырныауза содержат циркония несколько меньше — 258,6 г/т, хотя его количество и превышает кларковое. В стекловатых породах содержание циркония еще меньше — 100 г/т (табл. 122).

Ниобий и тантал. Содержание Nb и Ta в субэффузивных породах Тырныауза ниже кларка и меньше, чем в комагматичных им биотитовых гранитах (табл. 122). По сравнению с породами Тырныауза риолиты Юго-Восточного Приморья содержат больше Nb и Ta (21,0 и 1,8 г/т), но также меньше, чем комагма-

Таблица 139

Содержание F в кислых эффузивных и субэффузивных породах (в г/т)

Район	Порода	F	Автор
Дальний Восток	Кислые лавы	1400,0	Руб и др., 1970
Восточное Забайкалье	Фельзит-порфиры	11 700,0	Таусон и др., 1970
Северо-Байкальская область	Риолитовые порфиры (3)	2100–830	Копылов, 1970
Прибайкалье	Кварцевые порфиры (6)	1460,0	Петров и др., 1970
Приполярный Урал	Липаритовые порфиры	400,0	Калинин, 1969
Йеллоустонский парк, США	Кислые эффузивы	5000,0	Котс и др., 1963
Юта, США	Риолиты	1400–3200	Staatz, 1963
Нью-Мехико, США	»	500–2100	Smith a. oth., 1966
Тырныауз	Липариты (15)	610,0	В. В. Ляхович
МНР	Кислые стекла	1600–3100	Коваленко и др., 1971
Приаргунье	Стекло	1300–3900	Шатков и др., 1971
Тырныауз	Стекло (12)	739,2	В. В. Ляхович

тичные им биотитовые граниты — 23,7 и 2,8 г/т (Полевских и др., 1970). Стекловатые породы МНР содержат 68 г/т Nb (Коваленко и др., 1971), т. е. в 5 раз больше, чем аналогичные породы Тырныауза.

Скандий. В изученных витроандезитах и витрофирах скандий содержится в количестве 5—7 г/т, что почти в 2 раза превышает кларк этого элемента в гранитоидах. По данным (Fryklund a. oth., 1963), содержание скандия в риолитах США сходно и составляет 5 г/т. В связи с этим весьма любопытна концентрация скандия в минералах из сферолитов риолитовых потоков штата Юта (спессартин, гематит, берилл, псевдобрукит, биксбиит), в которых она достигает 1040—4875 г/т (Frondel, 1970). В дацитах Японии содержание скандия значительно меньше и составляет 2,31 г/т (Uiguchi a. oth., 1969).

В целом по сравнению с эффузивами кислого состава липариты Тырныауза содержат несколько больше Sn, Zn, Li, Cs, сходное количество Pb, Cu, Rb и меньше — Be, Nb, Ta, Zr, F, в том числе и главных элементов месторождения — W и Mo.

Говоря о региональных геохимических отличиях стекловатых пород Тырныауза (табл. 130—139), следует отметить, что они во многом повторяют геохимические особенности липаритов. Подобно последним они выделяются среди стекловатых пород Кавказа значительно более высоким содержанием F, Li, Rb и особенно Cs,

количество которого в 25 раз превосходит самые высокие значения, установленные для кислых стекол Южной Грузии Г. Л. Одикадзе (1973). В то же время содержание этих элементов ниже, чем в кислых стеклах Забайкалья (Шатков и др., 1969).

В отношении рудных элементов литературные материалы, используемые для сравнения, достаточно скудны. По единичным данным можно говорить о меньшем содержании в стекловатых породах Sn, Cu и более определенно — Mo и W.

Высокие содержания в витрофире Cs и Sn, свойственные также липаритам и биотитовым гранитам Тырныауза, подтверждают комагматичность этих пород.

РУДНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ СУБЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Л и п а р и т ы. Содержания большинства элементов в минералах липаритов, за исключением молибдена, довольно постоянны. В отдельных случаях они достигают значительной величины (в г/т): в биотите W — 28, Sn — 560; в кварце Mo — 8, Zn — 30, Pb — 50, и позволяют предполагать наличие в них микровключений собственных минералов этих элементов.

Рассмотрение особенностей содержания редких и рудных элементов в минералах липаритов из разных штоков и жил указывает на существование определенных отличий (табл. 140—143). Биотит и кварц южного массива липаритов, в контакте с которым известно Sn-Bi рудопроявление, выделяются высокими содержаниями Sn и Li. По сравнению с липаритами штоков породообразующим минералам жильных липаритов, как и самим липаритам, присущи повышенные содержания B и F, а также и редких элементов особенно Nb, Ta, Be, Rb. Кроме того, плагиоклаз и кварц жильных липаритов выделяются повышенным содержанием Mo, в то время как содержание W во всех минералах понижено. Таким образом, породообразующие минералы липаритов жил содержат больше редких элементов, а липаритов штоков — рудных.

Причины подобного обогащения могут быть различны и для жильных липаритов, по-видимому, обязаны обилию в них фтора, что подтверждается высоким содержанием в них топаза и флюорита, а в липаритах наиболее глубоко эродированного южного массива — его медленному охлаждению, более полной раскристаллизации, и, благодаря этому, большими возможностями к изоморфному рассеянию редких элементов в кристаллических решетках породообразующих минералов.

По сравнению с породообразующими минералами эльджуртинского гранита минералы липаритов содержат больше рудных элементов, отражая общую обогащенность ими липаритов в целом (табл. 144). По величине этого содержания устанавливаются известные отличия между одноименными породообразующими минералами гранитов и липаритов. Биотит из липаритов характери-

Таблица 140

Средние содержания рудных и редких элементов в биотите из субэффузивных пород Тырныауза (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu
Липарит, Северный шток	0,8(2)	2,7(3)	26,0(2)	513,3(3)	15,0	28,0(2)
То же, Южный шток	14,4(2)	2,8(2)	191,7(2)	943,3(3)	25,0	123,0(2)
» жила в граните	8,7(2)	2,9(3)	213,0(3)	925,0(2)	43,0	1200,0
Витроандезит, жила в липарите	1,5	3,5	12,0	200,0(1)	–	130,0
Среднее	7,0(7)	2,8(9)	135,8(8)	713,3(9)	27,7(3)	272,0(6)

Таблица 140 (окончание)

Порода	Nb	Li	Rb	Cs	B	F
Липарит, Северный шток	94,5(3)	63,3(3)	586,7(3)	18,3(3)	10,0	7200,0(3)
То же, Южный шток	110,3(2)	505,0(2)	555,0(2)	36,5(2)	9,0(2)	8800,0(2)
» жила в граните	119,0	110,0	590,0	20,0	12,0(2)	2000,0(2)
Витроандезит, жила в липарите	63,0	46,0	250,0	18,3(3)	–	4350,0(2)
Среднее	98,0(7)	193,7(7)	530,0(7)	22,6(7)	10,4(5)	5766,0(9)

зуется более высоким содержанием рудных элементов: Mo, Sn, Zn, Cu, Pb и особенно W, количество которого в 6 раз превышает таковое в биотите из эльджуртинского гранита. Содержание же редких элементов: Nb, Ta, Li, Rb, Be и особенно Cs — ниже (табл. 144), чем в биотите из эльджуртинского гранита.

Плагиоклаз и калиевый полевой шпат липаритов содержат рудные и редкие элементы в количестве, большем (особенно F) или равном таковому в этих же минералах эльджуртинского гранита. Однако наиболее повышенные их содержания установлены в кварце, минерале наиболее позднем по времени выделения, в котором содержания W, Mo, Sn, Ta, Rb в 3 раза, а Be в 6 — превышают таковые в кварце эльджуртинского гранита. Подобное увеличение содержаний редких и особенно рудных элементов от ранних по времени выделения минералов, являющихся главным образом порфировыми вкрапленниками, к поздним свидетельству-

Таблица 141

Средние содержания рудных и редких элементов в плагиоклазе из субэффузивных пород Тырныауза (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Pb	Cu	Nb
Липарит, Северный шток	1,4	0,7	19,8(2)	–	8,0(2)	4,9(2)
То же, Южный шток	0,7	0,7	17,0	–	6,5	4,9
» жила в граните	1,0	1,2(2)	6,6	16,0	9,0	–
Витроандезит, жила в липарите	1,5	1,6	4,0	–	8,0	12,0
Среднее	1,1(4)	1,1(5)	13,4(5)	16,0(1)	7,8(5)	6,7(4)

Таблица 141 (окончание)

Порода	Li	Rb	Cs	B	F
Липарит, Северный шток	52,0	30,0	–	3,9(2)	540,0
То же, Южный шток	180,0	40,0	–	6,3	–
» жила в граните	–	–	–	–	–
Витроандезит, жила в липарите	22,0	60,0	7,0	–	400,0
Среднее	84,7(3)	43,3(3)	7,0(1)	4,6(3)	470,0(2)

ет о тенденции к их концентрации в фельзитовой или стекловатой основной массе липаритов. Об этом говорят и большие значения коэффициентов накопления для этих элементов в липаритах по сравнению с таковыми эльджуртинского гранита (табл. 38, 145), которые отражают их заметное накопление к поздним этапам формирования липаритов в результате незначительного распределения этих элементов между различными минералами порфировых вкрапленников.

Таким образом, в составе минералов находит свое отражение общая геохимическая особенность липаритов (см. табл. 128, 144). По сравнению с минералами эльджуртинского гранита все породообразующие минералы липаритов содержат больше как раз тех элементов — W, Sn, Zn, Pb, Cu,— которые содержатся в липаритах в большем, по сравнению с гранитом, количестве.

Таблица 142

Средние содержания рудных и редких элементов в калиевом полевом шпате из субэффузивных пород Тырныауза (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Pb	Cu	Nb	Li	Rb	Cs	B	F
Липарит, Северный шток	–	0,7	–	47,0	11,0	–	–	–	–	–	350,0(2)
То же, Средний шток	1,7	0,7	–	25,0	15,0	4,9	–	200,0	–	–	320,0(1)
» Южный шток	1,2	1,4(2)	7,0(3)	49,0	7,5	4,9	30,0	300,0	5,0	7,0(2)	180,0(1)
» жила в граните	0,7	0,7	–	43,0	8,0	15,4	–	–	–	–	1400,0(1)
Среднее по субэффузивным породам	1,2(3)	0,9(5)	7,0(3)	41,0(4)	10,4(4)	8,4(3)	30,0(1)	250,0(2)	5,0(1)	7,0(2)	520,0(5)

Таблица 143. Средние содержания рудных и редких элементов в кварце из субэффузивных пород Тырныауза (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Li	Rb	Cs	B	F
Липарит, Северный шток	4,0	0,7	11,0	20,0	36,0	7,0	21,0	–	–	–	–	–
Липарит, Средний шток	0,7	0,7	2,8	–	4,0	5,0	4,9	18,0	20,0	–	4,0	–
Липарит, Южный шток	–	0,7(2)	17,0(2)	18,5(2)	27,0(2)	8,0	7,7	31,0(2)	24,0(2)	5,0	4,0	180,0
Липарит, жила в граните	1,7	7,9(2)	11,0	22,5(2)	21,7(2)	7,0	14,7	29,0	50,0	6,0	10,0(2)	1000,0
Витроандезит, жила в липарите	5,1	0,5	9,0	10,0	–	8,0	12,0	9,7	40,0	7,0	–	170,0
Среднее	2,9(4)	2,7(7)	11,2(6)	18,7(6)	22,9(6)	7,0(5)	12,0(5)	23,7(5)	31,6(5)	6,0(3)	7,0(4)	450,0(3)

При сравнении среднего содержания рудных и редких элементов в минералах липаритов с таковым в минералах из гранитов Советского Союза выясняется, что наблюдаемые в них отличия также отражают геохимическое своеобразие липаритов, а именно более высокое содержание в них (по сравнению с кларком для кислых пород) большинства рудных и части (Zr, Li, Rb, Cs) редких элементов и более низкое — B и F. Это особенно наглядно видно на примере биотита (табл. 144).

При сравнении содержаний редких элементов в минералах надо иметь в виду, что в полнокристаллических гранитах имеется больше возможности для концентрации редких элементов в кристаллических решетках породообразующих минералов, чем в породах субэффузивных, где быстрое остывание влечет к рассеянию значительной их части в стекловатой или фельзитовой основной массе. В этом свете повышенные содержания редких и рудных элементов в минералах порфировых вкрапленников липаритов по сравнению с одноименными минералами гранитов весьма примечательны, так как отражают значительное обогащение липаритовой магмы этими элементами.

Стекловатые породы. В порфировых вкрапленниках

Таблица 144

Средние содержания рудных и редких элементов в породообразующих минералах кислых субэффузивных и гипабиссальных пород Тырныауза и Советского Союза (в г/т)

Порода		W	Mo	Sn	Pb
Липариты	Биотит	7,0(7)	2,8(9)	135,8(8)	27,7(3)
	Плагиоклаз	1,1(4)	1,1(5)	13,4(5)	16,0(1)
	Калиевый полевой шпат	1,2(3)	0,7(4)	11,0(1)	41,0(4)
	Кварц	2,8(4)	2,7(7)	11,2(6)	22,9(6)
Гранит эльджуртинский	Биотит	1,4(30)	2,7(68)	55,7(68)	24,5(6)
	Плагиоклаз	0,9(6)	0,7(6)	4,3(6)	–
	Калиевый полевой шпат	1,0(6)	0,7(6)	4,0(6)	55,0(6)
	Кварц	1,0(4)	0,8(61)	3,5(4)	9,0(4)
Гранит Советского Союза	Биотит	7,2(73)	6,0(137)	65,5(237)	13,0(70)
	Плагиоклаз	2,2(122)	1,4(143)	4,0(73)	40,6(81)
	Калиевый полевой шпат	2,3(98)	1,5(143)	3,8(96)	46,1(289)
	Кварц	2,7(132)	2,5(169)	10,5(139)	7,4(60)

породообразующих минералов стекловатых пород многие рудные и редкие элементы содержатся в меньшем количестве по сравнению с одноименными минералами липаритов (см. табл. 140—143), что, возможно, свидетельствует о рассеянии значительной части этих элементов в стекле.

В связи с этим большой интерес представляет выяснение величины коэффициентов распределения рудных и редких элементов между порфировыми вкрапленниками и фельзитовой или стекловатой основной массой субэффузивных пород.

Величина коэффициента распределения с успехом может быть использована и для суждения о степени проявления рудогенерирующей способности магмы, так как она отражает наиболее важную тенденцию элемента — накапливаться в остаточном расплаве или рассеиваться в кристаллических решетках ранее выделившихся минералов.

Выяснение характера распределения рудных и редких элементов между порфировыми вкрапленниками санидина и основной массой липаритов показало отсутствие накопления рудных элементов (W, Mo, Zn, Pb, Cu) в процессе кристаллизации этих пород и только содержание Sn, очевидно в силу его тесной связи со фтором, увеличивается в основной массе в 4—5 раз. В то же время редкие элементы (особенно такие, как Zr, Ta, Sc, Cs и F) накапливаются, причем их количество в основной массе в 6—

Cu	Li	Rb	Cs	B	F
272,0(6)	193,7(7)	530,0(7)	22,6(7)	10,4(5)	7314,2(7)
7,8(5)	84,7(3)	43,3(3)	7,0(1)	4,6(3)	470,0(2)
10,4(4)	–	250,0(2)	–	8,0(1)	300,0(4)
7,0(5)	23,7(5)	31,6(5)	6,0(3)	7,0(4)	450,0(3)
115,7(6)	390,5(6)	772,5(6)	87,7(6)	12,5(6)	7200,0(6)
7,4(6)	13,4(6)	22,5(6)	–	3,3(6)	155,0(6)
6,8(6)	13,3(6)	502,5(6)	11,0(6)	4,0(6)	52,5(6)
4,5(4)	20,2(4)	10,0(4)	–	4,0(4)	–
45,0(20)	916,4(297)	1054,2(308)	107,1(159)	–	15567,6(185)
–	24,7(36)	107,0(68)	15,0(2)	20,1(123)	748,3(36)
–	18,2(20)	552,7(283)	6,9(142)	9,4(9)	–
6,6(61)	13,2(40)	33,3(19)	31,0(17)	6,3(34)	–

7 раз превышает их содержание в порфировых вкрапленниках полевого шпата (см. табл. 145).

Однако отсутствие сопутствующего увеличения содержания соответствующих минералов редких элементов позволяет считать, что в условиях быстрой кристаллизации эти элементы не имели возможности образовать собственные минералы, и оказались рассеянными в фельзитовой основной массе этих пород.

Несмотря на отсутствие накопления рудных элементов, их минералы нередко присутствуют в липаритах в значительном количестве, что позволяет предполагать вторичную наложенную природу большей их части.

Отличное поведение вольфрама и молибдена установлено в липаритах Кыртыка. В них порфировые вкрапленники санидина содержат 0,7 г/т W и 1,1 г/т Mo, а основная масса — 2 и 7,2 г/т соответственно. Коэффициенты накопления этих элементов будут равны 3 для W и 7 для Mo, отражая значительно проявленную рудогенерирующую способность в отношении этих элементов. Причина подобного отличия в поведении вольфрама и молибдена в липаритах, расположенных за пределами Пшекиш-Тырныаузской зоны, не ясна.

Несколько иная картина вырисовывается при рассмотрении коэффициентов распределения[1] редких и рудных элементов между порфировыми вкрапленниками витроандезита и включающим их стеклом (табл. 146).

Гиперстен содержится в породе в количестве 1,93 объемн.%. Образует короткопризматические кристаллы, погруженные в стекло или встречающиеся в виде включений в плагиоклазе. Иногда слабо замещается биотитом.

В наибольшей мере в нем концентрируется цинк (K=18), медь (K=4), что находит свое объяснение в известной геохимической связи этих элементов с Fe^{2+}, а также стронций (K=3,3) и, в меньшей мере, фтор и рубидий (K=1,5). Для таких элементов, как W, Nb, Sc, Cs, Rb, коэффициент распределения близок 1, а для остальных — меньше единицы (табл. 146). Это свидетельствует о том, что кристаллизация гиперстена вызывала наиболее сильное обеднение остаточного расплава Zn, Cu, Sr и незначительное обогащение Mo, Sn, Be, Li (K=0,5—0,8). На рассеяние или концентрацию W, Nb, Sc, Cs, кристаллизация гиперстена существенного влияния не оказывала.

Биотит. Среднее содержание в породе — 4,95 объемн.%. Образует идиоморфные шестигранные таблички с $Nm=1{,}670$, что соответствует 71% железистости и почти совпадает с желези-

[1] K — коэффициент распределения — отношение содержания элемента в минерале к его содержанию в основной массе. Широко используется в литературе и поэтому сохранен в настоящем разделе, хотя отличается от ранее приводимых коэффициентов накопления, рассчитываемых как отношение содержания элемента в позднем дифференциате (минерале) к более раннему.

Таблица 145

Величины содержаний и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в липаритах среднего и южного штоков (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc
Средний шток										
Порфировые вкрапленники санидина	0,7	0,4	6,0	70,0	88,0	69,0	14,0	4,9	0,3	0,7
Основная масса липарита	0,7	0,4	23,0	50,0	53,0	20,0	92,0	12,6	2,1	4,3
$K_н$	1,0	1,0	4,0	0,7	0,6	0,3	6,0	2,6	7,0	6,0
Южный шток										
Порфировые вкрапленники санидина	0,7	2,0	4,0	30,0	120,0	10,0	—	—	—	—
Основная масса липарита	0,7	4,0	19,0	36,0	55,0	7,0	—	—	—	—
$K_н$	1,0	2,0	5,0	1,2	0,5	0,7	—	—	—	—

Таблица 145 (окончание)

Порода	Sr	Ba	Ga	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Средний шток									
Порфировые вкрапленники санидина	—	—	19,0	1,5	65,0	330,0	2,0	13,0	560,0
Основная масса липарита	—	—	52,0	3,0	130,0	160,0	12,0	17,0	1100,0
$K_н$	—	—	3,0	2,0	2,0	0,5	6,0	1,3	2,0
Южный шток									
Порфировые вкрапленники санидина	350,0	70,0	—	1,5	30,0	210,0	5,0	6,0	130,0
Основная масса липарита	180,0	300,0	—	3,0	72,0	180,0	10,0	10,0	800,0
$K_н$	0,5	4,3	—	2,0	2,4	0,9	2,0	1,7	6,0

стостью биотитов из липаритов и прорываемых ими гранитов. Иногда его кристаллы образуют скелетные формы и содержат включения стекла. Не изменен. Мелкие пластинки биотита встречаются включенными в порфировые выделения плагиоклаза.

Судя по данным (табл. 146), кристаллизация биотита сопровождается концентрацией в нем таких элементов, как Sc (K=17), Zn, Cu, F (K=10), Ba (K=6), т. е. элементов, геохимически близких Fe^{2+} и калию, а также Nb (K=5), Ta (K=3) и,

Таблица 146

Содержание (в г/т) и коэффициенты распределения редких и рудных элементов между минералами порфировых вкрапленников витроандезита и стеклом основной массы

Минералы	W	Mo	Sn	Zn	Cu	Bi	Nb	Ta	Zr	Sr	Ba	Sc	Be	Li	Rb	Cs	F
Содержание (г/т)																	
Гиперстен	3,1	1,0	6,0	370,0	52,0	–	13,3	–	–	400,0	–	2,6	3,3	36,0	270,0	21,0	700,0
Биотит	1,5	3,5	12,0	200,0	130,0	1,0	63,3	4,0	210,0	15,0	1200,0	39,0	2,0	46,0	250,0	10,0	4500,0
Плагиоклаз	1,5	1,6	4,0	10,0	8,0	1,0	12,0	0,7	90,0	850,0	100,0	н/о	5,0	22,0	60,0	7,0	400,0
Кварц	5,1	0,5	9,0	10,0	8,0	0,7	12,0	0,2	60,0	45,0	н/о	н/о	1,0	9,7	40,0	7,0	170,0
Стекло	2,8	1,8	10,0	20,0	13,0	2,0	12,0	1,4	180,0	120,0	200,0	2,3	7,0	45,0	220,0	28,0	460,0
Витроандезит	2,2	0,7	6,8	90,0	7,8	1,0	14,0	1,6	240,0	300,0	300,0	5,2	6,2	34,5	180,0	22,5	620,0
Коэффициенты распределения																	
Гиперстен	1,1	0,6	0,6	18,5	4,0	–	1,1	–	–	3,3	–	1,1	0,5	0,8	1,2	0,8	1,5
Биотит	0,5	1,9	1,2	10,0	10,0	0,5	5,3	2,9	1,2	0,1	6,0	17,0	0,3	1,0	1,1	0,4	9,8
Плагиоклаз	0,5	0,9	0,4	0,5	0,6	0,5	1,0	0,5	0,5	7,1	0,5	–	0,7	0,5	0,3	0,3	0,9
Кварц	1,8	0,3	0,9	0,5	0,6	0,4	1,0	0,1	0,3	0,4	–	–	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4
Стекло *	1,3	2,4	1,5	0,2	1,7	2,0	0,9	0,9	0,8	0,4	0,7	0,4	1,1	1,3	1,2	1,2	0,7

* Коэффициенты распределения для стекла высчитаны как отношения содержания элемента в стекле к содержанию этого же элемента в витроандезите.

в меньшей мере, Mo (K=2). Для таких элементов, как Sn, Zr, Li, Rb, коэффициент распределения которых равен 1, кристаллизация биотита не оказывала существенного влияния на их распределение, так как протекала в равновесии с содержащимися в расплаве редкими и рудными элементами.

В весьма незначительном количестве входили в кристаллическую решетку биотита такие элементы, как W, Bi, Cs, Be (K=0,5—0,3) и особенно Sr (K=0,1). Поэтому выделение кристаллов биотита из расплава приводило к обогащению последнего этими элементами, вызывая в то же время его обеднение Ta, Nb, Ba и особенно Zn, Cu, F и Sc.

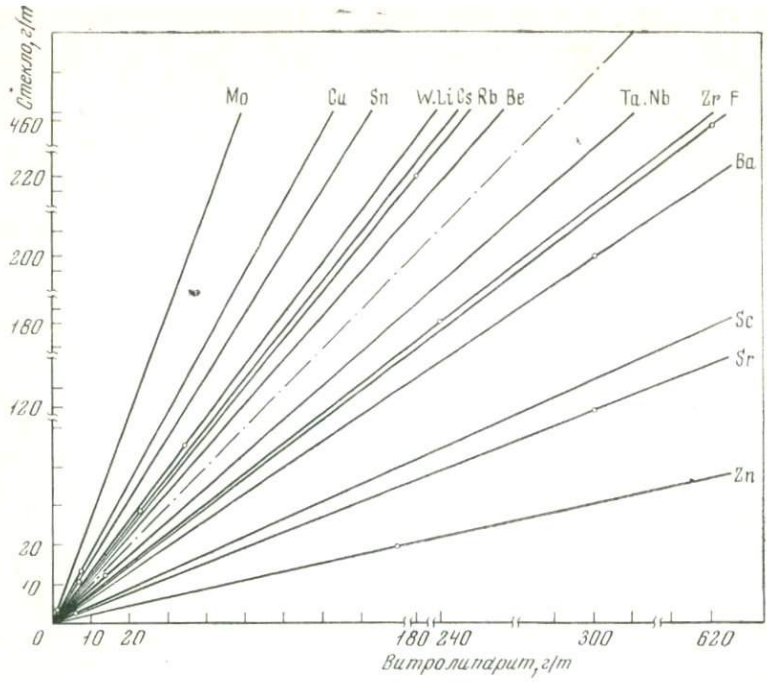
Плагиоклаз. Среднее содержание в породе 20,68%. Кристаллы плагиоклаза преобладают среди порфировых вкрапленников. Они обычно слабо зональны, не изменены, и их характерной особенностью является наличие большого количества включений стекла, придающего им характерную ситовидную структуру. Центральные части кристаллов плагиоклаза содержат 40—45%, периферические — 20—25% анортитового компонента.

Выделение из расплава порфировых вкрапленников плагиоклаза сопровождалось концентрацией в них TR (K=5) и особенно Sr (K=7), вызывая соответствующее обеднение расплава этими элементами. Для таких элементов, как Mo, Nb, Sc, F (K=1), кристаллизация плагиоклаза протекала в условиях, близких к равновесным, не нарушая существенно распределения этих элементов между твердой фазой и остаточным расплавом. В то же время для большинства других элементов — W, Sn, Zn, Cu, Bi, Zr, Ta, Li, Be (K=0,4—0,7) и особенно Rb и Cs (K=0,3) — кристаллизация плагиоклаза являлась фактором, приводившим к их накоплению в остаточном расплаве.

Кварц. Среднее содержание в породе — 2,47%. Образует крупные зерна с характерными бухтообразными очертаниями. Иногда по трещинам в него проникает стекло.

Кристаллизация порфирового кварца приводила к некоторому обеднению расплава W (K=2). Содержания Sn, Nb, Sc (K=1) в процессе кристаллизации кварца существенно не менялись, в то время как Mo, Zn, Bi, Cu, F, Zr, Sr (K=0,3—0,6) и особенно Li, Rb, Be, Nb, Ta (K=0,2—0,1) не концентрировались в этом минерале и имели возможность накапливаться в остаточном расплаве.

Стекло. Среднее содержание в породе — 69,97 объемн.%. Стекло зеленовато-желтого или серо-зеленого цвета, в шлифе прозрачно и находится в разной степени раскристаллизации: от изотропного (преобладает) до слабо раскристаллизованного, агрегативно угасающего. Характер раскристаллизации различен — кристаллитовый (плагиоклаз, биотит) или аксиолитовый — вдоль трещин. В зависимости от степени раскристаллизации стекла варьируют и его показатели преломления — от 1,483 до 1,490. Наиболее характерные показатели — 1,488—1,486 — соответствуют содержанию 70—75% SiO_2.



Фиг. 23. Характер распределения редких и рудных элементов между витроандезитом и стеклом. Пунктирная линия отделяет элементы, концентрирующиеся в стекле (слева), от элементов, концентрирующихся во вкрапленниках

Незначительная изоморфная емкость кристаллических решеток минералов порфировых вкрапленников привела к обогащению стекла, представляющего собой остаточный расплав исходной магмы по сравнению с витроандезитом в целом, Mo, Bi, Cu, Sn, W (K=2,0—2,5), значительная часть которых не рассеялась в решетках порфировых вкрапленников. В меньшей мере это относится к Li, Cs и Rb (K=1,2—1,4) (фиг. 23).

Такие элементы, как Nb, F, Ba (K=0,7—0,8) и особенно Zn, Sc, Sr (K=0,4), содержатся в стекле в меньшем количестве по сравнению с породой в целом, что указывает на их преобладающее рассеяние в кристаллических решетках кварца, биотита, гиперстена и плагиоклаза еще в ранний, интрателлурический период кристаллизации.

Выделение порфировых кристаллов существенно не сказывалось на обеднении или обогащении остаточного расплава по сравнению с породой в целом такими элементами, как Ta, TR, Be (табл. 146).

Специальные исследования показали, что величины коэффициентов распределения какого-либо элемента между порфировы-

ми вкрапленниками и стеклом или между двумя сосуществующими минералами во многом определяются структурными особенностями минералов и различием в размерах ионов элементов-примесей и элемента-хозяина (Балашов и др., 1970; Onuma a. oth., 1968).

Поэтому становится объяснимой большая роль плагиоклаза в концентрации TR и Sr — элементов, близких Ca; биотита — в концентрации Zn, Cu, Sn, Nb, Ta, Mo — элементов, геохимически близких Fe^{2+} или Ti^{4+}; кварца — в концентрации W, элемента литофильного и т. п. (табл. 146).

Однако положительная или отрицательная роль порфировых вкрапленников в накоплении редких элементов в остаточном расплаве во многом будет определяться не только их составом, но и количеством их в породе. Поэтому высокое содержание плагиоклаза в породе приводит к обеднению стекла стронцием. Несмотря на сравнительно небольшое содержание в породе биотита и гиперстена, очень высокая концентрация в них Zn, Cu, и Sc также приводит к обеднению этими элементами остаточного расплава — стекла.

Аналогичные данные получены при изучении распределения Sr и Ba между фенокристаллами полевого шпата и основной массой трахитов и фонолитов, которое показало, что содержание Sr и Ba в остаточном расплаве контролируется кристаллизацией полевого шпата, сфена и диопсида. В частности, высокое значение коэффициента распределения Ba между порфировыми выделениями санидина и анортоклаза и основной массой (5—2,2) свидетельствовало о значительном обеднении барием остаточного расплава. В то же время величина коэффициентов распределения Sr (3,4—4,3) и Ba (0,71—1,1) между плагиоклазом и основной массой свидетельствует о том, что кристаллизация плагиоклаза приводит к обеднению остаточного расплава стронцием и некоторому обогащению его барием (Berlin a. oth., 1969).

В нашем примере коэффициенты распределения Sr и Ba между плагиоклазом и стеклом равны соответственно 7,1 и 0,5, т. е. близки приводимым в литературе. Они свидетельствуют о том, что накопление стронция в стекле контролировалось кристаллизацией плагиоклаза, которая в то же время не оказывала существенного влияния на накопление бария.

По данным (Philpotts a. oth., 1970), существенное влияние на накопление в остаточном расплаве бария (и рубидия) будет оказывать кристаллизация биотита (табл. 147).

Определение величины коэффициентов распределения скандия между сосуществующими роговой обманкой и биотитом из изверженных пород США, которая варьирует от 4,8 до 8,0 (Tilling a. oth., 1969), свидетельствует о большем накоплении скандия в амфиболе, что соответствует полученным нами данным, согласно которым в гранитах коэффициент концентрации скандия в амфиболе в два раза превышает таковой биотита (Ляхович, 1972).

Таблица 147

Величины коэффициентов распределения Sr, Ba, Rb *между порфировыми вкрапленниками и основной массой эффузивных пород (по Philpotts a. oth., 1970)*

Порфировые вкрапленники	Sr	Ba	Rb	Порфировые вкрапленники	Sr	Ba	Rb
Гиперстен	0,01	0,01	0,03	Биотит	0,10	6,00	3,00
Роговая обманка	0,50	0,40	0,40	Плагиоклаз	1,80	0,20	0,06

В то же время величина коэффициента распределения Sc между сосуществующими гиперстеном и биотитом, равная 0,07 (табл. 146), свидетельствует о большей по сравнению с гиперстеном роли биотита в концентрации этого элемента. Действительно, в нашем случае коэффициент распределения скандия для пары биотит/витроандезит равен 8,0, а в эффузивах Японии этот же коэффициент для пары биотит/дацит равен 11,0 (Higuchi, 1969), отражая поглощение биотитом значительного количества Sc.

По сравнению с гиперстеном сосуществующий амфибол содержит больше Sc, Ba, Sr, Y (Ewart a. oth, 1969). Следовательно, присутствие в порфировых выделениях роговой обманки будет отрицательно сказываться на накоплении этих элементов в остаточном расплаве.

Кристаллизация и отделение фенокристаллов санидина вызывают повышение концентрации рубидия в расплаве. Отражением этого является низкое значение коэффициента распределения Rb между санидином и основной массой, равное 0,3 (Noble a. oth., 1970). В нашем примере коэффициент распределения содержаний Rb между плагиоклазом и стеклом также равен 0,3 (табл. 146), что отражает аналогичную тенденцию к обогащению Rb остаточного расплава (стекла) по мере выделения кристаллов плагиоклаза.

Изучение распределения Li, Rb, Cs между биотитом и включающим его стеклом из игнимбритов Тосканы позволило установить соотношения, близкие к равновесным (Dupuy, 1968), в силу чего выделение биотита не вызывало существенного обогащения или обеднения указанными элементами остаточного расплава, давшего начало стеклу. Коэффициенты распределения Li, Rb и Cs между биотитом и стеклом составляют для этих пород 1,0, 1,3 и 2,6 соответственно. Близкие значения коэффициентов распределения для этих же элементов установлены и в изученном витроандезите: для Li — 1,0, для Rb — 1,1 и только для Cs — 0,4, что свидетельствует о незначительном вхождении этого элемента в биотит и, в силу этого, о преимущественном накоплении его в стекле.

Интересным результатом исследования коэффициентов распределения TR между вкрапленниками (биотит, амфибол, плагиоклаз, калишпат) и основной массой андезитов и дацитов является предположение о равновесных или квазиравновесных условиях кристаллизации вкрапленников, лучшим признаком чего служит постоянство коэффициентов распределения TR для большинства фенокристаллов данного минерального вида и основной массы. Немногочисленные аномальные значения коэффициентов распределения могут быть объяснены случаями контаминации вкрапленников интерстициальным веществом, как правило, обогащенным TR (Schnetzler a. oth., 1970).

Выявление характера распределения германия между порфировыми вкрапленниками и стеклом эффузивных пород позволило установить преимущественное накопление этого элемента в фенокристаллах оливина и пироксена (K=2), кристаллизация которых препятствует, таким образом, накоплению германия в остаточном расплаве. Кристаллизация порфировых выделений полевых шпатов, судя по низкому значению коэффициента распределения германия (K=0,5), наоборот, способствует этому (Harris, 1954).

Приведенные данные наглядно иллюстрируют большую роль кристаллохимического фактора в проявлении рудогенерирующей способности магмы. Для Большого и Малого Кавказа на примере Ba и Mn уже указывалось (Дзоценидзе, 1965), что отсутствие в эффузивных породах соответствующих минералов, в которых могли бы рассеиваться рудные элементы, приводит к их концентрации в постмагматических продуктах дифференциации и проявляется в виде гидротермальных месторождений этих элементов.

Обращают внимание близкие величины коэффициентов распределения Ba, Sr, Rb, Li, Sc между порфировыми вкрапленниками и основной массой кислых эффузивных пород различных регионов, указывающие на сходные, близкие к равновесным условиям кристаллизации и доминирующее влияние одних и тех же кристаллохимических факторов.

Низкие значения коэффициентов распределения могут рассматриваться как благоприятный признак, подтверждающий, наряду с другими данными, накопление рудных и редких элементов к поздним этапам формирования породы. В рассмотренном примере суммарное влияние изоморфной емкости кристаллических решеток порфировых выделений гиперстена, биотита, плагиоклаза и кварца привело к существенному перераспределению большой группы элементов между ними и основной массой.

Данные графика (фиг. 23), иллюстрирующие распределение редких и рудных элементов между витроандезитом и стеклом, свидетельствуют о существовании двух групп элементов. С одной стороны, это элементы, концентрирующиеся в стекле по сравнению с породой в целом. Это W, Sn, Li, Rb, Cs и особенно Mo, Cu, Bi. Учитывая порфировый облик последней, подобное накоп-

ление отражает малую роль кристаллических решеток минералов порфировых вкрапленников в изъятии из расплава этих элементов. Действительно, цезия мало в биотите, но его содержание в стекле в 5,5 раза превышает кларковое. В биотите содержится мало таких элементов, как Mo, Sn, Li, для которых он является концентратором и носителем, зато в стекле много молибденита (0,3 г/т), касситерита (2,3 г/т), сподумена (0,01 г/т). С другой стороны, это такие элементы, как Zr, Ba, F, и особенно Zn, Sr и Sc, содержащиеся в породе в большем количестве по сравнению со стеклом. Их концентрация в ней обусловлена захватом большей части этих элементов кристаллическими решетками, главным образом биотита и плагиоклаза. И минералы этих элементов встречаются в стекле в незначительном количестве (флюорит — 0,01 г/т) или отсутствуют (сфалерит, барит, целестин).

Все это указывает на отрицательную роль кристаллохимического рассеяния в образовании собственных минералов редких и рудных элементов, а следовательно, и на проявление рудогенерирующей способности гранитной магмы. Коэффициент распределения Nb, Ta и Be близок единице, отражая малое влияние кристаллизационной дифференциации на концентрацию этих элементов в твердой или жидкой фазе.

Таким образом, при кристаллизации витроандезита наиболее сильно рудогенерирующая способность магмы была проявлена главным образом в отношении рудных элементов — Mo, Bi, Cu и Sn, а при кристаллизации липарита — главным образом в отношении редких элементов — Zr, Nb, Ta, Sc, Be, F и также Li, Cs, Sn.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ СУБЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Видовой состав и количество акцессорных минералов в субэффузивных породах Тырныауза весьма разнообразны и непостоянны (табл. 148). Это связано не только с неодинаковым содержанием в них редких и рудных элементов или с различной степенью их раскристаллизации, но и с различной измененностью липаритов поздними процессами, оказывающими заметное влияние на изменение минерального состава этих пород.

Л и п а р и т ы. Среди липаритов, слагающих штоки, наиболее отличен по минеральному составу более измененный липарит среднего штока, содержащий повышенные количества ортита, апатита, анатаза, а из рудных минералов — молибденита (28,5 г/т), халькопирита (36 г/т), а также магнетита и сфена. Липариты южного штока выделяются присутствием уранинита, турмалина, самородного висмута и повышенным количеством граната (82 г/т) , а липариты северного штока — наличием корунда, шпинели, оливина, сподумена, шеелита и повышенным количеством ильменита (878 г/т). Последнее отчасти, возможно, связано

Таблица 148

Содержание акцессорных минералов в липаритах двух участков рудного поля Тырныауза (в г/т)

Минералы	Южный					Северный		
	южный шток	средний шток	северный шток	жилы в граните		шток		жила
Молибденит	0,2	28,5	–	2,8	6,1	0,2	Ед. зн.	14,7
Повеллит	–	0,1	–	10,5	–	–	–	–
Вольфрамит	–	–	–	–	–	–	–	–
Шеелит	–	–	0,1	0,1	–	0,2	Ед. зн.	0,1
Касситерит	–	–	0,1	Ед. зн.	–	–	–	–
Станнин	0,1	–	–	–	58,5	–	–	–
Вульфенит	–	–	–	0,3	–	–	–	–
Сфалерит	–	–	–	–	3,1	0,7	0,2	63,1
Киноварь	–	–	–	–	Ед. зн.	–	–	–
Галенит	0,2	0,1	–	–	–	е.з.	е.з.	0,1
Англезит	–	–	–	–	–	–	–	–
Халькопирит	0,1	36,5	–	–	0,4	0,5	–	1,4
Ковеллин	–	0,5	–	–	1,4	–	–	0,2
Малахит	–	0,5	–	–	–	–	–	–
Борнит	–	–	Ед. зн.	–	288,2	–	–	–
Арсенопирит	4,1	0,1	–	–	356,0	0,3	64,5	21,2
Медь	–	–	–	–	4,4	–	–	–
Самородный висмут	0,2	–	–	–	–	–	–	–
Пирит	5,9	25,2	5,5	1,1	5178,2	331,6	280,8	286,6
Марказит	0,8	25,9	7,6	0,3	40,8	–	–	–
Пирротин	–	–	–	–	3,6	–	–	1,4
Лимонит	0,1	–	–	–	447,7	–	–	–
Ярозит	–	–	0,2	–	–	–	–	–
Магнетит	2,1	105,8	34,9	2,8	0,1	–	Ед. зн.	0,2
Гематит	–	188,9	0,9	3,7	–	–	–	–
Сфен	–	129,3	–	Ед. зн.	–	3,5	2,5	0,3
Ильменит	0,1	5,6	878,1	2,4	5,1	0,8	–	–
Рутил	0,2	1,4	0,1	56,1	1,4	–	–	0,1
Анатаз	7,6	32,3	0,1	Ед. зн.	1,8	0,2	0,6	0,9
Лейкоксен	0,4	–	–	–	–	0,5	16,5	Ед. зн.
Колумбит	–	–	–	7,6	–	–	–	–
Монацит	3,7	–	–	8,6	1,9	–	–	0,1
Ксенотим	–	0,2	Ед. зн.	28,9	0,2	Ед. зн.	–	–
Рабдофанит	–	–	–	16,2	–	–	–	–
Ортит	45,4	255,4	19,5	0,8	51,1	272,1	284,9	89,0
Бастнезит	–	–	–	17,1	–	–	–	–
Циркон	139,6	147,9	94,8	331,7	80,0	140,1	173,7	122,2
Уранинит	0,1	–	–	–	0,2	–	–	–

Таблица 148 (окончание)

Минералы	Южный					Северный		
	южный шток	средний шток	северный шток	жилы в граните		шток		жила
Торит	–	–	–	10,3	2,3	–	–	–
Сподумен	–	–	0,1	–	–	2,7	1,2	2,7
Берилл	–	–	–	–	–	–	–	–
Флюорит	–	35,9	Ед. зн.	3604,0	0,2	15,0	0,4	–
Топаз	–	–	–	4325,0	–	–	–	–
Апатит	98,5	232,7	123,2	–	102,9	128,9	59,8	27,4
Турмалин	0,1	–	–	–	–	–	–	0,1
Гранат	81,8	52,3	53,9	0,3	14,0	3,2	2,5	2,3
Эпидот	–	1,2	7,7	4,0	2,3	–	–	–
Везувиан	–	–	1,1	–	58,1	–	–	–
Волластонит	–	–	–	–	1,1	–	–	–
Корунд	–	–	0,1	–	–	–	–	–
Шпинель	–	–	0,7	–	0,2	–	Ед. зн.	–
Оливин	–	–	2,2	–	–	–	–	–

с наличием в этих липаритах многочисленных обломков биотитового роговика.

Минеральный состав липаритов, слагающих жилы в граните, весьма различен. В одних жилах наблюдаются высокие содержания пирита (5178 г/т) и одновременно увеличиваются содержания других сульфидов: молибденита, арсенопирита, станнина, пирротина, сфалерита, киновари, халькозина, марказита, борнита, появляется самородная медь. В них же наблюдается и повышенное количество Са содержащих минералов: везувиана, апатита, волластонита, отчасти граната и эпидота, в то время как содержание магнетита значительно сокращается.

В других случаях фиксируются высокие содержания флюорита (3604 г/т) или топаза (4325 г/т), которые знаменуют собой совсем иной тип изменения, сопровождаемый значительным увеличением содержания главным образом минералов редких элементов: колумбита, монацита, ксенотима, циртолита, торита. Количество ортита сокращается, но за его счет образуются скопления рабдофанита и бастнезита. Из рудных минералов наблюдается некоторое увеличение содержания повеллита, рутила, шеелита и станнина.

Жильные витроандезиты выделяются самым высоким содержанием в (г/т): сподумена — 115,7, касситерита — 4,9 и киновари — 9,7 (табл. 149).

Если сравнить минеральные составы эльджуртинского гранита и липаритов штоков, то окажется, что, за исключением молиб-

денита и минералов меди, в большем количестве встречающихся в липаритах, большинство минералов редких и рудных элементов содержится в большем количестве в граните (табл. 149). Это свидетельствует о том, что медленное охлаждение и кристаллизационная дифференциация являются факторами, благоприятствующими образованию этими элементами собственных минералов. В субэффузивных породах, несмотря на более высокие, по сравнению с гранитом, содержания рудных и редких элементов; вследствие быстрого охлаждения большая часть их остается рассеянной в фельзитовой или стекловатой основной массе этих пород.

В то же время по сравнению с эльджуртинским гранитом в липаритах жил сильно повышается содержание флюорита и только в них появляется топаз, причем оба минерала присутствуют в значительном количестве. Одновременно наблюдается увеличение содержания фторкарбоната редких земель — бастнезита, а также ксенотима, торита и появление колумбита и значительных количеств станнина. Большая роль фтора в переносе элементов, слагающих эти минералы, общеизвестна.

Не менее примечательно значительное увеличение в жильных липаритах содержания молибденита (и повеллита), арсенопирита и появление самородных меди и висмута. По сравнению с гранитами, только в липаритах установлена киноварь, что отражает известную связь ртутных рудопроявлений с кислыми вулканическими породами. Так же как и граниты, липариты характеризуются низким содержанием сфена, магнетита, апатита, турмалина, граната и эпидота (табл. 149).

Определенные отличия от липаритов рудного поля наблюдаются в минеральном составе липаритов Северного участка. В них установлено сильно повышенное содержание рудных минералов: сфалерита, арсенопирита, пирита, а также сподумена и ортита.

Наложенная природа этих рудных минералов связана с воздействием поздних рудоносных растворов, состав которых характеризовался незначительным количеством фтора и бора, что находит отражение в низком содержании в этих липаритах флюорита, турмалина и ряда минералов редких элементов (табл. 149).

Из минералов редких элементов в липаритах Северного участка повышено содержание циркона и особенно сподумена, в то время как количество магнетита и разнообразных минералов титана по сравнению с липаритами рудного поля сильно понижено.

Своеобразные условия формирования липаритов находят отражение в форме акцессорных минералов. По сравнению с гранитами, например, в липаритах чаще встречаются вытянутые, вплоть до игольчатых, кристаллы циркона, в образовании которых принимает участие хорошо развитая грань острой дипирамиды (131) (табл. 150, 151).

Для суждения о времени выделения минералов рудных и редких элементов большой интерес представляет выяснение возможности их нахождения в порфировых вкрапленниках эффузив-

Таблица 149

Средние содержания минералов редких и рудных элементов в кислых интрузивных и субэффузивных породах Тырныауза (в г/т)

Минералы	Биотитовые граниты		Липариты			Витроандезит (1)
			южный участок		северный участок (3)	
	Советский Союз (170)	Эльджуртинский (23)	жилы (2)	штоки (3)		
Молибденит	0,2	0,7	4,4	9,5	5,0	0,6
Повеллит	–	0,3	5,3	0,1	–	Ед. зн.
Вульфенит	–	–	0,1	–	–	–
Вольфрамит	0,3	Ед. зн.	–	–	–	0,1
Шеелит	0,3	0,2	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	–
Касситерит	0,1	0,4	То же	То же	–	4,9
Станнин	–	–	29,3	»	–	–
Сфалерит	0,2	5,4	1,6	–	21,3	–
Галенит	0,2	1,4	–	0,1	Ед. зн.	0,4
Англезит	–	Ед. зн.	–	–	–	0,1
Халькопирит	0,7	6,2	0,2	12,2	0,6	0,2
Ковеллин	–	Ед. зн.	0,7	0,2	0,1	–
Малахит	–	То же	–	0,2	–	–
Борнит	–	–	144,1	Ед. зн.	–	–
Медь самородная	–	–	2,2	–	–	–
Арсенопирит	0,8	25,5	178,0	1,4	28,6	–
Висмутин	–	Ед. зн.	–	–	–	–
Бисмутит	Ед. зн.	То же	–	–	–	–
Висмут самородный	–		–	0,1	–	–
Пирит	9,1	105,5	2589,7	12,2	299,6	7,5
Марказит	–	28,6	20,5	11,4	–	–
Пирротин	2,9	16,8	1,8	–	0,5	–
Лимонит	–	37,0	223,9	Ед. зн.	–	–
Ярозит	–	–	–	0,1	–	–
Киноварь	–	–	Ед. зн.	–	–	9,7
Магнетит	1396,7	153,0	1,5	47,6	0,1	0,2
Гематит	39,3	Ед. зн.	1,9	63,3	–	–
Сфен	312,6	110,0	Ед. зн.	43,1	2,1	0,3
Ильменит	360,3	34,2	3,7	294,6	0,3	225,6
Рутил	5,9	0,3	28,3	0,5	Ед. зн.	0,3
Анатаз	4,6	6,9	0,9	13,3	0,6	0,2
Брукит	0,4	0,4	–	–	–	–
Лейкоксен	15,5	7,3	–	0,1	5,7	3,8
Колумбит	2,3	–	3,8	–	–	0,1
Эвксенит	0,6	–	–	–	–	–
Тантало-ниобаты	0,6	–	–	–	–	–
Ильменорутил	1,3	–	–	–	–	–

Таблица 149 (окончание)

Минералы	Биотитовые граниты		Липариты			Витроандезит (1)
			южный участок		северный участок (3)	
	Советский Союз (170)	Эльджуртинский (23)	жилы (2)	штоки (3)		
Монацит	30,7	26,6	5,3	1,2	Ед. зн.	0,3
Ксенотим	1,7	0,6	14,5	0,1	То же	–
Рабдофанит	–	–	8,1	–	–	0,2
Ортит	65,2	72,3	25,9	106,8	215,3	79,7
Бастнезит	–	0,7	9,5	–	–	–
Циркон	115,6	177,8	205,9	127,4	145,4	97,8
Уранинит	0,6	2,0	0,1	Ед. зн.	–	–
Торит	1,4	0,1	6,3	–	–	–
Сподумен	0,7	–	–	Ед. зн.	2,2	115,7
Берилл	–	–	–	–	–	0,5
Флюорит	77,5	15,7	1802,0	12,0	5,1	1,2
Топаз	0,2	–	2162,5	–	–	–
Апатит	447,6	21,8	51,5	151,5	72,0	45,3
Турмалин	262,2	0,1	–	Ед. зн.	Ед. зн.	–
Датолит	–	0,2	–	–	–	–
Гранат	67,3	50,2	7,2	62,7	2,6	10,0
Эпидот	147,9	3,1	3,2	3,0	–	0,3
Везувиан	–	–	29,0	0,4	–	0,1
Дистен	0,4	Ед. зн.	–	–	–	–
Кианит	–	–	–	–	–	11,5
Ставролит	0,5	Ед. зн.	–	–	–	–
Силлиманит	6,5	То же	–	–	–	–
Андалузит	40,5	–	–	–	–	–
Корунд	0,4	0,2	–	Ед. зн.	–	0,7
Шпинель	0,1	1,0	0,1	0,2	Ед. зн.	0,1
Оливин	–	–	–	0,7	–	–

ных пород. С этой целью из южного штока липаритов было извлечено 2,5 кг порфировых кристаллов санидина, которые были тщательно раздроблены, обесшламлены, после чего из них были выделены акцессорные минералы.

Порфировые вкрапленники санидина в шлифе прозрачны и содержат редкие включения пластинок биотита и лейст плагиоклаза, обычно имеющих закругленные очертания, а также редкие кристаллы циркона и апатита.

Сравнение видового состава и содержания акцессорных минералов, встречающихся в липаритах и порфировых кристаллах санидина (табл. 152), позволяет сделать некоторые выводы.

Таблица 150

Удлинение (в %) кристаллов циркона в гранитах и липаритах Тырныауза

Порода	Количество подсчитанных зерен	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
Гранит	200	1,5	16,0	27,5	25,0	23,0	1,0	3,5	0,5	1,0	0,5	0,5		
Липарит	200	2,5	11,5	31,0	23,0	16,0	1,5	8,0	1,0	3,0	1,0	0,5	0,5	0,5

Таблица 151

Частота встречаемости (в %) кристаллических форм циркона в гранитах и связанных с ними липаритах

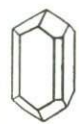
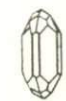
Порода	Количество подсчитанных зерен											
Гранит	100		1		17	2	51	3	8	7	1	10
Липарит	100	1	1	6	4	4	27	6	16	5	16	14

Таблица 152

Содержание акцессорных минералов в липарите и встречающихся в нем порфировых вкрапленников анортоклаза (в г/т)

Группа	Минералы	Порфировые кристаллы	Липарит (основная масса)
I	Сфен	0,6	–
	Эпидот	0,3	–
	Торит	0,1	–
	Ксенотим	Ед. зн.	–
	Киноварь	То же	–
	Флюорит	»	–
	Ортит	45,0	45,4
	Монацит	4,6	3,7
	Галенит	0,2	0,2
II	Марказит	–	0,8
	Молибденит	–	0,2
	Висмут самородный	–	0,2
	Уранинит	–	0,1
	Турмалин	–	0,1
	Халькопирит	–	0,1
III	Циркон	14,3	139,6
	Апатит	23,7	98,5
	Гранат	1,8	81,8
	Анатаз	0,6	7,6
	Арсенопирит	Ед. зн.	4,1
	Лейкоксен	0,1	0,4
	Рутил	0,1	0,2
	Магнетит	3,6	2,1
	Ильменит	1,3	0,1

Прежде всего по соотношению акцессорных минералов можно выделить три их группы.

1. Минералы, встреченные только во вкрапленниках и не встреченные в основной массе. Они представляют собой наиболее раннее поколение акцессорных минералов. К ним относятся сфен, торит, ксенотим, а также киноварь, эпидот и флюорит, раннемагматическая природа которых сомнительна. К ранним же выделениям относятся ортит, монацит и галенит, содержание которых в липарите и порфировых кристаллах одинаково.

2. Минералы, встреченные только в основной массе и представляющие собой наиболее позднюю генерацию акцессорных минералов, это марказит, молибденит, самородный висмут, уранинит, турмалин, халькопирит. Отсутствие их в порфировых вкрапленниках анортоклаза говорит о том, что инфильтра-

ция необходимого материала в порфировые кристаллы не происходила. Последнее, в известной мере, подкрепляет возможность раннемагматического генезиса торита, ксенотима и эпидота, установленных в виде включений только в порфировых вкрапленниках.

3. Третья группа акцессорных минералов характеризуется наличием по меньшей мере двух генераций, так как они встречаются в виде включений в порфировых кристаллах и в основной массе. Это такие распространенные минералы, как циркон, апатит, магнетит, гранат и некоторые другие. Поскольку бóльшая часть этих минералов встречается в основной массе, то преобладающее развитие имеют минералы второй, поздней генерации (табл. 152).

Если предположение о наличии двух генераций этих минералов справедливо, то тогда должны иметь место определенные различия в форме и составе одноименных минералов разных генераций. С этой целью были изучены окраска, форма и удлинение кристаллов апатита и циркона.

Для кристаллов апатита, принадлежащих ранней генерации и встречающихся в виде включений в порфировых кристаллах анортоклаза, характерно большее количество молочно-белых или бледно-желтых кристаллов, а также кристаллов с обильными черными дисперсными включениями (табл. 153).

В порфировых вкрапленниках санидина преобладают такие кристаллы, в оформлении которых принимают участие дипирамидальные грани, в то время как в основной массе липаритов преобладают кристаллы апатита с хорошо развитым пинакоидом (табл. 154). Определенные отличия устанавливаются и в удлинении кристаллов апатита: в порфировых вкрапленниках санидина преобладают более короткопризматические кристаллы, а в основной массе липарита — более удлиненные (табл. 155).

Аналогичные отличия наблюдаются и у кристаллов циркона. В порфировых вкрапленниках санидина чаще встречаются бледно-желтые кристаллы циркона (табл. 156), характеризующиеся наличием граней острых дипирамид (табл. 157), большим удлинением (табл. 158) и большим количеством кристаллов, содержащих мелкие черные дисперсные включения.

Таблица 153

Окраска кристаллов апатита, встречающихся в липарите и в порфировых кристаллах анортоклаза (в %)

Окраска	Порфировые кристаллы	Липарит	Окраска	Порфировые кристаллы	Липарит
Бесцветная, прозрачная	78,5	87,5	Молочно-белая	7,0	3,0
Бледно-желтая	3,5	2,0	Белая с черными включениями	10,5	7,5

Таблица 154

Соотношение кристаллов апатита различной формы (в %) из липарита и встречающихся в нем порфировых вкрапленниках санидина

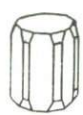
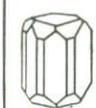
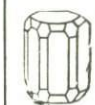
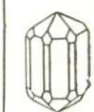
Порода										
Порфировые кристаллы санидина	13,0	2,0	30,0	8,0	1,0	35,0	4,0	3,0	3,0	1,0
Липариты	37,0	–	27,0	18,0	–	8,0	2,0	6,0	1,0	1,0

Таблица 155

Удлинение (в %) кристаллов апатита

Порода	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0
Порфировые кристаллы	3,5	26,5	41,0	13,0	8,5	2,5	3,0	1,0	0,5	–	0,5
Липарит	1,5	16,5	27,0	24,0	19,0	4,0	3,0	3,0	1,5	0,5	–

Таблица 156

Окраска кристаллов циркона, встречающихся в липарите и в порфировых кристаллах санидина (в %)

Окраска	Порфировые кристаллы	Липарит	Окраска	Порфировые кристаллы	Липарит
Бесцветная	3,5	13,0	Бледно-розовая	64,0	74,0
Бледно-желтая	17,5	1,5	Густо-розовая	15,0	11,5

Таким образом, наблюдающиеся отличия акцессорных минералов, встречающихся в виде включений в порфировых вкрапленниках санидина и в основной массе липаритов, показали реальность существования раннемагматических генераций акцессорных минералов, обладающих только им присущими особенностями формы и окраски.

Стекловатые породы. Как уже упоминалось, представление о времени выделения различных акцессорных минералов, особенно рудных, во многом остается дискуссионным. Последнее в значительной мере объясняется многостадийностью выделения акцессорных минералов в полнокристаллических породах и трудностью выделения различных их генераций.

В то же время при решении подобных вопросов объективные данные могут быть получены при изучении минерального состава порфировых пород, в сложении которых значительную роль играет неизмененное стекло. С этой целью были изучены акцессорные минералы, выделенные из составных компонентов, витроандезита, т. е. стекла, плагиоклаза, биотита и кварца. Исключение составляет гиперстен, содержащийся в породе в малом количестве.

Это изучение показало большое видовое разнообразие этих минералов, их неодинаковое содержание в различных минералах вкрапленников и определенные отличия в форме и степени измененности в зависимости от времени их выделения (табл. 159).

Молибденит в наибольшем количестве содержится в плагиоклазе — 1,9 г/т, на долю которого приходится 58% молибденита породы. Молибденит из плагиоклаза имеет форму брусковидных зерен, состоящих из плотно прилегающих друг к другу, иногда искривленных тонких листочков. Молибденит, выделенный из стекла, чаще всего представлен узкими, вытянутыми, лентообразными кристаллами, иногда замещающимися серо-белым повеллитом. В биотите и кварце молибденит не обнаружен.

Вольфрамит встречен только в стекле в количестве 0,11 г/т. Минерал хорошо индивидуализирован, без сростков и представлен черными пластинчатыми зернами. По вольфрамиту развивается

Таблица 157

Форма кристаллов циркона из липарита и встречающихся в нем порфировых вкрапленников санидина (в %)

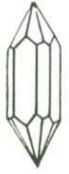
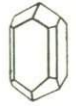
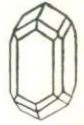
Порода													
Порфировые кристаллы	–	1	–	6	–	1	8	13	–	8	5	39	19
Липарит	4	–	1	10	1	9	1	11	7	13	16	22	5

Таблица 158

Удлинение кристаллов циркона (в %)

Порода	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	8,0	8,5
Порфировые кристаллы	3,0	23,0	25,5	20,0	8,0	10,9	2,0	2,5	1,0	2,0	0,5	1,5	–	1,0
Липарит	6,5	26,0	19,0	17,5	10,0	9,5	3,5	2,5	0,5	2,0	1,0	0,5	0,5	1,0

Таблица 159

Содержание акцессорных минералов в порфировых вкрапленниках и стекловатой основной массе витроандезита (в г/т)

Минералы	Биотит	Плагиоклаз	Кварц	Стекло
Берилл	9,9	–	–	–
Галенит	–	2,0	–	–
Халькопирит	–	0,7	–	–
Везувиан	–	0,6	–	–
Рабдофанит	–	0,7	–	–
Шпинель	–	0,6	–	–
Анатаз	–	1,0	–	–
Магнетит	–	–	9,6	–
Колумбит	–	–	–	0,1
Монацит	–	–	–	0,4
Вольфрамит	–	–	–	0,1
Повеллит	–	–	–	0,1
Андалузит	–	–	–	Ед. зн.
Англезит	–	–	–	0,1
Гематит	–	–	–	0,1
Ильменит	908,2	0,6	4,8	257,1
Циркон	437,8	195,6	60,0	47,5
Сподумен	2308,4	0,6	6,0	Ед. зн.
Апатит	3,0	198,1	3,6	5,0
Флюорит	12,9	1,7	9,6	Ед. зн.
Корунд	3,0	0,7	–	0,6
Лейкоксен	3,0	0,7	–	5,0
Киноварь	38,5	1,3	–	10,7
Пирит	35,6	16,2	–	3,4
Гранат	36,7	–	–	11,7
Клиноцоизит	3,0	–	–	0,1
Ортит	12,9	–	–	112,7
Рутил	–	0,7	–	0,2
Кианит	–	24,1	204,0	1,9
Молибденит	–	1,9	–	0,3
Медь самородная	–	0,6	–	0,1
Сфен	–	0,7	–	0,3
Касситерит	–	15,6	–	2,3
Эпидот	–	1,0	–	0,1

вторичный минерал типа тунгстита, образующего тонкие корочки желтого цвета.

Касситерит в наибольшем количестве — 15,6 г/т — присутствует в плагиоклазе, на долю которого приходится 67% от общего

содержания касситерита в породе. Касситерит, извлеченный из плагиоклаза, представлен остроугольными зернами и призматическими кристаллами желто-коричневого цвета. Касситерит из стекла образует неправильной формы зерна коричневого цвета.

Пирит в наибольшем количестве содержится в биотите — 35,6 г/т. В плагиоклазе его меньше, но на его долю приходится 45% пирита от его содержания в породе. Пирит из биотита представлен плохо образованными кристаллами, иногда продолговатой формы. В плагиоклазе встречаются наряду с угловатыми зернами кубические кристаллы. И в том и в другом случае пирит практически не изменен. В стекле пирит присутствует в виде мелких кристаллов, имеющих форму кубооктаэдра, пентагондодекаэдра и неправильных зерен. Об измененности пирита свидетельствуют корочки гидроокислов железа и нередко встречающиеся их полные псевдоморфозы по пириту. В кварце пирит не обнаружен.

Киноварь обнаружена во всех минералах, за исключением кварца. В наибольшем количестве содержится в биотите — 38,5 г/т, хотя основная масса ее — 77,5% — сосредоточена в стекле. Присутствует в виде неправильных зерен красного цвета. В стекле, кроме того, появляются красно-бурые и черные зерна типа метациннобарита.

Монацит встречен только в стекле в количестве 0,36 г/т. Образует желто-розовые и бесцветные зерна. В плагиоклазе, концентрирующем весь рабдофанит породы; в кремовых зернах последнего встречены мелкие реликты монацита. Сподумен в очень большом количестве — 2308 г/т — концентрируется в биотите, благодаря чему на его долю приходится 99% сподумена породы, несмотря на сравнительно низкое содержание биотита в витроандезите. Встречается сподумен в виде бесцветных шестоватых зерен с характерным занозистым изломом, иногда собранных в агрегаты. Ортит в наибольшем количестве присутствует в стекле — 112,6 г/т, которое концентрирует в себе 99% ортита породы. В кварце ортит не обнаружен. Во всех случаях ортит присутствует в виде угловатых зерен коричневого цвета. Только для ортита из стекла характерна ярко выраженная дисперсия оптических осей. Большая часть корунда сосредоточена в стекле, хотя наиболее высокие его содержания — 2,9 г/т — характерны для биотита. В кварце корунд не обнаружен. В биотите и плагиоклазе корунд присутствует в форме бледно-голубых угловатых зерен с незначительным количеством включений. В стекле зерна корунда обладают грязно-серым цветом благодаря обилию черных дисперсных включений. Гранат в наибольшем количестве содержится в биотите — 36,5 г/т, хотя основная его масса — 82% — сосредоточена в стекле. Если в биотите гранат представлен розовыми зернами или плохо образованными, или искаженными кристаллами в форме ромбододекаэдра или пентагондодекаэдра, то в стекле преобладают неправильные выделения граната коричневого цвета. 52% флюорита породы сосредоточено в биотите, который содер-

жит 12,9 г/т этого минерала. Форма и окраска флюорита существенно не меняются — это неправильные зерна, бледно-фиолетовые или бесцветные. 91% апатита породы сосредоточен в плагиоклазе, который содержит 198 г/т этого минерала. Общим для кристаллов апатита является равномерное развитие граней дипирамиды и базопинакоида. Однако наиболее короткопризматические, вплоть до изометричных, кристаллы встречаются только в стекле. Только в плагиоклазе апатит содержит черные стержневидные включения или темные плеохроирующие ядра.

Среди составных компонентов витроандезита биотит характеризуется наиболее высоким содержанием циркона — 437,8 г/т, хотя большая его часть (42%) приходится на долю плагиоклаза. Преобладающая часть циркона имеет бледно-розовую окраску, меньшая — бесцветную. Для него характерны многочисленные включения циркона, апатита, рутила и гиперстена.

Форма кристаллов циркона достаточно разнообразна, причем преобладание тех или иных форм находится в известной зависимости от состава включающего циркон минерала (табл. 160).

Таблица 160

Соотношение кристаллов циркона различной формы (в %) в минералах порфировых вкрапленников витроандезита

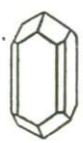
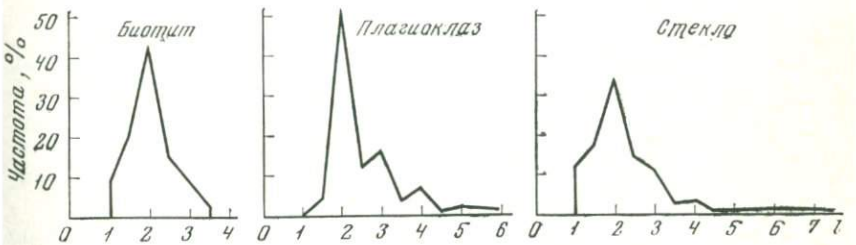
Минералы					
Плагиоклаз	41,5	13,5	14,5	2,0	16,0
Биотит	32,0	11,0	2,0	7,0	19,0
Стекло	15,5	7,0	1,0	0,5	3,5

Таблица 160 (окончание)

Минералы					
Плагиоклаз	3,5	8,0	–	–	1,0
Биотит	–	–	2,0	5,0	22,0
Стекло	–	–	–	–	72,5

Кристаллы с хорошо развитыми гранями призмы (110) отмечены только в богатом калием биотите; в богатом кальцием плагиоклазе преобладают кристаллы с хорошо развитой гранью (100), а в стекле — кристаллы с нечетко выраженными гранями, иногда имеющие форму «оплавленных». Последнее накладывает отпечаток и на удлинение кристаллов циркона. Преобладание кристаллов с удлинением 1,0—1,5 отмечается только в цирконе из стекла. Несмотря на то, что преобладающим удлинением кристаллов циркона является 2,0, сильно удлиненные игольчатые его кристаллы также встречаются только в стекле и, в меньшей мере, в плагиоклазе, который, судя по многочисленным включениям в нем стекла, кристаллизовался позже биотита. В последнем игольчатые кристаллы циркона вообще не обнаружены (фиг. 24).



Фиг. 24. Удлинение (l) кристаллов циркона из порфировых вкрапленников и стекла витроандезита (в каждом случае замерено 100 кристаллов)

Рассматривая особенности содержания акцессорных минералов в отдельных составляющих витроандезита, необходимо отметить, что такие минералы, как ильменит, циркон, берилл, сподумен, флюорит, киноварь, пирит, гранат, корунд, в значительном количестве встречаются только в наиболее раннем по времени выделения биотите. И хотя в меньшем количестве они встречаются и в других более поздних минералах, факт присутствия их в биотите свидетельствует о реальности раннего времени выделения значительной части этих минералов. В связи с этим следует отметить, что, например, раннее время выделения киновари было установлено и при изучении минерального состава липаритов южного штока, где киноварь присутствует в порфировых кристаллах санидина, но не обнаружена в основной массе липарита (табл. 152).

Анализ характера распределения акцессорных минералов по различным минералам порфировых вкрапленников позволяет также установить, что биотит концентрирует большую часть от общего содержания в породе таких минералов, как сподумен и флюорит, а берилл вообще обнаружен только в биотите.

Плагиоклаз, следующий по времени выделения минерал вкрапленников, концентрирует такие рудные минералы, как га-

ленит, халькопирит, молибденит, касситерит, а также Сасодержащие — эпидот, апатит, везувиан и некоторые другие. Помимо шпинели, галенита, халькопирита и везувиана, обнаруженных только в плагиоклазе, в нем сосредоточена большая часть касситерита, молибденита, самородной меди, эпидота, апатита от их общего содержания в породе.

В более позднем порфировом кварце установлены высокие содержания кианита и только в нем присутствует магнетит. За исключением последнего роль кварца в общем балансе распределения акцессорных минералов ничтожна.

Стекло, играющее роль основной массы, содержит разнообразные акцессорные минералы; только в нем установлены колумбит, монацит, вольфрамит, повеллит, андалузит, а также вторичные — англезит, гематит и лейкоксен. Кроме того, в стекле содержится большая часть киновари, ортита, ильменита, рутила, корунда граната, сфена от их общего содержания в породе.

Богатство магмы водой фиксируется не только по ее высокому содержанию в стекле — 2,5%, но и по более сильной измененности встречающихся в нем минералов: пирита, молибденита, вольфрамита, киновари, а также концентрации в нем гематита, англезита и лейкоксена. Ситовидная текстура плагиоклаза, свидетельствующая о кристаллизации его одновременно с застыванием расплава в стекло, возможно, объясняет исключительную приуроченность к нему рабдофанита.

Характерной чертой минерального состава витроандезита является сильное преобладание ортита над монацитом — отношение ортит : монацит = 313. Это свидетельствует не только о богатстве магмы витроандезита кальцием, но и о бедности ее фосфором, находящим также отражение и в низком содержании апатита.

Весьма характерно присутствие в витроандезите минералов W, Mo, Sn в количестве, превышающем их среднее содержание в граните. Поскольку скопления минералов этих элементов образуют в описываемом районе месторождение и ряд рудопроявлений, не исключено, что эти высокие содержания в значительной мере обязаны той гидротермальной деятельности, которая столь интенсивно проявилась в описываемом районе.

Обращает на себя внимание также присутствие в витроандезите 9,7 г/т киновари, 77,5% которой концентрируется в стекле, а содержание в биотите достигает 38,5 г/т. В количестве 0,02 г/т киноварь была установлена и в порфировых кристаллах санидина из липаритов южного штока. Присутствует киноварь и в стекловатых липаритах Армении (Карапетян, 1968), а в вулканических стеклах Камчатки установлено присутствие самородной ртути (Кутыев и др., 1970). Подобные минералогические наблюдения свидетельствуют в пользу предположения о генетической связи ртутного оруденения с производными кислого вулканизма.

Весьма интересно наличие в стекловатых породах большого количества самородных элементов, отражающее своеобразные

восстановительные условия отдельных этапов кристаллизации. Вероятно это были начальные этапы, так как исключительная приуроченность магнетита к кварцу, а гематита к стеклу свидетельствует уже об окислительных условиях. В описываемом витроандезите была обнаружена самородная медь в виде черно-коричневых пластинчатых зерен, большая часть которой (70%) сосредоточена в плагиоклазе. В значительном количестве самородная медь была обнаружена также в тонкослоистых вулканических потоках о. Ванкувер (Surdam, 1968). Помимо уже упоминавшейся самородной меди из вулканических пеплов Камчатки, большое количество самородных элементов: олова, свинца, цинка, меди, молибдена и золота — присутствует в стекловатых липаритах Армении (Карапетян, 1968).

Изучение минерального состава стекловатых пород и встречающихся в них порфировых вкрапленников породообразующих минералов со всей определенностью свидетельствует о наличии нескольких генераций акцессорных минералов, отражающих длительное время их выделения. В изученном витроандезите четко выделяются две группы акцессорных минералов. Первая из них представлена одной генерацией, так как встречается только в какой-либо одной составной части этой породы: биотите, плагиоклазе; кварце или стекле. К ним относятся такие минералы, как колумбит, монацит, берилл, вольфрамит, повеллит, галенит, халькопирит и некоторые другие (табл. 159). Другая, более обширная, группа включает минералы, кристаллизовавшиеся в течение более длительного промежутка времени и присутствующие в нескольких генерациях. Они встречаются в различных компонентах витроандезита — от самого раннего биотита до наиболее позднего стекла. Их различное содержание, равно как и различные форма и состав, свидетельствует в пользу существования самостоятельных генераций одного и того же минерала.

Наличие в стекловатых породах акцессорных минералов как в виде порфировых вкрапленников, так и в виде мелких выделений в основной массе подтверждает возможность образования редкими и рудными элементами собственных минералов в самые ранние этапы кристаллизации кислых расплавов. Помимо ранее упоминавшихся (Ляхович, 1963) можно также назвать вулканические стекла Приморья, отвечающие по составу щелочным липаритам, содержащие в виде вкрапленников магнетит, ильменит, циркон, апатит и чевкинит (Финько, 1964); Восточного Забайкалья — с цирконом, шеелитом, магнетитом, гранатом, апатитом, сфеном (Ковальский и др., 1966). В стекловатых липаритах Армении установлены реальгар, киноварь, сфен, турмалин (Карапетян, 1968).

Рассматривая влияние условий кристаллизации на форму кристаллов, следует отметить, что специальными исследованиями было установлено (Mukherjee, 1970), что рост кристаллов по длинной оси происходит значительно быстрее, чем по короткой,

вследствие чего длина кристаллов является чувствительным индикатором условий кристаллизации. Было выяснено, в частности, что скорость роста кристаллов плагиоклаза в потоках базальта в эффузивный этап кристаллизации значительно превосходит скорость интрателлурической кристаллизации, в результате чего лейсты плагиоклаза основной массы имеют более вытянутый облик.

Анализ удлинений кристаллов циркона (фиг. 24) также показывает, что наиболее удлиненные его индивиды характерны для стекла, т. е. образовались в условиях быстрого охлаждения, в то время как наиболее короткие характерны для биотита, тем самым косвенно подтверждая наиболее раннее, интрателлурическое, время его выделения.

Изучение минерального состава липаритов позволило установить, что их более основной по сравнению с эльджуртинским гранитом состав находит отражение и в более высоком по сравнению с этим гранитом содержании в них ильменита, циркона, ортита, апатита и граната.

Высокие содержания в липаритах сульфидов рудных минералов (молибденита — до 28 г/т; сфалерита, галенита — до 62 г/т; арсенопирита — до 350 г/т; пирита — до 5180 г/т и т. п.) при неравномерном их распределении позволяют полагать вторичную, налаженную, природу этих высоких содержаний. Последнее, в свою очередь, свидетельствует о том, что содержащие рудные элементы растворы, во всяком случае часть их, воздействию которой обязаны высокие содержания рудных акцессорных минералов, имеют более молодой возраст по сравнению с липаритами.

РУДОНОСНОСТЬ СУБЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Судить о возможной рудоносности липаритов и стекловатых пород можно, привлекая для этого определенные особенности их геохимии и минерального состава.

1. В геохимическом отношении, чисто «формально», раскристаллизованные (липариты) и стекловатые (витрофир) разности субэффузивных пород Тырныауза могут быть отнесены к породам, рудоносным на Pb, Cu, Li и особенно на Sn и Cs, содержания которых значительно повышены по сравнению с кларком для кислых пород. Что касается главных элементов месторождения — W и Mo, то содержание W в 1,5 раза превышает кларк в кислых породах, а Mo — равно или несколько ниже кларка. Содержание остальных элементов, особенно редких, обычно несколько ниже соответствующего кларка в кислых породах.

По сравнению с эльджуртинским гранитом содержание большинства редких элементов в липаритах остается без изменений и только количество Li увеличивается в 1,4 раза. В то же время содержание рудных элементов — Zn, Pb и особенно Cu и Sn уве-

личивается, последних в 3—5 раз, в то время как количество W увеличивается только в 1,5, а Mo уменьшается в 2 раза.

Несколько иная картина наблюдается при сравнении стекловатых пород с липаритами. Хотя в них также большинство редких элементов существенно не изменяет своего содержания, а количество лития даже значительно уменьшается, в них наблюдается увеличение содержания Rb и особенно цезия, что составляет их характерную особенность. Количество большинства рудных элементов остается без изменения, а Cu и Sn уменьшается в 3 раза и только содержание Mo увеличивается в 1,6 раза.

Таким образом, в стекловатых породах по сравнению с липаритами в большем количестве накапливается Mo, Rb и особенно Cs; в липаритах по сравнению с гранитами — Cu, Li и особенно Sn.

Подобные отличия могут быть следствием многих причин. Они могут возникнуть потому, что субэффузивные породы не являются комагматами эльджуртинского гранита, что как будто подтверждается не только их более основным петрохимическим составом, но и отсутствием закономерного увеличения содержания в них редких и «летучих» элементов. Эти отличия могут быть следствием потери ряда элементов субэффузивными породами в процессе их внедрения и формирования в породу. Однако отсутствие обогащения приконтактных пород этими элементами делает это предположение маловероятным.

Наблюдающиеся отличия между раскристаллизованными и стекловатыми породами возможно связаны с наличием в липаритах биотита, удерживающего в своей решетке Sn и Li, в то время как в каркасе быстро остывающего стекла задерживались такие крупные катионы, как Rb и Cs. Одновременно в стекловатых породах отмечается несколько более высокое содержание F и особенно B. Количество W и Mo в этих двух разностях субэффузивных пород практически одинаково.

По сравнению с аналогичными породами других регионов липариты Тырныауза характеризуются несколько повышенным содержанием Sn, Zn, Li, Cs, близким — Pb, Cu, Rb, в то время как количество Be, Zr, Nb, Ta, F, а также главных элементов месторождения — W и Mo — обычно ниже. Эти же черты отличают и стекловатые породы Тырныауза.

2. Состав минералов липаритов во многом повторяет геохимические особенности этих пород. По сравнению с породообразующими минералами гранитов они содержат, за исключением лития, меньше редких элементов и несколько больше рудных, особенно Sn, Cu, Pb. Содержание W и Mo ниже средних значений. Это свидетельствует о том, что часть W и Mo не рассеивалась в кристаллических решетках ранее выделившихся порфировых выделений породообразующих минералов, а должна была бы накапливаться в стекловатой или фельзитовой основной массе липаритов. На это как будто указывает несколько повышенное со-

держание Mo в кварце — наиболее позднем минерале порфировых вкрапленников, и иногда большая, чем единица величина коэффициента накопления, особенно Mo в основной массе субэффузивных пород (табл. 145, 146). С другой стороны, это, несомненно, следствие бедности липаритовой магмы W и Mo. Поэтому анализ ильменита из липаритов южного штока показывает содержание в нем 1,5 г/т W и 0,7 г/т Mo, что значительно ниже средних содержаний этих элементов в ильмените гранитов Советского Союза, равных 30,7 и 69 г/т соответственно (Ляхович, 1973).

3. Особенности состава минералов порфировых вкрапленников и основной массы субэффузивных пород позволяют вычислить степень накопления в них рудных и редких элементов в процессе кристаллизации. При этом также выявляется определенное различие между липаритами и стекловатыми породами: в липаритах в основной массе накапливаются преимущественно редкие элементы (табл. 145), а в стекловатых — рудные (табл. 146). Интересно, что степень накопления элементов в основной массе обратно пропорциональна их содержанию в породе: липариты обогащены рудными элементами, а в основной массе концентрируются редкие; в стекловатых породах содержится больше редких элементов, а основная масса обогащена рудными. Это — следствие различной степени отторжения рудных и редких элементов породообразующими минералами субэффузивных пород, результатом чего явилось большее содержание рудных элементов в минералах липаритов, а редких — в порфировых минералах стекловатых пород. Главные элементы месторождения W и Mo незначительно накапливаются в основной массе субэффузивных пород. Все это позволяет говорить о слабо проявленной рудогенерирующей способности липаритов в отношении W и Mo и особенно W. В то же время Sn, коэффициент накопления которого в основной массе липаритов составляет 4—5, образует олово-висмутовое рудопроявление на контакте липаритов южного штока с известняками.

4. Тенденция редких и рудных элементов к накоплению в поздних продуктах, в данном случае в фельзитовой или стекловатой основной массе субэффузивных пород, может иметь следствием удаление из кристаллизующейся магмы этих элементов и их рассеяние во вмещающих породах.

В связи с этим интересны те особенности содержаний рудных и редких элементов, которые возникают в контакте субэффузивных пород с вмещающими породами. В балке Малый Мукулан можно наблюдать контакт липаритов южного штока с известняками. Сам контакт четкий, иногда осложненный зеркалами скольжения. Его элементы залегания 240 — ЮЮВ ∠35°. Липарит в контакте представлен плотной темно-серой порфировидной породой с незначительным количеством вкрапленников, главным образом плагиоклаза, реже санидина и кварца. Характерной чертой порфировых вкрапленников является их сильная трещиноватость и проникновение в эти трещины фельзитовой основной массы.

Таблица 161

Содержание рудных и редких элементов в породах из зоны контакта липаритов южного штока с известняками

Элементы	Мраморизованный известняк		Липарит			Среднее содержание в липаритах южного штока (5)
	в 20 м от контакта	в контакте	в контакте	в 1 м от контакта	в 10 м от контакта	
W	0,7	4,0	0,7	1,0	1,0	2,5
Mo	1,0	1,0	4,0	2,0	4,0	0,8
Sn	17,0	3700,0	96,0	210,0	19,0	35,2
Zn	—	160,0	90,0	50,0	50,0	36,0
Pb	63,0	31,0	50,0	36,0	55,0	34,8
Cu	18,0	4900,0	82,0	20,0	12,0	7,2
Nb	6,0	6,0	14,0	6,0	7,0	16,8
Ta	0,3	0,3	1,0	0,2	0,3	1,4
Be	1,7	9,0	6,0	5,0	4,0	3,8
Li	8,0	38,0	71,0	58,0	72,0	43,8
Rb	45,0	45,0	45,0	45,0	180,0	214,0
Cs	7,0	7,0	10,0	10,0	10,0	17,4
Ga	1,2	32,0	17,0	15,0	11,0	23,0
B	16,0	7,0	25,0	22,0	10,0	14,2
F	250,0	470,0	560,0	420,0	800,0	664,0

Вдали от контакта подобная трещиноватость вкрапленников наблюдается значительно реже и среди них большую ролъ начинают играть крупные выделения санидина.

Результаты анализов (табл. 161) свидетельствуют о том, что и липариты и известняки из зоны контакта обогащены Sn, Zn, Cu, Be, Ga, которые, вероятней всего, были привнесены рудоносными растворами. Главные элементы месторождения — вольфрам и молибден ведут себя отлично: известняки на контакте значительно обогащены W, а содержание Mo не изменяется; в липаритах количество и W и Mo остается практически без изменения. За счет липаритов приконтактовые известняки, по-видимому, могли быть обогащены F, так как его содержание в липаритах из контакта уменьшается. В свою очередь, вероятным источником бора, количество которого в приконтактовых липаритах увеличивается, могли быть известняки, в которых содержание бора уменьшается более чем в 2 раза. Содержание остальных элементов практически не изменяется.

Воздействие стекловатых пород можно выяснить, анализируя контакт дайки витрофира с кварцевыми плагиопорфирами. Последние вдали от контакта с жилой витрофира представлены лей-

кократовой, кварц-плагиоклазовой породой. Ее структура определяется сочетанием зерен кварца и сильно серицитизированного плагиоклаза, между которыми располагаются мелкие выделения кварца второй генерации и разложенные остатки цветного минерала, по-видимому, биотита, к которым приурочены выделения эпидота и сфена. В контакте эта порода существенного изменения не испытывает, однако в ней появляется много мелких выделений биотита, эпидота и рудного минерала, приуроченных к тонким трещинкам.

Кварцевый плагиопорфир в контакте с измененным лежачим зальбандом жилы витрофира, равно как и сам витрофир, значительно обогащается W, Cu и Ga, свидетельствуя о привносе этих элементов поздними растворами. Так же, как и у витрофира, в кварцевом плагиопорфире из контакта отмечается значительное уменьшение содержания Pb, в то время как количество Mo, Ta, Be остается неизменным. Воздействие поздних растворов привело также к уменьшению содержания в кварцевом плагиопорфире Rb, Zn, B и F, а количество Sn, Li, Cs, Nb осталось практически без изменения (табл. 162).

Из приведенных данных следует, что поздние растворы, воздействовавшие на субэффузивные и вмещающие их породы, содержали в себе W, Cu, Sn, Zn и некоторые другие элементы (табл. 161, 162), количество которых в этих породах обычно увеличивается и иногда значительно. В то же время привноса ими молибдена и редких элементов, за исключением Be, Li, Ga, как правило, не отмечается, а для Cs в ряде случаев отмечается его вынос из зоны контактирующих пород.

5. Хорошим индикатором возможной рудоносности пород может явиться анализ особенностей содержания рудных и редких элементов в их измененных зонах. В этом свете интересны геохимические особенности измененных участков жил витрофира. Одна из таких жил субмеридионального простирания, мощностью 0,3—0,4 м, расположенная среди кварцевых плагиопорфиров в районе западного контакта северного штока, имеет неоднородное строение. Ее центральная часть сложена серо-коричневым плотным витрофиром, висячий зальбанд — осветленным светло-серым витрофиром, а лежачий — превращен в светло-серую глинистую массу. Мощность этой зоны 10—15 см. Вмещающий жилу кварцевый плагиопорфир в контакте с витрофиром заметного изменения не испытывает.

В отличие от витрофира из центра жилы, осветленный витрофир висячего зальбанда характеризуется появлением подобия флюидальной текстуры, обусловленной чередованием различно окрашенных участков стекла, а также большим количеством сферолоидов халцедона. Измененный витрофир лежачего зальбанда превращен в глинистую массу, которая, судя по данным рентгено-структурного и термического анализов, сложена, в основном, гидромусковитом.

Таблица 162

Содержание редких и рудных элементов в поперечном сечении дайки витрофира (в г/т)

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Nb	Ta
Осветленный витрофир висячего зальбанда	2,0	1,0	6,0	250,0	70,0	14,0	14,0	0,5
Неизмененный витрофир центральной части дайки	1,0	1,0	9,0	50,0	42,0	11,0	14,0	1,0
Измененный рыхлый витрофир лежачего зальбанда	12,0	0,7	13,0	150,0	28,0	22,0	21,0	1,8
Трондьемит из контакта с дайкой витрофира	6,0	0,7	13,0	20,0	18,0	62,0	4,9	0,2
Трондьемит 2 м от контакта	3,0	0,7	12,0	30,0	64,0	42,0	4,9	0,2

Таблица 162 (окончание)

Порода	Sc	Be	Ga	Li	Rb	Cs	B	F
Осветленный витрофир висячего зальбанда	5,2	2,0	11,0	45,0	650,0	950,0	20,0	1800,0
Неизмененный витрофир центральной части дайки	2,6	3,0	13,0	19,0	380,0	1200,0	22,0	680,0
Измененный рыхлый витрофир лежачего зальбанда	8,5	3,0	35,0	50,0	1400,0	100,0	45,0	3000,0
Трондьемит из контакта с дайкой витрофира	5,9	2,0	37,0	23,0	60,0	4,0	10,0	540,0
Трондьемит 2 м от контакта	11,1	1,5	12,0	27,0	90,0	4,0	6,0	920,0

В неизмененном витрофире центральной части жилы рудные и редкие элементы распределены по ее простиранию достаточно равномерно (табл. 163). Исключение составляет цезий, содержание которого иногда изменяется в 2—3 раза, во всех случаях значительно превышая кларк этого элемента в кислых породах, составляя в среднем 934 г/т. Это несколько ниже, чем среднее содержание цезия в другой жиле витрофира, также залегающей в кварцевых плагиопорфирах, где оно составляет 1190 г/т (Ляхович, 1973).

Таблица 163

Распределение содержаний рудных и редких элементов в жиле витрофира (в г/т)

Элементы	Неизмененный витрофир из центра жилы							Измененный витрофир лежачего зальбанда
	1	2	3	4	5	6	Среднее (6)	
W	1,0	1,0	1,0	1,0	6,0	2,0	2,0	12,0
Mo	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,7
Sn	9,0	8,0	9,0	8,0	7,0	9,0	8,3	13,0
Zn	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	150,0
Pb	42,0	42,0	46,0	47,0	40,0	50,0	44,5	28,0
Cu	11,0	9,0	15,0	11,0	9,0	12,0	11,2	22,0
Nb	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	21,0
Ta	1,0	1,2	1,1	2,1	2,3	2,5	1,7	1,8
Sc	2,6	8,0	8,0	9,0	11,0	7,0	7,6	8,5
Ga	13,0	12,0	10,0	18,0	8,0	12,0	12,2	35,0
Be	3,0	3,0	2,0	3,0	2,0	3,0	2,7	3,0
Li	19,0	13,0	18,0	24,0	28,0	20,0	20,3	50,0
Rb	380,0	450,0	360,0	420,0	400,0	380,0	398,3	1400,0
Cs	1200,0	1800,0	630,0	720,0	670,0	600,0	936,7	100,0
B	22,0	24,0	28,0	28,0	22,0	25,0	24,8	45,0
F	680,0	700,0	500,0	720,0	640,0	720,0	660,0	3000,0

Главные элементы месторождения — W и Mo распределены весьма равномерно. Их содержания ниже или равны кларковым. Наблюдавшееся в одной пробе содержание вольфрама в 6 г/т вероятно обязано микровключению шеелита. В среднем по жиле содержание подавляющего большинства рудных и редких элементов ниже кларков соответствующих элементов в кислых породах. Исключение составляют Sn и Sc и отчасти Rb и B, содержания которых в 2—1,5 раза выше кларков этих элементов. Следует отметить, что пробы, характеризующиеся повышенным содержанием фтора, содержат и повышенные количества Ga, Sc, Sn и Ta, в то время как для других элементов подобной зависимости не устанавливается.

В измененном витрофире лежачего зальбанда сильно возрастает содержание рудных элементов — Zn, Cu, Sn и особенно W. Из редких элементов увеличивается содержание Nb, Ga, Li, B и особенно Rb и F. В то же время отмечается значительное уменьшение содержания Cs и Pb (табл. 163). Для части элементов эти изменения, по-видимому, в определенной степени связаны с изменением общего химизма витрофира в процессе его изменения. Так, со значительной потерей воды, по-видимому, связано и значительное

уменьшение содержания цезия, так как есть данные о наличии прямой зависимости между содержанием цезия и количеством воды в перлитах (Лебедева и др., 1973). Значительное увеличение в измененном витрофире содержания калия и алюминия влекут за собой увеличение в нем содержания Rb и Ga, чему во многом способствовала структура новообразованных слюдистых минералов.

Общая картина заключается, таким образом, в обогащении измененного лежачего зальбанда жилы витрофира рядом элементов: W, Sn, Zn, Cu, а также Nb, Ga, Li, Rb, B и F. В то же время содержания Cs и Pb значительно понижены, свидетельствуя об их выносе, а количество Mo, Ta, Be остается практически без изменения.

Как известно, измененные эффузивные породы часто содержат повышенные количества редких элементов. В рассматриваемом примере изменение витрофира сопровождалось двукратным увеличением содержания Sn, Cu, Nb, B, F, трехкратным — Zn, Ga и Rb, пятикратным — F и особенно большим — шестикратным — W. Это указывает на своеобразный состав поздних растворов, участвовавших в изменении витрофира, которые содержали или могли переотлагать вольфрам, в то время как содержание молибдена в процессе этого изменения существенно не изменялось.

В лавах Камчатки установлена отчетливая совместная миграция молибдена с кислыми газами, что приводит к его рассеянию во вмещающих породах (Сотников и др., 1971). В описываемом витрофире, равно как и в контактирующем с ним кварцевом плагиопорфире, не фиксируется какого-либо выноса-привноса молибдена, а значительные увеличения содержаний в породах из зоны контакта таких рудным элементов, как W и Cu, свидетельствуют о их привносе поздними растворами, а не кислой магмой, давшей начало витрофиру.

Не менее интересны данные по содержанию редких элементов в зонах рассланцевания липаритов. Мощность этих зон незначительна — 0,1—0,2, редко 1,0 м,— и липарит превращен в них в рыхлую светло-серую или бурую от обилия гидроокислов железа массу. Судя по вычисленным коэффициентам накопления, эта рыхлая масса по сравнению с массивными липаритами содержит в 3 раза больше Mo и Cs и в 4—5 раз — Sn и Cu. В меньшей мере повышены содержания и всех остальных элементов, в том числе и W. Исключение составляет Li, Rb, Nb и Ta, содержания которых не меняются или даже несколько уменьшаются (табл. 164). Эти данные свидетельствуют о том, что растворы, циркулировавшие по зонам дробления, были обогащены главным образом рудными элементами W, Mo, Zn, Pb, особенно Sn и Cu, а также Cs, B и F.

6. Установленные геохимические особенности субэффузивных пород находят свое отражение и на их минеральном составе, который характеризуется повышенным содержанием рудных акцессор-

Таблица 164

Содержание рудных и редких элементов в липаритах из зон дробления и рассланцевания (в г/т)

Элементы	Зоны рассланцевания, штоки				Среднее содержание		$K_н$
	Северный		Южный		в массивных липаритах штоков (15)	в рассланцованных липаритах (4)	
W	6,5	1,0	4,0	2,0	2,1	3,4	1,6
Mo	0,7	0,7	4,0	3,0	0,7	2,1	2,9
Sn	14,0	13,0	540,0	72,0	31,7	159,8	5,0
Zn	110,0	50,0	160,0	140,0	72,0	115,0	1,6
Pb	53,0	95,0	110,0	48,0	40,3	76,5	1,9
Cu	460,0	15,0	83,0	60,0	35,0	154,5	4,4
Nb	20,3	14,0	14,0	7,0	16,4	13,8	0,9
Ta	1,8	1,9	1,3	0,7	1,3	1,4	1,1
Be	2,0	2,0	17,0	3,0	4,5	6,0	1,3
Ga	52,0	23,0	29,0	23,0	20,0	31,8	1,5
Li	50,0	29,0	100,0	62,0	71,8	60,3	0,8
Rb	220,0	270,0	60,0	150,0	228,0	175,0	0,8
Cs	11,0	34,0	96,0	20,0	13,9	40,3	2,9
B	17,0	35,0	25,0	19,0	13,7	24,0	1,7
F	1100,0	900,0	1200,0	460,0	610,0	915,0	1,5

ных минералов и пониженным — минералов редких элементов. По этому признаку липариты Тырныауза, будучи образованиями более молодыми, чем биотитовые граниты, с которыми связывают оруденение, внешне обладают признаками минерального состава, указывающими на их «потенциальную рудоносность». В них постоянно присутствуют в весовых количествах молибденит; повеллит; вульфенит и шеелит — главные минералы месторождения. Однако в измененных липаритах содержание этих минералов увеличивается настолько сильно, что позволяет считать, что рудоносные растворы, во всяком случае часть их, воздействовавшая на уже сформировавшиеся липариты, имела более молодой возраст.

Поэтому значительно повышенные по сравнению с гранитами содержания в липаритах рудных элементов, появление собственных минералов этих элементов и иногда в значительном для них количестве, позволяют считать, что эти их особенности не являются полностью первичными, а частично обязаны воздействию тех растворов, которые участвовали в формировании многоэтапной рудной минерализации Тырныауза. Это тем более вероятно, что возможности к образованию рудными элементами собственных минералов в условиях быстрого охлаждения были крайне ограничены.

Часть четвертая

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Трудно правильно реставрировать историю формирования такого сложного рудного поля, каким является Тырныауз, и не менее трудно судить о геохимических особенностях развитых в его пределах гранитоидов, не зная особенностей содержания рудных и редких элементов и их минералов во вмещающих осадочно-метаморфических породах.

Среди разнообразных метаморфических пород, слагающих Пшекиш-Тырныаузскую зону — конгломератов, песчаников, алевролитов, сланцев, филлитов, мраморов — в настоящем разделе рассматриваются минералого-геохимические особенности только песчано-сланцевых и карбонатных пород, так как с ними преимущественно контактируют описанные выше граниты и липариты.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Полная геолого-петрографическая характеристика осадочно-метаморфических пород, весьма разнообразных по своему литологическому составу, приведена в обстоятельной работе А. В. Пэка (1962). Здесь же кратко охарактеризованы только две группы пород, расположенные в непосредственном контакте с лейкократовыми гранитоидами и эльджуртинским гранитом: алюмосиликатные, представленные биотитовыми роговиками, и карбонатные, представленные мраморами, массивными и слоистыми.

Алюмосиликатные породы. Согласно данным А. В. Пэка (1962), биотитовые роговики, слагающие значительную часть обеих склонов хр. Уллу-Тырныауз, образуют три разобщенные полосы; северную, среднюю и южную. Северная полоса роговиков по тектоническим контактам граничит с вулканогенной свитой и кварцевыми плагиопорфирами (фиг. 1). Этот тектонический блок биотитовых роговиков разделен Центральным сбросом на две части — северную и южную. В последней песчано-сланцевые породы метаморфизованы очень сильно и представлены преимущественно кордиеритовыми разностями. В них часто наблюдается андалузит, а в основной массе, кроме кварца и биотита, также антофиллит. В незначительном количестве среди этих роговиков присутствуют песчанистые и конгломератовидные разно-

сти. К северу от Центрального сброса роговики метаморфизованы слабее: кордиерит и андалузит встречаются в них относительно редко.

Средняя полоса роговиков граничит на севере с вулканогенной свитой, а на юге — со слоистыми мраморами. По литологическому составу роговики средней полосы неоднородны. По данным А. В. Пэка (1962), в западной части преобладают роговики мелкозернистые, темно-коричневые, представляющие собой мелкозернистый агрегат кварца, плагиоклаза и биотита часто с примесью щелочного полевого шпата. Зерна кварца и плагиоклаза, являющиеся первичными компонентами породы, частично регенерированы, в то время как биотит и щелочной полевой шпат являются новообразованиями. Последний, в частности, нередко окружает обломочные зерна кварца.

Наряду с мелкозернистыми роговиками встречаются песчаники и конгломераты, содержащие обломочные зерна и гальку кварца. В восточной части этой полосы роговиков преобладают светлые грубозернистые, иногда брекчиевидные песчаники. Встречающиеся здесь же темные мелкозернистые роговики часто пятнисты, благодаря наличию крупных, неправильных выделений кордиерита и андалузита, обычно сильно серицитизированных.

Южная полоса роговиков располагается между балками Большой и Малый Мукулан, слагая нижнюю часть южного склона хр. Уллу-Тырныауз (фиг. 1). Эти бывшие ранее песчано-сланцевыми породы представлены ныне весьма однородными роговиками Мукуланской свиты, темными, мелкозернистыми, состоящими из зерен кварца, плагиоклаза и биотита. Количество последнего достигает 40%.

В литологическом отношении алюмосиликатные породы Мукуланской свиты неоднородны, и А. В. Пэк (1962) выделяет среди них помимо упоминавшихся роговиков конгломератовидные и брекчиевидные породы, сланцы, филлиты и грубозернистые песчаники. В западной части этой полосы преобладают биотитовые роговики и песчаники, сходные с биотитовыми роговиками, среди которых залегает Главное рудное тело. Для юго-восточной части этой свиты, помимо гнейсовидных и брекчированных разностей роговиков, характерно наличие черных андалузитовых сланцев. Кристаллы андалузита, окруженные оболочками серицита, достигают в длину 8—10 мм, рассеяны в почти непрозрачном углистом агрегате. Линзы и прослои песчаников, залегающих среди темно-серых сланцев, представлены плохо сортированными кварцевыми песчаниками. Значительно меньше распространены аркозовые и полимиктовые песчаники, а также алевролиты.

Карбонатные породы. Представлены массивными и слоистыми мраморами. Массивные мраморы, согласно А. В. Пэку (1962), представляют довольно однородные мелкозернистые темно-серые породы, пересеченные многочисленными жилками белого кальцита. Встречаются полосчатые разности, характеризующиеся

чередованием темно-серых и светлых полос. От окружающих пород эти мрамора ограничены тектоническими контактами, к которым приурочены скарны. Иногда в массивных мраморах наблюдаются прослои и неправильные тела светло-зеленых пироксен-плагиоклазовых роговиков.

Слоистые мрамора протягиваются главным образом вдоль южного склона хр. Уллу-Тырныауз, гранича на севере со средней полосой роговиков, в отдельных участках с массивными мраморами, а на юге — с песчано-сланцевыми породами Мукуланской свиты. По литологическому составу слоистые мрамора неоднородны. В них имеет место чередование пластов серых массивных мраморов с пластами, сложными по составу и представляющими собой чередование прослоев светлого мрамора, пироксеновых, а иногда и биотитовых роговиков. По границам этих прослоев обычно наблюдается скарнирование этих пород: появление крупнозернистых агрегатов, пироксена, везувиана и волластонита.

Пироксеновые роговики — мелкозернистые светло-зеленые породы, состоящие из зерен пироксена и основного плагиоклаза. В существенно плагиоклазовых участках присутствует много мелких зерен сфена и лейкоксена. Эти роговики могли образоваться при контактовом метаморфизме мергелистых прослоев в известняках.

РУДНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

В осадочно-метаморфических породах рудные и редкие элементы распределены весьма неравномерно: наряду с низкими встречаются и ураганные содержания, обусловленные наличием собственных минералов этих элементов, присутствие которых подтверждается и результатами минерального анализа. Поэтому при вычислении средних подобные ураганные содержания не учитывались.

Алюмосиликатные породы. Рассматривая содержание рудных и редких элементов в осадочно-метаморфических алюмосиликатных породах, наиболее распространенными представителями которых являются ороговикованные песчано-сланцевые породы, необходимо, в первую очередь, отметить наличие ураганных содержаний этих элементов, которые значительно превосходят возможные фациальные или региональные геохимические особенности песчано-сланцевых пород Тырныауза и отражают их значительную импрегнацию, главным образом рудными элементами, в процессе гидротермального изменения этих пород.

Можно привести следующие примеры подобных высоких содержаний (в г/т): W — 68, Mo — 490, Sn — 100, Zn — 450, Pb — 210, Cu — 490, Li — 160, Rb — 430, F — 36 000. Наиболее часто

подобные высокие содержания встречаются среди биотитовых роговиков Главного рудного поля и практически отсутствуют среди южных роговиков, входящих в состав Мукуланской свиты (табл. 165).

Сравнение сводных данных по среднему содержанию рудных и редких элементов в трех главных полосах роговиков также свидетельствует о том, что наиболее обогащены рудными элементами биотитовые роговики средней и северной полосы, среди ко-

Таблица 165

Средние содержания (в г/т) и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в ороговикованных песчано-сланцевых породах вдали от контакта

Элементы	Кларк в песчано-сланцевых породах (Виноградов, 1962)	Полоса роговиков			Среднее содержание	
		Южная (2)	Средняя (20)	Северная (5)	$\bar{x}$ (27)	$K_н$
W	2,0	–	6,9	23,5	10,4	5,2
Mo	2,0	0,75	43,7	60,2	43,5	21,8
Sn	10,0	–	17,0	17,2	17,0	1,7
Zn	80,0	50,0	128,1	150,0	126,0	1,6
Pb	20,0	14,0	40,7	18,4	33,8	1,7
Cu	57,0	11,5	108,8	23,0	84,3	1,5
Zr	200,0	130,0	115,0	103,0	115,6	0,6
Nb	20,0	16,0	15,8	20,1	16,4	0,8
Ta	3,5	0,8	2,5	0,8	2,2	0,6
Sc	10,0	27,0	21,2	18,3	21,3	2,1
Be	3,0	10,8	5,2	3,4	5,3	1,8
Ga	30,0	38,5	17,7	31,7	21,9	0,7
Li	60,0	55,0	64,7	42,6	59,7	1,0
Rb	200,0	160,0	307,6	272,0	287,5	1,4
Cs	12,0	20,0	18,9	8,8	17,4	1,5
B	100,0	46,5	8,0	16,2	12,9	0,1
F	500,0	2350,0	3151,0	4840,0	3679,4	7,3

торых располагаются наиболее крупные скопления W и Mo. Ороговикованные песчано-сланцевые породы южной полосы выделяются более высоким содержанием Ga, Sc и B; средней полосы — Li и Rb; северной — F (табл. 165).

Сравнивая содержания редких элементов в метаморфических алюмосиликатных породах Тырныауза с их средними содержаниями в песчано-сланцевых породах (Виноградов, 1962), можно заметить, что для редких элементов — Zr, Nb, Ta, Ga, B — они понижены, а количества Li, Rb, Cs близки кларковым, а Cs, Be и особенно F в 2 и более раз превышают их. В то же время содер-

жания всех рудных элементов — Sn, Zn, Pb, Cu и особенно W и Mo — повышены, составляя особенность изученных пород.

Не только осадочно-метаморфические, но и залегающие среди них кислые жильные породы, такие как кварцевые альбитофиры и трондьемитовые порфириты Северного участка, весьма значительно обогащены Sn, W и особенно Mo, содержания которых в десятки и сотни раз превышают соответствующие кларки для кислых пород, свидетельствуя о наложенной природе этих высоких содержаний (табл. 166). Для редких элементов подобного

Таблица 166

Средние содержания и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в алюмосиликатных породах Северного участка

Элементы	Кларк в кислых породах (Виноградов, 1962)	Кварцевые альбитофиры (6)		Трондьемитовые порфириты (8)	
		$\bar{x}$	$K_н$	$\bar{x}$	$K_н$
W	1,5	7,9	5,3	18,1	12,6
Mo	1,0	74,8	74,8	168,2	168,2
Sn	3,0	5,2	1,7	8,4	2,8
Zn	60,0	68,3	1,1	90,0	1,5
Pb	20,0	8,3	0,4	14,2	0,7
V	40,0	11,1	0,3	116,0	2,9
Cr	25,0	12,3	0,5	36,2	1,4
Ni	8,0	9,5	1,2	38,6	4,8
Co	5,0	2,9	0,6	2,7	0,6
Be	5,5	17,2	3,1	5,4	1,0
Li	40,0	222,0	5,6	18,7	0,47
Rb	200,0	105,0	0,5	147,5	0,7
Cs	5,0	2,3	0,5	6,4	1,3
B	15,0	14,0	0,9	12,0	0,8
F	800,0	976,7	1,2	1837,5	2,3

обогащения не наблюдается. Исключение составляет литий, количество которого в кварцевых альбитофирах достигает 222 г/т, что в 5,6 раз выше кларка этого элемента в кислых породах.

Карбонатные породы. По сравнению с кларком для карбонатных пород мраморизованные известняки Тырныауза характеризуются повышенным содержанием большинства рудных элементов, особенно Zn и W. В то же время содержание в них редких элементов понижено. Исключение составляют Ga, Be, а также F (табл. 167).

Определенные отличия устанавливаются и между массивными и слоистыми мраморами. Наличие в последних прослоев пироксеновых роговиков, содержащих в своем составе плагиоклаз и диопсид, обусловили повышенное содержание в этих породах ряда

Таблица 167

Средние содержания и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в карбонатных породах Тырныауза

Элементы	Кларк в карбонатных породах (Graf, 1960)	Среднее содержание в мраморизованных известняках вдали от контакта с гранитоидами		Элементы	Кларк в карбонатных породах (Graf, 1960)	Среднее содержание в мраморизованных известняках вдали от контакта с гранитоидами	
		$\bar{x}$ (15)	$K_н$			$\bar{x}$ (15)	$K_н$
W	0,5	3,0	6,0	Be	1,0	8,2	8,2
Mo	1,1	2,6	2,4	Sc		3,3	
Sn	4,0	11,4	2,8	Ga	2,5	6,1	2,4
Zn	26,0	256,5	9,1	Li	20,0	13,1	0,7
Pb	8,0	11,4	1,4	Rb	70,0	32,9	0,5
Cu	14,0	7,7	0,6	Cs	4,0	3,0	0,8
Zr	17,0	7,3	0,4	B	12,0	7,3	0,6
Nb		4,7		F	320,0	1665,7	5,2
Ta		0,3					

редких элементов — Li, Rb, Be, Ga, Sc, Sr,— которые могли концентрироваться в кристаллических решетках этих минералов.

Следует отметить, что содержание рудных и редких элементов в осадочно-метаморфических породах во многом определяется их литологическими особенностями. Так, карбонатные породы характеризуются минимальным содержанием Li, Rb, Cs, Nb, Ta и Sc, которые концентрируются в богатых биотитом песчано-сланцевых породах. В то же время в карбонатных породах установлены более высокие содержания Zn, Be, а также Bi и Y; содержание последнего достигает высокого значения — 234 г/т. Это, очевидно, обусловлено наличием диопсида, граната и везувиана, в которых могли концентрироваться эти элементы.

Черные глинистые сланцы мукуланской свиты выделяются повышенными содержаниями цезия, скандия, бериллия и циркония, которые, однако, не отражены в минеральном составе пород, что указывает на рассеянную или сорбированную форму нахождения этих элементов. Богатство пород мукуланской свиты глиноземом имеет следствием и наиболее высокое содержание в них галлия, количество которого достигает 47 г/т, а повышенное содержание бора — в обильном здесь турмалине.

Рассматривая сводные данные по содержанию редких и рудных элементов в метаморфических породах Тырныауза, можно убедиться (табл. 165, 167), что количество всех рудных элементов в них превышает, а для W, Zn и Mo значительно, кларк в соответствующих осадочных породах.

Особенно выделяются по содержанию молибдена и вольфрама ороговикованные породы северной полосы, в которых содержание этих элементов в 15—60 раз превышает кларковое (табл. 165). Это элементы, содержание которых в эльджуртинском граните ниже (Zn, Cu), равно (W, Mo, Pb) или выше (Sn) соответствующих кларков для кислых пород. С другой стороны, содержания большинства редких элементов понижены и только для Be и F отчасти Rb и Sc превышают кларки для соответствующих пород, хотя их содержание в граните было равно или ниже кларкового.

Отсутствие определенной тенденции к концентрации в осадочно-метаморфических породах элементов, содержания которых в эльджуртинском граните были ниже или выше кларковых, не позволяет рассматривать магму последнего как источник этих элементов. Необычно высокое содержание в осадочно-метаморфических породах рудных элементов, особенно W и Mo, вряд ли может быть объяснено литолого-фациальными особенностями этих пород. Это, а также изложенный ниже материал по геохимическим особенностям контактовых пород, не позволяет полагать, что источником этих элементов была магма эльджуртинского гранита. Более вероятен их значительный привнос в гидротермальную стадию изменения исходных осадочных толщ.

РУДНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ

Породообразующие минералы описываемых пород обладают различным составом и, следовательно, различной способностью удерживать находящиеся в среде минералообразования рудные и редкие элементы. В биотитовых роговиках к таким минералам относится биотит, являющийся носителем и концентратором Li, Rb, Nb, Sc, Zn; в скарнированных известняках — пироксен, гранат и везувиан, концентрирующие TR, Ta, Ge, Sn, B, Be, W. Особенности состава этих минералов изучены еще недостаточно. По имеющимся данным (табл. 168), в них могут присутствовать многие редкие элементы, содержания которых в десятки (Be, Ge, Li), сотни (B), а иногда и в тысячи (Sn) раз превышают содержания этих же элементов в одноименных минералах гранитов. Может быть именно поэтому максимальные содержания Sn, B, Ta, W и Mo отмечаются в богатых пироксеном, везувианом и гранатом скарнах, а Li, Rb, Sc, Zn — в богатых биотитом биотитовых роговиках. Поэтому, например, считали, что везувиан, обладающий значительной изоморфной емкостью в отношении Be, B, Li, F, TR, может служить индикатором потенциальной рудоносности гранитной магмы (Косалс, 1968). Наличие в пироксенах из скарнов Тырныауза Sn, Zn, Be, Ge, Sc и, что особенно важно, W и Mo принималось за признак, указывающий на единство редкометальных и скарнообразующих растворов (Резников и др., 1967).

Таблица 168

Содержание элементов-примесей в некоторых минералах скарнированных известняков (в г/т)

Минерал	W	Mo	Sn	Ge	Zr	Nb	Ta	TR_2O_3	Y	Sc	Ga	Be	Li	B	Sr	Автор
Тырныауз																
Везувиан	320	38	–	—	—	—	–	–	59	13	—	5	20	9	1250	В. В. Ляхович
»	–	–	1500	10	—	—	–	–	—	–	—	10	–	–	–	Нестеренко и др., 1958
Волластонит	–	–	10	—	—	—	–	–	—	–	—	10	–	–	–	То же
Диопсид	–	–	100	10	—	—	–	–	—	–	—	50	–	–	–	»
»	3400	520	–	—	—	—	–	–	22	22	—	6	20	Не обн.	1010	В. В. Ляхович
»	2000	360	–	—	—	—	–	–	—	–	—	–	–	–	–	»
Куспидин	–	–	–	—	—	—	–	10	11	Не обн.	—	–	–	–	490	»
Гранат	6200	700	–	—	—	14	1,6	400	33	То же	—	–	7	9	–	»
»	–	–	2000	40	30	—	–	–	—	–	—	10	–		–	Нестеренко и др., 1958
Северо-Восток, Горный Алтай																
Диопсид	–	–	–	—	—	—	–	–	—	–	—	32	160	69	–	Косалс, 1968
»	–	–	–	—	—	—	–	–	—	–	—	46	190	81	–	То же
Гранат	–	–	–	—	—	—	–	–	—	–	—	36	30	9	–	»
»	–	–	–	—	—	—	–	–	—	–	—	25	80	24	–	»
»	–	–	5300	—	—	—	–	–	—	–	—	5	–	1100	–	Некрасов, 1966
Везувиан	–	–	220	—	30	—	–	–	—	–	—	37	–	16800	—	То же
»	–	–	–	—	—	—	–	–	—	–	—	210	250	500	—	Косалс, 1968

Судя по полученным данным, минералы осадочно-метаморфических пород Тырныауза отличаются резко пониженными по сравнению с приводимыми в литературе (табл. 168) содержаниями редких элементов — лития и бора — в везувианах, пироксенах и гранатах или близкими к известным содержаниями бериллия и циркония в гранатах, пироксенах и везувианах. Значительно понижены в гранате из скарнов и содержания Ta — 1,6 и Nb — 14 г/т, в то время как в гранате из гранитов содержания этих

Таблица 169

Средние содержания редких элементов в биотите из эльджуртинского гранита и биотитового роговика (в г/т)

Элементы Порода	Ta	Nb	Li	Rb	Cs
Биотит из биотитового роговика	10,0(4)	168,0(4)	330,0(4)	970,0(4)	30,0(4)
Биотит из эльджуртинского гранита	11,6(44)	127,6(62)	465,0(66)	772,5(64)	72,9(64)
Среднее для биотита из биотитовых гранитов СССР	15,3(243)	143,6(326)	916,4(297)	1054,0(308)	107,1(159)

элементов равны 238 и 175 г/т соответственно (Ляхович, 1973). Примечательно, что эти данные относятся к редким элементам, содержание которых в эльджуртинском граните и во вмещающих его породах меньше кларка или близко к нему.

В то же время содержание рудных элементов, особенно олова в везувиане, W и Mo в везувиане и диопсиде значительно повышено и в сотни и тысячи раз превышает содержание этих элементов в эльджуртинском граните. Как следует из табл. 165, 167, эти элементы содержатся в эльджуртинском граните и во вмещающих породах в количестве близком или превышающем кларк.

Рассматривая особенности состава биотита из биотитовых роговиков (табл. 169), обращает внимание, что они содержат в среднем меньше Li, Rb, Cs и отчасти Ta, по сравнению с биотитом из эльджуртинского гранита. Это вообще характерная особенность состава биотита метаморфических пород, отличающая его от биотита из гранитов. По данным И. И. Парадашвили (1972) в биотите роговиков среднее содержание фтора (5 опр.)

Таблица 170

Содержание редких элементов в биотитах из биотитовых роговиков (в г/т)

Порода	Ta	Nb	Li	Rb	Cs	Be
Роговик из контакта с эльджуртинским гранитом	16,4	294,0	300,0	750,0	20,0	16,0
Роговик в 200 м от контакта	8,2	147,0	350,0	840,0	10,0	12,0
Роговик из контакта с лейкократовым гранитом	5,7	98,0	300,0	880,0	20,0	19,0
Роговик в 200 м от контакта	9,8	133,0	370,0	1390,0	60,0	8,0

равно 4800 г/т, т. е. также меньше, чем в биотите эльджуртинского гранита, содержащего 5213 г/т F.

По мере приближения к контакту с гранитами состав биотита изменяется. В контакте с лейкократовыми гранитоидами в нем наблюдается уменьшение (за исключением Be) содержания всех определявшихся элементов — Li, Rb, Cs, Ta, Nb, а в контакте с эльджуртинским гранитом — только Li и Rb, в то время как содержание Cs, Ta и Nb возрастает примерно в 2 раза (табл. 170).

Таким образом, состав минералов скарнов, в частности высокие содержания W, Mo, Sn в диопсиде, везувиане и гранате, свидетельствует о значительном содержании этих элементов в среде минералообразования (табл. 168). Подобного заключения нельзя сделать в отношении Ta, Nb, Li, Rb, Cs, Be, так как содержание этих элементов в биотите из роговиков ниже, чем в биотите из гранитов. Кроме того, источник этих элементов, возможно, негранитный, так как их содержания в биотите из приконтактового роговика часто ниже, чем в биотите из роговика, расположенного

Таблица 171

Средние содержания рудных и редких элементов в минералах биотитовых роговиков Северного участка (в г/т)

Минералы	W	Mo	Sn	Pb	Be	Li	Rb	Cs	B	F
Плагиоклаз (4)	36,0	264,0	—	—	1,5	10,0	40,0	17,0	27,5	800,0
Калиевый полевой шпат (3)	5,8	39,5	—	—	1,5	–	–	–	34,3	–
Кварц (5)	9,0	45,0	2,5	3,5	1,0	5,0	10,0		14,0	1310,0

Таблица 172

Содержание акцессорных минералов в осадочно-метаморфических породах Тырныауза (в г/т)

№ проб	1	2	3	4	5	6	7
Порода Минералы	Массивные мраморы	Слоистые мраморы	Роговики и песчаники конгломератовидной пачки	Роговики и песчаники терригенной толщи		Мукуланская свита	
				северная полоса	южная полоса	песчаники	сланцы
Шеелит	0,2	0,1	0,1	—	1,5	Ед. зн.	—
Молибденит	0,8	1,0	0,1	10,8	25,1	То же	—
Касситерит	—	0,3	Ед. зн.	—	—	»	Ед. зн.
Галенит	—	0,1	0,1	—	—	—	—
Церуссит	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—
Бисмутит	—	То же	—	—	—	—	—
Сфалерит	0,8	29,8	0,7	0,2	0,02	—	—
Халькопирит	0,2	Ед. зн.	0,2	—	0,1	—	—
Киноварь	Ед. зн.	То же	0,1	0,1	0,3	Ед. зн.	0,1
Пирротин	298,1	666,2	1233,1	315,8	22,8	—	—
Пирит	7,6	27,5	6,6	36,7	20,6	48,9	1,0
Марказит	18,4	—	—	—	—	—	—
Арсенопирит	7,4	14,9	0,1	—	0,5	Ед. зн.	—
Магнетит	—	—	239,9	—	0,5	0,5	0,3
Сфен	—	—	0,9	6,5	1,2	3,1	0,5
Ильменит	—	Ед. зн.	144,6	62,5	169,6	2442,0	2,6
Лейкоксен	—	—	118,6	—	—	5,9	—
Рутил	Ед. зн.	0,2	0,3	9,0	6,4	3,7	Ед. зн.
Анатаз	То же	0,1	0,3	8,8	6,1	11,2	—
Хромит	—	—	184,7	164,0	71,5	—	—
Шпинель	—	—	0,01	0,0	—	—	—
Циркон	0,01	0,1	4,7	10,7	23,2	7,2	2,9
Монацит	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—
Ксенотим	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—
Ортит	0,7	—	—	0,2	—	4,9	—
Бастнезит	—	—	0,1	—	—	—	—
Рабдофанит	—	—	—	—	—	5,1	—
Сподумен	Ед. зн.	—	—	0,1	0,1	2,4	3,1
Апатит	—	—	87,5	243,3	96,9	431,8	3,8
Флюорит	Ед. зн.	Ед. зн.	4,1	1,2	0,1	Ед. зн.	—
Куспидин	То же	—	—	—	—	—	—
Турмалин	—	0,1	—	2,5	1,5	1151,7	1,3
Гранат	0,2	0,2	171,1	13,3	46,7	7,5	0,5
Группа эпидота	13,6	25,1	11,8	0,3	4,1	10,7	3,0
Тремолит	33,5	—	—	—	—	—	—
Волластонит	64,2	Ед. зн.	—	—	—	—	—
Везувиан	Ед. зн.	—	0,1	—	—	—	—
Диопсид	258,0	8948,5	591,7	14,1	997,3	165,5	—
Кордиерит	—	—	590,5	—	0,2	—	—
Андалузит	—	—	345,7	18,1	274,1	—	64,1
Корунд	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—

дальше от контакта. Исключение составляет бериллий, часть которого могла привноситься из гранитной магмы.

Особенно высокие содержания W и Mo, в десятки-сотни раз превышающие их средние содержания в гранитах, характерны для минералов биотитовых и биотит-роговообманковых роговиков Северного участка (табл. 171). По-видимому, это в значительной мере связано с тончайшей импрегнацией их собственными минералами этих элементов, которые встречаются здесь в значительном количестве (табл. 172).

За предположение о наложенной природе этих высоких содержаний говорят не только отдельные ураганные содержания в кварце и калиевом полевом шпате Mo (63 г/т) или Mo и W в плагиоклазе (940 и 46 г/т соответственно), но и отсутствие стабильно выраженной тенденции к повышению или понижению содержания элементов в минералах по мере приближения к контакту с развитыми здесь лейкократовыми гранитоидами.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Минералого-геохимическому опробованию были подвергнуты породы Центрального блока, включая и пачку конгломератовидных роговиков и песчаников, стратиграфическое положение которых спорно. Местоположение и краткая петрографическая характеристика исследованных проб, большинство которых отобрано в горных выработках, следующее.

Проба № 1, горизонт 2390 м. Массивный мрамор, серый тонкозернистый с прожилками светлого кальцита. В мраморе отмечается тонкая полосчатость за счет прослоев черного цвета, видимо, органического вещества.

Проба № 2, горизонт 2613 м. Слоистый мрамор, почти белый, текстура которого обязана наличию тонкозернистых прослоев биотитового и пироксен-плагиоклазового роговиков.

Проба № 3, горизонт 2762 м. Ороговикованные песчаные и конгломератовидные породы. Первые по составу отвечают полимиктовым песчаникам, вторые — биотит-плагиоклазовым роговикам.

Проба № 4, горизонт 2613 м. Песчаники и роговики северной полосы терригенной толщи. Представлены крупнозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, местами гравелитами и мелкозернистыми плотными биотитовыми роговиками, образовавшимися, вероятно, за счет алевролитов.

Проба № 5, горизонт 2390 м. Песчаники и роговики южной полосы терригенной толщи. Представлены существенно кварцевыми песчаниками и биотит-кордиеритовыми роговиками.

Проба № 6, поверхность на отм. 2530 м к югу от контакта слоистых мраморов с мукуланскими сланцами. Песчаник мелкозернистый, обогащенный мелкими чешуйками биотита.

Проба № 7, поверхность на отм. 2500 м. Черные глинистые сланцы к югу от контакта со слоистыми мраморами.

Давая общую характеристику минерального состава осадочно-метаморфических пород Тырныаузского рудного поля (см. табл. 172), следует прежде всего отметить сравнительно широкую распространенность таких редких минералов, как сподумен, киноварь, касситерит, а также рудных минералов — сфалерита, халькопирита, арсенопирита, пирита и характерных для месторождения — молибденита и шеелита. Однако и их содержания остаются незначительными и обычно не превышают 1—10 г/т. С другой стороны, характерна их бедность минералами редких земель, которые встречаются в них крайне редко и в незначительном количестве. То же можно сказать и о таких минералах, как галенит, бисмутит и магнетит.

Минералы «летучих» компонентов — турмалин и флюорит — пользуются широким распространением и при общем низком содержании их в породах количество турмалина несколько превышает таковые флюорита.

Высокие содержания установлены для отдельных акцессорных минералов: ильменита (2,4 кг/т), пирротина (1,2 кг/т) и турмалина (1,1 кг/т) и наблюдаются только в ороговикованных песчано-сланцевых породах.

По видовому составу и содержанию акцессорных минералов толщи метаморфических пород различного литологического состава характеризуются своими, только им присущими, особенностями. Так, массивные и слоистые мраморы, входящие в карбонатную толщу D_3—C_1, отличаются по своему минеральному составу, а именно — слоистые мраморы содержат значительно больше сфалерита, пирротина, пирита, арсенопирита, галенита, бисмутита, касситерита и турмалина, так как в их составе присутствуют прослои биотитовых и пироксен-плагиоклазовых роговиков. Эти отличия и можно отнести за их счет. Однако материалом для этих роговиков служили породы, отличные от пород, за счет которых образовались роговики терригенной толщи, так как, несмотря на то, что и в тех и в других содержатся турмалин, касситерит, галенит, рутил, анатаз и циркон, в пироксен-плагиоклазовых роговиках не установлены магнетит, сфен, шпинель, хромит, апатит, андалузит, кордиерит, пользующиеся широким распространением в биотитовых роговиках терригенной толщи (табл. 172).

Сравнение минерального состава ороговикованных конгломератовидных пород с биотитовыми роговиками терригенной толщи и песчано-сланцевыми породами мукуланской свиты показывает, что первые отличаются от роговиков терригенной толщи отсутствием сподумена и турмалина, большим содержанием магнетита и ильменита, меньшим — циркона и молибденита и только им присущим наличием бастнезита. Ряд признаков минерального состава — появление везувиана, а также повышенные содержания эпидота,

граната и диопсида — указывают на более кальциевый характер ороговикованных конгломератовидных пород. Однако несмотря на эти отличия, могущие носить фациальный характер, по наличию в тех и других кордиерита, шеелита, арсенопирита, халькопирита и по сходному содержанию апатита, андалузита, граната, сфена, они ближе всего стоят к ороговикованным породам южной полосы терригенной толщи и, вероятно, являются ее составной частью.

Характерной чертой минерального состава пород мукуланской свиты является их относительная по сравнению с другими породами обогащенность минералами редких земель (ксенотим, ортит, рабдофанит) и лития (сподумен). В них же отмечены наиболее высокие содержания ильменита и турмалина. Последнее подтверждается и более высоким содержанием в сланцах бора (табл. 165). В породах мукуланской свиты не установлены хромит и шпинель, являющиеся характерными минералами ороговикованных песчано-сланцевых пород терригенной толщи.

Акцессорные минералы, установленные в осадочно-метаморфических породах, отличаются по форме, окраске, содержанию и степени измененности в зависимости от характера вмещающей их породы. Они отличаются и от одноименных акцессорных минералов гранитов. Шеелит во всех породах встречается в виде бесцветных, прозрачных или мутно-белых угловатых зерен с неровной поверхностью. В контакте известняков с гранитом наблюдаются сростки шеелита с гранатом и волластонитом. Молибденит встречается в виде мелких пачек листочков и неправильных агрегатов чешуйчатого строения размером 0,1—0,4 мм. Чешуйчатые агрегаты нередко деформированы и находятся в срастании с халькопиритом, пиритом и андалузитом. В контакте с гранитом чаще встречаются хорошо образованные кристаллы. Распространен повсеместно, но особенно в ороговикованных песчано-сланцевых породах терригенной толщи. Касситерит встречается во всех породах и образует мелкие зерна желтого и темно-коричневого цвета. В сланцах мукуланской свиты встречены плохо выраженные дипирамидальные и короткопризматические кристаллы. Галенит встречается редко, в основном в мраморах, в виде мелких зерен, покрытых черной пленкой и замещающихся церусситом и англезитом. Роговики, песчаники и сланцы практически лишены этого минерала. Сфалерит встречается в виде зерен черного цвета, с ясно выраженной совершенной спайностью. Не обнаружен в породах мукуланской свиты. В контакте с гранитами появляются медово-желтые и красные зерна и октаэдрические и псевдокубические кристаллы. В контакте с лейкократовыми гранитами отмечены сростки с пиритом, галенитом и шеелитом. В мраморах преобладают неправильные выделения неизмененного свежего пирита, а в роговиках и песчаниках — кристаллы в форме куба и кубооктаэдра, обычно покрытые пленкой гидроокислов железа. Много сростков пирита с пирротином, хромитом, черным гранатом и сфалеритом. Образует также пластинчатые и брусковидные зерна, часто искривлен-

ные. Встречаются кубические, реже пентагондодекаэдрические кристаллы. Вдали от контакта с гранитами нередко лимонитизирован или превращен в мельниковит. В контакте с эльджуртинским гранитом наблюдаются сростки пирита с молибденитом и халькопиритом, а в контакте с лейкократовыми гранитоидами — сростки с галенитом, шеелитом и сфалеритом.

Арсенопирит встречается в метаморфических породах спорадически. В сланцах мукуланской свиты он не обнаружен совсем, а в мраморах — в наибольшем количестве преимущественно в виде хорошо образованных кристаллов, которые нередко образуют сростки с пиритом и халькопиритом. Реже отмечаются зерна неправильной формы. Киноварь обнаружена во всех пробах в виде мелких зерен красного цвета, обычно в сростках с кварцем. Содержит значительную примесь кадмия. Сфен в роговиках и песчаниках терригенной толщи встречается в виде клиновидных зерен и конвертообразных кристаллов преимущественно бесцветных, реже бледно-желтых. В отличие от них, песчаники и сланцы мукуланской свиты содержат зерна сфена, окрашенные в ярко-желтый цвет. Они неравномерно покрыты корочками рутилового или анатазового лейкоксена. В мраморах сфен не обнаружен. Во всех осадочно-метаморфических породах, опробованных в горных выработках, рутил преобладает над анатазом. В песчаниках же мукуланской свиты, пробы которых взяты с поверхности, анатаз резко преобладает над рутилом, тем самым указывая на большую разрушенность песчаников в гипергенных условиях. Хромшпинелиды весьма разнообразны по составу и окраске. Хромит пользуется широким распространением только в ороговикованных песчано-сланцевых породах, где встречается в виде искаженных октаэдрических кристаллов и неправильных зерен черного цвета. В контакте роговиков с эльджуртинским гранитом, помимо хромита, изредка встречаются коричневые октаэдры франклинита. Скарнированные известняки в контакте с лейкократовыми гранитоидами содержат зеленые октаэдрические кристаллы гранита.

Циркон широко распространен. Общим для всех рассматриваемых пород является прозрачность и преобладание бесцветных зерен этого минерала. Весьма ограниченно распространены разности, окрашенные в бледно-желтый цвет и только в мукуланских черных сланцах встречаются зерна дымчато-белого цвета. По мере приближения к контакту с гранитами увеличивается количество кристаллов, окрашенных в бледно-розовый цвет; в их ограничении чаще принимает участие острая дипирамида 131. Размеры кристаллов циркона в большинстве случаев не превышают 0,1 мм и только в северной полосе «центральных» роговиков встречаются более крупные кристаллы. Форма кристаллов в подавляющем большинстве случаев призматическая, с преобладающим удлинением 1,5—2,5 и только в песчаниках и роговиках терригенной толщи встречаются длиннопризматические кристаллы с удлинением 3,0—5,0, а в известняках, наряду с призматическими, встре-

чаются и бипирамидальные кристаллы. Кристаллы образованы обычной комбинацией граней призм (100) и (110) и дипирамид (111) и (131) Однако, если в цирконе из мраморов грань (100) нередко отсутствует или развита очень слабо, а острая дипирамида (131) нередко угнетает грань дипирамиды (111), то в цирконе из песчано-сланцевых пород грани (110) и (131) встречаются редко и развиты слабо. Ребра кристаллов, как правило, сглажены и нередко в такой степени, что они приобретают облик окатанных зерен. Последние особенно часто встречаются в черных мукуланских сланцах.

Кристаллы циркона обычно содержат разнообразные включения. В цирконах из мраморов преобладают дисперсные включения магнетита, благодаря чему этот минерал нередко попадает в электромагнитные фракции. В цирконах из песчано-сланцевых пород микровключения обладают иным составом. В песчаниках и роговиках северной полосы терригенной толщи их обычно мало и они представлены игольчатыми кристаллами циркона; эти же породы южной полосы содержат циркон с многочисленными включениями округлых зернышек циркона. В песчаниках мукуланской свиты цирконы содержат включения иголочек рутила и турмалина, которыми богаты эти породы, а в сланцах — биотита, рутила и анатаза.

Если в мраморах кристаллы циркона нередко сильно трещиноваты и сравнительно легко распадаются по этим трещинам, то в роговиках и песчаниках обычно бугристые наросты на гранях кристаллов, свидетельствующие о некоторой миграции циркония в процессе метаморфизма исходных осадков.

В отличие от гранитов, цирконы из роговиков чаще обладают искаженными, уплощенными по призме кристаллами, в них чаще встречаются округлые со сглаженными ребрами формы, в них более обильны включения циркона, рутила, апатита, биотита. Но наиболее характерной чертой, особенно для приконтактовых разностей, являются различные дорастания и обрастания крупных кристаллов циркона более мелкими. Последние отличаются своей бесцветностью и прозрачностью.

Бесцветные пластинчатые кристаллы монацита составляют характерную особенность эльджуртинского гранита. В роговиках цвет монацита различный — от бесцветного до серо-зеленого или желто-бурого. Преобладают изометричные зерна, хотя встречаются и таблитчатые кристаллы. По мере удаления от контакта с гранитами увеличивается интенсивность процесса рабдофанитизации монацита — замещения его по тончайшим трещинкам бурым веществом, что приводит к понижению его удельного веса и показателей преломления. Монацит очень редко встречается и в мраморах в виде бледно-желтых и бесцветных неправильных зерен. В отличие от гранита, где ксенотим встречается в бипирамидальных, светло-зеленых кристаллах, в биотитовых роговиках преобладают серовато-желтые до бесцветных неправильные зерна

В них по трещинам иногда наблюдается образование черчита. Последний встречается и самостоятельно в виде зерен и сферических образований белого или розового цвета. Встречен также в песчаниках мукуланской свиты, где он образует медово-желтые зерна неправильной формы. Очень редок. Ортит встречается спорадически. Если в граните ортит встречается в виде призматических красно-бурых кристаллов, то в роговиках это черные или черно-коричневые зерна и только в приконтактовых разностях встречаются редкие таблитчатые кристаллы. Показатели преломления ортита весьма непостоянны, что, по-видимому, обусловлено разной степенью изменения минерала. Обладает сильным плеохроизмом от черно-зеленого по *Ng* до желто-коричневого по *Np*. Бастнезит образует плоские зерна светлого цвета. Очень редок. Рабдофанит в виде непрозрачных продолговатых зерен желтого цвета отмечается в слюдистых песчаниках мукуланской свиты, где он замещает монацит. Очень редок. Сподумен представлен тускло-белыми полупрóзрачными зернами шестоватого габитуса с $Ng=22—23°$. Наиболее значительное количество сподумена характерно для пород мукуланской свиты. Здесь его зерна достигают более крупных размеров (до 0,4 мм в поперечнике) и в них ясно выражено замещение минерала вторичными продуктами.

Апатит в мраморах не обнаружен. В роговиках и песчаниках образует зерна и короткостолбчатые кристаллы с преимущественным развитием грани базопинакоида. В роговиках конгломератовидной пачки, а также в песчано-сланцевых породах мукуланской свиты преобладают бесцветные апатиты, а в «центральных» роговиках — серые и черные, окраска которых обязана массе дисперсных темных включений. Нередки также черные стержневидные включения. По сравнению с бесцветными апатитами, грани которых обычно сильно закруглены, кристаллы черных апатитов выделяются более четкой своей огранкой. В отличие от апатита из гранитов, апатит из контактово измененных пород чаще обнаруживает асимметрично развитые призматические и дипирамидальные грани. К контакту с гранитом увеличивается количество кристаллов светло- или темно-серых, переполненных темными дисперсными включениями.

Флюорит в мраморах встречается в неправильных бесцветных зернах, а в роговиках и песчаниках наблюдаются зерна, окрашенные в бледно-фиолетовый цвет. В них же встречены кристаллы в форме кубооктаэдра и сростки флюорита с молибденитом и кварцем.

Турмалин во всех породах присутствует в неправильных зернах и призматических кристаллах темно- или светло-коричневого цвета. Наиболее обилен в песчаниках мукуланской свиты. Гранат в мраморах образует неправильные зерна самой различной окраски: бесцветной, бледно-желтой, розово-желтой, ярко-желтой, красной, зеленой, указывающей на их различный состав и многостадийность образования. Иногда наблюдается замещение граната

эпидотом. В песчано-сланцевых породах преобладают зерна граната желто-розового цвета и только в роговиках и песчаниках конгломератовидной пачки встречены пентагондодекаэдрические кристаллы граната черного цвета. В гранате из контактных пород характерно обилие включений, среди которых преобладает биотит.

Андалузит отсутствует в карбонатных и в значительном количестве встречается в ороговикованных песчано-сланцевых породах в виде короткопризматических светло-розовых кристаллов с хорошо развитым пинакоидом, переполненных включениями биотита, хлорита, турмалина, апатита, рутила, ильменита. В контакте с лейкократовыми гранитоидами в нем наблюдаются также включения пирита и халькопирита, а в контакте с эльджуртинским гранитом — сростки с молибденитом. Кристаллы андалузита, как правило, сильно замещены агрегатом светлой слюды. Благодаря обильным углистым включениям андалузит иногда приобретает темно-серый до черного цвет.

Корунд обнаружен среди песчаников мукуланской свиты в виде мелких зерен желтого цвета. Образует бесцветную или голубые изометричные зерна, почти всегда переполненные мелкими включениями биотита и рутила. Иногда в изобилии присутствуют вторичные продукты, и тогда корунд становится бурым, малопрозрачным и напоминает корундофиллит. Куспидин встречается в изометричных или продолговатых зернах, бурых, непрозрачных, иногда полисинтетически сдвойникованных. $Ng = 1{,}597$, двуосный, положительный. Везувиан образует неправильные выделения светло-желтого цвета, прозрачные, с включениями биотита и магнетита.

Приведенные выше данные позволяют высказать некоторые соображения в отношении способа образования и стратиграфического положения рассмотренных осадочно-метаморфических пород. Так, слабая окатанность акцессорных минералов ороговикованных песчано-сланцевых пород терригенной толщи указывает на то, что источник сноса находился сравнительно недалеко. В его составе принимали участие основные и, возможно, эффузивные породы, на что указывает обилие в осадочно-метаморфических породах хромита, ильменита и темного граната, отсутствие минералов редких земель, а также значительное удлинение кристаллов циркона. Кроме того, в песчано-сланцевых породах отмечается преобладающая концентрация разнообразных сульфидов. Так как эффузивные породы, обычно содержащие сульфиды, известны только в расположенной севернее вулканогенной свите, эту последнюю следует считать более древней, чем терригенные породы центральной свиты.

По своим геолого-геохимическим особенностям ороговикованные конгломератовидные породы, стратиграфическое положение которых спорно, ближе всего стоят к роговикам и песчаникам терригенной толщи. Поскольку массивные и слоистые мраморы за-

ключены между северной и южной полосами роговиков терригенной толщи, а на западе и юго-западе ограничены конгломератовидными породами, то эти мраморы, вероятно, близки по возрасту роговикам.

Минералого-геохимическая обособленность пород мукуланской свиты, содержащей большое количество минералов редких земель, турмалина, а также хорошо окатанных зерен циркона и меньшее — разнообразных сульфидов, позволяет считать, что она образовалась, очевидно, за счет иного источника сноса.

Ряд признаков минерального состава метаморфических пород указывает на то, что в них можно выделить две генетически отличные группы минералов.

Одни из них, главным образом минералы ороговикованных песчано-сланцевых пород — магнетит, галенит, хромит, ильменит, пирит, монацит, ортит, покрытые с поверхности пленкой различных вторичных продуктов, и такие, как апатит и циркон, несущие следы транспортировки и имеющие поэтому нередко окатанную форму,— являются, по-видимому, первичными минералами этих пород.

Другие, такие, как шеелит и касситерит, большинство сульфидов Mo, Cu, As, Fe, Zn, не несущих следов вторичного изменения и часто встречающихся в виде сложных сростков (например, пирита, арсенопирита, халькопирита): темные апатит и андалузит, переполненные дисперсными включениями; турмалин, пронизывающий тонкими иголочками кристаллы циркона; анатаз, замещающий ильменит; флюорит, встречающийся в сростках с молибденитом,— являются, очевидно, новообразованиями. К этой группе, безусловно, принадлежат и такие, встречающиеся преимущественно в известняках, типично контактовые минералы, как тремолит, волластонит, куспидин, везувиан, диопсид, кордиерит и гранат. Если обилие сульфидов свидетельствует о значительном привносе рудных элементов, то этого нельзя сказать о минералах редких элементов, низкие содержания и небольшие размеры которых, равно как и отсутствие широко развитого обрастания детритусовых минералов более поздними оболочками свидетельствует о крайне незначительном привносе редких элементов в процессе метаморфизма исходных пород. Исключение составляют редкие бугорчатые наросты на гранях кристаллов циркона, свидетельствующие о некотором перемещении циркония.

Отмечается изменение видового состава акцессорных минералов в пробах, взятых не из горных выработок, а с поверхности, указывающее на неустойчивость многих минералов в условиях гипергенеза. К их числу относится появление рабдофанита и больших количеств анатаза, а также интенсивное замещение вторичными минералами сподумена и арсенопирита в породах мукуланской свиты.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЭКЗОКОНТАКТА

Внедрение гранитной магмы в верхние горизонты земной коры и ее последующая кристаллизации сопровождаются отдачей огромного количества тепла и летучих компонентов во вмещающие породы, которые в зависимости от своего первоначального состава испытывают сложную гамму превращений, изменяясь в различные по минеральному составу роговики и скарновые породы. Естественно поэтому, что судить о геохимическом своеобразии магмы без знания минералого-геохимических особенностей экзоконтактовых пород весьма трудно, поскольку контактовые ореолы интрузий впитывают в себя отделяющиеся от магмы летучие компоненты и те рудные и редкие элементы, которые образуют с ними легкоподвижные соединения — простые или комплексные. Очевидно, поэтому еще в 1940 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в понятие петрографической формации включил «совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, т. е. породы, непосредственно из нее возникшие, *контактные ее действия* [прим. *В. Л.*], продукты сплавления и ассимиляции посторонних масс, связанные с нею пегматитовые и гидротермальные жилы, месторождения руд и нерудных ископаемых».

Кроме того, необходимость подобного изучения диктуется еще и тем обстоятельством, что в контактово-измененных породах, куда вместе с летучими компонентами и поздними гидротермальными растворами устремляются многие рудные и редкие элементы, находившиеся в магме, сравнительно давно известны случаи нахождения железорудного, полиметаллического и вольфрамово-молибденового оруденения. В то же время сведения о наличии в подобных породах Be, TR, Ta-Nb оруденения стали появляться только в последнее время. И хотя важность и перспективность этого генетического типа месторождений редких элементов несомненна, изученность минерального состава и геохимических особенностей контактово-измененных пород продолжает оставаться крайне низкой. Имеющиеся немногочисленные геохимические исследования позволили установить обогащение за счет гранитов пород экзоконтакта Sn, Ge (Нестеренко и др., 1958), Be, B, Li, F (Косалс, 1968) и таким рудным элементом, как Cu (Ященко, 1972). Однако отсутствие сопряженных минералогических анализов привело к противоречивым выводам. Одни исследователи (Косалс, 1968) отмечают, что эти элементы в контактово-метасоматическом процессе самостоятельных минералов не образуют, а рассеиваются в кристаллических решетках, образующихся при этом процессе силикатов; другие исследователи (Самсонова, 1968), напротив, отмечают практически полное отсутствие рассеяния выносимых во вмещающие породы элементов, которые фиксируются в виде самостоятельных минеральных фаз.

Поэтому весьма интересно было выяснить те минералого-геохимические изменения, которые возникают в песчано-сланцевых и карбонатных породах, располагающихся в непосредственном контакте эльджуртинского гранита и лейкократовых гранитоидов, и, таким образом, могут свидетельствовать о реальности привноса ряда редких и рудных элементов из внедряющейся гранитной магмы.

Петрографическими наблюдениями устанавливается, что песчано-сланцевые породы, прилегающие непосредственно к эльджуртинскому граниту, превращены в андалузит-кордиерит-биотитовые роговики, за которыми следуют роговики биотит-кордиеритовые и биотитовые (или биотит-роговообманковые).

Перекристаллизованные в мраморы известняки на контакте с гранитом превращены в пироксен-гранатовый скарн. Непосредственно к граниту обычно прилегает зона существенно гранатового скарна, сменяющаяся затем скарном существенно пироксеновым. Далее следует скарнированный мраморизованный известняк с гранатом, везувианом и волластонитом. Как это было подробно описано А. В. Пэком (1953), гранат-пироксеновые скарны, развивающиеся на контакте с лейкократовыми гранитоидами, подвергались неоднократному изменению: амфиболизации, карбонатизации и окварцеванию.

Геохимические особенности контактовых пород. Алюмосиликатные породы — биотитовые роговики, судя по их текстурным и гранулометрическим особенностям, являлись раньше глинистыми сланцами, песчаниками, реже конгломератами. Вдали от контакта они представляют собой мелкозернистую, гранобластовой структуры породу, большую часть которой составляют неправильные зерна кварца, между которыми располагается мелкозернистый агрегат кварца, плагиоклаза, биотита, кордиерита и антофиллита. Иногда благодаря субпараллельному расположению мелких пластинок биотита структура становится лепидогранобластовой, а текстура — полосчатой вследствие чередования более темных, обогащенных биотитом, и более светлых, обогащенных кварцем, участков. В контакте с гранитом структура роговиков становится гетерогранобластовой, а крупность зерен кварца несколько увеличивается, и между ними располагаются мелкие выделения кварца, мусковита, биотита, корунда и кордиерита, нередко тонко серицитизированного. Часто наблюдаются пойкилобластовые структуры, обязанные наличию крупных выделений андалузита, включающих в себя мелкие чешуйки биотита.

Содержание рудных и редких элементов существенно отличается в биотитовых роговиках, контактирующих с лейкократовыми гранитоидами или с эльджуртинским гранитом (табл. 173). В большей мере, за исключением Mo и Cu, все рудные элементы накапливаются в роговиках из контакта с лейкократовыми гранитоидами.

Таблица 173

Среднее содержание и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в биотитовых роговиках в контакте с лейкократовыми и биотитовыми гранитоидами Тырныауза

Элементы	Кларк в песчано-сланцевых породах (Виноградов, 1962)	Среднее содержание в ороговикованных песчано-сланцевых породах Тырныауза (27)	Биотитовые роговики из контакта			
			с лейкократовыми гранитоидами		с эльджуртинским гранитом	
			$\bar{x}$ (8)	$K_н$*	$\bar{x}$ (7)	$K_н$
W	2,0	10,4	18,9	1,8	17,5	1,7
Mo	2,0	43,5	110,6	2,8	162,0	3,9
Sn	10,0	17,0	24,5	1,4	11,9	0,7
Zn	80,0	126,2	233,8	1,9	56,7	0,4
Pb	20,0	33,8	46,6	1,4	52,0	1,6
Cu	57,0	84,3	17,6	0,2	59,5	0,7
Zr	200,0	115,6	80,7	0,7		
Nb	20,0	16,4	18,3	1,1	11,9	0,7
Ta	3,5	2,2	1,8	0,8	1,5	0,7
Sc	10,0	21,3	15,5	0,8	15,8	0,7
Ga	30,0	21,9	33,4	1,5	10,2	0,5
Be	3,0	5,3	8,1	1,6	5,4	1,0
Li	60,0	59,7	75,1	1,3	94,5	1,6
Rb	200,0	287,5	331,7	1,2	253,3	0,9
Cs	12,0	17,4	26,9	1,5	9,7	0,6
B	100,0	12,9	12,4	0,9	22,0	1,8
F	500,0	3679,4	3171,4	0,8	2025,0	0,6

* $K_н$ вычислен как отношение содержания элемента в контактных роговиках к среднему содержанию этого элемента в ороговикованных песчано-сланцевых породах Тырныауза.

Подобные отличия не связаны с геохимическими особенностями этих двух групп гранитоидов, так как не наблюдается какой-либо связи между содержанием рудных элементов в гранитах и степенью их концентрации в контактных роговиках. Так, содержание W и Mo в лейкократовых гранитоидах почти в 10 раз выше, чем в эльджуртинском граните, в то же время в контактных роговиках W накапливается в равной мере, а Mo в большей степени на контакте с эльджуртинским гранитом. Олово и цинк в рассматриваемых гранитоидах содержатся в равном количестве, но концентрируются они только в роговиках, контактирующих с лейкократовыми гранитоидами, а в контакте с эльджуртинским гранитом их содержания уменьшаются. Подобные, казалось бы, противоречивые взаимоотношения могут свидетельствовать о наложенной природе многих высоких содержаний как в

контактных роговиках, так и в наиболее измененных по сравнению с эльджуртинским гранитом лейкократовых гранитоидах. Это подтверждается наличием ураганных содержаний рудных элементов в контактных роговиках, несомненно, имеющих наложенное происхождение (в г/т): W — 40, Mo — 720, Sn — 390, Zn — 140, Cu — 200 (табл. 53).

Что касается редких элементов, то они в подавляющем большинстве в контактных роговиках не концентрируются, отражая тем самым отсутствие их существенного привноса как со стороны гранитной магмы, так и поздними гидротермальными растворами. Правда, незначительное (в 1,5 раза) обогащение Ga, Be и Cs наблюдается в роговиках, контактирующих с лейкократовыми гранитоидами, а Li и B — с эльджуртинским гранитом. Однако здесь также не наблюдается связи между степенью накопления редких элементов в роговиках и их содержанием в гранитах. Так, содержание Li и Cs в эльджуртинском граните в 3 раза выше, чем в лейкократовых гранитоидах. Несмотря на это в наибольшей степени Cs концентрируется в роговиках, контактирующих с лейкократовыми гранитоидами, в то время как степень накопления лития одинакова. Здесь также первичная природа распределения содержаний редких элементов в значительной мере изменена воздействием поздних гидротермальных растворов, содержащих некоторое количество указанных элементов.

Карбонатные породы — мраморизованные известняки — вдали от контакта представлены серой среднезернистой породой гетеробластовой структуры. По стыку зерен кальцита и вдоль трещин располагаются редкие мелкие выделения граната, пироксена, везувиана, волластонита или тремолита. В контакте с гранитом размер зерен кальцита заметно увеличивается, равно как и количество граната и пироксена, образующих участками сливные скарны с везувианом и волластонитом. В подобных скарнах Н. С. Скрипченко (1960) впервые для Тырныауза был установлен кюстерит. Геохимические особенности скарнированных известняков из контакта свидетельствуют о том, что по сравнению с неизмененными известняками содержание всех рудных элементов в них увеличивается. При этом в большей степени они концентрируются в известняках, контактирующих с эльджуртинским гранитом и только Zn в большей мере накапливается в известняках, контактирующих с лейкократовыми гранитоидами.

Несколько иная картина наблюдается у редких элементов. Большая их часть — Nb, Ta, Be, Ga, Cs — концентрируется в экзоконтакте лейкократовых гранитоидов, а Sc, Li, Rb — в экзоконтакте эльджуртинского гранита. Так же как и в случае роговиков, в известняках, контактирующих с эльджуртинским гранитом, в большей мере накапливается Mo, Li, B, а с лейкократовыми гранитоидами — Zn, Ga, Be и Cs (табл. 174).

Для контактных известняков характерны ураганные содержания, главным образом рудных элементов, значительно превосхо-

Таблица 174

Средние содержания и коэффициенты накопления рудных и редких элементов в известняках в контакте с лейкократовыми и биотитовыми гранитоидами Тырныауза

Элементы	Кларк в карбонатных породах (Graf, 1960)	Среднее содержание в известняках Тырныауза (15)	Известняки из контакта			
			с лейкократовыми гранитоидами		с эльджуртинским гранитом	
			$\bar{x}$ (10)	$K_н$*	$\bar{x}$ (20)	$K_н$
W	0,5	3,0	142,9	47,6	513,3	171,1
Mo	1,1	2,6	343,1	13,2	65,1	25,1
Sn	4,0	11,4	198,6	17,4	910,3	80,0
Zn	26,0	236,3	327,8	1,4	173,0	0,8
Pb	8,0	11,4	19,2	1,8	63,7	5,6
Cu	14,0	7,7	5,9	0,8	627,6	80,1
Zr	17,0	7,3			61,0	8,4
Nb		4,7	10,8	2,5	9,0	1,9
Ta		0,3	1,9	6,3	0,7	2,3
Sc		3,3	2,5	0,8	9,5	2,9
Be	1,0	8,2	14,0	1,7	8,9	1,1
Ga	2,5	6,1	19,2	3,1	14,9	2,4
Li	20,0	13,1	7,8	0,6	24,4	1,9
Rb	70,0	32,9	15,2	0,5	49,3	1,5
Cs	4,0	3,0	7,0	2,3	4,1	1,4
B	12,0	7,3	17,6	2,4	26,5	3,7
F	320,0	1665,7	18488,8	11,1	2427,2	1,5

* $K_н$ вычислен как отношение содержания элемента в контактных известняках к среднему содержанию этого элемента в известняках Тырныауза.

дящие таковые в контактных роговиках и свидетельствующие о наличии скоплений минералов этих элементов (в г/т): W — 3100—3600, Mo — 240—8000, Sn — 1800—5600, Zn — 400—720, Pb — 280—1200, Cu — 2000—4000.

Приведенные особенности содержания рудных и редких элементов во вмещающих гранит породах проливают свет на возможный источник рудного вещества. Можно считать установленным, что в биотитовых роговиках и известняках рудного поля вообще и в непосредственном контакте с гранитами в особенности наблюдаются повышенные содержания главным образом рудных элементов, значительно превышающие их кларковые значения, характерные для песчано-сланцевых и карбонатных пород. Подобное обогащение позволяет предполагать интенсивную миграцию во

вмещающие породы этих элементов, поставляемых рудогенерирующим очагом, а, возможно, частично и отделяющихся от гранитной магмы в процессе ее продвижения в верхние горизонты, и более слабо — при кристаллизации магмы и непосредственном формировании гранитного массива. Судя по наличию кварцевых жил, маломощных, но местами весьма многочисленных и разновозрастных, значительная импрегнация вмещающих пород W и Mo, несомненно, имела место и в гидротермальный этап, завершающий формирование гранитного массива.

Следует отметить, что неодинаковое воздействие на ороговикованные песчано-сланцевые породы эльджуртинского гранита и лейкократовых гранитоидов отчасти может быть поставлено в связь с особенностями их петрографического состава. Так, если Sn, Zn, Cs, Ga накапливаются в экзоконтакте лейкократовых гранитоидов, лишенных биотита — главного минерала-носителя этих элементов, то в экзоконтакте эльджуртинского гранита их содержания меньше, чем вдали от него. В то же время в контакте с лишенным основного плагиоклаза эльджуртинским гранитом биотитовые роговики в большей мере обогащаются бором.

Минералогические особенности контактовых пород. Пробы для минерального анализа отбирались попарно таким образом, чтобы они характеризовали породу из непосредственного контакта с гранитом и вдали от него. Проба набиралась из мелких кусков свежей породы, лишенных включений или прожилков. Вес пробы 10 кг. Их географическая привязка следующая:

Пробы 1064, 1086. Биотитовые роговики из кровли эльджуртинского гранита, вдали от контакта.

Проба 969, штольня «Змейка», восточный штрек № 1. Биотитовый роговик из контакта с эльджуртинским гранитом. Пр. 970. Там же. Роговик в 200 м от контакта.

Проба 971, штольня «Змейка», северный кваршлаг из западного штрека. Биотитовый роговик из контакта с лейкократовым гранитоидом. Проба 972. Там же. Роговик в 200 м от контакта.

Проба 973, горизонт 2017 м, штольня «Главная», орт. № 2 из разведочного штрека. Скарн из контакта с лейкократовым гранитоидом. Проба 974. Там же. Мраморизованный известняк в 50 м от контакта.

Проба 975, там же, разведочный штрек у порожняковой ветки. Биотитовый роговик из контакта с эльджуртинским гранитом. Проба 976. Там же. Роговик в 200 м от контакта.

Проба 1048, балка Малый Мукулан. Скарн из контакта с эльджуртинским гранитом. Пр. 1047. Там же. Мраморизованный известняк в 50 м от контакта.

Обращаясь к непосредственному рассмотрению особенностей минерального состава контактовых пород, следует отметить следующее (табл. 175). В отличие от биотитовых роговиков, расположенных вдали от контакта, в роговиках из непосредственного

Таблица 175. Акцессорные минералы контактово измененных пород Тырныауза (в г/т)

Порода	Биотитовые роговики						Мраморизованные известняки		Биотитовые роговики		Мраморизованные известняки	
	в кровле эльджуртинского гранита		в контакте с эльджуртинским гранитом						в контакте с лейкократовыми гранитами			
	1064	1086	969	970	975	976	1048	1047	971	972	973	974
			контакт	200 м от контакта	контакт	200 м от контакта	контакт	50 м от контакта	контакт	200 м от контакта	контакт	50 м от контакта
Шеелит	1,2	262,7	5,4	14,9	0,6	7,4	–	–	0,1	0,1	63,6	184,0
Повеллит	–	–	–	3,1	–	–	–	–	–	–	–	–
Молибденит	–	118,9	66,6	102,4	184,5	46,1	–	–	0,8	3,9	14,1	1,0
Касситерит	Ед. зн.	–	–	0,1	–	–	–	–	0,1	–	–	–
Сфалерит	–	–	–	–	–	–	57,8	0,1	–	Ед. зн.	29,0	31,4
Галенит	–	–	–	–	4,9	0,1	97,1	–	16,1	–	49,2	–
Церуссит	–	–	–	–	2,5	–	–	–	–	–	–	–
Халькопирит	0,6	12,4	0,2	0,2	8,3	8,8	0,3	–	292,5	3,2	30,6	29,1
Арсенопирит	0,7	Ед. зн.	4,0	8,4	–	0,5	–	–	0,1	22,2	–	9,5
Пирит	6,3	6,3	42,3	53,4	42,2	44,8	–	–	657,8	173,0	31,8	7,1
Мельниковит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	132,3	–	–
Марказит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	132,2	–	–
Пирротин	–	–	–	–	–	–	–	137,3	–	67,0	1084,2	1508,3
Бисмутит	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Магнетит	–	1534,6	54,8	126,1	32,0	42,9	–	–	37,8	28,1	–	1,0
Гематит	2,3	0,2	–	3,6	5,9	–	–	479,5	Ед. зн.	0,8	–	–
Сфен	10,2	10,0	2,5	5,9	38,7	7,7	–	–	0,5	–	Ед. зн.	36,6
Ильменит	609,0	224,8	1011,5	914,1	394,6	92,0	–	–	423,8	555,8	–	–
Рутил	13,2	–	47,3	24,0	162,8	0,1	–	–	0,4	6,3	13,4	–
Анатаз	–	–	1,4	2,2	0,3	–	–	–	–	1,4	–	–
Лейкоксен	1,7	–	5,3	1,0	0,6	–	–	–	–	8,3	–	–
Перовскит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,1	0,2
Хромшпинелиды	–	–	1,1	–	26,5	17,0	–	–	26,9	–	–	0,3
Шпинель	–	–	–	–	–	–	–	14,0	–	–	–	–
Монацит	0,3	1,0	–	–	11,0	0,02	–	–	–	4,2	–	Ед. зн.
Рабдофанит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	То же

Порода	Биотитовые роговики						Мраморизованные известняки		Биотитовые роговики		Мраморизованные известняки	
	в кровле эльджуртинского гранита		в контакте с эльджуртинским гранитом						в контакте с лейкократовыми гранитами			
	1064	1086	969	970	975	976	1048	1047	971	972	973	974
			контакт	200 м от контакта	контакт	200 м от контакта	контакт	50 м от контакта	контакт	200 м от контакта	контакт	50 м от контакта
Ксенотим	–	–	1,5	0,8	8,8	–	–	–	–	–	–	–
Черчит	–	–	–	–	2,9	–	–	–	–	–	–	–
Ортит	0,6	–	2,7	–	3,9	0,6	–	–	0,4	–	–	–
Циркон	16,8	1,2	42,9	29,5	169,6	6,3	0,2	0,1	22,7	61,4	31,4	1,2
Пирохлор	–	–	–	0,2	–	0,03	–	–	–	–	–	–
Ильменорутил	0,1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Берилл	–	–	–	–	–	–	–	–	0,1	–	0,1	–
Сподумен	2,5	3,3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Апатит	46,4	21,1	76,0	8,5	188,0	59,6	–	–	3,0	0,2	–	–
Флюорит	9,0	–	2,2	8,0	10,3	43,9	–	–	0,4	5,1	93,6	323,3
Хондродит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	718,9	–
Куспидин	–	–	–	–	5,9	–	–	–	–	–	5771,8	3891,7
Везувиан	Ед. зн.	–	–	–	3,0	–	3,9	–	–	–	9355,7	8512,6
Гранат	1,1	0,8	6,2	55,3	18,7	5,3	67642,0	59,0	37,7	0,9	15818,8	21798,6
Турмалин	0,1	–	94,6	–	–	–	–	–	2,4	4,6	–	–
Волластонит	–	–	–	–	–	43,5	–	–	–	–	1535,3	2241,5
Эпидот	–	–	1,8	124,3	0,4	–	9,4	–	1,9	–	–	1339,0
Цоизит	–	–	0,6	141,6	–	15,9	–	–	0,3	–	–	0,2
Диопсид	–	–	106,7	1747,0	2719,5	16661,5	–	–	43,9	11,9	14016,8	8309,7
Андалузит	0,5	1706,8	4400,2	9845,9	8931,3	4,7	–	–	9870,5	205,3	–	–
Силлиманит	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	0,3	–	–
Дистен	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.	–	–
Корунд	–	–	–	–	7693,1	–	–	–	–	–	–	0,1
Оливин	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	8,8	12,2
Барит	–	–	–	4,3	–	–	–	–	–	–	–	–
Сидерит	–	–	16,8	195,9	–	833,8	–	–	111,5	65,9	–	–
Пироморфит	–	–	–	–	–	–	0,1	–	–	–	–	–

экзоконтакта эльджуртинского гранита наблюдается концентрация корунда (до 7693 г/т), ильменита (до 1011 г/т), апатита (до 188 г/т), циркона (до 170 г/т), рутила (до 163 г/т), турмалина (до 95 г/т), монацита (до 11 г/т), ксенотима (до 8 г/т). Отдельные высокие содержания шеелита (262 г/т) и молибденита (184 г/т), весьма возможно, обязаны наличию мелких кварцевых прожилков, попавших в пробу. Характерной особенностью роговиков кровли является постоянное присутствие в них сподумена в количестве 3 г/т — значительном для этого минерала.

В биотитовых роговиках из непосредственного экзоконтакта лейкократовых гранитоидов концентрируются андалузит (9870 г/т), пирит (658 г/т), халькопирит (292 г/т), гранат (38 г/т), берилл (0,1 г/т) (табл. 175).

Молибденит и вольфрамит встречаются повсеместно, причем их содержания в непосредственном контакте могут быть меньше или больше, чем вдали от него. Последнее не всегда подтверждается результатами химических анализов. Причина этого — неодинаковые возможности к образованию собственных минералов у разных элементов. Так, незначительное содержание в биотитовых роговиках сфена и плагиоклаза, главных носителей и концентраторов Mo, позволяет считать, что ограниченные возможности к изоморфному рассеянию способствовали образованию молибденита, в то же время высокие содержания циркона и диопсида способствовали рассеянию значительной части вольфрама. Содержание последнего в диопсиде достигает, например, 0,2—0,3% (см. табл. 168).

В отличие от мраморизованных известняков, скарнированные известняки из контакта с лейкократовыми гранитоидами обогащаются различными минералами, естественно, в первую очередь, Сасодержащими, в том числе и таким редким минералом, как куспидин. Минералы редких элементов в скарнированных известняках практически отсутствуют, зато ряд рудных минералов содержится в значительном количестве: шеелит до 64, галенит — до 49, сфалерит — до 30 г/т.

Установленное отсутствие выноса фосфора из интрузивов во вмещающие породы (Гаврилин, Девина, 1973) подтверждается в нашем случае отсутствием концентраций апатита на контакте гранитов с известняками (см. табл. 175).

Обращает внимание существенное отличие видового состава акцессорных минералов мраморизованных известняков по сравнению с биотитовыми роговиками, обусловленное как исходным различием в их минеральном составе, так и селективной особенностью различных элементов концентрироваться в породах различного литологического состава. Так, высокоглиноземистые минералы, такие, как андалузит, корунд встречаются почти исключительно в биотитовых роговиках. Это же относится к Mg- и Crсодержащим минералам (шпинель, турмалин, хромшпинелиды). Только в роговиках были встречены и зеленые кристаллики хромсодержа-

щего граната — уваровита. Наиболее часто в наибольших количествах присутствуют в роговиках и минералы Ti и Fe, и только пирротин присутствует в мраморизованных известняках постоянно и в весьма значительных количествах.

В мраморизованных известняках в соответствии с особенностями их химизма концентрируются главным образом различные Cасодержащие минералы (гранат, куспидин, волластонит, везувиан и др.), и только апатит постоянно и в большем количестве присутствует в биотитовых роговиках. Характерна также приуроченность к известнякам Fсодержащих минералов (преимущественная флюорита и хондродита и исключительная — куспидина), а к роговикам — Bсодержащих (турмалин).

Говоря о минералах рудных элементов, следует отметить предпочтительную концентрацию шеелита и галенита и исключительную — сфалерита в мраморизованных известняках, а молибденита, арсенопирита и исключительно касситерита — в биотитовых роговиках. Из минералов редких элементов только циркон встречается повсеместно, а минералы TR и Nb приурочены почти исключительно к биотитовым роговикам.

Наблюдаются определенные минералогические отличия в контактовых воздействиях эльджуртинского гранита и лейкократовых гранитоидов: в непосредственном экзоконтакте эльджуртинского гранита отмечается присущая только ему некоторая концентрация ксенотима (до 9 г/т), а в непосредственном экзоконтакте лейкократовых гранитоидов — берилла (до 0,1 г/т). Последнее совпадает с данными химических анализов (см. табл. 173).

К числу характерных особенностей акцессорных минералов из непосредственного экзоконтакта относятся следы термального воздействия гранитной магмы, что выражается в их перекристаллизации и уничтожении следов первоначального изменения (уменьшение степени замещения монацита — рабдофанитом, ксенотима — черчитом, по мере приближения к контакту с гранитом или нарастания на кристаллы циркона более мелких индивидов). Весьма характерно также, что на контакте с эльджуртинским гранитом андалузит и пирит часто встречаются в срастании с молибденитом, а в контакте с лейкократовыми гранитоидами — с шеелитом.

РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Минералого-геохимическое изучение осадочно-метаморфических пород Тырныауза позволило установить их значительную обогащенность главным образом рудными элементами.

Так, несмотря на литологические различия осадочно-метаморфических пород Тырныауза, общим, характерным для них, является значительно повышенное содержание рудных элементов — W,

Mo, Sn, Zn, Pb. Это находит отражение и на их минеральном составе. Контактовые породы Тырныауза иногда содержат участки, в которых отмечается определенная концентрация рудных минералов (в г/т): шеелита — 184, молибденита — 185, халькопирита — 292 и ильменита — 1,0 кг/г.

Редкие элементы, за исключением Be, а также отчасти Ga и Rb не концентрируются в этих породах. Соответственно и минералы редких элементов сколько-нибудь значительных скоплений не образуют. Последнее, вероятно, связано как с большими возможностями для редких элементов к изоморфному рассеянию, так и с незначительным привносом их в осадочно-метаморфические породы.

О доли участия в формировании во вмещающих породах повышенных содержаний рудных и редких элементов и их минералов собственно магмы Тырныаузских гранитоидов можно судить, анализируя минералого-геохимические особенности осадочно-метаморфических пород из непосредственного контакта с ними.

Следует отметить, что у рудоносных тел кислого состава наблюдается интенсивный вынос во вмещающие породы редких элементов. В качестве примера можно привести цезиеносные пегматиты Восточной Сибири или литиеносные пегматиты США, сопровождающиеся ореолом повышенных содержаний Cs и Li во вмещающих породах. В то же время известно много примеров, когда в экзоконтактовом ореоле гранитов и пегматитов какого-либо значительного увеличения содержаний редких элементов не наблюдается, что, по-видимому, связано с низким содержанием в поздних растворах фтора и устанавливается по низкому значению $K_п$ этого элемента в контактных породах и малому содержанию в них флюорита. Поведение этого элемента особенно важно, так как значительный привнос в скарнированные роговики Be, Li обычно осуществляется в виде различных комплексных соединений именно фтора — Na_2BeF_4, $LiBF_4$ и т. п. (Косалс, 1968).

Контакты лейкократовых гранитоидов и эльджуртинского гранита с мраморизованными известняками сопровождают скарновые оторочки различной мощности. Геохимические особенности этих, по-видимому, биметасоматических скарнов свидетельствуют о несомненном привносе ряда рудных и редких элементов, в том числе W и Mo, из гранитной магмы в известняки. Однако масштабы этого привноса определить трудно, так как высокие содержания этих элементов, как правило, приурочены к участкам измененных скарнов и имеют более позднее, гидротермальное происхождение.

Выяснение особенностей минерального состава скарнированных известняков позволило установить их исключительную бедность минералами редких элементов (табл. 175), подчеркивающую и бедность ими гранитной магмы. В то же время на контакте с гранитами известны скарны, богатые флюоритом, которые помимо шеелита и молибденита, содержат также фенокит, мелино-

фан, чевкинит, циркон, пирохлор, фергюсонит (Кудрин и др., 1967).

В алюмосиликатных экзоконтактах лейкократовых гранитоидов наблюдается 1,5—2-кратное их обогащение W, Mo, Sn, Zn, Ga, Be, Cs. В карбонатных экзоконтактах лейкократовых гранитоидов увеличивается содержание тех же элементов и дополнительно — Pb, Sc, Nb, Ta, B и F.

В алюмосиликатных экзоконтактах эльджуртинского гранита наблюдается увеличение содержания только W, Mo, Pb, Li, B, а в карбонатных экзоконтактах, помимо этих элементов, фиксируется также накопление Sn, Cu, Zr, Nb, Ta, Sc, Ga, Rb, Cs, F (табл. 173, 174).

Таким образом, наиболее часто в экзоконтактовом ореоле фиксируется увеличение содержания рудных элементов, степень накопления которых к тому же значительно больше, чем у редких элементов. Для последних, в свою очередь, накопление Nb, Ta, F, Cs чаще и в большей степени наблюдается на контакте с лейкократовыми гранитоидами — породами, практически лишенными биотита, главного минерала-носителя и концентратора этих элементов.

Ряд данных позволяет предполагать вторичную, наложенную природу высоких содержаний рудных элементов и их минералов в осадочно-метаморфических породах Тырныауза. С одной стороны, об этом как будто свидетельствует несоответствие геохимических особенностей гранитоида и экзоконтактовых пород. Так, биотитовые роговики из контактового ореола эльджуртинского гранита обладают большим содержанием шеелита и особенно молибденита по сравнению с биотитовыми роговиками из контактового ореола лейкократовых гранитоидов (табл. 175). В то же время последние содержат значительно больше W и Mo по сравнению с эльджуртинским гранитом. С другой стороны, быстрая кристаллизация, сопровождающая формирование субэффузивных и гипабиссальных тел кислого состава препятствует удалению рудных и редких элементов во вмещающие породы. В этом свете значительно повышенные содержания рудных и редких элементов в экзоконтактовом ореоле эльджуртинского гранита по сравнению с аналогичными образованиями других регионов (Митрофанская, 1970) свидетельствуют скорее всего об ином, возможно гидротермальном, источнике этих высоких содержаний.

Наконец, наблюдающееся в ряде случаев уменьшение содержания W и Mo в породах непосредственного экзоконтакта свидетельствует об их своеобразном «отгоне», имевшем место в результате воздействия гранитной магмы, не привносившей во вмещающие породы этих элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установление признаков рудогенерирующей способности изверженной породы — задача очень сложная, требующая сопоставления целого ряда весьма разнообразных данных, часть которых однозначно должна указывать на отторжение рудных элементов от кристаллизующейся гранитной магмы. К таким данным относятся особенности как минерального состава пород, так и содержание в них (и слагающих их минералах) редких и рудных элементов. Поэтому основное внимание в проведенных исследованиях было уделено комплексному минералогическому изучению гипабиссальных гранитоидов, субинтрузивных липаритов и вмещающих их осадочно-метаморфических пород.

Полученные при этом результаты свидетельствуют о самостоятельности существования магматического и рудогенерирующего источников.

Отнесение кислых пород Тырныауза к единому магматическому комплексу спорно. Одним из возможных путей решения этого вопроса является сравнение их абсолютного возраста. Как известно (Добрецов и др., 1974), имеются примеры кратковременного (5—7 млн. лет) внедрения и эрозии сложных гранитоидных плутонов. Данные, приводимые в пользу длительного формирования плутонов (50—80 млн. лет), относятся к полихронным массивам, в которых совмещены породы нескольких разновозрастных комплексов. В свете этих данных большая разница в возрасте лейкократовых плагиогранитов (20 млн. лет) и эльджуртинского гранита (1,9—1,8 млн. лет) свидетельствует скорее всего о принадлежности первых к более древнему магматическому комплексу. Весьма близкий возраст эльджуртинского гранита и липаритов (1,8—1,6 млн. лет) и многие признаки петрографического, петрохимического и геохимического родства позволяют рассматривать их как единую комагматичную «вулкано-плутоническую» ассоциацию плиоцен-плейстоценового времени.

Отношение к оруденению лейкократовых гранитоидов. Лейкократовые гранитоиды — разнообразная в структурном и минералогическом отношениях группа пород, наиболее древняя по возрасту. Имеющийся в настоящее время материал позволяет достаточно определенно утверждать, что они являются образованиями не только гетерогенными, но и разновозрастными.

С одной стороны, это породы, характеризующиеся присутствием среднего или основного плагиоклаза как в порфировых вкрапленниках, так и в основной массе и которые могут быть названы лейкократовыми плагиогранит-порфирами. В контакте их с карбонатными породами образуются рудоносные «приграниτные» скарны. Возраст этих плагиогранит-порфиров — 20 млн. лет (Борсук и др., 1972). С другой стороны, это — лейкократовые мелкозернистые граниты и гранит-порфиры, в составе порфировых вкрапленников и основной массы которых существенную роль играет анортоклаз. Их возраст (2 млн. лет) практически совпадает с возрастом эльджуртинского гранита. Ассимиляция известняков, равно как и постмагматические изменения (серицитизация, альбитизация), проявлены в них значительно слабее, чем в первой разновидности. В контакте с карбонатными породами они вызывают образование маломощной каймы пироксен-гранатовых скарнов.

Анортоклазовые разности лейкократовых гранитоидов можно было бы рассматривать как апофизы и жильные дериваты эльджуртинского гранита. Однако они, во всяком случае их большая часть, древнее интенсивно проявленного на Тырныаузе процесса окварцевания, так как пересекаются многочисленными кварцевыми жилками, прямыми и сплоенными, которые не встречены в эльджуртинском граните; более того, последний сечет кварцевые жилки с молибденитом. Все это указывает на разрыв во времени формирования лейкократовых анортоклазовых гранит-порфиров и эльджуртинского биотитового гранита, который, по-видимому, относится к несколько более позднему и более мощному импульсу внедрения гранитной магмы.

Ассимиляция карбонатного материала и сильная измененность постмагматическими процессами значительно изменили исходные петрографические и геохимические характеристики лейкократовых гранитоидов.

Именно этот факт не позволяет применить к ним используемые в настоящей работе минералого-геохимические критерии и оценить долю их участия в длительном и сложном процессе рудообразования Тырныауза.

Общей характерной чертой лейкократовых гранитоидов являются высокие, в десятки раз превышающие кларковые, содержания рудных элементов, в то время как содержание всех редких элементов остается на уровне кларков или даже ниже их. Это отражает как исходные особенности этих пород, так и то, что поздние растворы, производящие их изменение, были богаты рудными и бедны редкими элементами.

Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что на всех горизонтах месторождения скарновые тела пересекаются дайками лейкократовых гранитоидов. В то же время лейкократовые гранитоиды (особенно их плагиоклазовые разности) в той или иной степени скарнированы. Наиболее интенсивно скарнированы лейко-

кратовые гранитоиды «Паука» в интервале отметки 2537—3000 м. Все это указывает на то, что они являются образованиями не только интраскарновыми, но и интрарудными, так как значительная часть вольфрамового и молибденового оруденения не соскарновая, а наложенная.

Отношение к оруденению липаритов. Это наиболее молодые породы, процесс формирования которых многоэтапный, хотя и весьма сближенный во времени. От более ранних липаритов к более поздним стекловатым породам наблюдается некоторое увеличение основности: уменьшение содержания кремния и калия и увеличение кальция и железа.

Причастность к оруденению кислых субэффузивных пород Тырныауза полностью не выяснена. С одной стороны, геологические наблюдения свидетельствуют о том, что дайки липаритов пересекают скарны Слепой Залежи и Южной рудной зоны на горизонтах от 2762 до 2015 м. Вокруг даек наблюдается «отрицательный» ореол, свидетельствующий о своеобразном отгоне W и Mo. С другой стороны, факт пересечения липаритов Северного штока кварц-сульфидными (пирит, пирротин, сфалерит) прожилками свидетельствует о более древнем возрасте липаритов по сравнению с наиболее поздними этапами гидротермальной рудной деятельности.

К числу геохимических особенностей липаритов относится сильно повышенное содержание в них Cs и Sn, в 3 и 10 раз превышающее кларки соответствующих элементов в кислых породах (см. табл. 120). В меньшей мере обогащены они Pb и Cu, а главные элементы месторождения содержатся в количестве, близком (W) или даже меньшем (Mo) кларкового. По сравнению с эффузивами кислого состава липариты Тырныауза содержат несколько меньше W и Mo.

В липаритах содержание W и Mo в главных минералах-носителях — полевых шпатах — меньше, чем в этих же минералах из эльджуртинского гранита и в два раза меньше, чем их среднее содержание в полевых шпатах из гранитов Советского Союза.

В процессе формирования липаритов не наблюдается увеличения содержания W и Mo в поздних дифференциатах. Так, коэффициент накопления W и Mo в поздней жиле витроандезита, секущей липарит, равен единице. То же фиксируется и при сравнении содержаний этих элементов в порфировых выделениях полевых шпатов и основной массы, так как коэффициент накопления и в этом случае обычно равен единице (см. табл. 145). Отсутствие накопления W и Mo наблюдается и при сравнении содержания этих элементов в порфировых выделениях плагиоклаза и в стекле основной массы витроандезита, хотя в этих породах коэффициент накопления для W иногда увеличивается до двух.

Несмотря на, казалось бы, пострудный возраст, липариты из зон дробления характеризуются повышенным содержанием W и Mo, последнего в 3 раза по сравнению с их неизменными разностями. Это свидетельствует о том, что циркуляция рудоносных рас-

творов имела место и после формирования липаритов. Это предположение не кажется малообоснованным, если вспомнить, что возраст рудоносных метасоматитов (1,6 млн. лет) меньше, чем липаритов (1,6—1,8 млн. лет). В контакте липаритов с известняками заметного обогащения последних W или Mo не устанавливается (см. табл. 161).

Содержание молибденита в липаритах сильно повышено — 9,5 г/т, а шеелита — значительно понижено по сравнению с содержанием этих минералов в эльджуртинском граните. Учитывая низкое исходное содержание Mo в липаритовой магме и отсутствие его накопления в процессе кристаллизации последней, подобное высокое содержание молибденита следует связывать с воздействием гидротермальных растворов.

В отношении других рудных элементов наиболее вероятно участие липаритов в образовании мелких локальных концентраций оловянного оруденения. На это указывает не столько высокое содержание Sn в липаритах, в 10 раз превышающее кларковое, сколько значительное накопление Sn в основной массе липаритов по сравнению с минералами порфировых вкрапленников ($К_н = 4 — 5$). Значительное накопление Sn могло иметь следствием обогащение этим элементом поздних растворов, которые привносили его (до 160 г/т, табл. 164) в липариты из зон дробления, а в зоне контакта с известняками вызывали значительное обогащение Sn не только последних (3700 г/т), но и самих липаритов (100—200 г/т, табл. 161).

Что касается редких элементов, то наиболее примечательна обогащенность липаритов Cs, содержание которого последовательно увеличивается к витроандезитам и достигает максимума (1096 г/т) в жиле витрофира. Это накопление Cs отчетливо фиксируется и в процессе кристаллизации субэффузивных пород, и коэффициенты накопления этого элемента в основной массе липаритов и витроандезита равны 6 и 3 соответственно (табл. 176). Содержали цезий и поздние растворы, так как липарит из зон дробления содержит его в 3 раза больше, чем неизмененный (см. табл. 164).

Очевидно, магма липаритов была достаточно богата водой, судя по наличию жил витрофира, содержащего до 10% H_2O, и бедна такими минерализаторами, как B и F. На это указывает их более низкое содержание по сравнению с кларками этих элементов в кислых породах. Правда, в процессе кристаллизации липаритов, в их основной массе, наблюдается некоторое увеличение содержания F и B по сравнению с порфировыми вкрапленниками. Однако этого накопления было недостаточно и количество флюорита и турмалина в них меньше, чем в гранитах Эльджуртинского массива. Незначительно, в 1,5 раза, увеличивается содержание B и F и в измененном липарите из зон дробления (табл. 164), свидетельствуя о малом содержании этих элементов в поздних растворах.

Внедрение липаритов могло бы сопровождаться термальным воздействием на богатые W и Mo осадочно-метаморфические по-

роды, вызывая их перераспределение и образование участков местной концентрации. Однако самые крупные тела липаритов залегают преимущественно среди эльджуртинского гранита и кварцевых плагиопорфиров.

Отсутствие накопления W и Mo в фельзитовой или стекловатой основной массе липаритов, о чем свидетельствуют низкие значения $K_н$ для этих и других рудных элементов (табл. 146), наряду с остальными их особенностями свидетельствует о слабо проявленном отторжении этих элементов в процессе быстрой кристаллизации.

Отношение к оруденению эльджуртинского гранита. Наиболее крупным интрузивным телом в пределах рудного поля Тырныауз является массив эльджуртинского биотитового гранита, магма которого может рассматриваться как наиболее вероятный источник рудных или редких элементов. Поэтому целесообразен подробный анализ признаков возможной рудоносности эльджуртинского гранита. Эти признаки в общем могут быть подразделены на геохимические, минералогические и геологические. К числу геохимических признаков относятся те особенности распределения содержаний рудных и редких элементов, которые возникают в процессе кристаллизации гранитной магмы.

Закон распределения. Как известно, выяснение закона распределения рудного элемента позволяет установить наличие нескольких совокупностей содержания, которые могут отличаться и генетически. Обычно у рудоносных гранитов, которые нередко изменены поздними растворами, устанавливается полимодальное распределение рудного элемента. В эльджуртинском граните распределение содержаний Mo унимодально и согласуется с нормальным законом. Распределение содержаний W (а также Nb и F) — полимодально. Причину этого, учитывая крайне слабое автометасоматическое изменение гранита, следует искать в позднем локальном его изменении, сопровождающемся не только перераспределением, но и привносом ряда элементов, главным образом W, Nb и F. Остальные рудные элементы характеризуются левоасимметричным типом распределения, отражающим большую частоту встречаемости содержаний, меньших чем среднее.

Не установлено унаследованности закона распределения петрогенного элемента рудным. Так унимодально распределенным Ca и Ti сопутствуют полимодальные распределения W и Nb. Отсутствие подобной унаследованности, вероятно, связано с привносом W и Nb поздними растворами, воздействие которых нарушило и усложнило первоначальное распределение элементов.

Среднее содержание. При выяснении характера связи оруденения с гранитными интрузиями, а также при выделении рудоносных и нерудоносных гранитов широко распространено представление о том, что между повышенными концентрациями рудных элементов в гранитоидах и наличием месторождений этих элементов существует прямая зависимость. При этом величины

средних содержаний рудных и редких элементов рассматриваются как имеющие непосредственное отношение к рудоносности гранитоидов. Обычно утверждается, что граниты, с которыми связаны рудопроявления тех или иных рудных или редких элементов, характеризуются повышенным, по сравнению с кларком, содержанием того или иного элемента. Имеются, однако, не менее многочисленные примеры, показывающие существование обратной зависимости, когда постмагматические растворы образуют концентрации как раз тех элементов, которыми бедны материнские граниты.

Анализируя причину высоких содержаний рудных элементов в гранитоидах, с которыми пространственно связаны рудопроявления тех или иных элементов, надо иметь в виду, что они часто имеют наложенную, гидротермальную природу. Таковы высокие содержания Mo в молибденоносных (Таусон и др., 1972), а W — в вольфрамоносных гранитах (Сизых и др., 1972) Восточного Забайкалья, обусловленные наличием в гранитах зон трещиноватости. Весьма сомнительна и магматическая природа высоких содержаний W в вольфрамоносных гранитах Приморья, не увязывающихся с малым содержанием W в породообразующих минералах и низким содержанием акцессорного шеелита (Левашов и др., 1972). Поэтому роль высоких содержаний как признака потенциальной рудоносности гранитоидов должна быть, по-видимому, пересмотрена.

В этом свете сильно повышенные содержания W и Mo в значительно измененных лейкократовых гранитоидах не могут рассматриваться как признак их рудоносности, так как имеют гидротермальное происхождение. Неизмененный эльджуртинский гранит содержит близкие к кларку количества W и Mo, что в совокупности с другими данными характеризует его по этому признаку как нерудоносный.

Дисперсия. Является важной константой, указывающей на своеобразие распределения содержаний элементов или минералов в породе, а именно на больший или меньший разброс их содержаний относительно среднего. Естественно, возникает попытка использовать дисперсию как возможный признак, позволяющий отделять рудоносные граниты от нерудоносных. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в рудоносных гранитах дисперсия содержаний выше, чем в нерудоносных. Причины, оказывающие влияние на дисперсию содержаний элементов или минералов в породе, различны. Если в процессе кристаллизации гранитной магмы не нарушается внутренними или внешними факторами (газовая дифференциация, ассимиляция и т. п.), то большая часть находящихся в ней редких и рудных элементов получает возможность рассеиваться в кристаллических решетках породообразующих минералов, а меньшая — образовать собственные минералы. Как уже указывалось в литературе, при преобладании процесса кристаллохимического рассеяния дисперсии концентраций оста-

ются на низком уровне. Их величины определяются количеством минералов-хозяев в породе и функциями распределения последних (Таусон, Дубов и др., 1965).

Однако подобный ход кристаллизации нередко нарушается, следствием чего является появление значительной неоднородности в распределении рудных и редких элементов. Причины, приводящие к возникновению подобной неоднородности, могут быть подразделены на первичные и вторичные.

К первичным причинам относится перераспределение элементов (особенно таких, как U, Li, Sn, Rb, Be) под влиянием летучих компонентов магмы, с которыми они могут образовывать подвижные, легко мигрирующие соединения, простые или комплексные. Поэтому граниты апикальных частей массивов, а также граниты поздних фаз или трещинных интрузивов, магма которых содержала большое количество летучих, должны характеризоваться высокими значениями дисперсий содержаний ряда элементов. Действительно резкое увеличение дисперсий содержаний лития, рубидия, бериллия и олова отмечается в гранитах поздних фаз многофазных рудоносных интрузий Восточного Забайкалья (Кузьмин, 1966; Легейдо, 1967) и в гранитах трещинных интрузий (Ляхович, 1967).

Ко вторичным причинам относятся поздние процессы, нарушающие первоначальное более однородное распределение как петрогенных, так и редких элементов. С процессами позднe- и постмагматического изменения связана, например, большая дисперсия содержаний W и Mo в измененных рудоносных гранитах Акчатау (см. табл. 30).

Рассматривая дисперсию содержаний рудных элементов как определенный признак, необходимо отметить, что для большинства элементов наблюдается достаточно выдержанная закономерность, заключающаяся в том, что высоким средним содержанием элемента сопутствуют высокие дисперсии, и наоборот. Однако в эльджуртинском граните сравнительно высоким дисперсиям содержаний W и Mo сопутствуют близкие кларковым содержания этих элементов. Возможно поэтому, что высокие дисперсии W или Mo обязаны отдельным высоким содержаниям, возникшим в результате циркуляции по трещинам рудоносных растворов. Вероятность этого подтверждается своеобразным распределением W и Mo в вертикальном разрезе Эльджуртинского массива, характеризующемся наличием отдельных узких зон, обычно совпадающих с участками повышенной трещиноватости, в пределах которых гранит обладает повышенным содержанием W и Mo.

Корреляционные связи. Преобладающее рассеяние рудного элемента в кристаллических решетках породообразующих минералов находит отражение в его тесной корреляционной связи с соответствующим петрогенным элементом. В рудоносных гранитах такие связи ослаблены, что указывает на ограниченную роль кристаллохимического рассеяния, но зато усиливаются силь-

ные положительные зависимости между рудными элементами и летучими компонентами — бором и фтором. Для эльджуртинского гранита характерно, что главные рудообразующие элементы — W и Mo — связаны многими частными корреляционными зависимостями с другими. Так, для Mo характерна отрицательная связь с Mg и Cu, по-видимому отражающая его ограниченное рассеяние в решетке биотита и акцессорных сульфидов, и положительная с Ca и F, свидетельствующая о преимущественном рассеянии Mo в решетке плагиоклаза и о его некотором привносе поздними растворами.

В противоположность молибдену вольфрам преимущественно рассеян в решетках цветных минералов, что устанавливается по его положительной связи с Fe, Mg, Ta, в то время как отрицательная связь с Ca, Pb и Cs отражает скорее всего незначительное рассеяние в решетках полевых шпатов. Положительная связь W с B, а Mo с F отражает разные стадии позднe- или постмагматической минерализации, воздействовавшие на уже закристаллизовавшийся гранит.

Эти данные свидетельствуют скорее всего о склонности W и Mo рассеиваться, а не образовывать собственные минералы и накапливаться в поздних гидротермальных продуктах. Они скорее противоречат представлению о рудоносности эльджуртинского гранита, так как в ряде гранитных массивов, рудоносных на W и Mo, эти элементы лишены положительных корреляционных зависимостей с петрогенными.

Вертикаль. Богатство магмы летучими не только облегчает процессы магматической дифференциации, но и способствует переносу и накоплению в апикальных частях гранитных массивов различных элементов, особенно редких. Подобное обогащение апикальных частей считается характерным признаком рудоносных гранитов. Вольфрамоносные граниты Синегорского массива в Приморье, например, содержат в среднем 1,6 г/т W, а в апикальной части — 4,2 г/т (Левашов, Недашковский, 1971).

В вертикальном 1,5 км-ом разрезе Эльджуртинского массива W и Mo не проявляют четких тенденций к обогащению верхних или нижних частей разреза. Вместо характерной для рудоносных массивов вертикальной зональности в Эльджуртинском массиве наблюдается своеобразное распределение W и Mo, заключающееся в наличии узких зон, в пределах которых содержание этих элементов в 3—5 раз возрастает по сравнению со средним по разрезу (см. табл. 108). Поскольку эти зоны совпадают с участками сильной трещиноватости гранита, фиксируемые в них высокие содержания имеют наложенное гидротермальное происхождение.

Коэффициент накопления. Раньше причину различной рудоносности гранитов пытались найти в неодинаковом тектоническом положении гранитных массивов, в их различном петрохимическом составе или степени измененности, в своеобразии литологии вмещающих пород и т. п. Однако, отдавая должное из-

вестному влиянию на степень проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы каждого из перечисленных признаков, следует признать, что они не отражают полностью тех внутренних причин, которые побуждают находящиеся в магме редкие и рудные элементы в одних случаях рассеиваться в кристаллических решетках породообразующих минералов, что препятствует их накоплению в поздних продуктах, а в других — затрудняет подобное рассеивание, тем самым стимулируя участие этих элементов в постмагматическом рудообразовании.

В то же время ярким отражением этого процесса является величина коэффициента накопления редких и рудных элементов в поздних дифференциатах, показывающая наличие или отсутствие тенденции этих элементов накапливаться в продуктах поздней кристаллизации магматических тел. Отражением этого процесса является закономерное изменение содержания редких и рудных элементов в жильных породах, в одноименных минералах разных генераций или между порфировыми вкрапленниками и основной массой. Величина этого изменения обычно рассматривается как коэффициент накопления. Его малая величина (меньше 1) свидетельствует об обогащении тем или иным элементом поздних продуктов, а высокая (больше 1) —об отсутствии подобной тенденции.

Рассматривая сводные данные по величинам коэффициентов накопления W и Mo в жильных производных эльджуртинского гранита и липаритов в зонах изменения этих пород, а также в слагающих их минералах, мы убеждаемся в существовании двух особенностей. С одной стороны, в жильных породах и поздних генерациях минералов не фиксируется значительного накопления W и Mo; с другой — устанавливается значительная концентрация в измененных гранитах и липаритах из зон дробления, в 2—3 раза превосходящая их содержание в материнской породе. В гидротермально измененном лежачем зальбанде жилы витрофира содержание W в 6 раз превышает таковое в липарите (табл. 176). Все это свидетельствует о том, что гидротермальные растворы, циркулировавшие по зонам дробления в граните и липарите, содержали в своем составе W и Mo.

Б а л а н с. Поминеральный баланс W и Mo в эльджуртинском граните показывает (см. табл. 116), что практически все количество этих элементов сосредоточено в изоморфной форме в кристаллических решетках породообразующих минералов. В то же время в молибденоносных гранитах несходимость по балансу достигает 25, а в вольфрамоносных — 43%, что отражает наличие значительного количества собственных минералов этих элементов. В породообразующих минералах адамеллитов Селетинского массива, с которым связано медное месторождение Ичкеульмес, содержится менее 50% меди породы; остальная ее часть приходится на халькопирит, что указывает на ограниченное значение изоморфной формы нахождения меди (Ященко, 1972).

Таблица 176

Средние содержания и коэффициенты накопления $K_н$ * W *и* Mo *в эльджуртинском граните и липарите*

Порода, минерал	W		Mo	
	$\bar{x}$	$K_н$	$\bar{x}$	$K_н$
Гранит эльджуртинский	1,7	1,1	1,4	1,4
Аплит, жила в граните	1,2	0,7	2,0	1,4
Лейкократовый гранит, жила в граните	0,9	0,5	0,9	0,6
Пегматоидные шлиры	1,8	1,0	1,7	1,2
Зоны дробления в граните	3,2	1,9	3,3	2,3
Плагиоклаз порфировый	0,7		0,8	
» основной массы	0,7	1,0	1,0	1,3
Анортоклаз порфировый	0,8		0,7	
» основной массы	0,8	1,0	0,8	1,1
Липариты	2,1	1,4	0,7	0,7
Зоны дробления в липарите	3,4	1,6	2,1	2,9
Санидин порфировый	0,7		1,2	
Фельзитовая основная масса липарита	0,7	1,0	2,2	1,8
Витроандезит, жила в липарите	2,2	1,0	0,7	1,0
Стекло основной массы витроандезита	2,8	1,5	1,8	2,6
Зоны изменения в витрофире	12,0	5,7	0,7	1,0

* Для гранита и липарита $K_н$ вычислены по отношению к кларку для кислых пород.

Количество летучих. Одним из признаков рудоносных магм является повышенное содержание в них летучих, в первую очередь паров воды. Это утверждение имеет известное основание, так как наличие летучих облегчает процессы газовой дифференциации, способствующие перемещению редких и рудных элементов и образованию ими участков концентрации, локальных — в магматический и более крупных — в постмагматический этапы становления гранитных интрузивов.

Как уже указывалось, слабое контактное воздействие эльджуртинского гранита на вмещающие его породы, слабое развитие автометасоматических процессов даже в апикальной части и, как следствие, ничтожное количество вторичных минералов, отсутствие пегматитов и кварцевых жил в самом граните — указывают на бедность водой эльджуртинской магмы.

То же можно сказать и в отношении B и F. Среднее содержание фтора в эльджуртинском граните 786 г/т (см. табл. 28),

хотя и несколько ниже кларка F в кислых породах, но выше, чем в гранитах Большого Кавказа, где оно составляет (Демин и др., 1969) 500 г/т. Главный минерал-носитель фтора — биотит содержит в эльджуртинском граните 5213 г/т F, что в два раза ниже по сравнению со средним для биотита (табл. 32). В то же время это выше, чем содержание фтора в биотите из различных гранитов Большого Кавказа, которое, по данным Г. Л. Одикадзе (1973), колеблется от 700 до 2000 г/т.

В жилах аплита содержание фтора составляет 227 г/т, а в лейкократовых жильных гранитах — 259 г/т. Коэффициент накопления в обоих случаях составляет 0,3, отражая уменьшение содержания F в расплаве к моменту образования этих жильных пород (табл. 75). Следствием преимущественного рассеяния F в решетке биотита и незначительного содержания в магме кальция является низкое содержание в эльджуртинском граните флюорита, которое в 5 раз ниже среднего и составляет 14,6 г/т. Количество F в известняках Тырныауза в 5 раз выше кларкового, составляет 1665,7 г/т и увеличивается в 1,5 раза в скарнированных известняках из непосредственного контакта. Последнее, однако, в значительной мере обязано привносу F поздними растворами, так как в приконтактовом граните содержание F также нередко выше, чем вдали от контакта. Наложенную, гидротермальную, природу этих высоких содержаний подтверждает высокое содержание F в граните из зон дробления, где количество этого элемента в два раза выше, чем в неизмененном граните (табл. 104). В ороговикованных песчано-сланцевых породах содержание F составляет 3679 г/т, что в 7,3 раза выше кларка этого элемента в песчано-сланцевых породах. Однако в непосредственном контакте с гранитом содержание фтора в контактных роговиках уменьшается до 2025 г/т, а в ксенолитах — до 1518 г/т, что свидетельствует или об отсутствии привноса этого элемента из гранитной магмы, или о слабой возможности его фиксации.

Бор — другой важный летучий компонент гранитной магмы. В некоторых вольфрамоносных гранитоидах Приморья количество бора в 5—20 раз превышает его содержание в нерудоносных гранитах (Левашов и др., 1972). Содержание бора в эльджуртинском граните (11,4 г/т) ниже кларка для кислых пород и более чем в два раза меньше, чем в гранитоидах Большого Кавказа (Демин и др., 1969). Главный минерал-носитель бора, плагиоклаз, содержит в эльджуртинском граните 3,7 г/т B, что значительно ниже среднего содержания этого элемента в плагиоклазе гранитоидов, равного 14,3, и отражает бедность магмы этим элементом. Содержание бора в лейкократовых жильных гранитах и аплитах практически не изменяется по сравнению с гранитом, и коэффициент накопления равен 0,9—1,0, что свидетельствует об отсутствии накопления этого элемента. В результате по сравнению с биотитовыми гранитами Советского Союза, содержащими 262 г/т турмалина, эльджуртинский гранит содержит

только 0,02 г/т этого минерала. Эндоконтактовые участки эльджуртинского гранита обогащаются B в 1,5 раза только в контакте с известняками, а в контакте с роговиками его содержание практически не меняется. О гидротермальной, наложенной природе этого бора указывает сильно увеличивающееся его содержание (50 г/т) в граните из зон дробления. В известняках Тырныауза содержание B почти в 2 раза ниже кларка для карбонатных пород и увеличивается в 4 раза в скарнированных известняках из контакта. Сопутствующее этому увеличение количества B в приконтактовом граните позволяет отнести это увеличение за счет деятельности поздних растворов. Ороговикованные песчано-сланцевые породы Тырныауза содержат в 8 раз меньше бора по сравнению с кларком B в песчано-сланцевых породах, но в приконтактовых роговиках его содержание увеличивается в 2 раза. В приконтактовом граните содержание бора не уменьшается, а несколько увеличивается, поэтому увеличение его содержания в контактовых роговиках также можно отнести за счет деятельности поздних растворов.

Отражением низкого содержания летучих является монотонное распределение F и B в 1,5 км-ом вертикальном разрезе Эльджуртинского массива (табл. 108), а повышенные содержания B и F в граните и липарите из зон дробления и участков массива, характеризующихся сильной трещиноватостью, свидетельствуют о наличии этих элементов в гидротермальных растворах, имеющих возможно чуждое рассматриваемым кислым породам происхождение.

Геохимия минералов. Изучение особенностей содержания рудных элементов в минералах позволяет более уверенно судить не только об особенностях их поведения в процессе кристаллизации гранитной магмы, но и о форме нахождения рудного элемента.

Главными минералами-носителями W и Mo в гранитоидах являются полевые шпаты. Полученные данные (табл. 32) свидетельствуют, что по сравнению со средним содержанием этих элементов в полевых шпатах из гранитоидов Советского Союза калиевый полевой шпат и плагиоклаз эльджуртинского гранита содержат в два раза меньше W и Mo. Последнее может отражать или исходную бедность этими элементами гранитной магмы, или существованием условий, не благоприятных для изоморфного вхождения этих элементов в кристаллические решетки полевых шпатов.

Справедливость последнего предположения может подтвердиться высокими значениями коэффициентов накопления W и Mo в поздних дифференциатах или поздних генерациях минералов, а также высоким содержанием в граните вольфрамита, шеелита или молибденита. Полученные результаты (см. табл. 176) свидетельствуют об отсутствии накопления W и весьма незначительном накоплении Mo в минералах поздних генераций. Содержа-

ние акцессорных минералов W и Mo, как правило, ниже среднего для гранитов, а отдельные высокие содержания молибденита имеют, вероятней всего, наложенную гидротермальную природу. Поэтому низкое содержание W и Mo в породообразующих минералах эльджуртинского гранита отражает исходную бедность магмы этими элементами.

Характерной чертой состава акцессорных минералов вольфрамоносных гранитов является высокое содержание в них вольфрама. Так, апатиты вольфрамоносных гранитоидов Забайкалья содержат W (г/т): 50—400, цирконы — до 1340, магнетиты — 225—400, ильмениты — 800—1000 (Гайворонский, Гребенников, 1972). В Приморье апатиты вольфрамоносных магматических комплексов содержат 300—500 г/т W (Руб и др., 1971). По сравнению с приведенными цифрами акцессорные минералы эльджуртинского гранита содержат значительно меньше W и Mo (табл. 32). Нельзя не упомянуть и об особенностях состава минералов скарнов, так как считается, что повышенные содержания в них W и Mo являются отражением редкометальной специализации магматического очага и служат индикатором потенциальной рудоносности гранитов (Гуляев, 1971). Полученные данные (табл. 168) свидетельствуют о высоком содержании W (2,0—6,2 кг/т) и Mo (0,5—0,7 кг/т) в пироксене и гранате из скарнов, что, однако, принимая их инфильтрационно-метасоматическую природу, свидетельствует скорее о рудоносности гидротермальных растворов, но не самих гранитов.

Контактовый ореол. Особенности распределения рудных элементов в эндо- и экзоконтактовом ореоле гранитных массивов могут быть использованы при оценке их потенциальной рудоносности. Это предположение основано на том, что при кристаллизации гранитной магмы находящиеся в ней рудные и редкие элементы при наличии соответствующих условий могут отторгаться во вмещающие породы, вызывая обеднение этими элементами эндоконтактовой зоны интрузива.

Действительно, в рудоносных массивах в ряде случаев фиксируется вынос рудных элементов во вмещающие породы. Так, эндоконтактовые фации вольфрамоносного гранита Акчатау содержат пониженные количества вольфрама (Митрофанская, 1970). Рудоносные адамеллиты Селетинского массива, с которыми связано медное месторождение, характеризуются уменьшением содержания меди в эндоконтакте интрузива как в породе, так и в минералах, что указывает на ее вынос (Ященок, 1972).

Эндоконтактовые разности эльджуртинского гранита значительно обогащены W и Mo, особенно в контакте с известняками (табл. 177). Это предполагает скорее привнос в гранит этих элементов скарнирующими растворами, чем их вынос из гранита во вмещающие породы.

Значительно обогащены W и Mo роговики и особенно известняки зоны экзоконтакта. Большая степень концентрации этих

Таблица 177

Содержание W *и* Mo *в эндоконтактовых разностях кислых пород Тырныауза*

Кислые породы	W		Mo	
	$\bar{x}$	$K_н$	$\bar{x}$	$K_н$
Лейкократовые граниты				
среднее	12,9		13,5	
в контакте с известняками	5,4	0,4	3,7	0,3
в контакте с биотитовыми роговиками	15,3	1,1	14,6	1,1
Эльджуртинский гранит биотитовый				
среднее	1,7		1,4	
гранит в контакте с известняками	79,0	46,5	21,8	15,5
в контакте с биотитовыми роговиками	4,0	2,4	3,2	2,3
Липариты штоков (среднее)	2,1		0,7	
Липариты в контакте с известняками	0,7	0,3	4,0	5,0

элементов в известняках, возможно, связана с наличием в них органического вещества, являющегося источником определенного количества сульфидной серы, способствовавшей осаждению молибдена (Рехарский, 1973), и других халькофильных элементов — Pb и Cu (см. табл. 173, 174). Наблюдающееся обогащение вмещающих пород в значительной мере обязано деятельности гидротермальных растворов, так как в ряде случаев в непосредственном контакте, особенно среди биотитовых роговиков, наблюдается уменьшение содержания W, Mo и других рудных элементов, свидетельствующее об их своеобразном, возможно термальном «отгоне» под действием интрузии эльджуртинского гранита. Аналогичное явление наблюдалось и в экзоконтактовом ореоле Мадянского и Татибинского вольфрамоносных гранитных массивов Приморья, где содержание W составляет 6,8—5,4 г/т, в то время как в биотитовых и биотит-кордиеритовых роговиках непосредственного экзоконтакта его количество уменьшается (Левашов и др., 1972). Полученные данные свидетельствуют, таким образом, что нет признаков отторжения W и Mo во вмещающие породы со стороны магмы эльджуртинского гранита.

Акцессорные минералы. Признаком рудоносности гранитов являются особенности видового состава и содержания в них минералов рудных и редких элементов. В гранитах с хорошо проявленной рудогенерирующей способностью отторжение рудных элементов от главной массы кристаллизующихся минералов приводит к их накоплению в остаточном расплаве, что, в свою очередь, стимулирует кристаллизацию собственных минералов

этих элементов. Поэтому у рудоносных гранитов наблюдаются повышенные содержания акцессорных рудных минералов. Однако, говоря о минеральных признаках рудоносных гранитов, необходимо учитывать, что повышенные содержания рудных минералов могут иметь наложенное гидротермальное происхождение. Помимо особенностей состава минерала, признаком гидротермального генезиса является неравномерное, незакономерно изменяющееся содержание акцессорных минералов, а также наличие ураганных их содержаний.

Анализ распределения содержаний минералов W и Mo в эльджуртинском граните показывает, что наиболее часто встречающиеся их содержания ниже средних, вычисленных для биотитовых гранитов. Наряду с ними, фиксируются отдельные высокие содержания молибденита (5,2 г/т) и шеелита (2,3 г/т), в 10—20 раз превышающие среднее. Гидротермальная природа этих высоких содержаний подтверждается еще более значительными содержаниями молибденита (15 г/т) и шеелита (137 г/т) в приконтактовых участках гранита (табл. 178). В пегматоидных шлирах и аплитах существенного увеличения минералов W и Mo не фиксируется.

Наблюдаются определенные отличия и в общем минеральном составе. Так, вольфрамоносные граниты Забайкалья характеризуются апатитовой ассоциацией с ксенотимом, нерудоносные — ортит-сфеновой с магнетитом (Гребенников и др., 1972). Эльджуртинский гранит характеризуется отличной арсенопирит-пирит-халькопиритовой ассоциацией акцессорных минералов (табл. 39).

О проникновении поздних гидротермальных растворов в эльджуртинский гранит говорят наблюдающиеся ураганные содержания таких гидротермальных минералов, как пирит (1876,6 г/т), пирротин (117 г/т), арсенопирит (399,1 г/т), халькопирит (52 г/т), сфалерит (106,1 г/т), галенит (27 г/т).

В контакте с известняками характерно сильное увеличение количества (в 3—20 раз) Сасодержащих минералов: ортита, сфена, эпидота, граната, отражающее имевшую место ассимиляцию карбонатных пород. Количество флюорита и апатита не увеличивается, что свидетельствует о бедности магмы «летучими» элементами, подтверждением чему является практическое отсутствие в приконтактовых скарнах апатита и флюорита (табл. 172).

Геологические признаки, позволяющие оценить отношение эльджуртинского гранита к развитому на Тырныаузе оруденению, свидетельствуют, скорее всего, об интрарудном его характере.

Как известно, потенциальные возможности к рудообразованию наиболее сильно проявлены у гранитной магмы, испытавшей значительную дифференциацию. Одноэтапное становление интрузива и кристаллизация гранитного расплава, бедного летучими компонентами, считаются признаками, характерными для нерудоносных интрузивов. Поэтому выяснение этапов становления эльд-

Таблица 178

Средние содержания акцессорных минералов W *и* Mo *в кислых породах Тырныауза (в г/т)*

Порода	Шеелит	Молибденит	Повеллит
Лейкократовые гранитоиды			
среднее содержание в лейкократовых гранитоидах (58)	3,1	12,0	3,2
плагиогранит – порфир (6)	7,1	115,2	18,9
аплит – порфир (7)	17,4	56,5	–
жилы в биотитовых роговиках (3)	1,8	78,7	25,5
жилы в известняках (3)	13,0	151,6	12,4
Биотитовый гранит			
среднее содержание в биотитовом граните (170)	0,3	0,2	Ед. зн.
из центра массива (23)	0,2	0,6	То же
из контакта с биотитовыми роговиками (1)	0,3	2,7	–
из контакта с известняками (5)	4,4	31,4	0,1
Аплит (1)	0,1	0,3	0,2
Пегматоидный шлир (1)	–	0,1	–
Липариты штоков (3)	Ед. зн.	9,5	0,1

журтинского гранита имеет непосредственное отношение к суждению о его рудоносности.

Ряд данных позволяет считать, что эльджуртинский гранит и тесно связанные с ним липариты сформировались в результате нескольких импульсов поступления расплава в магматическую камеру, которые, однако, были настолько сближены во времени, что не могут быть отнесены к собственным интрузивным фазам. К числу достоверных признаков нескольких импульсов внедрения могут быть отнесены серая и розовая разности эльджуртинского гранита, контакты которых, однако, лишены следов закалки, а также жилы лейкократового гранита и аплита в эльджуртинском граните. К числу предполагаемых — интрузия гранодиоритового состава, следами которой считаются ксенолиты аналогичного состава в эльджуртинском граните. Подтверждением этому как будто является обнаруженный разрыв в тепловом балансе между температурой кристаллизации гранита, полученной с помощью двуполевошпатового термометра Барта, и температурой образования вмещающих гранит роговиков. Этот разрыв послужил основой для предположения о более раннем, имевшем место до внедрения эльджуртинского гранита, формировании роговиков и тесно связанных с ними рудоносных скарнов (Курдю-

ков, 1973). Формирование последних могло быть обязано воздействию гранодиоритов гипотетической первой фазы.

В контакте с лейкократовыми гранитоидами образуются так называемые «пригранитные» скарны, в контакте с эльджуртинским гранитом — «эльджуртинский» скарн. В составе и тех и других присутствует молибденит и шеелит; кроме этих контактово-метасоматических скарнов на месторождении более широко проявлены скарны инфильтрационно-метасоматические. Последние по сравнению с первыми являются образованиями более поздними, так как их жилы пересекают лейкократовые и биотитовые граниты.

Пригранитный и эльджуртинский скарны, содержащие различные рудные минералы, в том числе молибденит и шеелит, незначительны по размерам, и отражают присутствие в магме и вынос во вмещающие породы W и Mo. Поэтому они могут служить примером металлогенических возможностей конкретного объема кристаллизующейся гранитной магмы. Главная же масса рудоносных растворов имела другой источник, возможно глубинный магматический, возможно самостоятельный рудогенерирующий. Несмотря на скарновый тип месторождения Тырныауз и наличие контактово-метасоматических и инфильтрационно-метасоматических скарнов, содержащих W и Mo, значительная часть этих элементов и наиболее высокие их содержания приурочены к окварцованным скарнам и разнообразным по составу метасоматитам, послескарновым по времени своего образования. Эти метасоматиты — кварц-плагиоклазовые, волластонит-везувиановые, кварц-андезин-флогопитовые, равно как и зоны окварцевания, характеризуются высокими содержаниями W и Mo, свидетельствующими о привносе этих элементов более поздними гидротермальными растворами.

По данным Г. А. Семочкина (1969), содержание W в плагиоклаз-амфибол-биотитовых метасоматитах в 3—7 раз выше, чем в самих скарнах. Е. Е. Лисицына (1965) отмечает, что скарновые зоны, приуроченные к контакту лейкократовых гранитоидов с мраморами, подверглись воздействию гидротермальных растворов поздних стадий минерализации, в результате чего имело место их сильное окварцевание и импрегнация молибденитом, а зональное строение было в значительной мере завуалировано. Возможность совместного переноса Mo и Si в виде кремнемолибденовых комплексов, образующихся в кислых водных растворах (Рехарский, 1973), может объяснить насыщенность молибденитом окварцованных пород Тырныауза.

Более поздние исследования О. В. Кононова и Е. Н. Граменицкого (1972) позволили утверждать, что послескарновые метасоматические образования несут главную массу вольфрамового и часть молибденового оруденений.

Гидротермальная деятельность на Тырныаузе возобновлялась неоднократно и носила сложный, во многом еще не выяснен-

ный, характер. Прежде всего следует отметить ее большой временный диапазон. Так, согласно данным А. М. Борсука и др. (1972), возраст серицитизированного лейкократового плагиопорфира составляет 7 млн. лет, а кварц-полевошпатового метасоматита с молибденитом — 1,6 млн. лет.

Эта гидротермальная деятельность проявилась не только в формировании нескольких генераций скарновых и кварцевых жил, рудных и безрудных, но оказала свое влияние и на граниты, особенно лейкократовые, которые подверглись интенсивному окварцеванию и пересечению разнообразными и разновозрастными кварцевыми жилами. В эльджуртинском граните кварцевых жил не обнаружено и он, по-видимому, моложе этого наиболее интенсивного этапа гидротермальной деятельности, поздние этапы которого оказали свое влияние и на этот гранит и даже на более молодые липариты.

Следы деятельности рудоносных растворов проявляются в наличии отдельных содержаний, значительно превышающих среднее, в большой дисперсии этих содержаний, полимодальности распределения, тесной корреляционной связи с летучими компонентами. Однако наиболее убедительна приуроченность повышенных содержаний W и Mo к краевым зонам массива и к участкам повышенной трещиноватости. Это наблюдение весьма важно, так как намечает пути возможного объяснения генетического смысла высоких содержаний, нередко отмечаемых в рудоносных гранитах.

Из имеющихся в литературе сведений можно полагать, что источники промышленных концентраций различных элементов неодинаковы. Для редких элементов, например, допускается, что их источником является сам расплав, заключенный в объеме магматической камеры, без последующего привноса рудного вещества из глубинного очага. При этом накопление редких элементов осуществляется в процессе кристаллизационной дифференциации, а образование минералов редких элементов связано с процессами автометасоматоза (Ставров и др., 1969).

Для золото-шеелит-сульфидного оруденения Сихотэ-Алиня допускается внесиалический источник W, отражением чего является связь оруденения с высококалиевыми магмами. Палингенные, метаморфогенные и мобилизационные варианты рудоконцентрации малопродуктивны для Приморья (Левашов и др., 1972).

Исследования характера связи медно-молибденового оруденения с магматизмом в Армении (Арутюнян, Меликсетян, 1968) позволили выделить два типа связи: генетическую для небольших месторождений внутри массива и парагенетическую для крупных медно-молибденовых месторождений, ассоциированных с поздними дайками порфиров. Первая обусловлена существованием в камере остывания интрузива локальных, небольших по размерам очагов гидротермальных растворов, вторая — с наличием очагов гидротермальных растворов в корневой системе интрузива.

Не исключено, что на Тырныаузе вся сложность взаимоотношений между магматизмом и оруденением вызвана тем, что здесь на небольшой площади имеется сопряжение не только разновозрастных магматических тел, но и различной по возрасту и генезису рудной минерализации. Ее меньшая часть связана с интрузиями лейкократовых и биотитовых гранитов, большая — с деятельностью самостоятельного рудогенерирующего очага.

Поскольку на всех горизонтах установлено пересечение скарнов лейкократовыми гранитоидами, а сами они пересекаются скарновыми прожилками или подвергаются скарнированию, что, например, особенно интенсивно проявлено среди лейкократовых плагиогранитов «Паука» в пределах отметок 2530—3000 м, их можно считать за образования интраскарновые и частично интрарудные.

В свою очередь, эльджуртинский гранит срезает лейкократовые гранит-порфиры, пересекающие их кварц-молибденитовые прожилки и полосчатость в гранат-пироксеновых скарнах с молибденитом, и сам пересекается «сухими» прожилками молибденита и жилами сульфидных скарнов. Поэтому эльджуртинский гранит также является образованием интрарудным, внедрившимся перед завершающими стадиями гидротермального рудного процесса. То же можно сказать и о наиболее молодых кислых породах рудного поля — липаритах, которые пересекаются низкотемпературными кварцево-сульфидными прожилками.

При такой интерпретации приведенных выше фактов источник W-Mo оруденения выглядит как независимо существующий от магматического очага, давшего начало лейкократовым гранитоидам, эльджуртинскому граниту и липаритам.

В плане выяснения источника оруденения очень важно то, что характер этих растворов — богатство рудными и бедность редкими элементами — выдерживался как в до-, так и в послеэльджуртинское время. Это является серьезным доводом в пользу существования самостоятельного рудогенерирующего источника.

ЛИТЕРАТУРА

Амшинский Н. Н., Долгушина А. А., Козлов А. М., Марич И. В. Вертикальная петрохимическая зональность как критерий глубины эрозионных срезов гранитоидных массивов.— В кн.: Морфогенезис и зональность интрузивов и связанных с ними золоторудных, железорудных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск, 1968, с. 18—29.

Андрущук В. Л., Рубцова Н. Ф., Черницын В. Б., Казаринов Л. Н. Новая золото-теллур-висмутовая минеральная ассоциация в Тырныаузском рудном поле.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5, с. 1123—1125.

Антипин В. С., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И., Знаменский Е. Б. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1969, № 6, с. 698—708.

Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 4, с. 57—77.

Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород K=Ar методом.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 6, с. 30—54.

Афанасьев Г. Д. Новые данные по определению абсолютного возраста горных пород и минералов Северного Кавказа.— В кн.: Труды Пятой сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (19—23 мая 1956 г.). М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 44—63.

Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. П., Кнорре К. Г., Рубинштейн М. М., Студеникова З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа.— В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 161—194.

Бабаев К. Л., Отрощенко В. Д. Особенности геохимии цезия в вулканогенных породах.— Узб. геол. ж., 1972, № 2, с. 70—72.

Баженов А. И. Изменение радиоактивности акцессорного циркона в вертикальном и горизонтальном сечениях Элекмонарского многофазного гранитоидного массива (Горный Алтай).—В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962.

Белянкин Д. С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 2, с. 93—100.

Белянкин Д. С., Еремеев Д. П., Петров В. П., Фаворская М. А. О неоинтрузиях бакского (эцерского) типа на Кавказе.— Зап. Всерос. минерал. об-ва, 1943, ч. 72, вып. 3—4, с. 224—236.

Белянкин Д. С. Анортоклазы и их положение в кристаллизационной схеме Бауэна.— Вопросы геологии Сибири, 1945, т. 1.

Белянкина Е. Д. Химико-минералогическое исследование калинатровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 147, серия петрогр. (№ 43).

Блинов Ю. И. Геологическое строение и рудоносность Северного участка месторождения Тырныауз. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск, 1971. 20 с.

Блохина Н. А. Явления ассимиляции, гранитизации и грейзенизации в Майхуринском гранитоидном массиве.— Труды Ин-та гео-

логии ТаджССР, 1962, т. 6, с. 42—69.

Бородаевский Н. И. Жильные гранитоиды Березовского месторождения на Урале.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1944, ч. 73, вып. 4, с. 223—236.

Борсук А. М, Аракелянц М. М., Шанин Л. Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 2, с. 135—138.

Брызгалин О. В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа.— Геохимия, 1958, № 3.

Брызгалин О. В. О химической природе вольфрамоносных растворов в скарново-рудном процессе.— Геохимия, 1960, № 6, с. 524—528.

Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Л.— М., Гл. ред. геологоразвед. и геодез. лит-ры, 1935, 107 с.

Варданянц Л. А. Характеристика неоинтрузий Главного Кавказа.— Проблемы сов. геологии, 1937, № 7.

Варданянц Л. А. Неоинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 2, с. 83—91.

Варданянц Л. А. Молодые интрузивные породы Тырныауза.— Сов. геология, 1940, № 2—3, с. 43—53.

Веселов В. В. Геологическое строение северной части рудного поля и месторождения Тырныауз на нижних горизонтах. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1967, 31 с.

Веселов В. В., Москалев Е. Л. Лейкократовые гранитоиды Тырныауза и их связь с оруденением.— Труды Ун-та дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1968, т. 40, с. 120—127.

Виноградов А. П., Вайнштейн Э. Е., Павленко Л. И. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах (К геохимии вольфрама).— Геохимия, 1958, № 5, с. 399—408.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 556—571.

Власов К. А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов.— В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 83—93.

Власов К. А. Основные генетические типы редкометальных месторождений и факторы их образования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.

Воскресенская Н. Т. К геохимии таллия и рубидия в изверженных породах.— Геохимия, 1959, № 6, с. 495—504.

Гаврилин Р. Д., Волков В. Н., Негрей Е. В., Певцова Л. А. Первичное распределение свинца и цинка в вертикальном разрезе верхней части гранитного интрузива.— Геохимия, 1972, № 8, с. 926—935.

Гаврилин Р. Д., Девина О. А. Поведение фосфора при контактовом метаморфизме песчано-сланцевых пород около интрузивов разного состава.— Геохимия, 1973, № 4, с. 545—550.

Гаврилин Р. Д., Злобин Б. И., Певцова Л. А., Агафонникова Л. С. Классова Н. С. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., «Наука», 1966, 247 с.

Гайворонский Б. А., Гребенников А. М. Минерально-геохимические особенности вольфрамоносных гранитоидов и грейзенов асакан-шумиловского интрузивного комплекса (Центральное Забайкалье).— Зап. Забайк. фил-ла геогр. об-ва СССР, 1971, вып. 56, с. 109—116.

Гайворонский Б А.,. Гребенников А. М. Акцессорные минералы и элементы-примеси в них — показатель продуктивности мезозойских гранитоидов на вольфрам в южной части Забайкалья.— Зап. Забайк. фил-ла геогр. об-ва СССР, 1972, вып. 82.

Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Левашов Г. Б., Полевских Р. И., Стрижкова А. А., Мушенко Л. В., Иванов В. С., Никифорова И. К. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. (Сим-

позиум, ч. 1; доклады). Иркутск, 1970, с. 83—145.

Горбунов Л. В. Закономерности распределения вольфрам-молибденовой минерализации и некоторые особенности процесса рудообразования в скарнах месторождения Тырныауз. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1966, 18 с.

Граменицкий Е. Н., Кононов О. В. К геохимии Mo и W в скарново-рудном процессе (на примере месторождения Тырныауз).— В кн. Международный геохимический конгресс (Москва, 1971, 20—25 июля). Тезисы докладов, т. 1. М., 1971, с. 359—360.

Гребенников А. М. Акцессорные минералы — индикаторы редкометальных гранитоидов кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1968, вып. 4, с. 172—174.

Гребенников А. М., Гайворонский Б. А., Пьянников А. Я. Выделение рудоносных гранитоидов — основа локальных прогнозов на олово, вольфрам и тантал в Восточном Забайкалье.— Зап. Забайк. фил-ла геогр. об-ва СССР, 1972, вып. 82.

Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометального оруденения.— В кн.: Вопросы геологии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1955, т. 2.

Гхоуз Н. К. Редкие элементы в контактовом ореоле гранитов. В сб.: I Междунар. геохим. конгр. 1971. М., 1972, т. 3, кн. 2, с. 220—249.

Даценко В. М. Вертикальная зональность распределения петрогенных элементов в гранитоидах бассейна р. Агула.— В кн.: Геология и минеральн. ресурсы Красноярск. края. Красноярск, 1971, с. 68—74.

Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере.— Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959.

Демин А. М., Полякова В. В., Ситнин А. А. Особенности распределения молибдена, меди и цинка в гранитоидах Мегринского плутона (Малый Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 11, с. 27—33.

Демин А. М., Ситнин А. А. К петрохимии палеозойских гранитоидов Большого Кавказа.— В кн.: Вопросы магматической геологии. М., «Наука», 1969, с. 93—105.

Дзоценидзе Г. С. О роли изоморфного захвата бария и марганца в обогащении ими постмагматических продуктов.— В кн.: Проблемы геохимии АН СССР. М., «Наука», 1965.

Добрецов И. Л., Попов И. В. О длительности формирования гранитоидных плутонов.— Геология и геофизика, 1974, № 1, 50—60, 138.

Джубуев С. Д. Геологическое строение Главного рудного тела и структура месторождения Тырныауз на глубоких горизонтах. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск, 1972, 17 с.

Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов.— Пробл. сов. геологии, 1936, т. 6, № 1, с. 3—19.

Елисеева О. П. Порядок выделения акцессорных минералов на примере некоторых изверженных пород Кураминского и Чаткальского хребтов (Средняя Азия).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27, с. 92—105.

Еремеев В. П., Петров В. П. Петрографическое описание неоинтрузий, выходящих в бассейне Кодора.— В кн.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Материалы по геологии и петрографии Грузии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 147—163.

Заварицкий А. П. Бердяушский плутон, 1937, с. 54, 288.

Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1950, ч. 79, вып. 2.

Заридзе Г. М., Парадашвили И. И. Трещинная тектоника и генезис эльджуртинских порфировидных гранитов и лейкократовых гранитоидов Тырныауза. — Изд. АН АзербССР, серия геол.-геогр. наук, 1958, № 5, с. 73—84.

Зилов А. Р., Кузнецов А. И., Черненко А. И. К вопросу о распределении молибдена и бериллия в гранитоидах восточной части Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1963, вып. 13, с. 145—152.

Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений грейзенового типа (Восточное Забайкалье). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1967, 30 с. (АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии).

Иванова Г. Ф., Бутузова Е. Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1968, № 6, с. 689—700.

Иванова Г. Ф. Об условиях концентрации вольфрама в грейзеновом процессе.— Геохимия, 1969, № 1.

Иванов В. С., Левашов Г. Б., Гречищева А. П. К вопросу геохимической специализации иультинских гранитоидов (Центральная Чукотка).— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. (Материалы науч. сессии, посвящ. 10-летию Дальневост. геол. ин-та). Владивосток, 1970, с. 178—180.

Иванов Ю. Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., «Недра», 1974.

Каленов А. Д. Генезис молибденового оруденения в скарнах месторождения Тырныауз. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1940.

Каленов А. Д. Очерк минералогии Тырныауза.— Ученые зап. Кабардинск. науч.-иссл. ин-та, 1948, т. 3, с. 47—74.

Калинин Е. П. Кларки Торговско-Кефталыкского гранитоидного массива (Приполярный Урал).— В сб.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969_1, с. 240—242.

Калинин Е. П. Распределение элементов и минералов в вертикальном разрезе Торговско-Кефталыкского гранитного массива.— В кн.: Материалы Третьей Коми-республиканской молодежной конференции. Сыктывкар, 1969_2, с. 136—138.

Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР. Автореф. канд. дисс. геол.-мин. наук. М., 1968.

Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6, с. 85—95.

Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1963, № 1.

Клоос Г. Механизм глубинных вулканических процессов. Перев. ЦНИГРИ, 1936, № 68.

Ковальский Ф. И., Костромин С. В., Егорова Н. А. Минералого-петрографические особенности вулканических стекол Мухор-Талы и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1966.

Коваленко В. И., Финько В. И., Летников Ф. А., Кузьмин М. И. О некоторых эффузивных и субвулканических породах с повышенными концентрациями редких элементов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 8, с. 95—107.

Козлов В. Д., Рощупкина О. С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье).— Геохимия, 1965, № 12.

Козлов В. Д., Свадковская Л. Н. Геохимия и рудоносность гранитоидов Южно-Даурского свода (Центральное Забайкалье).— Зап. Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, 1972, вып. 82.

Кононов О. В. О поведении молибдена и вольфрама в процессе формирования Тырныаузского скарнового месторождения.— Вестн. Моск. гос. ун-та, сер. биол., почвовед., геол. и геогр., 1958, № 3, с. 123—132.

Кононов О. В. О составе и некоторых физических свойствах шеелитов Тырныаузского месторождения.— Вестн. Моск. гос. ун-та, серия IV, геология, 1960, № 2, с. 47—53.

Кононов О. В. Процессы молибденовольфрамового оруденения в скарнах Тырныаузского месторождения. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1963, 16 с.

Кононов О. В., Граменицкий Е. П. Зональность молибдено-вольфрамового оруденения Тырныауза (Северный Кавказ).— Геология рудн. месторожд., 1972, т. XIV, № 1, с. 6—18.

Копылов Э. И. Распределение редких элементов в среднепротерозойских эффузивах Северо-Байкальского вулканического пояса (Северо-Западное Прибайкалье).— В кн.:

Ежегодник по работам 1969 г. Иркутск, 1970, с. 59—63.

Коренбаум С. А., Валуй Г. А., Лаговская Е. А., Макарова Ж. А. Минеральный состав и некоторые особенности кристаллизации шлировых выделений в гранитоидах прибрежной зоны Приморья.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 126—128.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.— Труды Геолог. ин-та, 1947, серия петрогр., вып. 29.

Косалс Я. А. К геохимии бериллия, бора, лития и фтора в процессе формирования известковых скарнов (Горный Алтай).— Геохимия, 1968, № 2.

Котс Р., Барнетт П., Конклин Н. Распределение бериллия в неизмененных кислых вулканических породах Западных штатов США.— В кн.: Новые материалы о минералах бериллия. М., 1963, с. 35—40.

Кузнецов И. Г. Основные черты геологии Кабардинской АССР.— В кн.: Природные ресурсы Кабардинской АССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946, с. 59—104.

Кузьмин М. И., Клепикова Е. А., Петров Л. Л., Рощупкина О. С. Таусон Л. В., Хлебникова А. А. Поведение редких элементов при становлении гипабиссальных гранитных интрузий (на примере Шахтаминского массива, Восточное Забайкалье).—В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 5—18.

Кузьмин М. И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1966, 20 с.

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Морева Н. В. О тантало-ниобиевом оруденении в известняковых скарнах.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2.

Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 83.

Куплетский Б. М. Об образовании некоторых порфировидных гранитов Среднего Урала.— Сборник, посвященный Д. С. Белянкину, 1953.

Курдюков А. А. Молибденовое оруденение в роговиках месторождения Тырныауз.— Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, 1958, № 2, с. 83—93.

Курдюкова З. И. Минеральный состав руд и вопросы генезиса Северного участка месторождения Тырныауз. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск, 1970_1, 21 с.

Курдюкова З. И. Алабандин в сульфидных рудах Тырныауза.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1971_1, ч. 100, вып. 1, с. 95—96.

Курдюкова З. И. Стадии минерализации на Северном участке месторождения Тырныауз.— В кн.: Исследования по минералогии и петрографии на территории Северного Кавказа и Донбасса. Ростов н/Д. Изд. Ростовск. гос. ун-та, 1971_2, с. 134—141.

Курода П., Санделл Э. Геохимия молибдена.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959, с. 209—264.

Кутыев Ф. Ш., Эрлих Э. Н. Самородная ртуть в вулканических стеклах кальдеры Хангар (Камчатка). Дальневост. отд. АН СССР, 1970, № 4.

Лебедева Л. И., Матиас В. В., Михайлова Н. С., Петрова Н. В. Вопросы генезиса повышенных концентраций цезия в вулканогенных породах (на примере одного из мезозойских палеовулканов Восточной Сибири).— Геохимия, 1973, № 9, с. 1344—1351.

Левашов Г. Б., Гречищева А. П. Некоторые особенности геохимии вольфрама и молибдена в рудоносных гранитоидах Приморья.— В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.

Левашов Г. Б., Недашковский П. Г. Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока.— В сб.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Изд. ЛГУ, 1971.

Левашов Г. Б., Говоров И. Н., Стрижкова А. А., Гречищева А. П. Вопросы региональной геохимии воль-

фрама Приморья.— Геохимия, 1972, № 4.

Левашов Г. Б., Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Гречищева А. П., Стрижкова А. А. Молибден в магматических породах Приморья.— Геохимия, 1973, № 3, с. 384—394.

Легейдо В. А. Геохимия олова в гранитоидах Восточной Сибири. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1967, 18 с.

Лесняк В. Ф. Опыт минералотермометрических исследований Тырныаузского скарново-рудного комплекса на Северном Кавказе.— Труды Всес. науч.-иссл. ин-та пьезооптич. минер. сырья, 1957, т. 1, вып. 2, с. 89—115.

Лисицына Е. Е. Петротектоническое изучение некоторых пород Тырныаузского рудного поля.— Сб. № 1 студ. научных работ НПИ, 1958.

Лисицына Е. Е. Некоторые особенности контактов эльджуртинского гранита на месторождении Тырныауз.— Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 1963, т. 151, с. 17—22.

Лисицына Е. Е. Лейкократовые гранитоиды месторождения Тырныауз и связанные с ними скарны.— В кн.: Тезисы докладов 2-й научной сессии, вып. VI, секция геологии. Новочеркасск, 1965_1, с. 81—82.

Лисицына Е. Е. Геологическое строение западной части месторождения Тырныауз. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск, 1965_2, 17 с.

Львов Б. К., Петрова Н. И. Акцессорный циркон из гранитоидов восточного склона Южного Урала.— В кн.: Минералогия и геохимия. Изд. ЛГУ, 1964, вып. 1.

Ляхович В. В. Об одном случае ассимиляции обломков гранитной магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1, с. 132—144.

Ляхович В. В. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 148, с. 70—91.

Ляхович В. В. О характере распределения редких элементов в вертикальном разрезе гранитного массива.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 4, с. 927—930.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.

Ляхович В. В. Некоторые особенности содержания цезия в гранитоидах.— Докл. АН СССР, 1963_2, т. 153, № 6.

Ляхович В. В. Особенности содержания редких элементов в шлировых выделениях гранитов.— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 2, с. 351.

Ляхович В. В. Об одной особенности рудоносных гранитоидов.— Геол. рудн. месторожд., 1964, т. 6, № 2, с. 70—84.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы гнейсов.— Минералог. сб. Львовск. гос. ун-та. М., 1966, № 2, вып. 2.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967.

Ляхович В. В. О признаках рудогенерирующей способности гранитоидов.— Геол. рудн. месторожд., 1969, т. XI, № 2.

Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972.

Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М., «Недра», 1973.

Ляхович В. В., Сандомирский А. Я. К геохимии молибденитов Тырныауза.— Геохимия, 1974, № 6.

Ляхович В. В., Червинская А. Д. О характере распределения акцессорных минералов в гранитных массивах.— Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, 1960. М., вып. 4, с. 94—109.

Ляхович В. В., Червинская А. Д. Акцессорные минералы в гранитоидах Тырныауза и их петрогенетическое значение.— Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. М., 1961, вып. 7, с. 156—181.

Марфунин А. С. Аналогия «высокотемпературной» и переходной оптики плагиоклазов с санидин-анортоклазовой оптикой калиевых полевых шпатов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 9, с. 86—89.

Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., 1962, вып. 78, с. 1—275.

Матчанов Дж. Редкие щелочи (Rb,

Cs, Li) и таллий в пермо-триасовых дайках Алмалыкского района (Кураминские горы).— Узб. геол. ж., 1971, № 3, с. 13—17.

Махмудов Х. И. К геохимической характеристике перлитов и обсидианов Кельджарского района.— Докл. АН АзербССР, т. 25, № 11, с. 31—37.

Мелентьев Г. Б., Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н. Ликвация и ее значение в петрологии.— В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 253—285.

Меликсетян Б. М. Закономерности распределения меди, молибдена в породах Ордубадо-Мегринского плутона (Малый Кавказ).— Труды II Закавказской конф. молодых научн. сотрудн. геол. ин-тов АН ГрузССР, АрмССР и АзербССР при участии молодых научн. сотрудн. Ин-та геол. АН ТуркмССР. Баку, 1960.

Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР).— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 320—347.

Митрофанская С. Н. Петрохимические и геохимические особенности редкометальных гранитов массива Акчатау. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1970, 19 с.

Михалева Л. А., Сотников В. И. Связь магматизма и оруденения с процессами активизации в Юго-Восточном Алтае.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 23—39.

Мнацаканян А. Х. Акцессорно-минералогические и геохимические особенности вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов.— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., «Наука», 1965, с. 39—78.

Могаровский В. В., Мельниченко А. К. Распределение петрогенных и редких элементов в вертикальном разрезе роговообманковобиотитовых гранитов — гранодиоритов и биотитовых гранитов Гиссарского плутона.— Докл. АН ТаджССР, 1969, т. 12, № 8, с. 41—46.

Могаровский В. В., Мельниченко А. К., Козырев В. Н. Радиогеохимические особенности гранитоидов Гиссарского плутона.— Геохимия, 1971, № 4, с. 406—414.

Негрей Е. В. Поведение фтора в вертикальных разрезах и фазах гранитного интрузива Раумид (Юго-Западный Памир). Автореф. работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1969 г. М., 1970, с. 66—200.

Недашковский П. Г., Левашов Г. Б., Лаговская Е. А., Брюхно В. М., Гречищева А. И. Распределение вольфрама и молибдена в породообразующих минералах гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. (Материалы науч. сессии, посвящ. 10-летию Дальневост. геол. ин-та). Владивосток, 1970, с. 170—173.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхоян-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962, 334 с.

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1966, 379 с.

Нестеренко Г. В., Студеникова З. В., Савинова Е. Н. Редкие и рассеянные элементы в скарнах Тырныауза.— Геохимия, 1958, № 3, с. 228—234.

Нестеренко Г. В. Процесс скарнообразования месторождения Тырныауз. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1952, 20 с.

Нестеренко Г. В. Некоторые особенности процесса скарнообразования месторождения Тырныауз.— Геохимия, 1960, № 4, с. 315—329.

Нестеренко Г. В., Донцова Е. И. Фракционирование изотопов кислорода в процессе становления гранитоидов Тырныауза.— Геохимия, 1967, № 12, с. 1445—1452.

Одикадзе Г. Л. Некоторые особенности распределения редких и рудных элементов в Эльджуртин-

ском интрузивном массиве Кабардино-Балкарской АССР.— Геохимия, 1968, № 10, с. 1211—1217.

Одикадзе Г. Л. Особенности распределения фтора в гранитоидах Большого Кавказа и Дзирульского массива.— Геохимия, 1971_1, № 5, с. 523—533.

Одикадзе Г. Л. Содержание и особенности распределения бора в гранитоидах Большого Кавказа и Дзирульского массива.— Труды Кавказск. ин-та минеральн. сырья, 1971_2, вып. 9 (11), (Геология и технология), с. 157—163.

Орлов Б. В. Активная магма района Тырныауза.— Геология на фронте индустриализации, 1936, № 9, с. 21—22.

Орлов Б. В., Флерова В. А. Тырныаузское месторождение (Северный Кавказ).— Редкие металлы, 1937, № 2—3, с. 38—41.

Отрощенко В. Д. К геохимии бора и цезия в связи с вулканогенными породами Западного Тянь-Шаня.— Геохимия, 1967, № 8.

Парадашвили И. И. Циркон и апатит в молодых гранитоидах Тырныауза (Северный Кавказ).— Труды Груз. политехн. ин-та, 1969, № 2 (130), с. 185—194.

Парадашвили И. И. Геолого-петрографические, петрохимические и минералогические особенности молодых гранитоидов Тырныауза. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1972, 31 с.

Перекалина Т. В. К петрологии позднегерцинских гранитов Центрального Казахстана.— Ученые зап. ЛГУ, серия геол. наук, геохимия, 1962, вып. 13, № 312.

Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.

Петров Л. Л. Геохимия бериллия в гранитоидах Восточной Сибири. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1970.

Петров Л. Л., Захаров М. П., Копылов Э. Н., Шеремет Е. М. Бериллий в эффузивах Прибайкалья и Забайкалья.— Ежегодник-1969 Сибирск. ин-та геохимии. Иркутск, 1970, с. 64—68.

Повилайтис М. М. Новые данные о гранитоидных телах с ритмичнозональным строением.—Геол. рудн. месторожд., 1961, т. 3, № 5, с. 37—52.

Повилайтис М. М. О явлениях фракционной ритмичной кристаллизации в кислых магмах и их возможном металлогеническом значении.— В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 227—241.

Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел.— В кн.: Труды Юбилейной научной сессии. Секция геол.-почв. наук. Л., Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1946, с. 50—71.

Поспелов Г. Л. Материалы к тектонике интрузивов.— Изв. Томского индустр. ин-та, 1941—1942, т. 62, вып. I, с. 39—106.

Потапьев В. В. О понижении показателей преломления биотитов в гранитах поздних фаз Колыванского массива (Алтай).— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3, с. 583—585.

Потапьев В. В. Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и их оруденение. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 5—90.

Пэк А. В. К вопросу о трещинной тектонике Южного Урала.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6, с. 189—203.

Пэк А. В. Материалы к тектонике Хибин.— В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, вып. 9, ч. 6. М.— Л. Изд-во АН СССР, 1935, с. 5—54.

Пэк А. В. Основные особенности структуры и процесса минерализации месторождения Тырныауз.— В кн.: Природные ресурсы Кабардинской АССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946, с. 216—238.

Пэк А. В. Контактовый метаморфизм, связанный с неогранитами Северного Кавказа.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 280—300.

Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М., Изд-во АН СССР, 1962, 168 с.

Пэк А. В. К вопросу о контактовом метаморфизме пород месторождения Тырныауз.— В кн.: Тезисы докладов 2-й научной сессии,

вып. VI, секция геологии. Новочеркасск, 1965, с. 80—81.

Пэк А. В. Ориентировка кварцев некоторых кварц-молибденитовых жил Тырныауза.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5, с. 58—70.

Пэк А. В., Снежко Е. А., Курдюков А. А. Некоторые вопросы геологического строения Тырныаузского поля.— В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. Развитие идей акад. Д. И. Щербакова. М., «Наука», 1970, с. 242—257.

Пэк А. В., Курдюкова З. И., Снежко Е. А., Курдюков А. А. Новые данные о структуре рудного поля месторождения Тырныауз.— В кн:. Проблемы геологии Донбасса и Северного Кавказа. Новочеркасск, 1970.

Резников А. П., Родзянко Н. Г. Пироксены Тырныаузского месторождения (Северный Кавказ).— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 608—620.

Рехарский В. И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М., «Наука», 1973, 268 с.

Родзянко Н. Г. Распределение химических элементов в Тырныаузском скарново-рудном поле. Неоинтрузивные гранитоиды. Ростов н/Д, Изд. Ростовск. гос. ун-та, 1969, 203 с.

Родзянко Н. Г., Бессонова Г. П. Распределение акцессорных элементов в некоторых скарновых минералах Тырныауза.— В кн.: Материалы по минералогии и петрографии Нижнего Дона и Северного Кавказа. Ростов н/Д. Изд. Ростовск. гос. ун-та, 1970, с. 27—34.

Родзянко Н. Г., Джумайло В. И., Савин С. В., Сафаров Ю. А., Петросянц Б. А., Жамгоев О. С., Баранов Г. И. Геология и геохимия центральной части Северного Кавказа (эндогенные месторождения). Изд. Ростовск. гос. ун-та, 1971, 203 с.

Родзянко Н. Г., Нефедов Н. К., Свириденко А. Ф. Редкометальные скарны Тырныауза. М., «Недра», 1973, 215 с.

Родионов Д. А., Ляхович В. В. О статистическом изучении пространственного распределения содержаний акцессорных минералов в гранитах Эльджуртинского массива.— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5, с. 1177—1180.

Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов. На примере Балыгычано-Сугойского и Мяо-Чанского районов. М., «Наука», 1970. 363 с.

Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований.— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., «Наука», 1965.

Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам геологии.— «Мецниереба», 1967.

Савич-Заблоцкий К. Петрографическое исследование пород гранодиоритовой магмы Горной Осетии (бассейн истока р. Уруха).— Зап. Всерос. минералог. об-ва, 1927, ч. 56, вып. 1.

Самсонова П. С. Минерализация мраморов в экзоконтактах сподуменовых пегматитов.— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1968, ч. 57, вып. 1.

Сандомирский А. Я., Кравченко Н. С. Некоторые геохимические критерии молибденоносности интрузий (на примере Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья).— В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 59—64.

Свириденко А. Ф., Ушаков В. Я., Семочкин Г. А. Геологическое строение Тырныаузского вольфрамо-молибденового месторождения.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1972, с. 222—233.

Семилякин Ф. П., Терехов В. Я. О распределении рубидия и цезия в породах вулканогенно-интрузивного комплекса Акуинской депрессии (Центральное Забайкалье).— Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, 1971, № 8.

Семочкин Г. А. Геологическое строение и особенности разведки се-

веро-западного скарна месторождения Тырныауз. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск, 1969, 22 с. (Новочеркасский политехн. ин-т).

Семочкин Г. А., Городчиков О. Ф., Тараканов М. В. К вопросу об истории геологического изучения месторождения Тырныауз.— В кн.: Сборник статей по экономике промышленности и изучению природных ресурсов Каб.-Балкарии. Нальчик, 1967.

Сердюченко Д. П. Апатиты и апатитоносные породы в архейских толщах Алдана.— В кн.: Железные руды Южной Якутии. Геология, минералогия, генезис и промышленное значение. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Серых В. И. Геология и геохимия позднекаледонских гранитоидов юго-восточной части Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1966, 21 с.

Сивых В. И., Корнева А. Р. Бам-Горхонский вольфрамоносный массив и его минералого-геохимическая зональность.— Зап. Забайк. фил-ла геогр. об-ва СССР, 1972, вып. 82.

Ситковский И. Н. Полиметаллическое месторождение Тырныауз в бассейне р. Баксан (Северный Кавказ).— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1934, ч. 63, вып. 1, с. 179—229.

Скрипченко Н. С. О деформации эльджуртинского гранита около «Центрального сброса».— Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 1958, т. 36 (50), с. 291—306.

Скрипченко Н. С. Кюстерит в скарнах Тырныаузского месторождения.— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 3, с. 346—347.

Сморчков И. Е. О некоторых закономерностях в распределении акцессорных минералов по вертикали гранодиоритового массива.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1953, т. 1.

Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейна рек Кестанты и Сакашиль.— Труды ЦНИГРИ, 1938, вып. 103.

Соловьев С. П. Молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудоносного района Тырныауз. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, 161 с.

Сотников В. И., Изюмова Л. Г. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. — Геохимия, 1965, № 2, с. 175—179.

Сотников В. И., Никитина Е. И., Лаврентьев Ю. Г., Семенов В. И. Особенности состава акцессорного апатита из метасоматитов и гранитоидов различных формационных типов.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1, с. 189—192.

Ставров О. Д., Хитров В. Т. О возможной геохимической связи цезия и бора.— Геохимия, 1962, № 1.

Студеникова З. В., Золотарева В. А. Ренний в молибденитах Тырныауза.— Геохимия, 1958, № 1, с. 81—85.

Студеникова З. В., Кнорре К. Г. О возрасте гранитов Северного Кавказа.— Геохимия, 1957, № 7, с. 573—579.

Студеникова З. В., Глинкина М. И., Павленко Л. И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах. — Геохимия, 1957, № 2, с. 113—119.

Сурков Б. К., Фельдман Л. Г. Вертикальная зональность распределения акцессорных минералов в массивах метасоматически измененных гранитов Северного Тянь-Шаня.— Труды ВИМСа: «Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии за 1968 г.». М., 1970, вып. 1.

Сущинский П. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками в Юго-Западной Финляндии.— Труды Петербургск. об-ва естествоиспытателей, 1972, т. 36, вып. 5, 73 с.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Таусон Л. В., Дубов В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. Геохимическое значение дисперсий концентраций редких элементов в гранитоидах.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965.

Таусон Л. В., Анфилогов В. П., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И., Трошин Ю. П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов.— В кн.: Геохимические крите-

рии потенциальной рудоносности гранитоидов. (Симпозиум, ч. 1, доклады). Иркутск, 1970, с. 216—261.

Таусон Л. В. и др. Закономерности распределения молибдена в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1970, № 8.

Туровский С. Д. О времени выделения и условиях образования акцессорных минералов в процессе формирования изверженной горной породы.— Труды Ин-та геологии АН КиргССР, 1956, вып. 7, с. 63—85.

Фаворская М. А. Неоинтрузии Верхней Сванетии.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР. М., 1947, вып. 84, с. 26—62.

Финько В. И. К вопросу о распространении редких и редкоземельных элементов и минералов в эффузивных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 11.

Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958, 471 с.

Хасанов Р. Х. Вертикальная зональность вещественного состава и закономерности формирования Лянгарского интрузива гранитоидов (Памир). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1970.

Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах.— В сб.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959.

Хрущов Н. А. Молибден в рудах Тырныауза.— Цветные металлы, 1948, № 2.

Хрущов Н. А. Тырныауз (скарновое вольфрамо-молибденовое месторождение на Северном Кавказе).— Сов. геология, 1958, № 2, с. 51—72.

Чеснокова Б. В. О люминесценции и внутреннем строении кристаллов циркона из Вишневых гор на Урале.— Зап. Всес. минералог. обва, 1959, ч. 88, вып. 5.

Шатков Г. А., Гущин Е. Н. О высоких содержаниях цезия в вулканических стеклах.— Геохимия, 1969, № 12.

Шатков Г. А. О форме нахождения цезия в кислых вулканических стеклах.— Геохимия, 1971, № 7.

Шафранов С. А. О структуре рудного поля Тырныауз.— Ученые зап. Кабардинского н.-и ин-та, 1948, т. 3, с. 21—46.

Шеремет Е. М. Геология и геохимия раннемезозойских гранитоидов Витим-Каренгского междуречья (Северо-Западное Забайкалье). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1970, 25 с.

Шоу Д. М. Геохимия таллия.— В кн.: Геохимия редких элементов. Сборник статей. М., ИЛ, 1959, с. 354—409.

Эфендиев Г. Х., Гейдаров А. С. К геохимии молибдена в Далидагском интрузиве (Малый Кавказ).— Изв. АН АзербССР, серия геол.-геогр. наук, 1959, № 6, с. 91—101.

Anderson C. Volcanic history of the Clear Lane are, California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1936, v. 47, N 62.

Berlin R., Henderson C. The distribution of Sr and Ba between the alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic trachytes and phonolites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1969, 33, N 2.

Björlykke H. The granite pegmatites of Southern Norway.— Amer. Mineralogist, 1937, 22, N 4.

Bolk R. Inclusions and foliation of the Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota.— Journ. Geol., 1931, v. 39, N 8.

Dupuy C. Rubidium et caesium dans biotite, sanidine et verre des ignimbriite de Toscane (Italie).— Chem. Geol., 1968, 3, N 4.

Dupuy C. Le lithium dans les mineraux de la granodiorite du Monte Capanne (ile d'Elbe) et les ignimbrites de Toscane (Italie).—C. r. Acad., sci., 1968_2, D267, N 3.

Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C. Geochemistry of the pantelleritie of Mayor Island New Zealand.— Contribs Mineral and Petrol., 1968, vol. 17, N 2.

Forgac I. Geochemia ryolitov Slovenska.— Zb. geol. vied, 1970, rk. 12.

Frondel C. Scandium-rich minerals from rhyolite in the Thomas Range Utah.— Amer. Mineralogist, 1970, vol. 55, N 5—6.

Fryklund V., Fleischer M. The abundance of scandium in volcanic rocks, a preliminary estimate.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, vol. 27, N 6.

Giles D., Thompson T. Petrology and

mineralization at a molybdenum-bearing alkalic stock, Sierra Blanco, New Mexico.— Bull. Geol. Soc. Am., 1972, vol. 83, N 7.

Graf D. Geochemistry of Carbonate Sediments and Sedimentary Carbonate Rocks. Part III.— Minor. element distribution. Div. Ill. St. Geol. Surv. Circ. 301, 1960.

Harris G. Distribution of germanium among coexisting phases of partly glassy rocks.— Geoch. et Cosmoch. acta, 1954, vol. 5.

Higuchi H., Nagasawa H. Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1969, vol. 7, N 3.

Hoppe G. Die akzessorischen Schmermineralien in Graniten und verwandten Gesteinen des Harzes.— Fortschr. Mineral., 1951, 29/30, Ht. 1.

Ishimori T. Gehalt an Molibdän in Japanishen Vulkanishen Gesteinen.— Bull. Chem. Soc. Japan, 1951, vol. 24, N 251.

Jack R., Carmichael J. The chemical fingerprinting of acid volcanic rocks.— Spec. Rept. Calit. Div. Mines. and Geol., 1969, N 100.

Laidley R., McKay D. Geochemical examination of obsidians from Newberry Caldera, Oregon.— Contribs Mineral. and Petrol., 1971, vol. 30, N 4, p. 336—342.

Machžček, Shrbený. K otazce vazBy Zirkonia ve fonolitech Cerkeho Stredohori.— Čas. miner. a geol., 1970, vol. 15, N 4, 397—400.

Minherjee P. On the variasion in size of the plagioclase grains in the plateau-basalts of the north-western Rajmahal Hills, Bihar, India.— Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India, 1970, vol. 42, N 1.

Noble D., Haffty J., Hedge C. Distribution of rubidium between sodic sanidine and natural silicic liquid.— Contribs Mineral. and Petrol., 1970, vol. 29, N 3.

Nockolds S. The production of normal Rock types by Contamination and their bearing on petrogenesis.— Geol. Mag., 1934, vol. LXXI, N 835.

Onuma N., Higuchi H., Wakita H., Nagasawa H. Trace element partition between two pyroxenes and the host lava.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, vol. 5, N 1.

Patterson E. A petrochemical Study of the terfiary lavas of northeast Ireland.— Geoch. et Cosmoch. acta. 1951, vol. 2, 283.

Philpotts J., Schnetzler C. Phenocryst—matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis.— Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 3.

Rushton B. Berillium in Tanganyika granitic rocks.— Geochim. Cosmochim. acta, 1960, vol. 20, N 2.

Schidlowski M. Studies of zircons from guartzite — xenoliths in the Southern Bushveld norite and their significance for some aspects at the Bushveld petrogenesis.— Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., 1, 1963, vol. 100, Ht. 2.

Schnetzler C., Philpotts I. Partition coefficient of rare earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts, II. Geoch. et cosmoch acta, 1970, vol. 34, N 3.

Smith R. L., Balley R. A. The Bandelier fuff: a study of ashflow eruption cycles from zoned magma chambers.— Bull. volcanol., XXIX, B V, Napoli, 1966.

Staatz M. H. Geology of the berillium deposits in the Thomas Range, Juab County, Utah.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1963, N 1142.

Surdam R. Origin of nativ capper and hematite in the Karmutsen Group, Vancouver Island.— Econ. Geol., 1968, vol. 63, N 8.

Tilling R. J., Greenland L. P., Gottfried D. Distribution of scandium between coexisting biotite and hornblende in igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, vol. 80, N 4.

Tomita T. Geologic significance of the colour of granite zircon, and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan.— Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., 1954, vol. 4, N 2.

Towell D. G., Winchester J. W., Spirn R. V. Rare-earth distribution in same rocks and associated minerals of the Batholith of Southern California.— J. of Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 14.

Whitten E. H. Modal valiation and the form at the Beinn an Dabhaich granite, Skye.— Geol. Mag., 1961, vol. 98, N 6.

Zeschke G. Radioactive Fluorit-Lagerstätten.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1956 Ht. 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 5
Геологический очерк 5
История исследования 13

Часть первая

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Геолого-петрографические особенности 34
Лейкократовые гранитоиды южного блока 42
Лейкократовые гранитоиды северного блока 57
Петрохимические особенности лейкократовых гранитоидов 62
Рудные и редкие элементы в лейкократовых гранитоидах . . 68
Акцессорные минералы лейкократовых гранитоидов 87
Рудоносность лейкократовых гранитоидов 91

Часть вторая

ЭЛЬДЖУРТИНСКИЙ ГРАНИТ

Геолого-петрографические особенности 101
Форма и структура массива 101
Петрография и петрохимические особенности эльджуртинского гранита 114
Рудные и редкие элементы в эльджуртинском граните . . . 120
Акцессорные минералы эльджуртинского гранита 139
Контакты эльджуртинского гранита 158
Контакт с роговиками 159
Контакт с известняками 170
Контакт с лейкократовыми гранитоидами 187
Этапы формирования эльджуртинского гранита 189
Фазы внедрения 190
Жильные породы 197
Ксенолиты, шлиры, милониты 213
Вертикальный разрез Эльджуртинского массива 246
Рудоносность эльджуртинского гранита 280

Часть третья

СУБЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Геолого-петрографические особенности 290
Рудные и редкие элементы в субэффузивных породах . . . 298
Рудные и редкие элементы в минералах субэффузивных пород 320
Акцессорные минералы субэффузивных пород 334
Рудоносность субэффузивных пород 352

Часть четвертая

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Геолого-петрографические особенности 361
Рудные и редкие элементы в осадочно-метаморфических породах 363
Рудные и редкие элементы в минералах 367
Акцессорные минералы осадочно-метаморфических пород . 372
Минералого-геохимические особенности осадочно-метаморфических пород экзоконтакта 380
Рудоносность осадочно-метаморфических пород 389

Заключение 392

Литература 411

Валерий Владимирович Ляхович

Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз)

Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редактор издательства *Т. Б. Гришина*. Художник *Г. А. Астафьева*
Художественный редактор *В. А. Чернецов*. Технический редактор *Е. Н. Евтянова*
Корректор *Г. Н. Джиоева*

Сдано в набор 10/II 1976 г. Подписано к печати 9/VII 1976 г. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага № 1. Усл. печ. л. 27. Уч.-изд. л. 29,8. Тираж 3200.
Т-10873. Тип. зак. 198. Цена 2 р. 33 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 p. 33 K.

1721