

Академия наук
СССР



А.И. Грабежев

МЕТАСОМАТИЗМ,
РУДООБРАЗОВАНИЕ
И ГРАНИТНЫЙ
МАГМАТИЗМ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УНЦ

А.И. Грабежев

МЕТАСОМАТИЗМ,
РУДООБРАЗОВАНИЕ
И ГРАНИТНЫЙ
МАГМАТИЗМ

3685



Издательство
«Наука»
Москва,
1981



Г р а б е ж е в А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981.

На основе изучения уральских редкометалльных и золоторудных месторождений и обобщения материалов по аналогичным объектам других регионов СССР рассматриваются вопросы связи метасоматизма и рудообразования с гранитным магматизмом. Метасоматиты редкометалльных месторождений представлены четырьмя формациями – альбититовой, грейзеновой, глубинных и гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов, определяющими возможный тип рудной минерализации.

Табл. 46, ил. 58, библиогр. 159 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Г.Б. ФЕРШТАТЕР

ВВЕДЕНИЕ

Проблема зависимости характера послемагматической минерализации от глубинности и состава материнских пород по своей значимости является одной из важнейших в геологии. Ее решение имеет ключевое значение для понимания генезиса рудных месторождений и выяснения закономерностей их размещения в связи с магматизмом. Мы ограничились изучением связи характера метасоматизма и рудообразования с фациальностью и составом гранитных массивов. Наряду с исследованием большинства уральских редкометальных объектов использован материал по другим регионам СССР. Сделана попытка разработать схему зависимости характера метасоматизма от состава и глубинности материнских гранитных массивов, отдельные аспекты которой были выявлены ранее [11, 12, 35, 37, 63, 74, 94, 116, 117 и др.], и показана возможность ее применения для анализа закономерностей размещения редкометальной минерализации на примере Восточно-Уральского поднятия.

Повышение щелочности, концентрации Al, щелочей и Al/Si в послемагматическом растворе с ростом глубины становления гранитных массивов или с увеличением щелочности-основности (уменьшением отношения кварца к полевому шпату) гранитов при одинаковой глубине их формирования является основным тезисом работы. Он основывается на формационном анализе метасоматитов различных типов редкометальных месторождений, на обобщении данных по зональности колонок, минерального и химического состава метасоматитов месторождений различных регионов СССР и подтверждается имеющимися экспериментальными исследованиями. В принципе близкая зависимость состава раствора и соответственно характера метасоматоза от фациальности материнских гранитоидов наблюдается и для золотопродуктивных массивов. В зависимости от глубинности и состава гранитных массивов меняется и характер рудной минерализации. Следует отметить, что фациальное расчленение гранитоидных массивов производилось на основе представлений, разработанных Д.С. Штейнбергом и Г.Б. Ферштатером [133, 141].

В отличие от давления температура не является параметром, определяющим формационный облик месторождений и преджилых метасоматитов, как это считается большинством исследователей [68, 81, 99]. В работе развивается мысль о том, что формирование фацильных березитов и листовитов золоторудных месторождений, находящихся в материнских гранитоидах, происходит в том же интервале температур (260–350°C), что и кварц-мусковитовых грейзенов или мусковит-полевошпатовых метасоматитов околотрешинного этапа редкометальных месторождений. Различия в условиях образования про-

дуктов кислого выщелачивания – грейзенов и березитов, – связанных соответственно с гранитами и гранитоидами повышенной основности различных формационных типов, в значительной степени обусловлены различием F/CO_2 активностью калия и H^+ в растворах, отделившихся от гранитоидов различного состава.

Приводится краткое обоснование геохимических критериев металлогенической специализации гранитных массивов. Для восточного склона Урала, так же как и для других регионов, установлена геохимическая специализация рудоносных массивов на фтор и комплекс редких элементов, что имеет важнейшее практическое значение. Фиксируется четкая связь между степенью накопления в гранитах фтора и комплекса редких элементов, с одной стороны, и степенью их продуктивности (от непродуктивных до рудоносных) – с другой.

Совместное изучение геохимии гранитов и связанных с ними метасоматитов и руд позволило показать, что между содержаниями редких элементов в гранитах и метасоматитах намечается прямая связь. Это является обоснованием валовой специализации рудоносных массивов на комплекс редких элементов и важным тезисом настоящей работы. Наиболее четко она выражена для фтора и имеет логарифмический вид, так что при содержании в гранитах до 0,05–0,06% фтор в крайне незначительном количестве переходит в раствор, не вызывая и эманационного экстрагирования редких элементов. В результате метасоматиты содержат кларковые и нижекларковые концентрации фтора и редких элементов в тех случаях, когда они ассоциируют с малофтористыми гранитами. При большем содержании фтора в гранитах степень перехода его в раствор и степень фиксации в метасоматитах быстро увеличиваются. В рудоносных массивах значительный переход фтора во флюид (что сопровождается экстрагированием редких элементов) происходит в связи с насыщением им биотита при наличии избытка фтора в расплаве, т.е. при повышенном его содержании в расплаве.

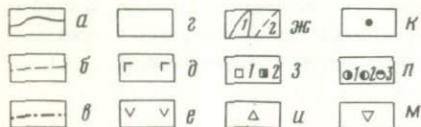
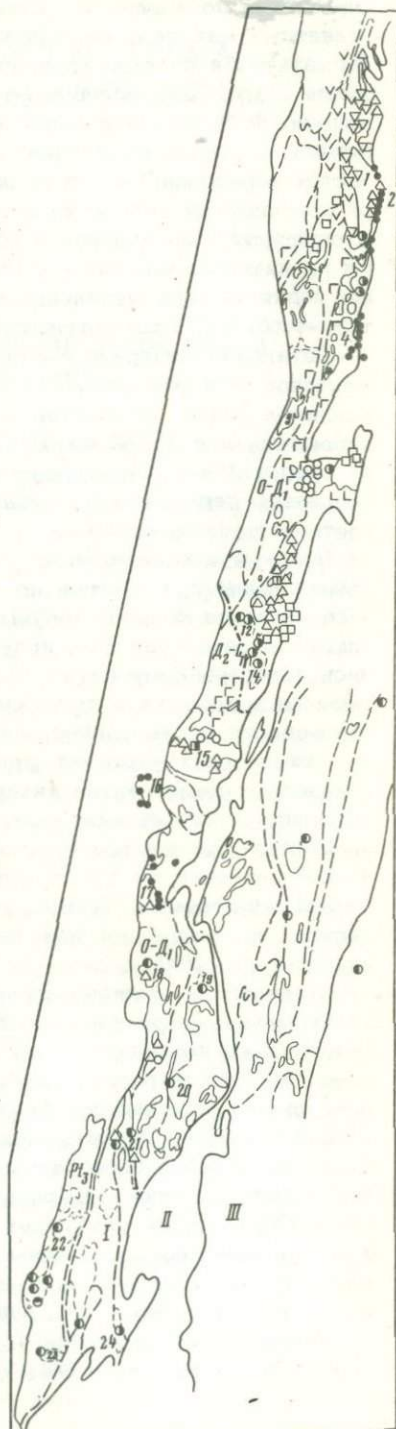
В отличие от доминирующей сейчас точки зрения в данной работе выдвигается положение о том, что поведение фтора и, возможно, редких элементов на заключительном этапе кристаллизации гранита должно определяться условиями термодинамически закрытой, а не открытой системы. При таком подходе фактором равновесия системы является масса компонентов, а не их потенциалы. В результате в большинстве случаев геохимическим критерием металлогенической специализации массивов является не содержание фтора и редких элементов в минералах, а их валовое содержание в гранитах.

Анализ полученных материалов позволил выявить закономерности размещения в связи с гранитным магматизмом пневматолито-гидротермальной редкометальной минерализации на восточном склоне Урала (рис. 1) и дать им теоретическое объяснение. Характеристика пегматитового оруденения приводится лишь для более полного описания особенностей формирования пневматолито-гидротермальной минерализации, дается очень кратко и преимущественно по материалам других исследователей. В работе совершенно не рассматривается рудообразование в связи со щелочным магматизмом. Ис-

Рис. 1. Схема размещения минерализации в пределах Восточного склона Урала

a – границы Восточно-Уральского поднятия (I), Восточно-Уральского прогиба (II) и Зауральского поднятия (III), *б* – границы структур III порядка; *в* – границы среднедевонско-наюрского (D_2-C_1), ордовикско-нижнедевонского ($O-D_1$) и верхнепротерозойского (Pt_3) структурных ярусов; *г* – преимущественно осадочные породы, в различной степени метаморфизованные; *д* – спилито-диабазовые субформации; *е* – порфиритовые субформации; *ж* – контуры позднепалеозойских гранитных глубинных (1), гипабиссальных (2) гранитных массивов и их номера: 1 – Адуйский, 2 – Шамейский, 3 – Зенковский и Кварцегогорский, 4 – Коновско-Карасьевский плутон, 5 – Шилловский и Сосновский; 6 – Султаевский, 7 – Челябинский, 8 – Кременкульский, 9 – Варламовский, 10 – Борисовский, 11 – Санарский, 12 – Степинский, 13 – Черноборский, 14 – Чесменский, 15 – Джабык-Карагайский, 16 – Кацбахский, 17 – Суундукский, 18 – Елизаветинский, 19 – Боетский, 20 – Котансинский, 21 – Шотинский, 22 – Борлинский, 23 – Ащисайский, 24 – Акбулаксайский

Редкометалльные формации: *з* – шеелит-кварцевая (1), в том числе скарны (2), *и* – редкометалльных пегматитов; *к* – редкометалльно-вольфрамовая; *л* – редкометалльно-молибденовая с альбититовой (1), грейзеново-штокверковой (2) и кварц-хлоритовой (3) субформациями; *м* – камерных пегматитов



следования показали, что становление позднеорогенных глубинных гранитных массивов сопровождается образованием редкометальных пегматитов и пневматолито-гидротермальных месторождений вольфрама с мусковит-полевошпатовым типом околотрешинного метасоматоза. Формирование более молодых поздне-, посторогенных гранитных массивов мезо-гипабиссальной фации глубинности сопровождается образованием тел редкометальных гранитов-альбититов в связи с гранитами несколько повышенной щелочности и грейзеново-штокверковой молибденовой минерализацией в связи с ультракислыми гранитными массивами. Правомерность существования в пределах поднятия редкометальных гранитов-альбититов, пока с убогой тантал-ниобиевой минерализацией, является важным моментом работы.

Детальное минералого-геохимическое изучение многих гранитных массивов поднятия проводилось коллективом сотрудников лаборатории геохимии редких элементов до 1973 г. под руководством П.В. Покровского, а с 1973 по 1976 гг. - автора. Работа в известной мере представляет обобщение этих материалов. В тех случаях, когда приведены первичные материалы сотрудников лаборатории, сделаны соответствующие ссылки.

Полевые и камеральные исследования гранитных массивов и рудопроявлений проводились по обычным методикам. В целях детального изучения колонок малой мощности они распиливались по границам зон и внутри зон, полученные таким путем пробы подвергались всестороннему изучению. Минеральный состав пород подсчитывался в порошке в иммерсионных препаратах [107]. Широко использовался также расчет модалного состава пород по результатам химических анализов, при этом пары минералов, состоящих из одинаковых компонентов (например, мусковит-микроклин), рассчитывались с помощью системы двух уравнений [32].

Состав плагиоклаза определялся в иммерсии методом хроматической вариации по Np спайных обломков по (010) и (001) с помощью номограммы Тсубои. Методики определения триклинности калишпата и содержания щелочей в мусковите и калишпате на микроанализаторе УХА-5 описаны нами ранее [48, 52, 53].

Химические анализы, определение объемного веса и пористости выполнены в лабораториях УТГУ и ИГГ УНЦ АН СССР. Содержание петрогенных компонентов в объеме 10000 \AA^3 вычислялись по атомно-объемному методу В.А. Рудника и Ю.В. Казизына. Олово, молибден, свинец определялись в химико-спектральной лаборатории ИГГ УНЦ АН СССР, относительная ошибка воспроизводимости 15-30%. Фтор определялся спектральным и колориметрическим методом, ниобий - колориметрически, редкие щелочи - методом фотометрии пламени. Определения указанных элементов выполнены в лабораториях УТГУ, ошибка воспроизводимости 15-25 отн.%. Тантал определялся нейтронно-активационным методом на Белоярской АТС. В работе использовано около 7000 количественных анализов микроэлементов.

Автор благодарен всем сотрудникам института, оказавшим содействие в проведении исследований.

СВЯЗЬ ХАРАКТЕРА МЕТАСОМАТИЗМА С ГЛУБИННОСТЬЮ И ПЕТРОГЕННЫМ СОСТАВОМ ГРАНИТОВ

Глава I

ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕТАСОМАТИТОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Исследованиями различных авторов, проведенными в течение последних десятилетий, установлено, что режим давления (глубина формирования) оказывает важнейшее влияние на характер процессов петро- и рудогенезиса и соответственно на форму тел, состав и другие особенности образующихся пород и руд. В настоящей работе, как и в большинстве других, давление и глубина формирования рассматриваются как параметры, связанные литостатическим или гидростатическим градиентом давления. В то же время в "открытых системах", представленных рудномагматическими образованиями, локализованными преимущественно в зонах глубинных разломов, минералообразование происходит при минимальном, однако близком к гидростатическому давлению. Наоборот, в "закрытой системе" давление может превышать литостатическое за счет напора поднимающейся термогидроколонны, что установлено уже на многих гидротермальных месторождениях путем изучения газово-жидких включений.

Из интересующих нас образований зависимость условий минералообразования от давления наиболее детально разработана для гранитоидных пород [141, 142, 133 и др.] и ассоциирующих с ними пегматитов [22]. Влияние глубинности на характер процессов рудообразования выяснено гораздо более фрагментарно, преимущественно в силу того, что структурные и минеральные особенности руд являются гораздо менее типоморфными показателями глубинности, нежели структуры и минералы горных пород. Сказанное не относится к субвулканическим месторождениям, характеризующимся четкими признаками минимальной глубинности. Эмпирические критерии глубинности золоторудной минерализации выявлены Н.В. Петровской [102] и И.С. Рожковым [110].

На основании палеогеографических построений, анализа структурно-тектонического положения месторождений различных регионов СССР и их связи с фаціальностью гранитного магматизма выделены фации глубинности бериллиевых месторождений [24, 63]. Отдельные признаки глубинности формирования редкометальной и золоторудной минерализации приведены в других работах [139 и др.].

По мере уменьшения глубины формирования месторождений увеличивается число стадий минерализации и усложняется состав руд, простые кварцевые жилы сменяются штокверковым и вкрапленным типом минерализации, что в значительной мере определяется и литологией пород. Немногочисленность и неоднозначность критериев позволяет нам, вслед за другими исследователями [30 и др.], придавать важное значение изофациальности месторождений и материнских массивов. Показано [11, 30, 22, 98, 117 и др.], что классы альбититовых и грейзеновых месторождений связаны с гипабиссальными гранитными массивами, в то время как редкометалльные пегматиты ассоциируют с мезоабиссальными массивами.

Расчленение гранитоидов и месторождений по фациям глубинности по петрологическим данным и палеогеологическим построениям у различных авторов довольно близко [85, 122, 141]: абиссальная зона - (5-8)-15 км, мезоабиссальная зона - 4-8, гипабиссальная зона - 2-5, субвулканическая - 0,5-2 км. Причина локализации большинства месторождений в гипабиссальной и субвулканической зонах объясняется как максимальной потенциальной рудоносностью малоглубинных массивов [129], так и локализацией минерализации в участках перехода от литостатического к гидростатическому режиму давления, характеризующимся максимальным относительным градиентом давления [66]. Немаловажное значение для локализации оруденения имеет увеличение пористости и трещиноватости пород по мере приближения к поверхности [98 и др.].

Еще менее разработан вопрос о влиянии давления на характер послемагматического метасоматоза, петрографического и геохимического состав метасоматов и руд. Впервые зависимость парагенезисов метаморфитов пропилитовой формации вулканогенных областей от режима глубинности показана Д.С. Коржинским [82]. Закономерная смена березитов и лиственитов аргиллизитами и кварцитами от глубинных к приповерхностным месторождениям золота показана Н.И. Бородаевским и С.Д. Шером [18]. Более позднее обобщение материалов по метасоматизму на золоторудных месторождениях подтвердило этот вывод [139], показав, что при этом увеличивается степень привноса кремнезема. Увеличение кислотности процесса по мере уменьшения глубинности формирования месторождений, выражающееся в повышении количества образующего кварца в березитах по гранитам и адамеллитам, отмечено нами в работе [45].

А.А. Маракушевым и И.А. Тарариным было впервые подмечено, что с ростом глубинности источника растворов и зоны его разгрузки возрастает щелочность растворов, что объяснялось увеличением в данном направлении концентрации в растворе легко гидролизующихся Na_2CO_3 и K_2CO_3 [94]. Позже это положение было конкретизировано - грейзенизация этапа кислотного выщелачивания в глубинных по сравнению с малоглубинными массивами при прочих равных условиях характеризуется повышенной щелочностью [45, 63, 116, 117]. Д.В. Рундквистом это объяснялось редуцированностью этапа раннего площадного метасоматоза и соответственно увеличением щелочности раствора на преджильном этапе. Увеличение степени за-

комплексованности кислот с увеличением давления должно приводить к аналогичному результату.

Влияние направленности эволюции кислотности-щелочности гранитоидных комплексов на характер послемагматического метасоматоза в общих чертах на основе минералогических критериев показано А.А. Маракушевым [95]. При увеличении общей щелочности расплава послемагматический процесс приобретает резко щелочной характер, в то время как массивы с конечными, наиболее кислотными дифференциатами сопровождаются преимущественно кислотным выщелачиванием. Позже связь в максимальном своем развитии раннего щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания с разными массивами было установлена П.В. Коваль [74] и в процессе наших исследований [37]. По-видимому, это позволяет говорить о том, что схема эволюционного развития кислотности-щелочности растворов от раннего щелочного этапа к позднему щелочному этапу, детально разработанная Д.С. Коржинским и А.А. Беусом, имеет наиболее общее значение, в то время как на разных объектах соотношение интенсивностей развития этапов может существенно отличаться. Тесную связь кислотности-щелочности растворов с составом кристаллизующихся в условиях малых глубин расплавов отмечает и И.Н. Говоров [26], однако он считает, что в процессе становления массивов отделение флюидов происходит на разных стадиях кристаллизации, чем определяется резкая вариация его кислотности-щелочности и пульсационное поступление в зону разгрузки. Следует, однако, отметить, что весь имеющийся материал свидетельствует о формировании большинства месторождений в конечном этапе становления интрузивов, причем граниты обычно являются эвтектическими образованиями.

Довольно определенно намечается зависимость состава бериллиевых минералов от глубины формирования месторождений и состава материнских гранитоидов. Так, для наиболее глубинных формаций - пегматитов и бериллий-молибден-вольфрамовых гидротермальных месторождений - характерен бериллиевый алюмосиликат (берилл). Однако в связи с субщелочными гранитами и сиенитами в гипабиссальных и приповерхностных условиях образуются исключительно силикаты бериллия (бертрандит, фенакит, барилит, лейкофан) и относительно редко - бериллат алюминия (хризоберилл). Наконец, в связи с нефелиновыми сиенитами образуются бериллий-силикаты щелочей [23].

Таким образом, исследованиями различных авторов установлены тенденции развития послемагматического процесса в зависимости от глубины и состава гранитных массивов, однако нередко объясняемые по-разному при недостаточной обоснованности фактическим материалом и отсутствии общей картины процесса.

Автором с 1966 г. проводится изучение связи характера метасоматизма и оруденения с гранитным магматизмом. Полученные материалы и имеющиеся в литературе эмпирические и теоретические исследования позволяют придти к следующему заключению, которое обосновывается в настоящей работе. От глубинных к гипа-

биссальным гранитным массивам увеличивается степень развития раннего площадного метасоматоза, что обусловлено усилением накопления в апикальной части массивов флюидов в связи с усилением экранирующей роли вмещающих пород и увеличением относительного градиента давления. При этом для ультракислых гранитных массивов характерна площадная грейзенизация, в то время как для массивов несколько повышенной щелочности – ранний щелочной метасоматоз альбититового типа. Метасоматоз преджилльной околотрепчинной стадии в связи с глубинными гранитными массивами по сравнению с ультракислыми гиабиссальными происходит в общем из менее кислых растворов, характеризующихся большей величиной Al/Si и активностей щелочей, что находит объяснение в свете имеющихся экспериментальных данных. С увеличением щелочности гранитов (увеличением в них отношения нормативных полевых шпатов к кварцу) характер метасоматоза в гиабиссальных массивах приближается к таковому же в глубинных условиях (по гранитам вместе мусковит-кварцевых грейзенов образуются мусковит-полевошпатовые фации метасоматитов).

В общем для ультракислых малоглубинных гранитных массивов характерны процессы кислотного выщелачивания – грейзенизации как раннего, так и преджилльного этапов при ограниченном развитии ранних щелочных метасоматитов. Гранитам повышенной щелочности свойствен щелочной характер метасоматизма в ранний или преджилльный этап при ограниченном развитии грейзенизации. Характер минерализации, как известно, достаточно определенно увязывается с типом метасоматоза, причем в общем случае намечается отчетливая тенденция специализации рудоносных массивов на комплекс редких элементов и фтор.

Указанные положения детально обосновываются ниже. Здесь мы только кратко остановимся на вопросе взаимосвязи петрогенных составов рудоносных гранитов и ассоциирующих с ними метасоматитов. Связь грейзеновой минерализации с ультракислыми гранитными массивами, а ранних полевошпатовых метасоматитов с гранитами несколько повышенной щелочности подтверждается анализом материалов по Уралу и другим регионам СССР. Показателем этого взята сумма щелочей в гранитах. Наиболее наглядно она выражается на диаграммах (рис. 2,3) $Na_2O' - CaO$ (вес. %), где $Na_2O' = Na_2O + 0,7 K_2O$, и SiO_2 (вес. %) – $K_2O + Na_2O + CaO$ (ат.%), построенных для мезо-, гиабиссальных неизмененных гранитов, являющихся материнскими по отношению к грейзенам или альбититам. На первом графике видно, что при одинаковом количестве кальция с увеличением щелочности гранитов намечается тенденция смены кислотного выщелачивания щелочным метасоматозом. Граница проходит при $0,7 K_2O + Na_2O = 6,9-7,2\%$. Еще более четко эта зависимость видна на втором графике. При одинаковом содержании кремнезема с увеличением $K_2O + Na_2O + CaO$ (ат. %), т.е. с увеличением количества полевого шпата и понижением количества кварца, смена кислотного выщелачивания на щелочной метасоматоз происходит при содержа-

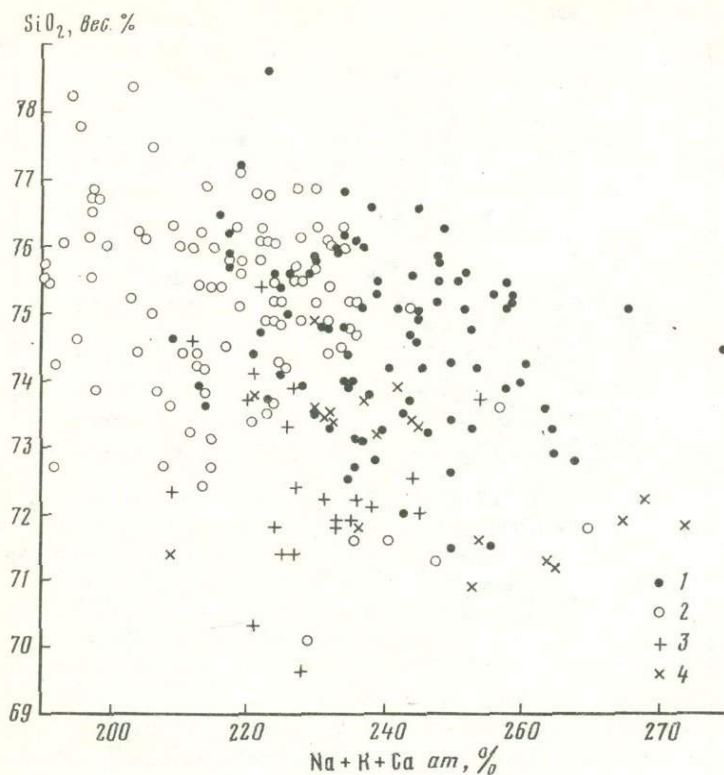


Рис. 2. Связь между содержаниями кремнезема и суммы щелочей с кальцием в гипабиссальных гранитах

На диаграмме показаны граниты, являющиеся материнскими для альбитовой (1) и грейзеновой (2) минерализации, а также уральские глубинные граниты (3) гипабиссальные граниты мотодинского типа Монголии (4). Кроме уральского материала, использованы анализы из работ П.В. Коваль, М.Г. Руб, А.А. Беуса, Н.П. Заболотной, С.П. Гаврилова, С.В. Ефремова, С.Д. Попова, В.И. Коваленко, М.И. Кузьмина, Г.Н. Щербы, В.И. Серых и других исследователей по различным регионам СССР и Монголии

нии в гранитах суммы атомов 224–234. Несомненно, что отношение содержаний кварца к сумме полевых шпатов является важным показателем кислотности гранита, поскольку эти минералы резко отличаются по своим кислотным показателям [61, 92]. По А.А. Маракушеву [92], ΔZ_{298}^0 кварца равно $-1,593$ ккал, в то время как свободная энергия полной ионизации ($\Delta Z_{298}''$) микроклина составляет $0,22$ ккал, а альбита $-0,023$ ккал соответственно. $\Delta Z_{298}''$ гранита составляет $-0,252$ ккал, в то время как аляскита $-0,484$ ккал.

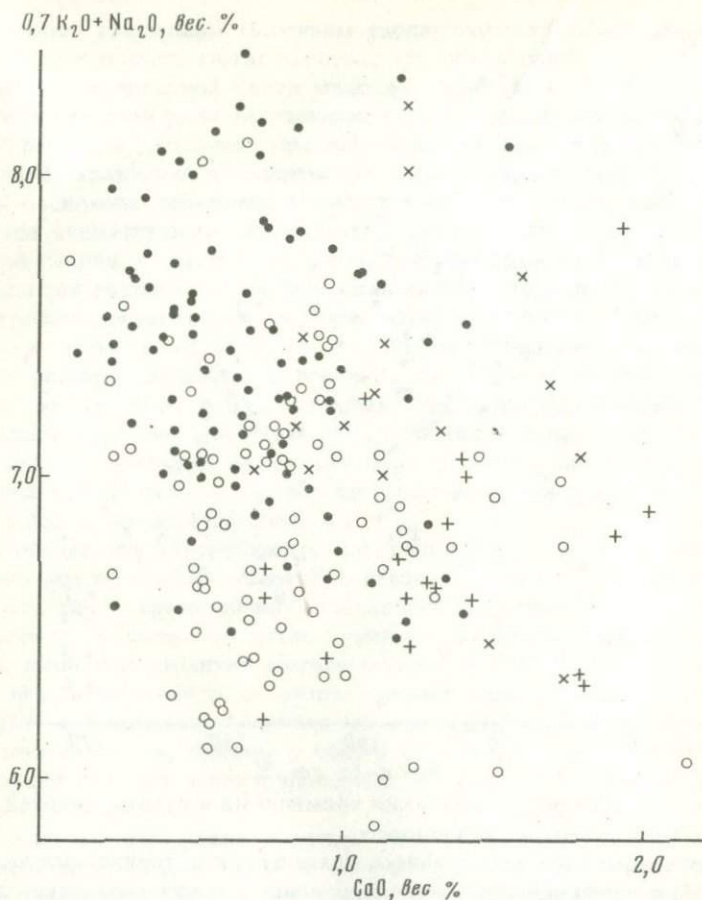


Рис. 3. Связь между содержаниями кальция и щелочей в гипабиссальных рудоносных гранитах

Условные обозначения см. на рис. 2

Зависимость составов гранитов и образующихся в связи с ними метасоматитов фиксируется и в пределах грейзеновой группы фаций (рис. 4).

Рассмотрение указанных вопросов наиболее рационально проводить на основе формационного расчленения метасоматитов, связанных с различными формациями гранитов, сформировавшихся в определенных структурно-тектонических условиях (табл. 1).

Как известно, эволюция послемагматического раствора сопровождается закономерным изменением его кислотности-щелочности [81], что находит свое отражение и в последовательном развитии метасоматических фаций ранней площадной щелочной стадии (стадии понижающейся щелочности), стадии преджильного кислотного выщелачивания (стадии повышающейся кислотности) и поздней щелочной

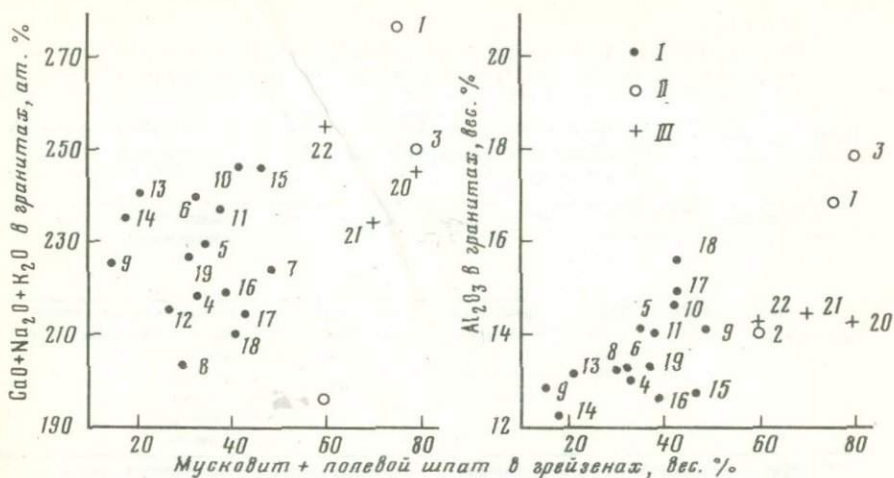


Рис. 4. Зависимость между составом малоглубинных рудоносных гранитов и метасоматитов околотрещинного преджильного этапа редкометальных месторождений

I – мусковит-кварцевые грейзены грейзеновой формации; II – метасоматиты формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов; III – мусковит-полевошпатовые метасоматиты неясного формационного положения

Массивы или регионы: 1 – Джидинский массив, 2 – Булуктайский массив, 3 – Витимское плоскогорье, 4 – Казахстан, 5 – Восточное Забайкалье, 6 – Гыр-Галунский массив (Забайкалье), 7 – Приморье (по М.Г. Руб), 8 – бериллиевые месторождения [63], 9 – массив Эль-Меки, 10 – Средняя Азия, 11 – Горный Алтай, 12 – Северо-Восток, 13 – Улканский массив, 14, 15 – Монголия, 16 – Урал, 17 – Корнуэлл, 18 – Циновец, 19 – массив Красно, 20, 21 – Монголия, 22 – Бом-Горхонский массив

Графики построены на основании аналитического материала по метасоматитам, имеющегося в литературе

стадии. Кислотно-основная дифференциация раствора подтвердилась на многих изученных к настоящему моменту месторождениях. Однако степень развития отдельных стадий и степень кислотности-щелочности образующихся парагенезисов на разных объектах может сильно варьировать, определяясь многими факторами, в том числе глубиной и составом материнских гранитоидов. Наличие лишь тенденции понижения относительной щелочности раствора к околотрещинному этапу и затем повышения ее независимо от влияния различных факторов подчеркивалось Д.С. Коржинским неоднократно. Поэтому выделение при формационном анализе фаций, увязанных со стадийностью эволюции раствора, имеет первостепенное значение.

Следует отметить, что четким критерием для всех метасоматитов стадии преджильного метасоматоза является их связь с тре-

Таблица 1

Метасоматические формации редкометальных и золоторудных месторождений, связанных с плюмазитовыми гранитами и гранитоидами повышенной основности

Структурно-тектоническое положение	Складчатые области		
	Позднегеосинклинальная и раннеорогенная стадия		Позднеорогенная стадия
Фация глубинности	Мезо-, гипабиссальная		Абиссальная, мезоабиссальная
Состав материнских гранитоидов	Плагиограниты, адаметеллиты, тоналиты	Адамеллиты, граносиениты	Лейкократовые граниты щелочно-земельные
Ранняя площадная стадия	Серичитизация, альбитизация, березитизация, пропилитизация, щелочно-земельный метасоматоз	Калишпатизация	Отсутствует
Стадия преджильного метасоматоза	Интенсивная березитизация и лиственизация	Гумбентизация	Альбититы, микроклиниты, мусковитовые метасоматиты по гранитам
Поздняя щелочная стадия	Хлоритизация, карбонатизация, иногда образуются карбонат-пирит-мусковитовые метасоматиты	Слабо выражена	Слабо выражена
Метасоматическая формация	Березит-лиственитовая	Гумбеитовая	Глубинных мусковит-поделовшатовых метасоматитов
Рудная формация	Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая	Шеелит-кварцевая	Редкометально-молибден-вольфрамовая
Месторождение	Березовское	Гумбейское, Кедровское	Биктимировская группа

Стадии метасоматоза

Постороженная стадия складчатых областей или стадия активизации областей завершённой складчатости и платформ			Активизация областей завершённой складчатости и платформ		Зоны глубинных разломов (активизация платформ)
Гипабиссальная			Субвулканическая	Гипабиссальная и субвулканическая	Абиссальная, гипабиссальная
Ультракислые граниты	Лейкократовые граниты повышенной щелочности (до субщелочных субвулканитов)	То же	Гранитоиды повышенной основности (и нередко щелочности)	Субщелочные и щелочные граниты и липариты	Отсутствуют
Грейзенизация, слабая альбитизация и микроклинизация	Альбитизация и калишпатизация (альбититы, калишпатиты, мусковит-альбитовые метасоматиты)	Слабая альбитизация и калишпатизация	Калишпатизация, альбитизация	Альбититы, калишпатиты, мафические метасоматиты различного состава	Кварц-полевошпатовый метасоматизм (до образования альбититов и калишпатитов)
Грейзенизация (грейзены и их аналоги по вмещающим породам)	Слабое развитие грейзенизации (альбитизация отсутствует)	Интенсивная калишпатизация. В известняках-слоистых флюоритовых метасоматиты	Аргиллизация, серицитизация	Гидрослюдизация, аргиллизация, окварцевание (до вторичных кварцитов)	Грейзенизация
Мусковитовые и калишпат-мусковитовые метасоматиты. Аргиллизация	Слабо выражена		Карбонатизация, серицитизация		Слабо выражена
Грейзеновая	Альбититовая группа формаций	Гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов	Полевошпат-аргиллизит-серицитовая	Аргиллизит-кварцевая и серицит-гидрослюдистая	Кварц-полевошпатовая и другие формации
Грейзеновая кварц- и силикатно-касситеритовая	Альбититовая	Вольфрам-молибденитовая	Кварц-молибденитовая	Золото-сульфидно-кварцевая	
Месторождения Казахстана, Забайкалья	Месторождения Забайкалья, Приморья	Джидинское	Давендиинское, Морское	Балей, Северо-Восток	

шинными структурами и формирование в период, непосредственно предшествующий образованию жильного выполнения, или в крайнем случае – в начальный этап жилообразования. Это положение подтверждается работами ряда исследователей [9]. Поэтому метасоматиты преджильной стадии обычно имеют околосильный или околотрешинный характер при мощности от первых сантиметров до первых метров, редко – больше. Значительная мощность наблюдается только в зонах повышенной трещиноватости, где отдельные тела метасоматитов сливаются. В отличие от околотрешинного метасоматоза стадии кислотного выщелачивания ранней площадной метасоматоз обычно не контролируется мелкими трещинными структурами. Характерно широкое площадное развитие слабых изменений, конечные метасоматиты этой стадии нередко пространственно разрознены с преджильными метасоматитами и жилами, их мощность может достигать десятков метров.

Формационное расчленение метасоматитов рассматривается в ряде работ Н.И. Наковника, В.А. Жарикова, Б.И. Омеляненко, Ю.В. Казыцина, В.Г. Боголепова и других исследователей. Не останавливаясь на вестороннем обсуждении этой во многом дискуссионной проблемы, отметим, что выделение метасоматических формаций наиболее рационально на генетической основе [9, 60, 99, 117]. Довольно определенно наметились два направления в толковании термина "метасоматическая формация". Сторонники первого направления в формацию объединяют фации только одной стадии кислотно-основной дифференциации раствора, по Д.С. Коржинскому (работы Б.И. Омеляненко, В.И. Рехарского и др.). Поэтому на месторождениях с полно проявленной эволюцией раствора от ранней щелочной к поздней стадии приходится выделять несколько формаций. При таком подходе теряется геологическое содержание термина формации, в частности ее связь с составом и структурно-тектоническим положением интрузивных массивов, поскольку одна и та же по составу формация может быть связана с массивами различного геологического положения.

Более правильным принципом выделения формации мы считаем подход Д.В. Рундквиста с соавторами [117], А.П. Берзиной и В.И. Сотникова [9]. Как и указанными авторами, под метасоматической формацией нами понимается комплекс метасоматических пород, образовавшихся в ходе эволюции одного рудногенетического процесса, связанного с магматическими породами определенного состава и глубинности, и возникших в условиях определенной структурно-тектонической обстановки. По-видимому, название формации необходимо давать по наиболее характерной доминирующей метасоматической фации. Например, грейзеновая формация состоит из различных фаций, однако наибольшим развитием из них пользуется грейзеновая группа фаций (кварцевая, мусковит-кварцевая, топаз-кварцевая и др.). В связи с тем что термин метасоматитов вполне определенного состава присваивается целому сообществу фаций – формации, в пределах формации необходимо прежде всего выделять группы фаций, соответствующие определенной стадии эволюции кислотности-щелоч-

16

ности раствора и имеющие определенный состав (например, грейзеновая, скарновая и т.д.). Поэтому замечание Д.В. Рундквиста о том, что надо различать такие понятия, как грейзен и грейзеновая формация, совершенно справедливо.

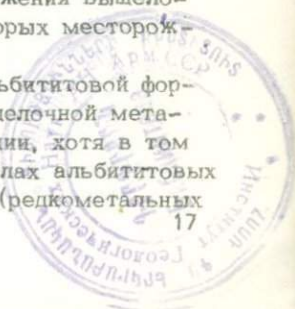
Как и большинство исследователей, под фацией мы понимаем полную зональность метасоматической колонки. Название фации дается по составу внутренней зоны колонки. Достаточно очевидно, что с одним интрузивным массивом может быть связано несколько формаций, развивающихся в связи с различными этапами его эволюции и образующихся в определенной последовательности (формационный ряд). Так, для гранитных комплексов с ультракислыми конечными дифференциатами такой ряд в соответствии с глубиной имеет вид: для глубинных условий – формации гранитизации, редкометалльных пегматитов, мусковит-полевошпатовых околотрешинных метасоматитов; для гипабиссальных условий – формации роговиков, скарнов, каменных пегматитов, грейзенов.

Именно в свете указанных положений Д.В. Рундквистом [117] выделяется грейзеновая формация (см. табл. 1), а А.А. Беусом [11] – альбититовая (апогранитная) формация. Первая характерна для месторождений вольфрама, молибдена, олова посторожденной стадии или стадии активизации, в которых широкое развитие получает процесс кислотного выщелачивания преджильной околотрешинной стадии и которые связаны с ультракислыми гранитными массивами. Происходит образование грейзенов по кислым алюмосиликатным породам и синхронных им по времени образования метасоматитов по породам иного состава (автором, как и Д.В. Рундквистом, грейзенами называются породы, состоящие из переменного количества кварца, слюды, топаза, флюорита, турмалина, в то время как породы иного состава, связанные с грейзеновым этапом, называются метасоматитами). Кроме фаций грейзенового этапа, в пределах грейзеновой формации выделяются и другие, обычно более ранние фации, образующиеся в период раннего площадного метасоматоза.

Как показывают последние исследования автора [37] и П.В. Ковалю [74], для месторождений грейзеновой формации в качестве ранних образований наиболее характерны фации грейзенизированных гранитов, в то время как ранние щелочные метасоматиты типа полевошпатовых и мусковит-полевошпатовых метасоматитов, хотя нередко и наблюдаются, не получают значительного развития по сравнению с месторождениями альбититовой формации. На многих грейзеновых месторождениях выделяются и послегрейзеновые фации метасоматитов. В частности, к ним относятся мусковитовые и микроклин-мусковитовые метасоматиты стадии переотложения выщелоченных компонентов, а также проявленные на некоторых месторождениях аргиллизиты [117].

В отличие от грейзеновых на месторождениях альбититовой формации наибольшее распространение получил ранний щелочной метасоматоз при угнетенном развитии этапа грейзенизации, хотя в том или ином количестве грейзены встречаются в пределах альбититовых месторождений и в связи с массивами апогранитов (редкометалльных

3685



гранитов). Ранний щелочной метасоматоз нередко завершается образованием мощных тел рудоносных полевошпатовых метасоматитов. В настоящее время месторождения этого типа выделяются в самостоятельный альбититовый класс месторождений [122]. По определению А.А. Беуса, их необходимо обособить в качестве самостоятельной метасоматической формации апогранитов или альбититов [11]; по-видимому, все же наиболее рационально их называть редкометалльными гранитами в широком понимании этого термина. Следует отметить, что в данной работе альбититовая формация рассматривается как аналог формации пломазитовых альбитизированных гранитов [74].

Анализ уральского материала показывает, что альбититовые и грейзеновые проявления ассоциируют с массивами, отличающимися по химическому и минеральному составу. Существенно грейзеновые проявления (табл. 2,3) ассоциируют с ультракислыми гранитами, содержащими 7,4–8,3% суммы щелочей и 35–39% кварца, в то время как проявления, характеризующиеся широким развитием раннего щелочного метасоматоза, связаны с гранитами повышенной щелочности (сумма щелочей 8,3–9,0%, кварца – 29–34%). Оба типа гранитов содержат близкое количество кремнезема (73–76%). Из числа уральских объектов к грейзеновой формации относятся метасоматиты Башкироводольского, Шотинского, Котансинского, Боевкинского, Южно-Елизаветинского массивов (см. табл. 2, рис. 1), к альбититовой – метасоматиты Кварцегогорского, Зенковского, Шамейского, Черноборского, Чесменского, Кременкульского, Степнинского массивов.

Месторождения с различным соотношением метасоматитов этапов раннего щелочного метасоматизма и кислотного выщелачивания по сравнению с чисто альбититовыми и чисто грейзеновыми месторождениями резко преобладают. Несомненно, можно говорить о существовании постепенного перехода между двумя группами. Из уральских объектов к промежуточным относятся Восток и Шамейское. Во многих массивах метасоматиты раннего щелочного этапа локализируются в эндоконтактах массивов, а продукты этапа кислотного выщелачивания – в их экзоконтактах [21]. На основе изучения месторождений этого типа Д.С. Коржинским [81] и затем А.А. Беусом была разработана схема эволюционного развития растворов от раннего щелочного этапа к этапу кислотного выщелачивания и далее – к позднему щелочному этапу переотложения выщелоченных компонентов. Особенно широко ранние щелочные метасоматиты распространены в месторождениях, связанных с субщелочными гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами [84]; этот тип образований в настоящей работе не рассматривается.

В рассматриваемых двух группах месторождений, ассоциирующих с малоглубинными массивами, метасоматиты повышенной щелочности характерны не только для раннего щелочного этапа. Очень часто они наблюдаются в грейзеновых месторождениях в качестве уже околотрещинных образований, сформировавшихся после метасоматитов этапа кислотного выщелачивания при переотложении выщелочен-

Таблица 2

Степень и характер развития метасоматических изменений в гранитах месторождений редкометалло-молибденовой формации, ассоциирующих с мезо-, гипабиссальными гранитными массивами

Степень развития		Массив	Характер замещения		Гидротермальные образования
Ранний площадный дорудный метасоматоз	Околотрешинная преджилльная грейзенизация		Ранний площадной метасоматоз	Околотрешинный метасоматоз	
Полевошпатовая группа					
Очень сильная	Умеренная	Шамейский	Альбитизация с образованием локальных тел мощностью до 20 м микроклин-альбитовых, кварц-альбитовых, мусковит-альбитовых и альбитовых метасоматитов (Nb) Мусковитизация, деанортитизация и флюоритизация	Мусковитизация гранитов вплоть до образования альбит-мусковитовых и далее кварц-мусковитовых метасоматитов мощностью до 0,3 м	Кварцевые прожилки Молибденит-кварцевый штокверк (Mo)
То же	То же	Галочьегорский	Интенсивная альбитизация калишпата (Nb)	Грейзенизация вплоть до образования мусковит-кварцевых грейзенов мощностью до 0,5 м	Кварцевые жилы с шеелитом и висмутом (W, Bi)
"	Нет	Зенковский	Ниобийсодержащие двуполевошпатовые аляскиты и альбит-калищпатовые метасоматиты мощностью до 1 м (Nb, Ta)	Изменений нет	Отсутствуют
"	"	Кварцевогорский	Ниобийсодержащие кварц-альбитовые аляскиты	То же	Силекситовые пегматиты безрудные

Таблица 2 (окончание)

Степень развития		Массив	Характер замещения		Гидротермальные образования
Ранний площадный дорудный метасоматоз	Околотрепшинная преджильная грейзенизация		Ранний площадной метасоматоз	Околотрепшинный метасоматоз	
			Альбитизация кварца вплоть до образования тел альбитов мощностью до 6 м, калишпатизация кварца вплоть до образования альбит-калишпатовых метасоматитов мощностью до 5 м (Nb, отчасти Ta)	Изменений нет	Отсутствуют
Очень сильная	Очень слабая	Черноборский	Зоны полевошпатизации мощностью до 100-300 м. Детально не изучены.	Полевошпатизация и мусковитизация мощностью 0,5-1 см	Многочисленные безрудные мощные кварцевые жилы
Сильная	То же	Чесменский	Зоны мусковит-полевошпатовых метасоматитов мощностью до 3 м	То же	Кварцевые прожилки
Умеренная	Слабая	Кременкульский	Зоны мусковит-альбитовых метасоматитов мощностью более 2 м	Полевошпатизация и мусковитизация мощностью 0,3-1 см	Кварцевые прожилки с молибденитом (Mo)
Слабая	Слабая	Степнинский	Зоны мусковит-альбитовых метасоматитов мощностью более 0,8 м	Мусковит-кварцевые грейзены мощностью до 30 см	Кварцевые прожилки
Грейзеновая группа					
Очень слабая	Очень сильная	Башкиродольский	Пелитизация калишпата и серицитизация плагиоклаза	Грейзенизация вплоть до образования тел мусковит-кварцевых грейзенов мощностью до 10 м (Sn)	Безрудные кварцевые жилы
Умеренная	Сильная	Восток	Площадная серицитизация и хлоритизация. Мусковитизация гранит-порфиров (образование пойкилобласт-мусковита) и формирование полевошпат-мусковитовых метасоматитов мощностью до 0,8 м	Грейзенизация вплоть до образования тел мусковит-кварцевых грейзенов (Nb, Ta, Sn, Rb, Cs), кварцевых и мусковитовых метасоматитов	Кварцевые жилы (Mo, W), молибденит-кварцевый штокверк (Mo)
Не изучен	Сильная	Котансу	Триклинизация калишпата Изменения отсутствуют	Грейзенизация вплоть до образования тел мусковит-кварцевых и мусковитовых грейзенов мощностью до 3 м	Молибденит-кварцевый штокверк (Mo, Bi)
"	"	Боевка	То же	Грейзенизация плагиогранитов вплоть до образования тел кварц-серицитовых грейзенов мощностью до 3 м	Кварцевые безрудные жилы и молибденит-кварцевый штокверк (Mo)
"	"	Южно-Елизаветинский	"	Грейзенизация вплоть до образования мусковит-(серицит)-кварцевых грейзенов мощностью до 0,5 м	То же

Таблица 3

Химический и модалый состав гранитов массивов, сопровождающихся пневматолито-гидротермальной минерализацией различного типа

Компонент	Продуктивные глубинные массивы гранитного формационного типа				
	1	2	3	4	5
Химический состав					
SiO ₂	72,10	72,20	73,44	72,66	72,22
TiO ₂	0,19	0,19	0,13	0,23	0,20
Al ₂ O ₃	15,01	14,79	14,40	14,43	15,16
Fe ₂ O ₃	0,65	0,65	0,35	0,70	0,43
FeO	1,32	1,36	1,59	1,41	1,50
MnO	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03
MgO	0,43	0,68	0,24	0,53	0,43
CaO	1,34	1,42	1,17	1,41	1,39
Na ₂ O	3,95	3,66	4,05	3,70	3,33
K ₂ O	4,12	4,19	3,81	4,16	4,33
P ₂ O ₅	-	-	0,09	-	0,04
CO ₂	0,05	-	-	-	-
F	0,05	-	-	-	-
S	0,03	-	0,77	-	0,01
H ₂ O	0,37	-	-	-	0,29
Сумма	99,66	99,18	100,08	99,28	99,33
K ₂ O + Na ₂ O	8,07	7,85	7,86	7,86	7,66
Модалый состав					
Плагиоклаз	36,5	33,1	36,4	33,9	31,4
Калишпат (№ 15)	23,5	24,5	24,4	28,0	24,3
Кварц	29,8	31,2	30,9	30,2	31,2
Бiotит	4,3	5,0	4,0	5,3	4,3
Мусковит	5,0	6,0	3,5	1,3	8,3
Сумма	99,1	99,8	99,2	98,8	99,5

Примечание. 1 - Нормальные граниты Коневско-Карасьевской интрузии, по З.И. Комаровой (30 ан.); 2 - биотитовые и двуслюдяные граниты Суундукской интрузии по Г.И. Самаркину (28 ан.); 3 - пегматитовые граниты Адуйского массива, по З.И. Комаровой (9 ан.); 4 - среднее для Урала [133]; 5 - Самарский массив, по Б.К. Львову (6 ан.); 6 - лейкократовые граниты месторождения Восток (3 ан.); 7 - гранит-порфиры месторождения Восток (8 ан.); 8 лейкократовые граниты Башкироводольского

Продуктивные малоглубинные гранитные массивы адамеллит-гранитного формационного типа

грейзеновый тип метасоматизма

ранний полевошпатовый тип метасоматизма

6 7 8 9 10 11 12

Химический состав

74,19	76,20	76,10	75,6	76,19	74,23	74,30
0,21	0,09	0,11	0,2	0,12	0,17	0,04
13,25	12,49	12,25	13,0	12,30	13,25	14,27
1,39	0,56	0,49	1,1	0,59	0,86	0,31
1,16	0,85	2,20	0,7	0,89	0,88	0,47
0,07	0,04	0,02	-	0,04	0,02	0,08
0,64	0,26	0,19	0,4	0,25	0,52	0,22
0,78	0,58	0,23	0,8	0,57	0,78	0,77
3,32	3,62	3,78	3,5	4,21	3,87	4,82
4,32	4,18	4,67	4,3	4,17	4,82	3,79
0,08	0,04	-	-	0,02	-	0,06
Нет	0,04	-	-	-	-	0,06
0,15	0,15	0,06	-	-	-	0,08
0,03	0,12	-	-	Нет	-	0,29
0,53	0,65	0,20	-	0,66	0,29	0,44
100,12	99,87	100,30	99,6	100,11	99,69	100,01
7,64	7,80	8,45	7,80	8,38	8,69	8,61

Модальный состав

29,4	29,3	28,3	29,5	34,5	31,9	39,0
16,0	28,4	32,0	26,0	26,7	32,1	28,0
39,1	36,6	35,0	27,3	34,7	31,0	30,9
3,0	1,0	3,0	4,0	3,0	4,0	0,0
9,6	2,6	0,4	1,3	0,0	0,0	2,0
97,1	97,9	98,7	98,1	98,9	99,0	99,9

массива (4 ан.); 9 - лейкократовые граниты Акчатаусского комплекса Центрального Казахстана, среднее из 138 ан., по материалам различных авторов; 10 - лейкократовые граниты Черноборского массива, по Р.Н. Шагиной (8 ан.); 11 - лейкократовые граниты Султаевского массива, по Ю.Н. Афанасьеву (11 ан.); 12 - серые мелкозернистые аляскиты Зенковской дайки (6 ан.); 13 - розовые среднезернистые аляскиты Зенковской дайки (2 ан.); 14 - лейкократовые розовые граниты Квариевогорской системы даек (3 ан.);

Таблица 3 (окончание)

Компонент	Продуктивные малоглубинные гранитные массивы адамеллит-гранитного формационного типа				
	ранний полевошпатовый тип метасоматизма				
	13	14	15	16	17
	Химический состав				
SiO ₂	74,58	73,88	73,10	73,9	72,32
TiO ₂	0,03	0,04	0,11	0,2	0,05
Al ₂ O ₃	14,34	14,43	13,72	13,6	14,66
Fe ₂ O ₃	0,20	0,11	0,74	0,4	0,62
FeO	0,41	1,44	1,51	1,8	0,63
MnO	0,03	0,02	0,03	-	0,06
MgO	0,17	0,07	0,07	0,2	0,71
CaO	0,64	1,12	0,82	0,5	0,71
Na ₂ O	4,96	4,68	4,08	3,7	3,76
K ₂ O	3,48	4,21	4,31	4,7	4,97
P ₂ O ₅	0,05	-	0,05	-	-
CO ₂	0,09	0,01	0,37	-	-
F	0,03	0,02	0,15	-	0,44
S	-	-	-	-	-
H ₂ O	0,47	0,17	0,85	-	0,65
Сумма	99,53	100,20	99,91	99,0	100,08
K ₂ O + Na ₂ O	8,44	8,89	8,39	8,4	8,73
	Модальный состав				
Плагиоклаз	41,0	40,9	34,0	31,0	30,8
Калишпат (№ 15)	25,5	28,7	30,0	28,0	30,6
Кварц	31,2	27,9	29,6	32,7	29,2
Биотит	0,0	2,0	3,0	2,0	3,0
Мусковит	2,0	0,0	1,3	6,0	5,6
Сумма	99,7	99,5	97,9	99,7	98,8

15 - двуслояные граниты Шамейского массива, (4 ан.); 16 - средний состав гранитов Восточного Забайкалья, являющихся материнскими для апогранитов, по А.А. Беусу; 17 - гранит-порфиры Джидинского молибденового месторождения (по материалам различных авторов) (4 ан.).

ных компонентов в этап позднего щелочного метасоматизма [81], Д.В. Рундквистом с соавторами [117] они выделены в слюдисто-полевошпатовую и кварц-слюдистую фацию. Сюда относятся слюдяные грейзены, мусковит-полевошпатовые и полевошпатовые метасоматиты, секущие мусковит-кварцевые, топаз-кварцевые фации грейзенов и цвиттеры. Особенно они характерны для оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья [70], Монголии [78], Северо-Востока (Загрусина, 1965 г.), Казахстана [143, 144, 14, 15]. Кроме этого, метасоматиты стадии переотложения выщелоченных компонентов во времени могут быть четки и не разобщены с грейзенами стадии кислотного выщелачивания, а фиксировать вертикальную или горизонтальную зональность. Наиболее часто они обнаруживаются в апикальной части месторождений, постепенно переходя вниз, в фацию мусковит-кварцевых грейзенов, образуясь, по-видимому, в результате нейтрализации восходящего раствора. Такая зональность описана, в частности, для месторождений Центрального Казахстана В.Г. Боголеповым [15].

Уральские грейзеновые и альбититовые проявления находятся в пределах наиболее молодых мезо-, гиабиссальных, как правило, лейкократовых и аляскитовых массивов адамеллит-гранитного формационного типа. По данным многих авторов [21, 26, 84], грейзеновые и альбититовые месторождения относятся к гиабиссальным образованиям, не фиксируясь в связи с глубинными гранитами [11, 117 и др.]. В тех случаях, когда месторождения обеих групп присутствуют в одном регионе, четко намечается более позднее образование альбититовых месторождений по сравнению с грейзеновыми [84, 117].

Необходимо подчеркнуть и влияние тектонических условий кристаллизации гранитных массивов на характер и время отделения постмагматического раствора. Влияние степени "открытости" системы заключается в редуцированности этапа раннего щелочного метасоматизма или этапа кислотного выщелачивания. Так, Н.Е. Залашковой, Л.Ф. Сырицо и Ю.А. Нуварьевой отмечается, что в соответствии с характером тектонического режима даже в пределах одного массива в одной его части проявлен метасоматизм раннего щелочного этапа, а в другой - кислотного выщелачивания.

Таким образом, приведенные данные вполне четко определяют геологическое положение грейзеновой и альбититовой метасоматических формаций.

Однако с гиабиссальными гранитами повышенной щелочности стадии активизации складчатых областей ассоциируют и другие типы месторождений, характеризующиеся повышенной щелочностью метасоматического процесса. В отличие от альбититовой формации метасоматоз в них интенсивно проявлен в преджильный околотрецинный этап и относительно слабо - в ранний площадной этап. Сюда относятся вольфрам-молибденовые месторождения типа Джидинского и бериллиевые месторождения флюорит-фенакитовой рудной формации некоторых районов СССР.

Калишпатовые метасоматиты, образующиеся как щелочные эквиваленты грейзенов около жил и трещин, описаны для Первомайского [80, 100, 103], Кудиканского [57] и многих других месторождений вольфрам-молибденовой формации [104, 130 и др.]. Интересно, что на месторождениях этой формации в более поздний этап образуются мусковит-кварцевые грейзены, по-видимому, как продукты нейтрализации растворов. На некоторых из этих месторождений довольно широко может быть развита ранняя площадная альбитизация и калишпатизация, однако обычно не завершающаяся формированием мощных альбититовых или калишпатитовых тел [100].

Месторождения флюорит-фенакитовой формации детально охарактеризованы в работах А.И. Гинзбурга и его сотрудников [23]. Метасоматиты этих месторождений, нередко развивающиеся по известнякам и сланцам и содержащие в своем составе полевые шпаты, связаны с гранитами повышенной щелочности или даже с субщелочными гранитами (до граносиенитов).

Таким образом, метасоматоз повышенной щелочности трех вышеуказанных типов месторождений, связанных с гипабиссальными гранитными массивами повышенной щелочности этапа активизации, развивается в отличие от месторождений альбититовой формации не в раннюю площадную стадию, а в стадию преджилльного околотрещинного метасоматоза. Это наряду со структурно-тектоническим положением и специфическим характером месторождений позволяет выделить их метасоматиты в особую формацию, которую мы назвали формацией гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов.

В табл. 1 кратко охарактеризованы и другие метасоматические формации, получившие к настоящему времени определенное признание. Это формация щелочных метасоматитов зон глубинных разломов, формация ультращелочных метасоматитов, связанных с субщелочными и щелочными гранитами [101], на характеристике которых мы не будем останавливаться. Следует отметить, что между всеми метасоматическими формациями редкометальных месторождений в соответствии с постепенным изменением состава и глубинности материнских гранитов существуют постепенные переходы. Метасоматические формации золоторудных месторождений (см. табл. 1) выделены ранее [18, 139].

Существенно иной характер метасоматизма наблюдается на уральских редкометально-молибден-вольфрамовых пневматолито-гидротермальных месторождениях, связанных с глубинными позднеорогенными гранитными массивами. Становление глубинных гранитных массивов не сопровождается развитием раннего площадного послемагматического метасоматоза, хотя автометасоматическая мусковитизация и деанортитизация олигоклаза нередко имеют широкое распространение, особенно в апикальных частях массивов.

Этап преджилльного околотрещинного метасоматоза, несколько предшествующий жиллообразованию или совпадающий с его началом, характеризуется формированием по гранитам сложных полизональных колонок небольшой (0,5-15; редко - до 30 см) мощности, во внут-

ренных зонах которых происходит замещение кварца полевыми шпатами, мусковитом или их смесью. Характер замещения зависит от состава растворов и состава гранитов (прежде всего содержания в них биотита), причем преобладающее распространение имеет калиевый метасоматоз. Так, на Юго-Коневском месторождении в колонках по биотитовым гранитам кварц замещается мусковитом, в то время как в колонках по аляскитам кварц обычно подвергается микроклинизации или альбитизации. По-видимому, в более раннем типе колонок по биотитовым гранитам кварц во внутренней их части замещается микроклином. Изучение зональности колонок на этом, а также на Карасьевском и Пьянковском месторождениях показало, что замещение во внутренних зонах альбитом кварца или микроклина происходит за счет натрия, ранее вынесенного из колонок при калиевом метасоматозе. Поэтому такая альбитизация распространена преимущественно на флангах месторождений. Колонки, в которых во внутренней зоне по кварцу образуется первичный мусковит-альбитовый парагенезис, характерны для Каменского массива и месторождения Красный Огородник.

Внешняя зона колонок по гранитам на всех месторождениях характеризуется одинаковым типом замещения — мусковитизацией биотита и олигоклаза и деанортитизацией последнего. В колонках почти всех массивов (кроме Каменского и Красный Огородник) наблюдается и промежуточная зона, характеризующаяся противоположным характером замещения по сравнению с внешней зоной. Здесь имеет место частичное или полное замещение серицита (и мусковита) альбитом или микроклином при полной стабильности кварца, в результате чего метасоматит этой зоны нередко почти неотличим от аляскита. В отдельных колонках во внешней зоне (Карасьевское месторождение) происходит частичное замещение кварца полевыми шпатами или микроклина альбитом, или альбита микроклином. Изредка встречаются и более сложные типы колонок. Крайне редко рассматриваемые щелочные метасоматиты подвергаются окварцеванию с образованием телескопированных колонок.

Месторождения с таким типом метасоматизма ассоциируют с глубинными массивами гранитного формационного типа и сами характеризуются чертами образования в абиссально-мезоабиссальной зоне. Широкое распространение мусковит-полевошпатовых метасоматитов околотрещинного этапа, от северной до южной части поднятия, позволяет считать, что они являются закономерным продуктом эволюции абиссальных-мезоабиссальных массивов гранитного формационного типа.

Немногочисленными аналогами околотрещинных метасоматитов уральских глубинных месторождений являются метасоматиты месторождений Калбинского плутона, которые нередко имеют [58, 137] мусковит-полевошпатовый состав и относятся к околотрещинным образованиям преджильного этапа. Как и на уральских месторождениях, метасоматиты по гранитам месторождений Калбы нередко имеют мусковит-полевошпатовый состав, характеризуя повышенную щелочность раствора в этап преджильного околотрещинного метасома-

тоза (этап кислотного выщелачивания). Соотношение альбита, калишпата и мусковита сильно варьирует на разных месторождениях, метасоматиты нередко содержат значительное количество касситерита, турмалина, вольфрамита, арсенопирита, шеелита. На некоторых месторождениях Калбы встречаются и кварц-мусковитовые разности грейзенов, взаимоотношения которых с мусковит-полевошпатовыми метасоматитами неясны: по-видимому, кварц в грейзенах является преимущественно реликтовым. Химизм изменений в общем сводится, как и на уральских месторождениях, к выносу кремнезема и привносу алюминия и щелочей, преимущественно калия. Рассматриваемые месторождения связаны со II и III фазами глубинных (4-5 км) гранитов Калбинского верхнепалеозойского плутона. Наиболее существенным отличием калбинских месторождений от уральских является нередко касситеритовый профиль их рудной специализации.

В известной степени на околотрещинные щелочные уральские метасоматиты похожи щелочные метасоматиты зон глубинных разломов щитов, однако условия их формирования, кроме повышенного давления (1,5-2,5 кбар), существенно иные [127 и др.].

Таким образом, продукты стадии околотрещинного метасоматоза глубинных массивов и гипабиссальных плутонов повышенной щелочности имеют одинаковый мусковит-полевошпатовый состав, иллюстрируя одинаковое влияние увеличения давления и щелочности гранитов на состав отделяющихся от них флюидов.

Специфический характер метасоматических изменений свойствен месторождениям монометальной кварц-молибденитовой формации [104], развитым в участках активизации консолидированных складчатых сооружений и платформ и ассоциирующих с субвулканическими гранитоидами повышенной основности (до гранодиорит-порфиров). К ним относятся Жирекенское, Давендинское, Шахтаминское, Бугдаинское и другие месторождения Восточного Забайкалья, Сорское месторождение Кузнецкого Алатау. А.П. Берзиной и В.И. Сотниковым [9] эти месторождения относятся к медно-молибденовой формации. Наиболее ранним метасоматическим процессом, имеющим площадное развитие преимущественно в нижних и центральных частях месторождений, является калишпатизация, сменяемая альбитизацией или аргиллизацией, которые нередко имеют уже четко трещинный контроль. Процессы серицитизации и карбонатизации тяготеют к верхним частям месторождений и также имеют уже околотрещинный характер. Они непосредственно предшествуют окварцеванию, которое сопровождается рудной минерализацией.

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ
РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИННОСТИ И СОПРОВОЖДАЮЩЕЙ ИХ
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
(Восточно-Уральское поднятие)**

Изучением гранитоидного магматизма Восточно-Уральского поднятия занимались и занимаются многие исследователи. Прежде всего необходимо отметить работы Б.М. Романова, Б.М. Куплетского, Д.С. Штейнберга, И.Д. Соболева, Б.К. Львова, Г.Б. Ферштатера, Н.Д. Знаменского, Г.И. Самаркина, П.В. Покровского, М.С. Рапопорта, Н.Д. Старкова. Тесно связанная с гранитным магматизмом вольфрам-молибден-редкометалльная пневматолиито-гидротермальная и гидротермальная минерализация охарактеризована в ряде работ Д.В. Рундквиста, П.В. Покровского, А.И. Гинзбурга, Н.А. Солодова, А.И. Шерстюка, К.А. Власова, Д.С. Штейнберга, Н.И. Бородаевского, И.И. Куприяновой, Н.П. Заболотной, А.Ф. Коржинского, М.Б. Аринштейна, А.И. Лисицына, Н.А. Куклина, С.И. Мормиля, Г.И. Самаркина, Н.Е. Чистякова, Б.Е. Милешкого, В.И. Федорова, Н.А. Юринского, А.С. Таланцева, А.И. Белковского; автора и ряда других геологов.

Формационный анализ гидротермальных месторождений является в настоящее время важным элементом их систематики и основой металлогенического анализа [29, 77, 104, 85]. Целесообразно выделение рудных формаций в генетическом аспекте на основе тех главнейших особенностей месторождений, которые фиксируют их геологическое положение в определенных тектонических структурах, связь с магматизмом, характерные черты строения и минералообразования самих месторождений, т.е. тех факторов, которые отражают условия рудогенеза. По-видимому, наиболее точным является определение рудной формации как сообщества месторождений близкого состава, образовавшихся на определенной стадии геолого-тектонического развития в связи с определенной магматической формацией [83].

Такой подход свойствен большинству ведущих ученых советской металлогенической школы. И хотя количественно роль тех или иных факторов при формационном анализе разными специалистами оценивается неравнозначно, классификационное расчленение месторождений рассматриваемого типа в работах различных авторов в общем довольно близко [19, 104, 125, 136]. Наименее удачными надо признать те классификации, в которых выделяется значительное число формаций, не увязанных с основными структурно-тектоническими и магматическими элементами регионов.

ГРАНИТОИДЫ ПОВЫШЕННОЙ ОСНОВНОСТИ И ШЕЕЛИТ-КВАРЦЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Из интересующих нас типов гранитоидов наиболее древние (310–330 млн. лет) позднесинорогенные мезо-, гипабиссальные массивы (тоналит-гранодиоритового формационного типа, по Г.Б. Фершта-теру, или гранодиоритовой субформации, по Д.С. Штейнбергу и И.Д. Соболеву), сложенные гранитоидами повышенной основности, от адамеллитов до тоналитов (см. рис. 1). В заключительную фазу их становления образуются порфиновые дайковые комплексы. В пределах массивов или в их ближайшем экзоконтакте локализуются шеелит-кварцевые месторождения, на большем удалении от массивов в связи с дайковыми комплексами находятся сульфидно-кварцевые месторождения, в рудных и послерудных жилах которых спорадически встречается шеелит.

Шеелит-кварцевая минерализация представлена Ново-Березовским, Кедровским месторождениями, Гумбейской группой месторождений и шеелитоносными жилами Шарташского массива. Ново-Березовское месторождение [17] локализовано в надкровлевой части Шарташского адамеллитового массива и представляет систему протяженных (от сотен метров до 2,5 км) жил северо-западного и юго-западного простирания и северного (30–60°) падения. П.И. Куртохин считает, что образование шеелит-кварцевых жил предшествовало формированию даек плагиосиенит-порфиров, однако более убедительным является их последайковое образование [17]. В пределах Шарташского массива около аналогичных кварцевых жил наблюдаются каймы гумбеитизации и березитизации (с образованием калишпата).

Кедровское шеелит-кварцевое месторождение, находящееся в пределах одноименного гранодиорит-адамеллитового массива, представлено (по Д.С. Штейнбергу и К.В. Мокрушину) системой кварцевых жил мощностью 0,4–0,6 м северо-западного (300°) простирания и северо-восточного падения (70–90°) протяженностью до 1,5 км, параллельных сопровождающим дайкам плагиогранит-порфиров и плагиогранодиорит-порфиров. Зальбанды жил нередко сложены максимальным микроклином, содержащим обильную вкрапленность шеелита. Кроме того, в жилах присутствует очень небольшое количество сульфидов, молибденита и турмадина. Жилы сопровождаются зонками гумбеитизации мощностью 0,5–1,5 см.

Юго-западнее Кедровского массива располагается несколько проявлений очень слабо минерализованных шеелит-кварцевых жил. Гумбейская группа включает Арасламбаевское, Балканское, Требиатское и Бурановское месторождения жильного и скарнового типов, ассоциирующих с мелкими массивами граносиенит-гранодиоритового состава. Месторождения изучались А.К. Подногиным, А.П. Смолиным, Д.С. Коржинским, А.Ф. Коржинским и другими исследователями.

Балканское месторождение представлено [79] слабо шеелитоносными кварц-полевошпатовыми жилами субмеридионального прос-

тирания мощностью 30–35 см и гнездами шеелита в эпидот–воластонит–гранатовых скарнах, находящихся в приконтактовой части гранитоидных массивов. Бурановское месторождение представлено жилами простирания 140–160° (падение на запад, $\angle 80-90^\circ$) мощностью 20–50 см и длиной до 600 м. В рудных жилах и гнездах, кроме кварца, полевого шпата и шеелита, спорадически встречаются сульфиды, в том числе молибденит. Наиболее широко сульфиды, а также карбонат распространены в послерудных жилах, в то время как жилы дорудного кварца совершенно не минерализованы. Околожилные метасоматические изменения представлены гумбеитизацией.

Целесообразность формационного обособления шеелит–кварцевых месторождений от месторождений сульфидно–кварцевой формации обусловлена не только резко различным их минеральным составом и характером метасоматоза (соответственно гумбеитизация и березитизация), но и пространственным разбросом.

ГРАНИТНЫЕ МАССИВЫ И РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Жильные редкометальные месторождения завершающих стадий развития орогенных зон или зон активизации обычно относятся к молибден–редкометально–вольфрамовой [125] или вольфрам–молибденовой [104] рудным формациям. Нами все позднепалеозойские гидротермальные месторождения и проявления, относящиеся к классам грейзеновых и альбититовых месторождений [122] и находящиеся в пределах Восточно–Уральского поднятия, выделяются в две формации – редкометально–вольфрамовую и редкометально–молибденовую (табл. 4, см. рис. 1). Первым толчком для такого расчленения явились результаты изучения их метасоматизма и связь с гранитными массивами различной глубинности кристаллизации и формационной принадлежности. Месторождения разных формаций отличаются по геолого–тектоническому положению и возрасту, глубинности образования, особенностям рудной и геохимической специализации. Месторождения редкометально–молибденовой формации, кроме того, подразделяются на две группы (субформации) – грейзеновую и полевошпатовую. Редкометально–вольфрамовая и редкометально–молибденовая формации, последовательно сменяя друг друга, образуют ряд формаций (в понимании Р.М. Константинова, [77]) в соответствии с изменением характера гранитного магматизма от позднеорогенной к посторогенной стадии развития уральской эвгеосинклинали.

Наиболее пристальное внимание к важности расчленения гранитов Урала по глубинности их кристаллизации привлекли исследования Д.С. Штейнберга и Г.Б. Ферштатера [141]. В дальнейшем указанными авторами целенаправленно развивалась мысль о важнейшем влиянии водонасыщенности гранитных котектик в зонах генерации на степень подвижности магм и кристаллизации их на определенных уровнях глубинности. На этой же основе ими выделяются и формационные типы гранитоидов [133, 142]. Подавляющая часть круп-

Таблица 4

Схема формационного расчленения редкометальной минерализации
Уральской эвгеосинклинали*

Фация глубинности	Формационный тип гранитоидов	Рудная формация	Стадия тектонического развития, возраст	Минеральные типы	Ведущие рудные элементы	Акцессорные элементы-примеси
Мезо-гипабиссальная	Лейкогранитный	Редкометально-молибденовая	Поздне-посторогенная, 258 млн. лет	Топаз-кварцевый	Mo, W	Nb, Ta, Rb, Li, Cs
				Хлорит-молибденитовый		
				Шеелитовый		
				Вольфрамит-молибденитовый		
				Молибденитовый		
Колумбит-молибденитовый						
Абиссальная, мезо-абиссальная	Гранитный	Редкометально-вольфрамовая	Позднеорогенная, 268 млн. лет	Колумбитовый	W, Mo	Nb, Ta, Rb, Li, Cs
				Ферберитовый		
				Молибденит-гююеритовый*		
Молибденитовый*						
Мезо-гипабиссальная	Тоналит-гранитоидный	Шеелит-кварцевая	Синорогенная, 300-320 млн. лет	Шеелитовый	W	

* Не включены формации, связанные с миаскитовыми комплексами.

Магматизм		Геологическое положение	Метасоматизм		Характер жильной минерализации	Массивы и рудопроявления
			ранний щелочной (апогранитный)	околотрещинный прежильный		
Не изучен		Пояса длиной 70-150 км	Альбитизация	Грейзенизация	Отсутствует	Санарский, Мурзинский, Адуйский
Мелкие массивы и пайки лейкократовых гранитов	Ультракислые граниты (кварц 35-39%, $Na_2O + K_2O = 7,6-8,0\%$)		Иногда тела альбититов	Хлоритолиты, иногда грейзенизация	Штокверки и жилы	Борлинский, Ачсайский и др.
			Слабый	Мусковит-кварцевые грейзены 1-4 м		Каменный Лог
			Интенсивный тела альбититов и микроклинитов мощностью до 15 м	Слабый		Восток
Крупные массивы глубинных биотитовых гранитов $SiO_2 = 71-73\%$		Пояса длиной 20-30 км	Отсутствует	Подешоват-мусковитовые метасоматиты 0,05-0,8 м	Жилы и штокверки	Адуйский Красный Огородник, Байтукское и др. Адуйский
Массивы адалелитов и гранодиоритов			Слабая	Гумбеиты и березиты или отсутствуют	Жилы	Кедровское, Бурановское

нейших массивов Урала, граниты которых содержат 71–73% SiO_2 , сформировалась из слабо перемещенных водонасыщенных магм, которые генерировались при анатексисе в верхней части сиэля при давлении водяного пара 3–5 кбар в абиссальных и мезоабиссальных условиях и относятся к гранитному формационному типу позднеорогенной стадии развития эвгеосинклинали. Значительно меньшая часть, как правило, более мелких и молодых массивов с содержанием в гранитах 73–76% SiO_2 , сформировалась из различной степени перемещенных резко водоненасыщенных расплаво́в, которые генерировались в более глубоких условиях (нижняя часть сиэля и глубже) при низком давлении водяного пара (0,5–1,5 кбар) и кристаллизовались в мезоабиссальных и гипабиссальных условиях. Они относятся к адемитит–гранитному формационному типу поздней и посторогенной стадий развития эвгеосинклинали.

Независимо от степени обоснованности генетической стороны выделения двух указанных типов гранитов (а нам она представляется достаточно доказательной) существование двух типов гранитных массивов, различающихся по общезвестным критериям глубинности кристаллизации, несомненно. Следует отметить, что ранее граниты гранитного формационного типа относились (в работах Д.С. Штейнберга, И.Д. Соболева) к гранитной субформации, а большая часть массивов адемитит–гранитного формационного типа – к аляскитовой субформации. Наиболее молодой возраст мелких малоглубинных массивов ультракислых гранитов по сравнению с глубинными массивами фиксируется по геологическим пересечениям в Шамейском, Шиловском, Кременкульском, Чесменском массивах. Выделение аляскитовых массивов в самостоятельную формацию позднего этапа развития складчатых областей в других регионах Союза уже получило широкое распространение, особенно в последнее десятилетие [10, 78, 143 и др.].

Отнесение массивов к глубинному гранитному формационному типу по комплексу геолого–петрографических признаков не представляет особых трудностей [133, 142]. Это наиболее крупные плутоны, находящиеся в зонах метаморфизма амфиболитовой и эпидот–амфиболитовой фаций с широким развитием пегматитов редкометальной (по классификации А.И. Гинзбурга) формации (Адуйский, Каменский, Мурзинский, Соколовский, Коневско–Карасевский, Варламовский, Санарский, Суундукский и другие массивы).

В отличие от них массивы, относимые нами и другими исследователями к гип– и мезоабиссальным образованиям адемитит–гранитного формационного типа, характеризуются отсутствием метаморфических ореолов или роговиковой их фацией (Шамейский, Шиловский, Сосновский, Султаевский, Черноборский массивы) при текущем положении относительно субмеридионального простирания глубинных массивов (Шамейский, Зенковский, Кварцевогорский).

Кроме того, особенностью Шамейского массива является его положение в структуре типа гравитационной ступени. Важной чертой массивов этого типа является слабое развитие пегматитов, наибо-

лее характерных для Зенковского, Кварцевогорского и Шотинского массивов и обычно относящихся к камерному или силекситовому типу. Зато широкое развитие получают жилы гранит-порфиров (Шиловский, Султаевский, Кременкульский, Степнинский, Чесменский, Башкироводольский, Шотинский) и даже лампрофиры (Башкироводольский). Для ряда массивов характерно уменьшение зернистости гранитов по мере приближения к контакту (Шамейский, Шиловский, Сосновский, Султаевский, Кременкульский). Гранитам Зенковского и Кварцевогорского массивов свойственны венчиковые структуры обрастания и высокое содержание Na_2O в калишпате (0,9–1,1% по микроанализу). Наконец, для гранитов большинства массивов характерно высокое содержание пертитовых вростков альбита в калишпате (15–25%) и нередко большее распространение микропегматитов по сравнению с мирмекитами. Отличительной чертой малоглубинных массивов является быстрое изменение структуры и текстуры в интервале даже первых дециметров (Зенковский, Кварцевогорский, Степнинский, Шотинский и другие массивы).

Редкометалльные проявления, ассоциирующие с гранитами различной фациальности, отличаются по ряду особенностей, характерных для минерализации различной глубинности. Абиссальным и мезо-абиссальным плутонам свойствен малостадийный характер минерализации (Коневско-Карасьевская и Байтукско-Аландская группа месторождений), в то время как для гипабиссальных – полистадийный характер минерализации (Шотинский массив). В этом же направлении преимущественно жильный тип минерализации сменяется прожилково-вкрапленным и вкрапленным, так что рудоносные штокверки характерны исключительно для гипабиссальных массивов (Шотинский, Боевка, Борлинский и др.). Происходит также усложнение минерального состава руд и набора рудных и сопровождающих элементов.

С глубинными массивами гранитного формационного типа в одних массивах ассоциируют редкометалльные пегматиты, а в других – пневматолито-гидротермальные месторождения, отнесенные нами к редкометалльно-вольфрамовой рудной формации. Для этих месторождений и рудопроявлений характерно отсутствие раннего щелочного площадного метасоматизма и повышенная щелочность преобразований в преджильную стадию. Наоборот, с мезо-, гипабиссальными массивами, как правило, лейкократовых гранитов адамеллит-гранитного формационного типа ассоциирует штокверковая молибденовая минерализация при грейзеновом характере преджильных изменений, а в часто широко развитых ранних апогранитах-альбититах – вкрапленность тантало-ниобатов. Эти образования выделены нами в редкометалльно-молибденовую рудную формацию, которая подразделяется на грейзеновую и альбититовую субформации (см. табл. 4). Первая связана с ультракислыми гранитными массивами, вторая – с гранитами несколько повышенной щелочности (см. табл. 3, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ соответственно равны 7,5–8,3 и 8,3–9,0).

Таблица 5
 Абсолютный возраст метасоматитов и редкометалльных гранитов (по мусковиту)

Номер пробы	Характеристика породы	Массив	Возраст, млн. лет
Месторождения редкометалльно-вольфрамовой формации			
ГРЭ-465	Мусковитовый слюдит	Адуйский	245
4779	Флогопитовый слюдит	"	260
ГРЭ-623	Метасоматит мусковитовый	"	260
5240	То же	"	278
МР	"	"	300
5996	Мусковит-альбитовый метасоматит	Красный Огородник	300
ГРЭ-658	То же	"	260
Месторождения редкометалльно-молибденовой формации			
А-39	Ниобийсодержащий гранит	Зенковский	233
А-2	То же	"	267
А-40	"	"	260
ГРЭ-655	Оторочка пегматита	Кварцевогорской	216*
ГРЭ-710	Метасоматит флюорит-альбитовый	Шамейский	291
4852	Ниобийсодержащий гранит	Галочьегорский	275
ГРЭ-620	То же	"	260
СТ-6-9	Мусковит кварцевый грейзен	Степнинский	285
СТ-6-7	Мусковитизированный гранит	"	271
СТ-37-2	Мусковит-альбитовый метасоматит	"	292
СТ-37-3	Мусковитизированный гранит	"	293
5269	Мусковит-кварцевый грейзен	Елизаветинский	220
3386	То же	Восток	260
3455	"	"	258
ГРЭ-697	Грейзенизированный гранит	"	278
ГРЭ-711	Мусковит-кварцевый грейзен	"	236

* Абсолютный возраст определен по биотиту.

Примечание. Анализы выполнены в 1974-1975 гг. в лаборатории радиогеологии ИГ УНЦ АН СССР.

По данным абсолютного возраста проявления и продуктивные гранитные массивы редкометалльно-молибденовой формации моложе месторождений редкометалльно-вольфрамовой формации (в среднем 258 млн. лет по 19 пробам и 268 млн. лет по 16 пробам). На графике распределения абсолютного возраста мода проявлений редкометалльно-вольфрамовой формации отвечает 260-270 млн. лет, в то время как проявлениям редкометалльно-молибденовой формации отвечает бимодальная кривая с модами 250-260 и 220-230 млн. лет (табл. 5, рис. 5).

Рассматриваемые месторождения в пределах Восточно-Уральского поднятия распределены крайне неравномерно и находятся преимущественно

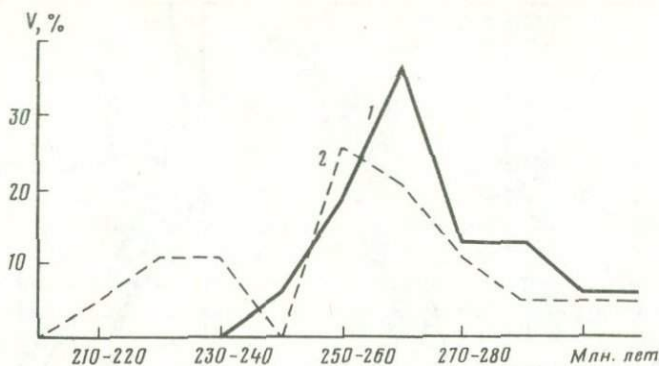


Рис. 5. Графики распределения абсолютного возраста метасоматитов (преимущественно по мусковиту) месторождений редкометалльно-вольфрамовой (1) и редкометалльно-молибденовой (2) формаций (соответственно 16 и 19 проб) (табл. 5)

Использованы также определения, приведенные в работах Л.Н. Овчинникова и М.А. Гаррис

щественно в северной его части, в Сосьвинско-Коновском мегантиклинории, и в крайней южной части поднятия, в Адамовско-Мугоджарском мегантиклинории. В промежутке между указанными двумя региональными структурами в пределах Челябинско-Суундукского мегантиклинория встречаются только отдельные рудопроявления, наибольшая концентрация которых отмечается в районе Челябинского, Степнинского, Санарского, Борисовского гранитоидных массивов и южной части Суундукской интрузии. На Среднем и Южном Урале (вплоть до широты Джэбык-Карагайского массива) рудные зоны располагаются в самой восточной части Восточно-Уральского поднятия, на его границе с одноименным прогибом, контролируясь разделяющими структуры второго порядка глубинными разломами (см. рис. 1). В Мугоджарах наблюдается противоположный характер локализации проявлений — в западной части поднятия, в пределах Ащисайско-Борлинской группы массивов, контролирующихся Борлинской группой глубинных разломов.

Локализуясь в антиклинальных структурах III порядка, месторождения группируются в субмеридиональные или диагональные линейные рудные зоны, реже наблюдается изолированное положение отдельных рудопроявлений. Протяженность рудных зон выделенных формаций неравнозначна. Если для месторождений редкометалльно-вольфрамовой формации характерна локализация в виде поясов длиной не свыше 30-40 км с небольшими интервалами между отдельными месторождениями и рудопроявлениями (1-5 км) при четкой их приуроченности к линейным разломам, то месторождениям редкометалльно-молибденовой формации свойственна приуроченность к более протяженным (100-200 км) долгоживущим глубинным тектоническим структурам. Редкометалльно-вольфрамовая формация пред-

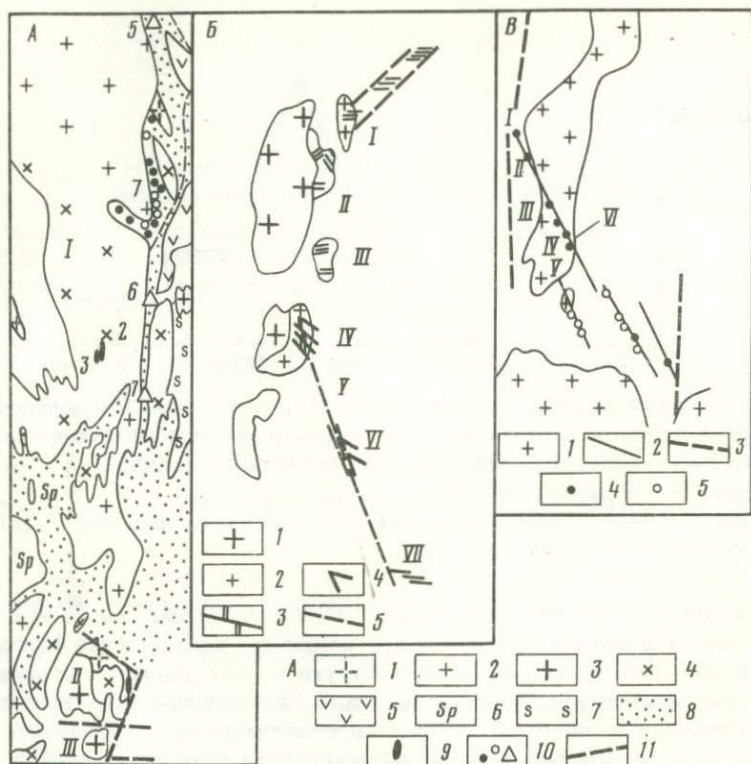


Рис. 6. Распространение редкометальной минерализации на Среднем Урале

А – Шамейско-Аллакиозерская зона (схематизированная геологическая карта Урала с дополнениями по данным М.Б. Ариштейна, М.М. Рапорта, А.П. Калиты, С.Н. Маркова, автора и других исследователей): 1 – посторогенные мезо-, гипабиссальные лейкократовые граниты, 2 – позднеорогенные мезоабиссальные граниты от биотитовых до аляскитовых, 3 – позднеорогенные глубинные граниты от биотитовых до лейкократовых, 4 – плагиограниты и тоналиты-гранодиориты различного возраста, 5 – габброиды, 6 – ультрабазиты, 7 – амфибол-гнейсовые комплексы, 8 – осадочно-вулканогенные породы, в различной степени метаморфизованные, 9 – участки развития ниобийсодержащих гранитов и ранних полевошпатовых метасоматитов редкометально-молибденовой формации: 1 – Шамейский, 2 – Зенковский, 3 – Кварцевогорский, 4 – Галочьегорский); 10 – минерализация соответственно редкометальных пегматитов, слюдитов и жил во вмещающих породах, 11 – тектонические нарушения; I – Каменско-Адуйский плутон; II – Шилловский массив; III – Сосновский массив

Б – Биктимировская зона (по Д.В. Рундквисту): 1 – биотитовые граниты, 2 – лейкократовые граниты, 3 – невольфрамоносные жилы, 4 – вольфрамоносные жилы, 5 – разрывные нарушения (в том числе предполагаемые)

ставлена проявлениями, группирующимися в три зоны, и несколькими обособленно расположенными участками развития кварцевых жил.

Наиболее значительная зона развития вольфрамовых месторождений — Биктимировская (рис. 6, В) располагается в пределах Коневско-Карасьевского плутона и его надинтрузивной зоны, локализуясь в восточном крыле Коневского антиклинория, вблизи от его границы с Восточно-Уральским прогибом. Вмещающие плутон породы сложены метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями ордовикско-нижнедевонского структурного яруса [109]. Геолого-тектоническое положение и характеристика месторождений даются в работах Д.В. Рундквиста [114, 115], П.В. Покровского и ряда других авторов. Месторождения контролируются двумя тектоническими нарушениями сбросо-сдвигового характера Игишанско-Боевской зоны разломов северо-северо-западного и северо-северо-восточного простирания. Кварцевые жилы приурочены к оперяющим крутопадающим трещинам разрыва и скола.

Месторождения центральной части зоны локализованы в границах плутона, месторождения южной и северной частей зоны удалены от массива по вертикали на 500–900 м (по М.С. Рапопорту). Месторождения характеризуются крайне неустойчивым набором рудных минералов, что для экзоконтактовых образований в значительной степени обусловлено литологией вмещающих пород. Так, Пороховское и Юго-Коневское месторождения являются молибденит-гюбнеритовыми, причем в первом широко развиты шеелитоносные скарны. Карасьевское и Боевское месторождения имеют исключительно гюбнеритовую минерализацию, хотя в мраморизованных известняках Боевского месторождения широкое развитие получают флюорит-мусковитовые прожилки и метасоматиты. Южные месторождения зоны наиболее обогащены висмутом и полиметаллами. Месторождениям свойственна малостадийность минералообразования (не более 2–4 стадий) и преимущественно жильный характер минерализации.

Третья зона длиной около 10 км расположена на Южном Урале и включает месторождение ферберита Красный Огородник и ряд мелких рудопроявлений (см. рис. 6, В). Она характеризуется северо-

←

Месторождения: I — Пьянковское, II — Карасьевское, III — Игишанское, IV — Юго-Коневское, V — Северо-Пороховское, VI — Пороховское, VII — Биктимировское

В — Амурско-Байтукская зона [115]: 1 — гранитоидные массивы (Суундукский и Адамовский), 2 — зоны диагональных разломов второго порядка, 3 — предполагаемые разрывные нарушения, 4 — редкометалльные рудопроявления, 5 — шеелит-кварцевые рудопроявления

Месторождения: I — Амурское, II — Свободнинское, III — Карабутакское, IV — Аландское, V — Красный огородник, VI — Байтукское

северо-западным простиранием, приурочена к сбросо-сдвиговому дизъюнктиву II порядка [115]. Находится в южной части Суундукского массива, в зоне сгущения многочисленных даек и жил мусковитовых и лейкократовых гранитов (по Г.И. Самаркину). Несколько мелких полей развития кварцевых жил в висмутином и другими минералами связано с Кацбахским массивом, расположенным в восточном крыле Магнитогорского прогиба.

В пределах многих других глубинных гранитных массивов поднятия (особенно Мурзинского, Соколовского, Санарского, Джабык-Карагайского, Варламовского и др.) редкометалльная пневматолито-гидротермальная минерализация не выявлена, однако широким распространением пользуются внутригранитные и экзоконтактовые пегматиты, характеризующиеся, особенно первые, крайне низким содержанием рудных минералов (по И.С. Когану, Н.В. Кулину, А.С. Таланцеву, А.И. Белковскому, С.И. Мормилю, Н.А. Чистякову и др.). Следует также отметить наличие в западном экзоконтакте Адуйского, Мурзинского и Борисовского массивов пегматитовых полей промежуточного типа между редкометалльными и камерными пегматитами (по классификации А.И. Гинзбурга), характеризующихся низким содержанием редких элементов.

Распределение рудопроявлений в связи со структурными факторами уже рассматривалось рядом исследователей [87, 105, 115] Большая часть кварцевых жил отдельных месторождений и рудопроявлений контролируется тектонически ослабленными зонами диагонального простирания. Они приурочены к трещинам СЗ 300-330 и СВ 30-60, 45-90° взбросо-сдвигового характера, являющихся сколовыми опережающими по отношению к субмеридиональным глубинным уральским разломам. Кулисы жил и отдельные жилы, локализованные во взбросо-сдвиговых нарушениях и трещинах отрыва, относятся уже к структурам III порядка, являющимся опережающими по отношению к диагональным разломам. Кварцевые жилы образуют правые или левые системы кулис обычно одного, крайне редко двух-трех направлений. Мощность жил составляет 0,2-0,9 м. К такому же плану деформации относятся трещины внутри кварцевых жил, локализирующие наложенную на кварц продуктивную минерализацию.

В редкометалльно-молибденовой формации к наиболее изученному поясу, выявленному только в последние годы, относится Шамейско-Аллакиозерский [49], имеющий протяженность свыше 200 км и субмеридиональное (5-10° СВ) простирание (см. рис. 6, А). В северной части, в пределах Адуйского антиклинория, он фиксируется наличием тел ранних метасоматитов (см. табл. 2), локализованных в мелких гранитных массивах (Шамейский, Зенковский, Кварцегорский) наиболее поздних малоглубинных аляскитов. Последние имеют секущее северо-западное простирание, хотя сами массивы и рудопроявления образуют цепочку субмеридионального (5-10° СВ) простирания. Необходимо отметить, что северная часть рассматри-

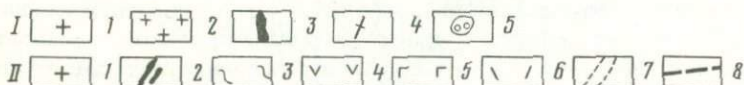
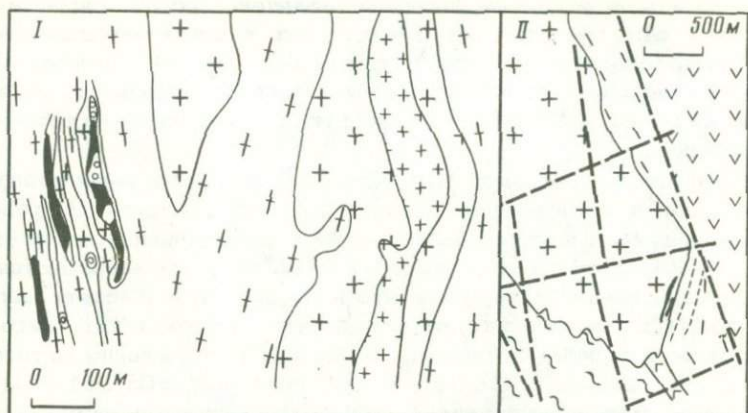


Рис. 7. Схематические геологические карты участков развития метасомитов района Каменско-Адуйского плутона (по С.М. Купферу, М.С. Рапопорту, М.Б. Аринштейну, А.И. Шерстюку и другим исследователям, с некоторыми дополнениями автора)

I – Зенковская дайка и Кварцевогорская система даек: 1 – крупнозернистые бурые лейкократовые граниты, 2 – мелкозернистые серые аляскиты, 3 – тела ранних полевошпатовых метасоматитов, 4 – плагиогнейсы, 5 – силекситовые кварцевые пегматиты; *II* – Шамейский массив: 1 – граниты, 2 – ранние полевошпатовые метасоматиты, 3 – тальковые и тальк-карбонатные сланцы, 4 – диабазы, 5 – габбро и габбро-диабазы, 6 – аподиабазовые зеленые сланцы, 7 – зона штокверка, 8 – тектонические нарушения

ваемого пояса по геологическим и геофизическим данным пока не выделяется в качестве подвижной тектонической зоны, которая фиксируется в южной части пояса, где она тяготеет к Шиловско-Карабольской зоне разломов [109]. Минерализация здесь представлена мусковит-кварцевыми грейзенами и альбитизированными гранитами Галочьей Горы в Шиловском массиве и рядом тел апогранитов в Сосновском массиве, а также, по-видимому, продолжается и южнее, о чем можно судить по развитию танталониобатов и касцитерита в россыпях [109].

Ранние полевошпатовые метасоматиты и штокверковая молибденовая минерализация в Шамейском массиве выявлены М.Б. Аринштейном в 1963–1964 гг. Они приурочены к зоне восточного контакта массива (рис. 7), находящегося несколько восточнее Адуйской интрузии. Зенковская дайка в южной части (см. рис. 7) целиком сложена ниобийсодержащими аляскитами, содержащими мелкие тела ранних полевошпатовых метасоматитов. Последние ши-

роко развиты в рядом находящейся Кварцевогорской системе даек, где они представлены альбититами и альбит-каллишпатовыми метасоматитами мощностью до 3-10 м. В пределах Шилковского массива альбитизированные граниты в виде тела размером не менее 200-400 м фиксируются в северо-восточном эндоконтакте.

Южнее рассматриваемой зоны (полосы) рудопроявления распространены реже и встречаются изолированно друг от друга. В пределах Султаевского массива лейкократовых пегматоидных гранитов зонки слабой полевошпатизации мощностью до 1 см встречаются очень редко, однако в пределах Кременкульского и Шершневского массивов, как установлено проводившимися автором и В.Г. Вигоровой исследованиями в течение 1973-1974 гг., ранние метасоматиты мусковит-полевошпатового состава мощностью до 1,5 м и молибденит-кварцевые прожилки распространены очень широко. Мелкие проявления выявлены в пределах Степнинского массива (рис. 8), в северной части которого выделяются тела мусковит-кварцевых грейзенов и мусковит-полевошпатовых метасоматитов

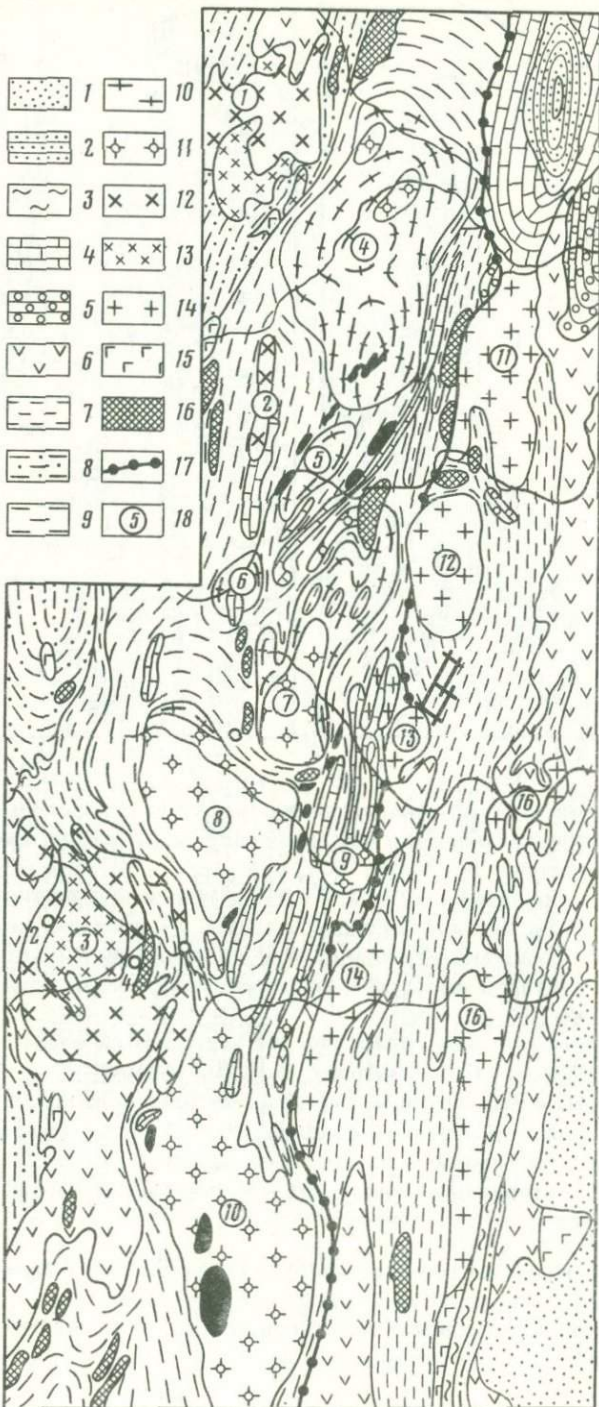
Рис. 8. Схематическая геологическая карта Кочкарского района (по Б.К. Львову)

1 - песчаники и конгломераты третичного возраста; 2 - песчаные, глинисто-известковые сланцы, известняки среднего карбона; 3 - песчаники и глинистые сланцы нижнего карбона; 4 - известняки и мраморы нижнего карбона; 5 - конгломераты, песчаники, сланцы Кабанской свиты; 6 - основные эффузивы, туфы, кремнистые сланцы санарской свиты; 7 - альбитофиры, кварцевые порфиры кособродской свиты; 8 - углито-кремнистые сланцы, филлиты, графитизированные кварциты увельской свиты; 9 - сланцы, гнейсы, амфиболиты варламовской свиты; 10 - гранито-гнейсы; 11 - нормальные плагиоклаз-микроклиновые граниты массивов главного пояса; 12 - граниты и граносиениты второй субфазы массивов западного пояса; 13 - гранитоиды первой субфазы массивов западного пояса; 14 - плагиоклазовые гранитоиды Пластовского и Кособродского пояса; 15 - габброиды; 16 - ультрабазиты; 17 - граница Восточно-Уральского антиклинория и Алапаевско-Брединского синклиория; 18 - массивы (цифры в кружках): 1 - Ключевский, 2 - Кукушкинский, 3 - Степнинский, 4 - Варламовский, 5 - Демаринский, 6 - Еремкинский, 7 - Борисовский, 8 - Санарский, 9 - Каменно-Санарский, 10 - Чесменский, 11 - Коелго-Кабанский, 12 - Пластовский, 13 - Андреевский, 14 - Чернореченский, 15 - Кособродский, 16 - Каменский

Цифрами (без кружков) обозначены редкометалльные проявления:

1 - камерные пегматиты и кварцевые жилы Борисовского массива, 2 - участок развития молибденит-кварцевых прожилков, 3 - грейзеновые тела большого карьера, 4 - кварцевые прожилки горы Утиный Нос

На карте заштрихованы участки развития посторогенных гранитов (по Г.А. Шагалову)



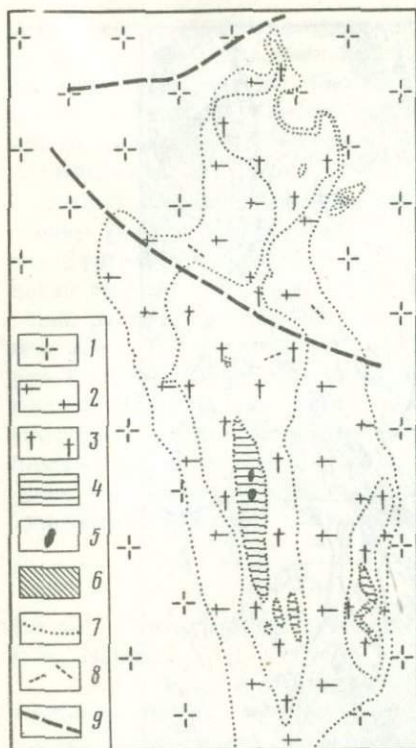


Рис. 9

Рис. 9. Схематическая геологическая карта Башкироводольского касситеритового проявления (по А.Ф. Коптяеву, А.Л. Зейгермахеру с дополнениями автора)

1 – крупнозернистые граниты, 2 – слабо грейзенизированные граниты, 3 – сильно грейзенизированные граниты, 4 – мусковит-кварцевые грейзены, 5 – кварцевые грейзены, 6 – делессит-кварцевые метасоматиты, 7 – контакты пород, 8 – кварцевые жилы, 9 – зона окварцевания



Рис. 10

Рис. 10. Схематическая геологическая карта месторождения Восток (по Б.П. Потапенко, В.И. Федорову, В.Г. Лончакову)

1 – гнейсы, 2 – мелкозернистые розовые лейкократовые граниты, 3 – среднезернистые розовые лейкократовые граниты, 4 – среднезернистые серые биотитовые граниты, 5 – кварцевые жилы, 6 – грейзеновые тела, 7 – вторичные кварциты, 8 – тектонические нарушения, 9 – зоны штокверкового оруденения

Рис. 11. Схематическая геологическая карта Восточно-Мугоджарского поднятия ([133] с дополнениями по В.И. Федорову)

1 – известняки, сланцы, конгломераты (C_1), 2 – глинистые сланцы, песчаники (D_3-C_1), 3 – эффузивы основного состава (S_2-D_1), 4 – па-

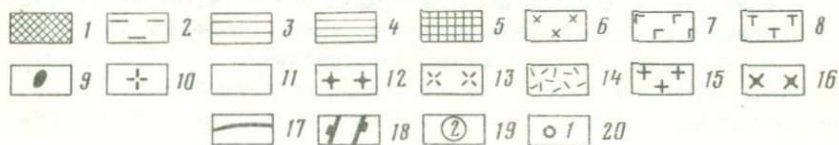
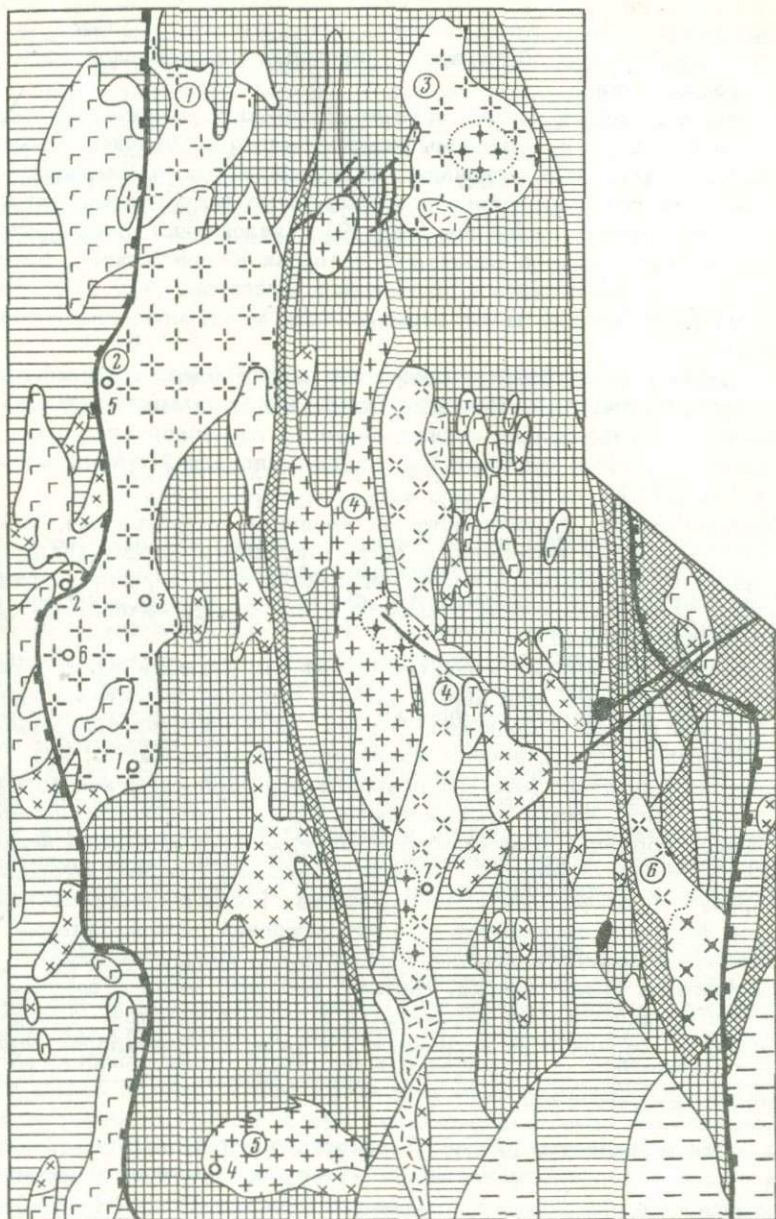


Рис. 11

мощностью до 1,5 м. Крупные тела ранних мусковит-полевошпатовых метасоматитов обнаружены в пределах Черноборского и Чесменского массивов.

Проявления южной части Восточно-Уральского поднятия — Орского Урала и Мугоджар — связаны исключительно с гипабиссальными массивами ультракислых гранитов. В восточной части Башкироводольского массива локализованы мощные тела касситеритсодержащих мусковит-кварцевых грейзенов (рис. 9). Аналогичные тела, правда, без касситерита, широко развиты в пределах Котансинского, Боекинського, Елизаветинского и Шотинского массивов (рис. 10), где их образование предшествует формированию молибденит-кварцевой минерализации.

В пределах Восточно-Мугоджарского мегантиклинория наибольшим распространением пользуется штокверко-молибденовая минерализация, локализованная исключительно в восточной его части, в пределах развития гранитов Борлинско-Ащисайской группы массивов (рис. 11).

Минерализации предшествует интенсивная хлоритизация, поэтому месторождения выделены в самостоятельную хлорит-кварцевую субформацию. В восточной части мегантиклинория широкое развитие получают ранние альбититы с аксессуарными тантало-ниобатами (Амбулаксайский массив).

Вольфрам и молибден являются основными рудными элементами обеих формаций, хотя для первой из них наиболее характерен вольфрам, а для второй — молибден. В ряде месторождений вольфрамовые минералы в существенном количестве не встречаются: это проявления Адуйского массива редкометалльно-вольфрамовой формации и почти все, кроме месторождения Восток, редкометалльно-молибденовой формации. Вольфрамовые минералы представлены вольфрамитом, редко — шеелитом, на месторождении Красный Огородник присутствует ферберит. Месторождения редкометалльно-молибденовой формации отличаются от месторождений редкометалльно-вольфрамовой формации нередко повышенными концентрациями в метасоматитах олова, ниобия, тантала, рубидия, цезия с появлением иногда аксессуарных касситерита и танталониобатов. Минералы висмута спорадически встречаются в ряде месторождений ред-

Окончание подписи к рис. 11

расланцы и амфиболиты (O-S₁), 5 — кристаллические сланцы, гнейсы (Pt₃-Є₁), 6 — диориты, гранодиориты, 7 — габброиды, 8 — серпентиниты, 9 — нефелиновые сиениты, 10 — микропертитовые одно- и двухполевошпатовые граниты, 11 — граносиенит-порфиры, 12 — аплитовидные граниты, 13 — биотит-роговообманковые адамеллиты, 14 — эффузивы среднего и кислого состава, 15 — микроклиновые граниты, 16 — порфиroidные граниты, 17 — разломы, 18 — границы поднятия, 19 — массивы, цифрами (в кружках) обозначены: Бугетсайский (1), Борлинский (2), Белькопинский (3), Кайрактинский (4), Ащисайский (5), Амбулаксайский (6), 20 — проявления молибденита

кометально-вольфрамовой формации (Пороховское, Юго-Коневское), однако они наиболее характерны для гидротермалитов Котансинского, Елизаветинского и ряда других массивов. Для Урала, как и для других регионов, нередко отмечается резкое изменение соотношения вольфрама, молибдена, висмута и аксессуарных элементов в близрасположенных месторождениях, находящихся в пределах отдельных рудных зон. Так, в пределах Биктимировской зоны только южные месторождения (Юго-Коневское, Пороховское) наиболее обогащены висмутом и полиметаллами.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛОНОК РАЗЛИЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

КОЛОНКИ ФОРМАЦИИ ГЛУБИННЫХ МУСКОВИТ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Метасоматические изменения представлены маломощными (1–30 см, редко – больше) полизональными колонками, развивающимися около трещин и зеркал скольжения. Их формирование непосредственно предшествует жилеобразованию или завершается в начальную стадию образования жил. Характер метасоматических колонок по гранитам на разных месторождениях заметно отличается (табл. 6) при одной общей особенности – наличие во внутренней зоне, когда она наблюдается, метасоматитов безкварцевого состава. Обычное количество зон в наиболее полно проработанных колонках на разных месторождениях колеблется от 2 до 4–5. Кроме того, на каждом месторождении присутствуют и обычно преобладают частные колонки, характеризующиеся выпадением одной или двух внутренних зон. Мощности колонок не коррелируется с мощностью жил.

Строение и состав метасоматических колонок в значительной степени определяются составом исходных пород, так что при воздействии на породы резко различного состава раствор по-разному проявляет свой состав и свойства, что позволяет нам в таких случаях наиболее полно судить об его параметрах. Достаточно четко это можно видеть на Юго-Коневском месторождении, где в образце биотитового гранита с существенно биотитовым ксенолитом при одинаковом расстоянии от трещины степень мусковитизации плагиоклаза в биотитовом граните значительно ниже, чем в ксенолите [46, 106]. В аляските около тех же жил и трещин вместо мусковитизации (образуется всего 5–7% мусковита) развивается микроклинизация. Еще более резко влияние состава пород на характер замещения фиксируется в участках апофиз Игишанского массива, где в зоне контакта амфиболиты замещаются мусковитовыми метасоматитами, богатые кальцием породы – мусковит-флюо-

Таблица 6

Зональность околотрешинных метасоматических колонок щелочного этапа метасоматизма на месторождениях, связанных с глубинными гранитными массивами

Зона	Типы колонок	
	по биотитовым гранитам	
	I	II
Внешняя (Б)	Полная мусковитизация биотита, интенсивная мусковитизация и серицитизация олигоклаза, деанортизация (17-25)	
Промежуточная (В)	Полная мусковитизация плагиоклаза (метасоматит кварц-микроклин-мусковитового состава) <i>Би, Пл</i> (30-35)	Десерицитизация, иногда слабая альбитизация микроклина или микроклинизация альбита <i>Би</i>
Внутренняя I (Г)	Полная мусковитизация кварца (метасоматит микроклин-мусковитового состава) <i>Би, Пл, Кв</i> (60-70)	Полное замещение кварца альбитом (метасоматит микроклин-альбитового состава) <i>Би, Кв</i> Полное замещение кварца микроклином (метасоматитальбит-микроклинового состава) <i>Би, Кв</i> (5-10)
Внутренняя II	Полная мусковитизация микроклина (метасоматит мусковитового состава) <i>Би, Пл, Кв, Ми</i> (90-100)	Замещение микроклина альбитом или альбита микроклином (соответственно альбит или микроклинит) <i>Би, Кв, Ми</i> или <i>Би, Кв, Пл</i> (5-10)
Месторождение	Юго-Коневское, Игишанское	Юго-Коневское, Карасьевское, Пьянковское, Игишанское

Примечание. В скобках дано содержание мусковита (в %); буквенные индексы означают отсутствующие (замещенные) породообразующие минералы

Типы колоннок

по биотитовым гранитам		по аляскитам	
II	III	IV	V
	То же и сильная альбитизация микроклина (22-34)	Слабая мусковитизация и серицитизация олигоклаза, деаортизация (5-10)	
Десеритизация, иногда слабая альбитизация микроклина или микроклинизация альбита Би		Слабая микроклинизация альбита или альбитизация микроклина	
Полное замещение кварца мусковитом (метасоматитом мусковит-полевошпатового состава) <i>Би, Кв</i> (25-35)	Замещение кварца и микроклина альбитом (метасоматитом мусковит-альбитового состава) <i>Би, Кв, Ми</i> (22-35)	Микроклинизация или альбитизация кварца (полевошпатовый метасоматит) <i>Би, Кв</i> (5-10)	Мусковитизация кварца (метасоматит мусковит-полевошпатового состава) (25-30)
Замещение микроклина альбитом или наоборот (соответственно мусковит-альбитовый или мусковит-микроклиновый метасоматит) <i>Би, Кв, Ми</i> или <i>Би, Кв, Пл</i> (25-35)		Микроклинизация альбита или альбитизация микроклина (соответственно микроклинит или альбитит) <i>Би, Кв, Пл</i> или <i>Би, Кв, Ми</i> (5-10)	
Пьянковское, Игишанское	Каменский массив, Красный Огородник	Юго-Конецкое	Юго-Конецкое

ритовыми метасоматитами, а Граниты — полевошпатовыми метасоматитами.

По-видимому, все же наибольшее влияние на характер продуктов метасоматоза оказывал состав растворов, о чем можно судить по образованию разнотипных метасоматических колонок с одинаковыми по составу разновидностями биотитовых гранитов.

Зональность метасоматических колонок по биотитовым гранитам и адамеллитам

Зональность колонок по биотитовым гранитам на разных месторождениях заметно отличается при близком характере замещения во внешней, наиболее удаленной от трещины зоны. Мощность колонок даже в пределах одного месторождения очень сильно варьирует — от 0,5–2 до 50 см, обычно составляя 3–10 см. Мощность метасоматитов наиболее резко увеличивается в участках сгущения трещин и прожилков, где она может достигать 0,5–1,5 м. Колонки с полной зональностью встречаются относительно редко, гораздо чаще они состоят из двух зон или соответствуют только внешней зоне.

Описание колонок и характера замещения для месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны дано нами ранее [45, 106], поэтому здесь излагается только обобщенная их характеристика с приведением новых данных.

Выделяются три типа колонок по биотитовым гранитам (табл. 6), отличающихся по характеру замещения в промежуточной и внутренних зонах при близком характере замещения — мусковитизации биотита и плагиоклаза — во внешней зоне. Первый тип — колонки мусковитового типа (рис. 12, 1–2) — характеризуются полной мусковитизацией плагиоклаза в промежуточной зоне и затем последовательно мусковитизацией кварца и микроклина во внутренних зонах. Наиболее характерны для Юго-Коневского и Игишанского месторождений. Второму типу колонок (рис. 12, 4–8; рис. 13, 14) свойственно резкое уменьшение количества серицита и мусковита в промежуточной зоне и замещение кварца полевыми шпатами или мусковитом во внутренних зонах. Характерны для всех месторождений Боевско-Биктимировской зоны, хотя на Юго-Коневском изредка встречаются около мусковит-флюоритовых темно-дымчатых кварцевых прожилков и трещин. Наконец, в третьем типе промежуточная зона отсутствует и сразу за внешней зоной следует внутренняя зона полной альбитизации (Каменский массив) или альбитизации и микроклинизации (месторождение Красный Огородник) кварца (табл. 7, 8).

Колонки, характеризующиеся наличием только одной внешней зоны, являются наиболее распространенными на всех месторождениях. Мощность этой зоны составляет 0,5–20 см на месторождениях Боевско-Биктимировской рудной зоны и 1–25 см на других месторождениях, причем определенно можно сказать, что мощность зоны не зависит от мощности колонок. Прямо пропорциональная

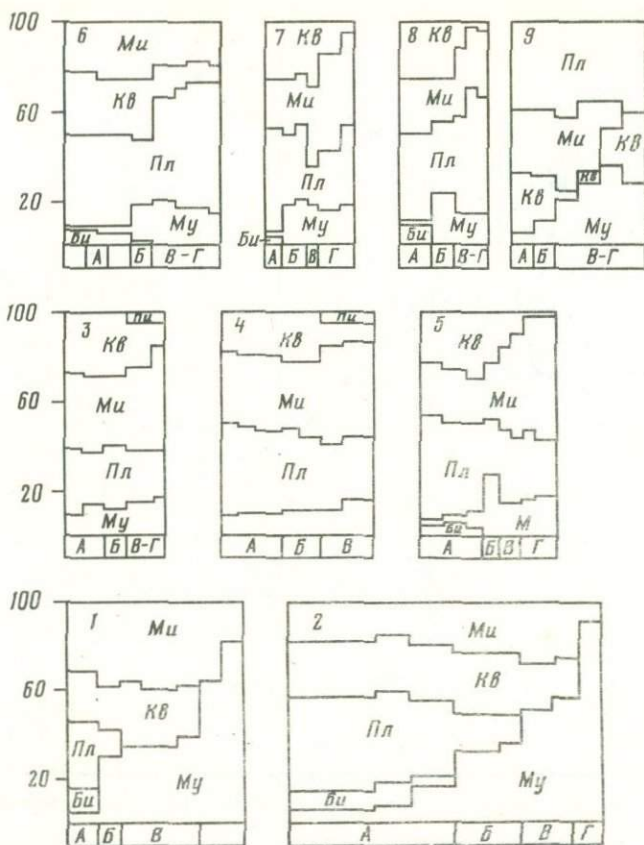


Рис. 12. Изменение минерального состава гранита в околотрещинных метасоматических колонках месторождений Боевско-Виктимировской рудной зоны

1, 2 – колонки мусковитизации биотитового гранита Юго-Коневского месторождения (I тип); 3 – колонка микроклинизации аляскита Юго-Коневского месторождения (IV тип); 4–8 – колонки микроклинизации и альбитизации биотитового гранита Юго-Коневского месторождения (II тип); 9 – телескопированная колонка по аляскиту Юго-Коневского месторождения (V тип): первая стадия – мусковитизация кварца, вторая – замещение микроклина кварцем

Би – биотит, Му – мусковит, Кв – кварц, Пл – плагиоклаз, Ми – микроклин, Пи – пирит

связь мощности зоны и колонок в очень грубом приближении намечается для Каменского массива.

Характер замещения во внешней зоне на всех месторождениях в общем одинаков, отличаюсь преимущественно разной степенью преобразования. Общей чертой всех колонок является полная мусковитизация биотита, интенсивная мусковитизация и серицитизация плагиоклаза, который раскисляется по сравнению с плагиоклазом

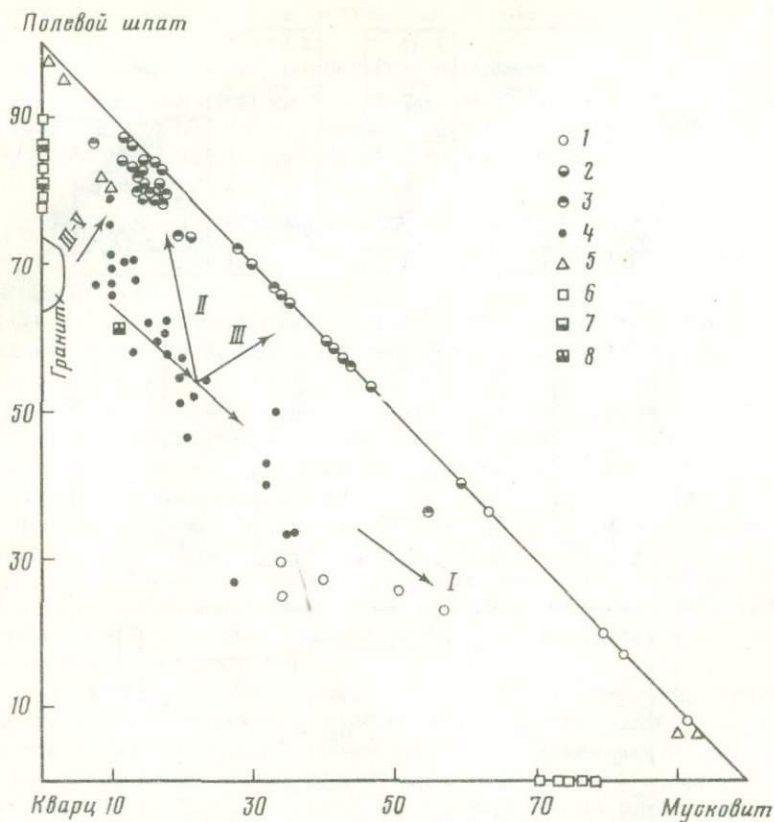


Рис. 13. Минеральный состав мусковит-полевошпатовых метасоматитов по гранитам

1-4 - формация глубинных мусковит-полевошпатовых метасоматитов: 1-3 - метасоматиты внутренних зон колонок, соответственно мусковит-калишпатовые, мусковит-полевошпатовые и мусковит-альбитовые, 4 - в различной степени измененные граниты внешних зон колонок (по материалам автора, по месторождениям Урала), 5 - калишпатовые и калишпат-мусковитовые метасоматиты формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов. Вольфрам-молибденовые месторождения (по данным М.М. Повилайтис и Д.Е. Вайта), 6-8 - формация полевошпат-аргиллизит-серицитовых метасоматитов: 6, 7 - соответственно калишпатовые и альбит-калишпатовые метасоматиты внутренних зон колонок, 8 - альбитизированные и калишпатизированные метасоматиты внешних зон колонок (по данным А.Ф. Коржинского, В.Т. Покалова, В.И. Рехарского, Г.А. Тананаевой, для кварц-молибденитовых месторождений Забайкалья)

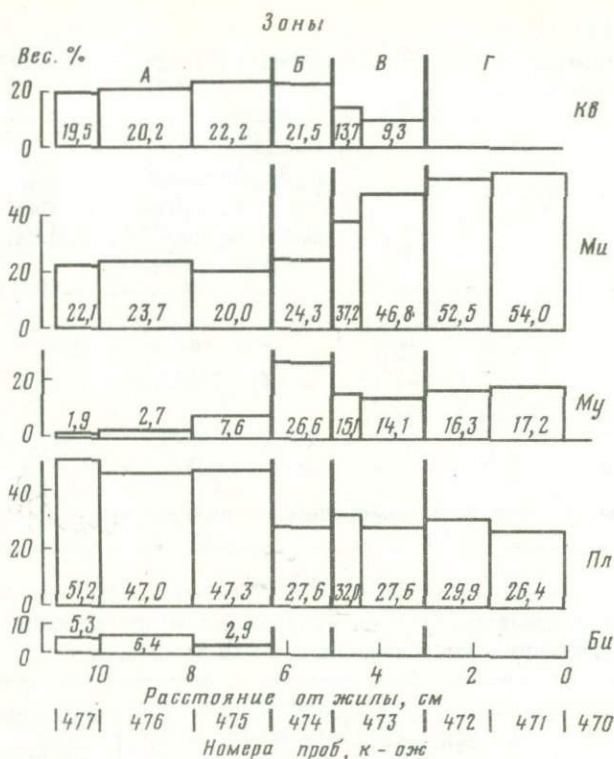


Рис. 14. Изменение минерального состава в колонке микроклинового типа по биотитовым гранитам Карасьевского месторождения

гранита с № 12-18 до № 4-12. Количество серицита-мусковита составляет 15-30%. В подавляющем большинстве колонок в этой зоне метасоматический кварц не образуется, однако в единичных из них фиксируется появление мелкозернистого гранобластового метасоматического кварца, находящегося в ассоциации с серицитом или мелкочешуйчатым мусковитом, замещающим плагиоклаз. Для этой зоны колонок месторождения Красный Огородник и Каменского массива характерно некоторое уменьшение содержания калишпата (на 8-12%). То же свойственно отдельным колонкам Карасьевского месторождения, хотя в целом для месторождений Боевско-Биктимировской зоны содержание калишпата в граните и в метасоматите внешней зоны очень близко.

Характер замещения в следующей зоне зависит от типа колонок. В колонках мусковитового типа в промежуточной зоне мощностью 2-3 см плагиоклаз полностью замещается мусковитом, в первой внутренней зоне мощностью 3 см происходит полная мусковитизация и кварца, в последующей зоне мощностью 3 см мусковитизация подвергается почти весь микроклин (см. рис. 12, 1-2). Развивающийся мусковит имеет вид крупных чешуек размером 0,3-

Таблица 7

Минеральный состав зон метасоматической колонки Каменского массива, об. %

Минерал	Адамеллит, 2 ан.	Внешняя зона мусковитизации биотита, кали- шпата и пла- гиоклаза, 3 ан.	Внутренняя зона альбитизации кварца, 2 ан.
Плагиоклаз	48,1 (44-52)	38,1 (36-42)	59,5 (58-65)
Микроклин *	13,8 (9-19)	-	-
Кварц	25,7 (24-27)	25,9 (20-28)	1,0 (0-2)
Биотит	12,3 (10-15)	-	-
Мусковит	-	34,0 (34-35)	34,5 (31-38)
Аксессуары	0,1	2,0 (1-3)	5,0 (2-4)

* Подсчеты выполнены в иммерсионных препаратах

Таблица 8

Минеральный состав зон метасоматической колонки месторождения Красный Огородник, вес. %

Минерал	Биотитовый гранит, 28 ан.	Внешняя зона мусковитизации плагиоклаза, ка- лишпата, био- тита, 1 ан.	Внутренняя зона альбитизации и калишпатизации кварца, 2 ан.
Плагиоклаз	35,0	21,1	36,7
Микроклин	27,4	19,6	26,5
Кварц	30,6	36,6	15,4
Биотит	5,0	-	-
Мусковит	2,0	22,0	21,0
Аксессуары	-	0,6	0,4

* По пересчетам с химических анализов

1,0 мм, сплошным фронтом замещающих кварц и микроклин. Детальный распил образцов и просмотр шлифов убеждают в том, что колонки мусковитового типа полностью отвечают теоретической модели метасоматической колонки, по Д.С. Коржинскому, с уменьшением минералов в каждой последующей зоне на один при преимущественном замещении на границах зон. Выше уже говорилось, что степень замещения в значительной мере зависит от содержания в граните биотита. В биотитизированных ксенолитах при одинаковом расстоянии от трещины плагиоклаз замещается мусковитом ранее, чем во вмещающем биотитовом граните [45].

Таблица 9

Частные анализы околотрешиновых метасоматитов Юго-Коневского месторождения, вес. %

Пробы	Характеристика пород место взятия,* глубина	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	F
5521	Альбитит, скв. 23, 115 м	10,31	0,59	0,33	0,35
5515	То же, скв. 22, 29 м	7,74	1,41	0,79	0,35
5469	Микроклинит, скв. 4, 416 м	2,01	12,17	0,27	0,85
5513	Микроклин-альбитовый метасоматит, скв. 10, 156 м	3,72	7,02	0,50	0,27
5561	То же, скв. 43, 280 м	6,19	3,56	0,92	1,00
5519	Мусковит-кварцевый грейзен скв. 3, 235 м	1,08	4,21	Сл.	1,25
5479	Серицит-кварцевый грейзен, скв. 33, 32 м	0,06	5,35	Сл.	0,15

* Образцы взяты из керна скважин Зеленогорской экспедиции.

Второй тип колонок по биотитовым гранитам является наиболее характерным для месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны. В промежуточной зоне (мощностью 1-10 см) этих колонок (см. рис. 12, 4-8) происходит растворение образовавшихся во внешней зоне серицита и части мелкочешуйчатого мусковита; количество мусковита понижается при этом до 4-10% и соответственно возрастает содержание альбита. Возникающая порода внешне напоминает аляскит. В отдельных случаях в этой зоне происходит или альбитизация микроклина, или микроклинизация кварца и альбита, или то и другое вместе, что отчетливо видно по средним анализам пород.

Во внутренних зонах колонок неустойчивым становится кварц. На Карасьевском месторождении он частично или обычно полностью замещается микроклином, альбитом или их смесью, на Пьянковском - мусковитом, реже - микроклином или альбитом, на Игишанском - мусковитом, реже - альбитом. Замещающие кварц альбит и микроклин обычно имеют вид идиоморфных кристаллов, разрастающихся непрерывным фронтом из окружающих кварц зерен полевых шпатов. В отдельных случаях идиоморфные кристаллы щелочных полевых шпатов развиваются по кварцу одновременно. Замещение полевых шпатов друг другом происходит в виде неправильных участков. Соотношения между калишпатизацией и альбитизацией наиболее четко фиксируются в колонке 553-558 Карасьевского месторождения [106], где альбитизация кварца, а в других колонках и микроклина является наиболее поздней, по-видимому, накладывающейся на уже микроклинизированные породы, или следует за микроклинизацией. Колонки с альбитизацией во внутренних зонах являются обыч-

ными для всех месторождений, включая, как показывает изучение керна, и Юго-Коневское месторождение (табл. 9). Имеющиеся материалы свидетельствуют о преимущественном развитии альбитизации кварца на флангах (Карасьевское) или в апикальной части (Юго-Коневское) месторождений, что позволяет предполагать решающую роль переотложенного натрия в образовании колонок с альбитизацией кварца.

О соотношении этого типа колонок с колонками мусковитового типа, наблюдающимися только на Юго-Коневском месторождении, определенно говорить трудно. Те и другие встречаются около всех типов жил и прожилков. Можно только отметить, что микроклиныты по биотитовым гранитам Юго-Коневского месторождения секутся мусковитовыми прожилками и по зонам расланцевания микроклинытов развивается мусковит.

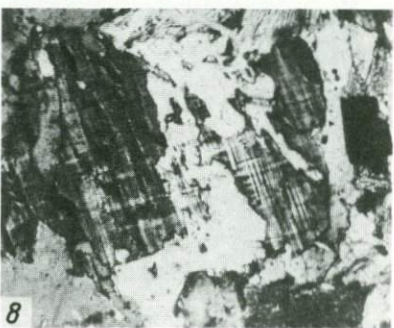
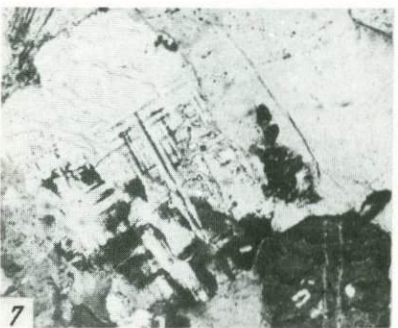
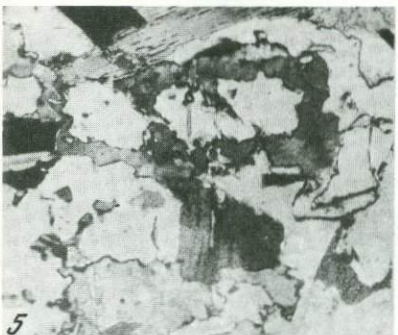
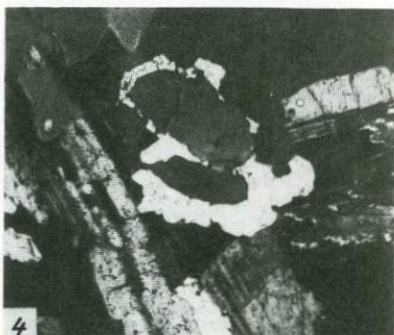
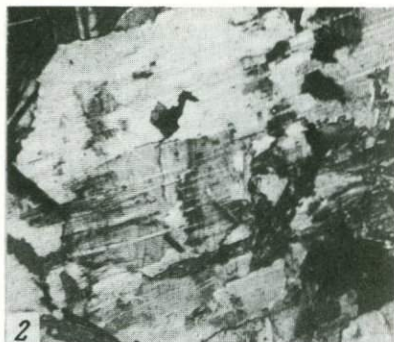
Третий тип (III) — колонки, характеризующиеся тем, что сразу за внешней зоной мусковитизации идет внутренняя зона калишпатизации или альбитизации кварца мощностью 3–40 см при отсутствии промежуточной зоны "апоалюскита". Граница с внешней зоной очень резкая. Мусковит, образовавшийся во внешней зоне в количестве в среднем 20–30% (см. табл. 7, 8), полностью сохраняется в этой зоне. Во внутренней зоне колонок третьего типа преобладает альбитизация кварца, хотя на месторождении Красный Огородник проявляется и образование 7–10% микроклина, а общее количество его в зоне достигает содержания в первичном граните.

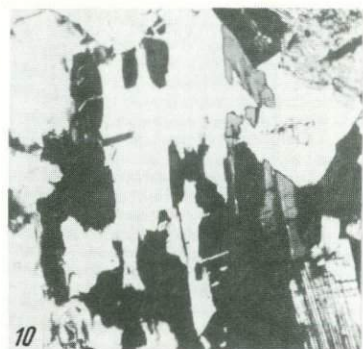
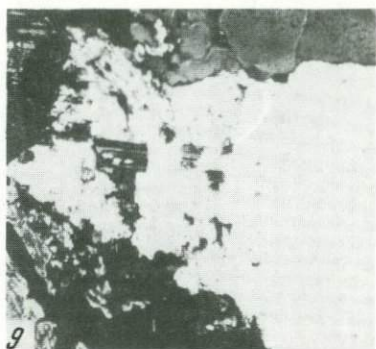
Зональность метасоматических колонок по аляскитам

Такая зональность наблюдается на Юго-Коневском месторождении, где выделяется два типа колонок (см. табл. 6, рис. 12, 3, 9). Наиболее распространены колонки (IV тип), в которых во внешней зоне мощностью 0,3–6 см имеет место осветление розового гранита с очень слабым развитием, фиксируемым только в шлифах, альбитизации микроклина или микроклинизации альбита при общей деаортитизации альбита. Происходит также крайне слабая мусковитизация и серицитизация плагиоклаза (всего 2–3% новообразованного серицита-мусковита). Образующаяся порода имеет беловато-серую окраску, внешне ничем более не отличаясь от первичного ро-

Рис. 15. Морфология метасоматических замещений при формировании околотрещинных метасоматитов Боевско-Биктимировской рудной зоны

1, 2 — замещение альбита микроклином, шл. юк-ож-102, увел. 30; 3–6 — замещение кварца альбитом в виде идиоморфных кристаллов (3, шл., к-ож-97, увел. 35), скелетных таблиц (4, 5, шл. к-ож-98, увел. 35) и мусковитом (6, шл. юк-ож-106, увел. 30); 7–12 — замещение в позднюю кислотную стадию метасоматическим кварцем идиоморфных (ранее заместивших кварц) и неправильной формы зерен микроклина (шл. 301, 296, увел. 30)





зового аляскита. В первой внутренней зоне (мощностью 0,5–20 см) таких колонок кварц частично или полностью замещается микроклином. Последний, как и в случаях микроклинизации кварца в колонках других типов, имеет вид идиоморфных кристаллов [52, 53]. Альбит в этой зоне, как правило, полностью сохраняется (см. табл. 9, 5513). В крайне редко наблюдаемых колонках с полной зональностью присутствует и вторая внутренняя зона, где полной микроклинизации подвергается и альбит (см. табл. 9, проба 5469). Встречаются и такие колонки, когда метасоматическим минералом является альбит и во второй внутренней зоне все минералы замещены альбитом (см. табл. 9, 5521, 5515).

Исключительно слабым распространением на Юго-Коневском месторождении пользуются колонки (V тип), в которых основным метасоматическим минералом является мусковит (см. рис. 12, 9), интенсивно замещающий кварц. В отличие от колонок мусковитового типа по биотитовому граниту полевые шпаты не подвергаются изменению почти совершенно, не считая деанортитизации плагиоклаза. Довольно широко распространены метасоматиты мусковит-полевошпатового состава с содержанием мусковита 10–25%. Соотношение колонок IV и V типа по аляскитам Юго-Коневского месторождения остается неясным, ибо они встречаются около одних и тех же типов жил и трещин. Остается только отметить, что микроклиниты колонок IV типа по аляскитам и мусковитовые метасоматиты колонок I типа по биотитовым гранитам наблюдались в одном образце около трещины, секущей контакт биотитовых гранитов и аляскитов. По-видимому, литологический фактор имел не меньшее влияние на состав образующихся метасоматитов, нежели состав воздействующих растворов.

На Юго-Коневском месторождении встречается, хотя и крайне редко, еще один тип метасоматических колонок по гранитоидам, знаменующий собой очень слабое проявление кислотного выщелачивания. Сюда относится окварцевание гранитоидов и образующихся по ним метасоматитов, причем последнее подчеркивает наиболее позднее положение стадии грейзенизации. В одной из изученных телескопированных колонок (см. рис. 12, 9), характеризующейся мусковитизацией кварца во внутренней зоне, в более поздний этап микроклин замещается кварцем при полном отсутствии мусковитизации плагиоклаза. Слабое развитие имеют микропрожилки метасоматического кварца, иногда фиксируемые в полевошпатовых метасоматитах внутренних зон колонок щелочного этапа. В ряде случаев последовательность замещения носит обычный для грейзенов характер, т.е. сначала кварц-мусковитовой или кварц-серицитовой массой замещается плагиоклаз, а затем частичному или полному замещению кварцем подвергается и микроклин. Конечные метасоматиты имеют мусковит- или серицит-кварцевый состав при обычном для грейзенов содержании кварца 47–58% (см. табл. 9, 5479).

Все типы метасоматитов содержат 0,5–3% флюорита, пирита, а граниты Юго-Коневского месторождения – еще и карбонат, замещающий с периферии флюорит. Исключение составляют метасомати-

ты Карасьевского месторождения, иногда совершенно не содержащие пирита.

Морфология метасоматических замещений (рис. 15) была детально охарактеризована нами ранее. Микроклинизация альбита фиксируется по появлению в его таблицах микроклина в виде участков неправильной формы при одинаковой ориентировке зон двойникования обоих минералов. В заключительную стадию замещения около новообразованной таблицы микроклина сохраняется периферическая реликтовая кайма альбита. В метасоматическом микроклизине наблюдаются реликтовые чешуйки мусковита. Альбитизация микроклина по морфологии обычно не отличается от описанного процесса, хотя нередко происходит путем развития мелко- или среднедейстового альбита (в том числе и скелетной формы) в зернах калишпата.

Замещение кварца альбитом и микроклином происходит преимущественно путем разрастания в кварце окружающих зерен полевого шпата, нередко приобретающих четко идиоморфную форму. Иногда в различных частях зерен кварца развиваются самостоятельные идиоморфные кристаллы полевых шпатов. Замещение происходит сплошным фронтом, так что в новообразованном полевым шпате не остается реликтов кварца. Иногда зерно кварца обростае со всех сторон одной таблицей альбита, которая разрастается к центру зерна кварца и нередко имеет на конечной стадии замещения округлый реликт кварца в центральной части таблицы.

Оригинальна форма альбитизации мусковита. В начальную стадию образуется каемка альбита около базальной чешуйки мусковита или в виде периферического скелета внутри чешуйки мусковита, часто прерывистая, но одновременно погасающая. Внутри такого скелета будущей таблицы альбита в начальной стадии сохраняется ядро мусковита, которое постепенно замещается разрастающимся внутрь скелетным кристаллом альбита.

Замещение кварцем идиоморфных кристаллов альбита и микроклина начинается с их центральной части, так что к концу замещения сохраняется только их периферическая прямолинейная кайма шириной 0,05 мм (и меньше) и длиной 0,5–1,0 мм. Иногда она представляет собой разрозненные эмульсевидные точки, которые, одновременно погасая, оконтуривают внешние ограничения прежних метасоматических кристаллов. Такие реликтовые структуры, по-видимому, объясняются особой устойчивостью граней идиоморфных кристаллов к замещению (см. рис. 15, 11–12).

Метасоматические преобразования вмещающих пород

Характер метасоматического изменения пород, вмещающих гранитные массивы, зависит от их состава, что подчеркивалось нами, И.И. Куприяновой и А.И. Шерстюком ранее (табл. 10). Мощност колоннок по вмещающим породам обычно больше, чем по гранитам, достигая в отдельных случаях 1–3 м. Состав образующихся метасоматитов зависит от содержания кальция и железа в породе и режима серы (табл. 11). По кристаллическим альбит-амфиболовым

Таблица 10

Изменение минерального состава в колонке 4611-I-V мусковит-флюоритового типа по известняку в процессе околотрещинного метасоматоза, вес. %

Минерал	Расстояние от жилы, см				Жила
	60-40	30-20	20-10	10-0	
Кальцит	93,4	96,6	86,0	3,4	0,5
Флюорит	-	0,1	2,4	66,6	7,9
Мусковит	1,3	2,0	6,6	22,4	91,5
Кварц	1,6	0,9	0,7	-	-
Фиксируемые процессы замещения	Метасоматическое образование флюорита и мусковита				Отложение флюорита и мусковита в трещине

* По материалам Л.В. Покровского.

и кварц-биотит-плаггиоклазовым сланцам Пьянковского месторождения, Каменского массива и Боевского участка образуются колонки, во внешней зоне которых происходит замещение амфибола биотитом и альбита мусковитом, во внутренней зоне биотит и оставшийся альбит полностью мусковитизируются. Образующаяся порода слагается почти исключительно мусковитом (кварца 0-20%), иногда при значительном содержании пирита и флюорита. Таким образом, в данном типе колонок биотит оказывается более устойчивым к мусковитизации, нежели альбит (табл. 12).

Заметно иной состав имеют метасоматиты, образующиеся по амфиболитам и другим породам среднего - основного состава, содержащим плаггиоклаз повышенной основности или карбонат, т.е. значительные количества кальция. Их главным отличием от метасоматитов предыдущей группы является нередко повышенное содержание флюорита (до 15-20%), содержание пирита также может варьировать от 0 до 10-20%. Количество кварца отвечает его содержанию в первичной породе (5-15%) или несколько повышается (до 20%) во внешней зоне [106], вновь уменьшаясь во внутренней. Метасоматиты такого состава встречаются на Игишанском, Боевском, Пороховском месторождениях и в Каменском массиве. Аналогичные колонки по габбро описаны А.И. Шерстюком.

Еще более интересный тип представляют собой метасоматические колонки по туфам пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых порфиритов Пороховского месторождения. Здесь по внешней зоне происходит интенсивная карбонатизация (до 35% карбоната) и хлоритизация плаггиоклаза и эпидота (табл. 13). Во внутренней зоне метасоматит состоит из серицита, флюорита (до 14%) и пирита (до 13%), при этом карбонат отсутствует уже почти полностью (до 2%).

Таблица 11

Зональность околотрешинных преджилых метасоматических колонок по вмещающим породам на уральских проявлениях, связанных с глубинными гранитами

Зона	Исходная порода		
	Амфиболит	Порфирит	Кварц-альбит-биотитовый сланец
Внешняя	Альбит-мусковит-флогопитовый метасоматит	Серцитизированный и карбонатизированный порфирит	Кварц-альбит-мусковитовый сланец
Промежуточная	Мусковит-флогопитовый метасоматит	Пирит-карбонат-серцитовый метасоматит	Кварц-мусковитовый сланец
Внутренняя	Мусковитовый метасоматит	Пирит-флюорит-серцитовый метасоматит	Мусковитовый метасоматит (0-20% кварца)
Массив	Пьянковский, Игишанский	Пороховский участок	Каменский

* Количество флюорита и пирита может варьировать от 0 до 10-15%.

Таблица 12

Изменение минерального состава в колонке 4001/1-4001/7 флюорит-пирит-мусковитового типа по кварц-альбит-биотитовым сланцам, вес. %*

Минерал	1	2	3	4	5	6	7
Биотит	26,0	26,0	15,9	14,6	1,7	0,2	-
Мусковит	38,4	48,8	51,3	43,0	62,1	60,5	56,3
Плагиоклаз	20,0	6,8	5,6	4,9	Р.э.	Р.э.	-
Кварц	6,9	13,6	12,3	17,5	15,3	18,8	23,2
Кальцит	4,2	-	-	-	-	-	-
Пирит	-	0,3	9,2	12,7	12,2	12,9	15,4
Флюорит	-	-	3,1	4,9	4,1	2,0	2,7
Лейкоксен	-	-	-	-	3,6	5,6	2,4
Магнетит	4,5	4,5	2,6	2,4	1,0	-	-
Фиксируемые процессы замещения	Исходные сланцы	Мусковитизация плагиоклаза и биотита, образование кварца, пирита, флюорита					

1-7 - номера проб.

Исходная порода

Диоритовый порфирит жильный	Габбро	Антигоритовый серпентинит	Известняк
Флогопитизи- рованный пор- фирит	Флогопитизи- рованное габбро	Тальк-карбонат- ная порода	Мрамор
Отсутствует		Хлорит-актино- литовый мета- соматит	Отсутствует
Флогопитовый слюдит *			Мусковит- флюоритовый метасоматит

Адуйский (по А.И. Шерстюку)

Таблица 13

Изменение минерального состава в колонке пирит-флюорит-мусковитового типа по метаморфизованным туфам Пороховского месторождения при околотрещинном метасоматозе, вес. %*

Минерал	105 ^д **	105 ^г	105 ^б	105 ^б	105 ^а
Мусковит	38,4	49,5	59,0	63,8	64,6
Кварц	5,9	4,0	4,7	4,0	1,5
Плагноклаз	2,5	2,0	1,3	1,5	1,6
Карбонат	1,9	34,5	23,8	6,9	2,0
Флюорит	-	-	5,0	8,6	14,0
Лейкоксен	8,2	9,4	3,2	5,9	4,0
Пирит	-	0,6	3,0	9,3	13,0
Эпидот	37,6	-	-	-	0,2
Хлорит	5,5	-	-	-	0,1
Фиксируемые процессы замещения	Эпидотизированные и хлоритизированные туфы пироксеновых порфиритов	Мусковитизация и карбонатизация эпидота и хлорита		Флюоритизация, карбонатизация, растворение кварца, образование пирита	

* По материалам П.В. Покровского. **105.

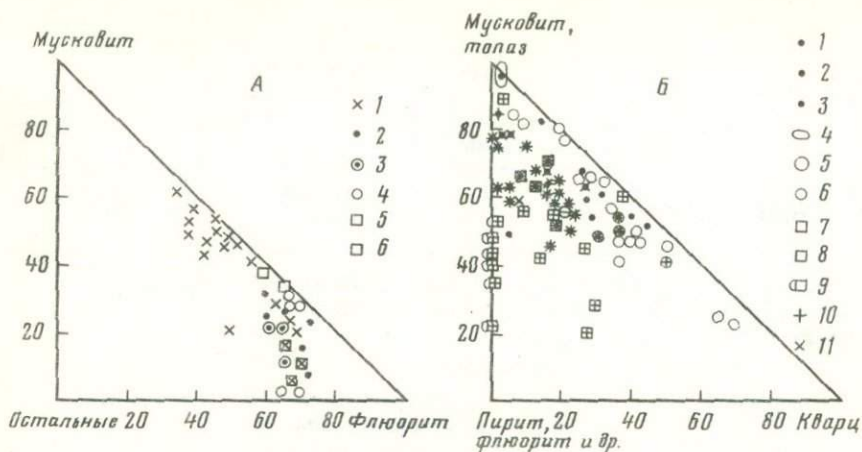


Рис. 16. Минеральный состав метасоматитов по известнякам (а) к алюмосиликатным породам повышенной основности (б)

а- 1-4- формация глубинных мусковит-полевошпатовых метасоматитов, мусковит-флюоритовые метасоматиты Уральских месторождений, по И.И. Куприяновой и П.В. Покровскому, 2-4- грейзеновая формация: 2, 3 - соответственно мусковит-флюоритовые и эфесит-флюоритовые метасоматиты Приморья, по М.Г. Руб и И.Н. Говорову; 4 - нерасчлененные слюисто-флюоритовые метасоматиты, по И.И. Куприяновой; 5, 6 - формация гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов, слюисто-флюорит-фенакитовые метасоматиты соответственно с эвклазом (5), хризобериллом и турмалином (6) месторождений слюисто-фенакитового типа [63];

б- 1-4- формация глубинных мусковит-полевошпатовых метасоматитов: 1 - флюорит-пирит-мусковитовые метасоматиты по кварц-биотит-плагиоклазовым сланцам, 2 - то же по туфам пироксен-плагиоклазовых порфириров, 3 - то же с карбонатом (из внешней зоны колонок) по туфам, 4 - мусковитовые и флогопитовые слюдиты по гипербазитам и сланцам (использованы материалы И.И. Куприяновой, П.В. Покровского, А.И. Шерстюка и автора по уральским месторождениям района Коневско-Карасьевского и Адуйского плутонов); 5, 6 - грейзеновая формация: кварц-мусковитовые (5) и кварц-топазовые (6) грейзены по различным сланцам и гранодиоритам (использованы материалы автора по месторождениям Урала: Н.А. Влохиной - по Майхуринскому, А.А. Акиншиной - по Букукинскому и В.Ф. Барабанова - по Бом-Горхонскому месторождениям); 7-9 - формация гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов: 7, 8 - пирит-флюорит-серицитовые метасоматиты по гранодиоритам, лампрофирам (7) и гипербазиту (8), по данным О.Д. Онтоева, А.Ф. Коржинского, М.М. Повилайтис; 9 - флюорит-альбит-мусковитовые метасоматиты по сланцам альбит-фенакит-бавенитового типа месторождений [88]; 10, 11 - присутствие соответственно флюорита и пирита в количестве более 2%

Наконец, метасоматическое преобразование известняков (см. табл. 10) заключается в образовании флюорит-мусковитовых метасоматитов, которые нередко имеют ритмично-полосчатую текстуру, выражающуюся в чередовании мусковитовых и флюоритовых полосок. Обычно метасоматиты развиваются около мусковит-флюоритовых прожилков и их мощность не превышает 1-2 см, однако в зонах повышенной трещиноватости образуются мощные тела метасоматитов, имеющих ритмично-полосчатую текстуру (по П.В. Покровскому). Содержание мусковита и флюорита в них значительно варьирует, составляя (по И.И. Куприяновой) соответственно 20-65 и 40-70% (рис. 16).

Нередко в переслаивающихся осадочно-вулканогенных толщах Боевского и Пороховского участков все типы метасоматитов присутствуют одновременно, иллюстрируя важнейшую роль составявляющих пород на проявление состава и свойств раствора.

Метасоматические колонки, образующиеся по ультраосновным породам, известны в пределах полосы флогопитовых слюдитов Среднего Урала и характеризуются зональностью: зона оталькования - зона амфиболизации - зона флогопитового слюдита. По диоритовым порфирирам образуются две зоны - хлоритизации и флогопитового слюдита.

Нередки биметасоматические колонки на контакте ультрабазитов и диоритовых порфиритов. Слюдиты детально описаны А.И. Шерстюком [140], А.И. Гиззбургом и И.И. Куприяновой.

КОЛОНКИ ГРЕЙЗЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Метасоматиты грейзеновой формации включают фации раннего щелочного метасоматоза и собственно грейзеновую группу фаций раннего и преджильного этапов метасоматоза, а также фации этапа переотложения выщелоченных компонентов. Фации раннего щелочного метасоматоза в месторождениях этой формации в целом имеют ограниченное распространение, хотя и нередко довольно интенсивно развиты [11 и др.], особенно в нижних частях грейзеновых месторождений, иллюстрируя увеличение кислотности раствора по мере его эволюции. В задачу работы не входит детальное их рассмотрение, поэтому мы ограничимся только кратким их описанием на уральских проявлениях при характеристике грейзенизации раннего площадного метасоматоза.

Фации грейзенизации раннего площадного метасоматоза

Площадная грейзенизация в пределах грейзеновых месторождений, особенно в апикальной части материнских массивов, как известно, имеет широкое распространение и неоднократно описывалась [11, 81, 117 и др.]. В приконтактовой части куполов локализованы мощные тела кварцевых, мусковит-кварцевых и топаз-кварцевых грейзенов, сменяющиеся вниз грейзенизированными и далее альби-

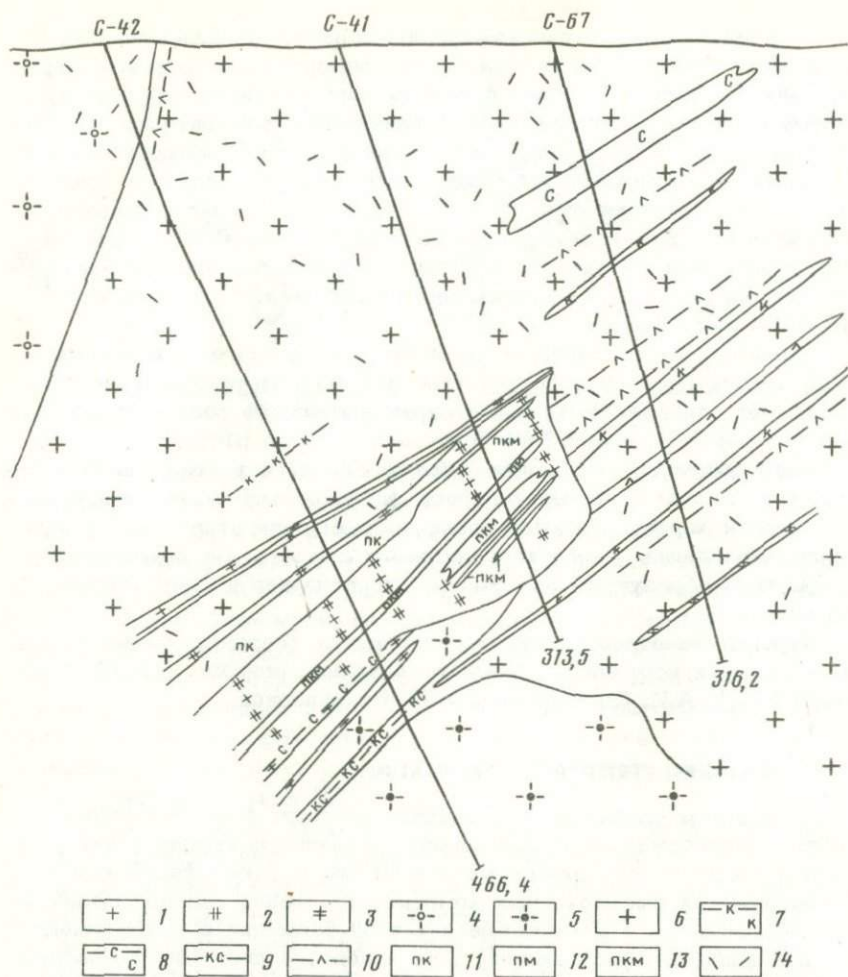


Рис. 17. Геологический разрез по профилю скв. 42, 41, 67 месторождения Восток (по И.Е. Щеглову, с дополнениями и уточнениями автора)

1 – гранит-порфиры серые с преобладающими вкрапленниками полевого шпата, 2 – аналогичные предыдущим породы со структурой, переходной от гранит-порфировой до мелкозернистой гранитной, 3 – гранит-порфиры биотитовой зоны закалки белых лейкократовых гранитов, 4 – розовые средне-, крупнозернистые лейкократовые граниты, 5 – белые и розовато-белые средне-, крупнозернистые лейкократовые граниты, 6 – серые мелко-, среднезернистые биотитовые граниты, 7 – кр-сантиты, 8 – спессартиты, 9 – биотит-амфиболовые лампрофиры, 10 – нерасчлененные лампрофиры, 11 – существенно кварцевые пегматиты, 12 – существенно калишпатовые пегматиты, 13 – кварц-калишпатовые пегматиты, 14 – степень площадной серицитизации, хлоритизации и деаортитизации гранитов

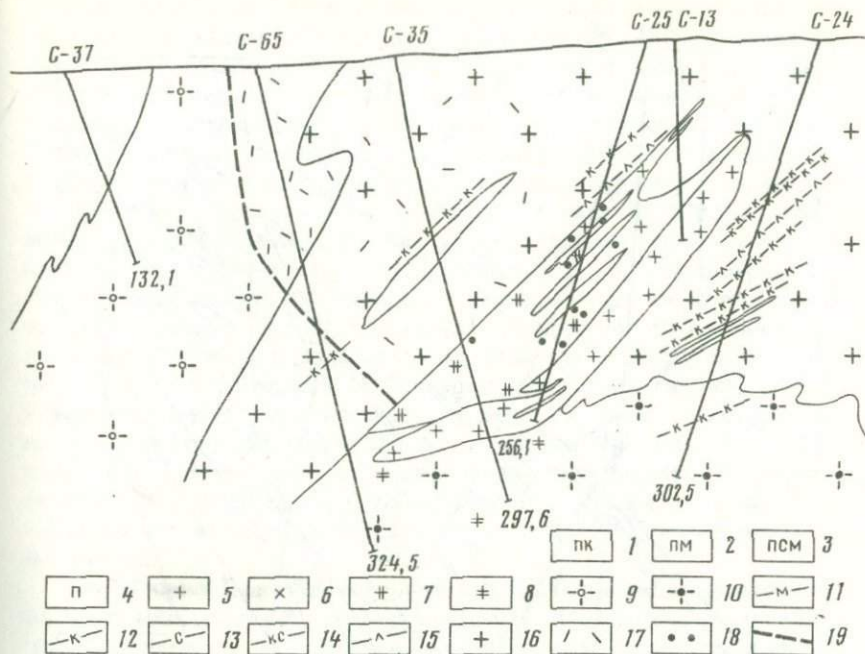


Рис. 18. Геологический разрез по профилю скв. 37, 65, 25, 13, 24 месторождения Восток (по И.Е. Щеглову, с дополнениями и уточнениями автора)

1 – кварцевый пегматит, 2 – калишпатовый пегматит, 3 – кварц-полевошпатовый пегматит, 4 – пегматит нерасчлененный, 5 – гранит-порфир серый с преобладающими вкрапленниками полевого шпата, 6 – гранит-порфир серый с преобладающими вкрапленниками кварца, 7 – аналогичная предыдущим порода со структурой, переходной от гранит-порфировой к гранитной мелкозернистой, 8 – гранит-порфиры биотитовой зоны закалки белых лейкократовых гранитов, 9 – розовые средне-, крупнозернистые лейкократовые граниты, 10 – белые средне-, крупнозернистые лейкократовые граниты, 11 – мальхиты, 12 – керсантиты, 13 – спессартиты, 14 – биотит-амфиболовые лампрофиры, 15 – лампрофиры нерасчлененные, 16 – серые мелко-, среднезернистые биотитовые граниты, 17 – степень площадной серицитизации, хлоритизации и альбитизации гранитов, 18 – степень мусковитизации гранит-порфиров, 19 – контур площадной серицитизации и хлоритизации

тизированными и микроклинизированными гранитами. Зональность этого типа детально изучена и объясняется увеличением кислотности раствора по мере его фильтрации в купольную часть структуры [11, 27 и др.]. Площадные метасоматические изменения редкометалльных месторождений, формирование которых не связано с указанной зональностью, детально в литературе не описаны.

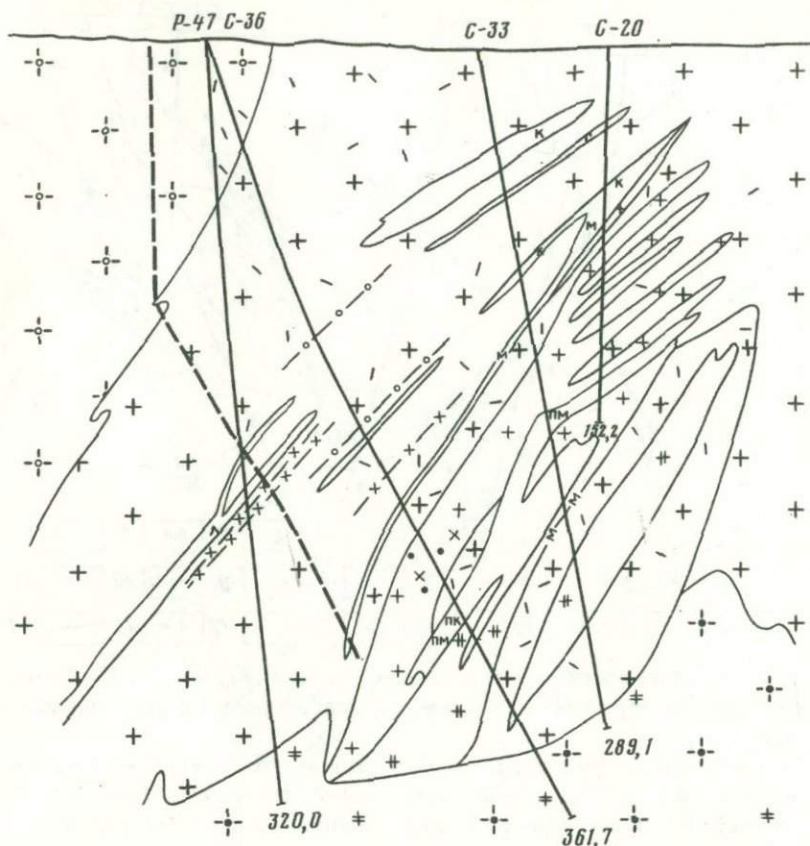


Рис. 19. Геологический разрез по профилю скв. 47, 36, 13, 20 месторождения Восток (по И.Е. Шеглову с дополнениями и уточнениями авторов)

Условные обозначения см. на рис. 18

В пределах Восточно-Уральского поднятия самый мощный метасоматический ореол (рис. 17–19) площадной предрудной калишпатизации, серицитизации, хлоритизации и деанортитизации, макроскопически выраженный в виде позеленения пород, находится в серых мелко- и среднезернистых биотитовых гранитах непосредственно над штоком наиболее молодых гранит-порфиров месторождения Восток. В разрезе он имеет вид опрокинутого конуса, расширяющегося в своем западном контуре под углом $60-70^\circ$ от нижней части штока гранит-порфиров в участке его контакта со слепым штоком близких к нему по возрасту розовато-белых лейкократовых гранитов. Восточное ограничение конуса является, по-видимому, еще более крутым, поскольку скважины восточной части буровых профилей уже с глубины 50–100 м входят в слабо измененные биотитовые граниты.

Гранит-порфиры штока совершенно не затронуты процессом серицитизации, хлоритизации и калишпатизации. Очень слабому, видимо, околотрещинному изменению подверглись и лейкократовые граниты как верхней части месторождения, так и особенно зоны закалки слепого штока розовато-белых лейкократовых гранитов. Серицитизация и хлоритизация охватывает очень ограниченные участки лейкократовых гранитов, при этом отличительной чертой их изменения является полное отсутствие калишпатизации. Это позволяет считать изменения в биотитовых гранитах и более молодых лейкократовых гранитах одновременными, а ореол серицитизации-хлоритизации-калишпатизации в нижекарбонатных биотитовых гранитах — наиболее ранним. Поскольку лампрофиры подверглись калишпатизации, можно полагать, что площадной метасоматоз имел место после образования лампрофиров, при внедрении или кристаллизации лейкократовых гранитов и штока гранит-порфиров. Важно подчеркнуть, что, несмотря на интенсивно проявленную серицитизацию и калишпатизацию многочисленных ксенолитов биотитовых гранитов и лампрофиров в гранит-порфирах, последние даже в контакте с ксенолитами характеризуются полным отсутствием этих изменений.

Схема связи магматизма, метасоматизма и гидротермальной жильной минерализации дана в табл. 14. Необходимо отметить, что метасоматический ореол серицитизации-хлоритизации-калишпатизации является четко дорудным. Это подтверждается и крайне низким содержанием молибдена (скв. 42, глубина 0-70 м, 10-60 г/т) в ореоле за пределами штокверка, хотя вкрапленность пирита, а иногда и халькопирита является обычной. Второй этап площадного метасоматизма имел место уже после кристаллизации штока гранит-порфиров, о чем можно судить по развитию метасоматитов этого этапа по всем типам гранитов. Сюда относится площадное развитие пойкилобласт мусковита по гранит-порфиру, охватывающее объем в десятки квадратных метров, и образование локальных тел полевошпат-мусковитовых и полевошпатовых метасоматитов мощностью до 0,8 м по всем разновидностям гранитов. Метасоматиты обычно не контролируются трещинами. Они секут жилы пегматитов и пересекаются зонками мусковит-кварцевых грейзенов, мусковитовыми и сульфидно-кварцевыми прожилками. К этому же этапу изменений относится площадная триклинизация калишпата, охватывающая все разновидности гранитов и заключающаяся в появлении шахматного двойникования в калишпате.

На остальных месторождениях грейзеновой группы площадной метасоматизм не изучен в связи со слабым их вскрытием (рудопроявления Орского Урала) или развит очень слабо (Башкироводольское рудопроявление). На последнем — это слабая серицитизация и деанортитизация плагиоклаза, интенсивная пелитизация калишпата, охватившая весь массив.

Рассмотрим более детально характер метасоматических преобразований серых биотитовых гранитов и лампрофиров месторождения Восток, интенсивно затронутых процессом серицитизации, хлоритизации и калишпатизации.

Таблица 14

Последовательность магматизма, метасоматических изменений и жильобразования месторождения Восток

Этапы	Интрузивные породы	Метасоматические процессы	Гидротермальные образования
I	<ol style="list-style-type: none"> 1. Мелкозернистые, мелко-, среднезернистые, среднезернистые серые резкопорфировидные или равномернозернистые биотитовые граниты 2. Лампрофиры 	Интенсивная площадная калишпатизация, серицитизация, хлоритизация	Дымчатые безрудные кварцевые прожилки
II	<ol style="list-style-type: none"> 1. Среднезернистые, средне-, крупнозернистые и крупнозернистые розовато-белые лейкократовые граниты равномернозернистые подпрудного штока. В апикальной части переходят в гранит-порфиры с очень крупными фенокристами (до 1,5 см) 2. То же, розовые резко порфировидные или равномернозернистые, сопровождающиеся розовыми аплитами и пегматитами лейкократовые граниты 	Слабая площадная серицитизация	Дымчатые безрудные кварцевые прожилки
III	<ol style="list-style-type: none"> 1. Шток рудных серых гранит-порфиров 2. Кварцевые и кварц-калишпатовые блоковые пегматиты 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Мусковитизация с образованием пойкилобласт мусковита в гранит-порфирах 2. Локальные ранние полевошпатовые и полевошпат-мусковитовые метасоматиты 3. Триклинизация калишпата (образование шахматной структуры в калишпате) 4. Околотрещинная грейзенизация: мусковит-кварцевые грейзены, слабая серицитизация и хлоритизация или изменения отсутствуют 5. Зоны интенсивной хлоритизации и хлоритовых метасоматитов 	<p>Вольфрамит-кварцевые жилы</p> <p>Молибденит-кварцевые жилы</p> <p>Полевошпат- и мусковит-кварцевые жилы</p> <p>Прожилки молибденового штока-верка в биотитовых гранитах и сульфидная вкрапленность в гранит-порфирах</p>

ритизации и калишпатизации. Более поздние розовые лейкократовые граниты подверглись серицитизации и хлоритизации, по-видимому, этапа околотрешинной грейзенизации. Неизменный мелко-среднезернистый до среднезернистого биотитовый гранит имеет гранитную слабо порфировидную (иногда резко порфировидную) структуру, вкрапленники представлены таблитчатым калишпатом, кварцем размером до 1,5 см. Цементирующая биотит-калишпат-кварц-плагноклазовая масса имеет мелко-среднезернистую до среднезернистой структуру при обычном размере зерен 0,3-2,0 мм, наиболее часто - 1,0-1,5 мм. Калишпат характеризуется неясно проявленной решеткой или двойникованием, по форме напоминающим шахматный альбит, иногда двойниковая решетка отсутствует полностью. Обычно калишпат содержит 5-10, а нередко и до 15% пятнистого или ленточного пертита. Пойкилитовые таблички плагноклаза в калишпате встречаются довольно редко. Биотит размером 0,1-0,2 мм плеохроирует от зеленовато-бурого до темно-бурого. В отдельных образцах плагноклаз частично превращен в гранобластовую массу, характеризующуюся присутствием мелкочешуйчатого биотита. В ряде шлифов наблюдаются участки размером до 2-4 мм, состоящие из мелкозернистой (0,01-0,07 мм) микроаплитовой биотит-кварц-плагноклазовой массы с содержанием бурого мелкочешуйчатого биотита до 15%. Эти участки межгранулярной массы характеризуют, по-видимому, заключительную стадию кристаллизации гранита. Иногда в них много гранобластового нерешетчатого калишпата. Полевшпат-биотитовые участки или прожилковидные обособления встречаются довольно часто. В одном из образцов прожилок такого состава и структуры сечет весь шлиф.

Калишпатизация наиболее сильно проявлена в участках катаклаза гранитов, где количество метасоматического калишпата может достигать 20-50%. Наиболее распространенной формой калишпатизации является развитие непрерывных или прерывистых каемок шириной 0,05-2 мм около таблиц плагноклаза, реже - около других минералов. Каемки слагаются мелкими ксеноморфными зернами калишпата или, что гораздо реже, стельчатыми агрегатами с шириной отдельных индивидов 0,002-0,005 мм, одновременно угасающих и ориентированных перпендикулярно к границе, между каймой и замещаемым плагноклазом. Не менее распространены межгранулярные участки мелкозернистого (0,03-0,1 мм) ксеноморфного калишпата размером 1-3 мм, в которых нередко присутствует до 15% мелкочешуйчатого бурого биотита. Наблюдались случаи, когда мелкозернистым гранобластовым калишпатом замещены целые зерна альбита с сохранением таблитчатой формы псевдоморфоз. В одном из шлифов (6238) биотит в этой массе плеохроирует от светло-зеленого до густо-зеленого цвета, в то время как биотит основной массы гранита имеет темно-бурю окраску. Наконец, в отдельных таблицах плагноклаза довольно часто встречаются многочисленные мельчайшие (до 0,001-0,003 мм) антипертитового типа выделения калишпата. Таблицы плагноклаза с метасоматическим антипертитом или более крупными (0,01-0,06 мм) неправильными выделениями

калишпата встречаются в виде участков размером в несколько миллиметров, в отдельных случаях в пределах шлифа все таблицы плагиоклаза в той или иной мере представляют метасоматический антитертит. Метасоматический калишпат очень слабо пелитизирован, двойниковая решетка отсутствует или выражена очень слабо, рентгеновская триклинность равна 0,67. Таким образом, калишпатизация очень интенсивно и равномерно проявилась в пределах рудного поля, иногда ей сопутствовало образование мелкочешуйчатого бурого биотита. За пределами рудопроявления калишпатизация не фиксируется.

Исключительно сильно в гранитах развита серицитизация плагиоклаза, обычно на 15-20% плагиоклаз замещен серицитом, с которым ассоциирует иногда клиноцоизит. Судя по отсутствию в метасоматических калишпатовых каймах серицита вокруг сильно серицитизированного плагиоклаза, серицитизация имела место после калишпатизации. В очень сильно серицитизированных гранитах калишпат иногда замещен шахматным альбитом. Не менее интенсивно проявленным процессом является мусковитизация и хлоритизация биотита. Бледно-зеленый, иногда с аномальными цветами интерференции хлорит нередко ассоциирует с клиноцоизитом.

Указанные процессы площадной серицитизации, мусковитизации и хлоритизации ни в коем случае нельзя связывать с этапом формирования кварцевых прожилков штокверка, ибо они равномерно развиты и вне участков распространения жил и прожилков. Около кварцевых прожилков, видимо, сильнее выражено образование мелкочешуйчатого мусковита размером 0,05-0,15 мм, нежели серицита, хотя наблюдается в отдельных случаях и обратная картина. При площадной мусковитизации-серицитизации плагиоклаза происходит увеличение содержания серицита-мусковита в среднем с 4,0% в граните до 9,6% в сильно серицитизированном граните.

Аналогичные структуры калишпатизации развиты в лампрофирах и гнейсах, но совершенно не фиксируются в более молодых лейкократовых гранитах и гранит-порфирах. В последних развивается пойкилобластический мусковит размером 1-10 мм в количестве 3-6%, а на отдельных участках - мощностью 10-200 см он достигает 10-20%. Пойкилобласты целиком замешают альбит-калишпатовую массу, сохраняя в виде реликтов кварц; в результате они представляют собой как бы сито, т.е. содержат многочисленные равномерно распределенные мелкие (0,01-0,05 мм) включения кварца основной массы. Встречая фенокристы, пойкилобласты захватывают их в качестве реликтов, совершенно не корродируя. По-видимому, образование пойкилобласт происходит за счет компонентов (и в том числе калия) полевых шпатов основной массы как энергетически менее стабильного вещества, чем крупные фенокристы.

Важной особенностью гранит-порфиров является связь с ними ранних мусковит-полевошпатовых метасоматитов, которые фиксируются, как в самих гранит-порфирах, так и в ранее сформированных гранитоидах. Наибольшим распространением пользуются мус-

ковит-альбитовые метасоматиты, меньшим - калишпатиты и альбиты (табл. 15). В начальную стадию формирования мусковит-альбитовых метасоматитов минералы вкрапленников не подвергаются замещению. Происходит одновременная мусковитизация плагиоклаза и альбитизация калишпата основной массы преимущественно за счет перераспределения компонентов; образующийся при этом лейстовый альбит крупнее (0,1-0,6 мм) зерен калишпата. Мусковит размером 1-3 мм уже не имеет пойкилобластической структуры, его количество достигает 56-70%. Далее замещению альбитом и мусковитом подвергаются вкрапленники, при этом калишпат иногда замещается шахматным альбитом.

Менее распространены процессы интенсивной калишпатизации кварца (табл. 15, ан. 11) и даже альбита, а также замещение кварца обоими полевыми шпатами. Образующийся калишпат (42-46%) имеет высокую триклинность (0,81-0,90) и обычно шахматное двойникование. Триклинизацию калишпата с развитием в нем шахматной структуры как в гранит-порфирах, так и во всех более древних разностях гранитов резонно связывать именно с этой стадией метасоматизма. По-видимому, растворы прорабатывали значительные толщи гранитов, приводя к триклинизации калишпата гранитов, только в отдельных участках при этом происходило образование щелочных метасоматитов.

Для гранит-порфиров исключительно характерна обильная вкрапленность пирита (2-3%, до 5-6%), халькопирита, молибденита, флюорита. Она имеет наложенный характер с привнесом халькофильных элементов и железа, так как встречаются интервалы мощностью 2-3 м, а по отдельным скважинам и на всю мощность штока, когда вкрапленность сульфидов и флюорита полностью отсутствует. Размер минералов колеблется от 0,5-2 до 3-4 мм и больше.

Аналогичные метасоматиты встречаются и в серых биотитовых гранитах. Содержание альбита в них такое же, как и в гранитах (30-36%), а соотношение реликтовых кварца, калишпата и метасоматического мусковита сильно варьирует (см. табл. 15). Конечные метасоматиты имеют преимущественно альбит-мусковитовый состав. Мусковитизация калишпата в шлифах не фиксируется, что позволяет полагать, что интенсивная мусковитизация альбита и кварца происходит за счет калия калишпата, который при этом замещается альбитом, т.е. замещение происходит преимущественно за счет перераспределения щелочей при некотором привносе калия, алюминия и выносе кремнезема. Мусковит образует чешуйки различного размера, от 0,05-0,1 до 8 мм. Реликтовый калишпат сохраняет пертитовые вроски альбита и имеет двойниковую решетку типа шахматного альбита. Метасоматиты нередко содержат до 1-3% флюорита, развивающегося в виде пойкилобласт по альбиту или замещающего центральные части таблиц плагиоклаза. В одном из шлифов присутствует 5-6% темно-зеленого слабо плеохроирующего хлорита, образующего агрегаты мелких сферолитов или крупные чешуйки размером до 1 мм. Кроме альбит-мусковитовых метасо-

матитов, в гранитах встречаются альбититы в виде участков мощностью до 0,4 м с небольшим количеством реликтового кварца и калишпата (см. табл. 15). Количество альбита в них достигает 72%.

Аналогичные изменения наблюдаются в лейкократовых гранитах и в зоне их закалки. Метасоматиты секутся трещинками, сопровождающимися серицитизацией, а также кварцевыми (с пиритом, флюоритом, карбонатом) и пирит-мусковитовыми прожилками, что под-

Таблица 15

Средний минеральный состав пород месторождения Восток, об. %

Минералы	1	2	3	4
Плагиоклаз	$\frac{30,4}{24-34}$	$\frac{30,3}{20-37}$	72,0	$\frac{11,6}{9,21}$
Калишпат	$\frac{25,7}{24-28}$	$\frac{14,1}{2-28}$	6,0	$\frac{5,8}{3,9}$
Кварц	$\frac{31,4}{30-33}$	$\frac{15,7}{4-26}$	12,0	$\frac{54,0}{33-65}$
Мусковит и серицит	$\frac{9,5}{7-18}$	$\frac{35,7}{16-50}$	10,0	$\frac{28,6}{22-37}$
Биотит и хлорит	$\frac{2,9}{2-3}$	-	-	-
Акцессории	-	4,2	-	-

Таблица 15 (продолжение)

Минералы	5	6	7	8	9
Плагиоклаз	-	-	-	-	-
Калишпат	-	-	-	-	-
Кварц	56,0	$\frac{59,9}{52-74}$	-	12,0	32,0
Мусковит и серицит	44,0	$\frac{40,1}{26-48}$	100,0	88,0	68,0
Биотит и хлорит	-	-	-	-	-
Акцессории	-	-	-	-	-

Таблица 15 (окончание)

Минералы	10	11	12	13	14
Плагиоклаз	$\frac{31,9}{26-41}$	$\frac{33,1}{30-36}$	$\frac{32,2}{18-47}$	24,4	-
Калишпат	$\frac{30,2}{26-36}$	-	$\frac{43,6}{42-46}$	20,2	$\frac{1,8}{0-3}$
Кварц	$\frac{32,6}{28-36}$	$\frac{3,9}{0-7,7}$	$\frac{17,5}{2-33}$	30,4	$\frac{51,8}{25-66}$
Мусковит и серицит	$\frac{5,5}{3-8}$	$\frac{63,0}{56-70}$	$\frac{6,6}{4-9}$	25,0	$\frac{46,4}{32-73}$

Примечание. В числителе - среднее содержание, в знаменателе - предел колебаний.

1 - серый мелко-, среднезернистый гранит умеренно серицитизированный (5 ан.); 2 - ранний полевошпат-мусковитовый метасоматит по нему (4 ан.); 3 - ранний альбитит по нему (1 ан.); 4 - сильно грейзенизированный гранит (4 ан.); 5 - мусковит-кварцевый грейзен по гранитам около вольфрамитовых жил (1 ан.); 6 - то же около молибденитовых жил (8 ан.); 7 - мусковитовый грейзен по граниту около молибденовых жил; 8, 9 - кварц-серицитовые грейзены по лампрофирам около кварц-молибденитовой жилы (8), кварц-вольфрамитовой жилы (9); 10 - гранит-порфир, 10 ан.; 11, 12 - ранние щелочные метасоматиты по гранит-порфирам мусковит-альбитового состава (2 ан.) и альбит-калишпатового состава (2 ан.); 13 - сильно мусковитизированный гранит-порфир (1 ан.); 14 - кварц-мусковитовый грейзен по гранит-порфиру (3 ан.)

черкивает более раннее образование метасоматитов. Последние слагаются преобладающим альбитом с реликтовым калиевым шпатом (~30%) гранита и одиночными незамещенными зернами кварца. Плагиоклаз представлен альбитом четко полисинтетически sdвойникованным и слабо серицитизированным или совершенно несерицитизированным. Для калиевого шпата уже характерно отсутствие пертитовых вростков, во всяком случае они встречаются только в отдельных зернах и то в небольшом количестве. Двойникование в нем сохраняется, во многих зернах очень резко проявляется двойникование типа шахматного альбита, т.е. калишпат очень сильно перекристаллизован и заметно пелитизирован.

В зоне закалки розовато-белых лейкократовых гранитов встречаются участки калишпатизации размером до 2 см, а также в виде причудливой формы прожилков розового цвета (обр. 6295). Они секутся мусковитовыми и молибденитовыми прожилками. Содержание пелитизированного с шахматным двойникованием калишпата достигает 80%, мусковита - до 10%.

*Фашии грейзеновой группы
преджилых околотрещинных метасоматитов*

К грейзеновой группе фаций относятся метасоматиты, образование которых четко контролируется трещинными структурами, в силу чего они носят околосильный или околотрещинный характер, а их мощность составляет 1–200 см, редко – до 10–15 м. Многочисленными исследователями сейчас уже совершенно определенно установлено, что формирование грейзеновых тел начинается несколько ранее жилобразования, завершаясь в начальную стадию формирования кварцевых жил. Достаточно часто грейзены и жилы пространственно разобщены. В тех случаях, когда фиксируются взаимоотношения грейзенов околотрещинного преджилкового этапа с ранними щелочными метасоматитами, наблюдается более позднее образование грейзенов [117].

Метасоматизм стадии кислотного выщелачивания на многих месторождениях еще в преджилковую стадию нередко завершается образованием мусковитовых метасоматитов, распространенность которых сравнительно с другими разновидностями грейзенов невелика. Их принято относить к образованиям стадии ошелачивания раствора (перетложения выщелоченных компонентов). На ряде месторождений они образуются синхронно с грейзенами мусковит-кварцевого состава, локализуясь в верхних частях месторождений [104] как продукты нейтрализации восходящих кислых растворов. На отдельных месторождениях метасоматиты этого типа имеют калишпат-мусковитовый или альбит-мусковитовый состав [27, 70].

В табл. 16–18 приведена зональность колонок грейзеновой группы фаций по породам различного состава. Не останавливаясь на их описании, что в известной степени сделано Д.В. Рундквистом с соавторами [117], отметим, что некоторые, наиболее экзотические из них (кварц-фаялитовые, кварц-эпидотовые метасоматиты) нуждаются в более детальном изучении и обосновании отнесения их в грейзеновую группу фаций. Несмотря на обилие грейзеновых фаций, преобладающее распространение имеют колонки, внутренние зоны которых слагаются мусковит-кварцевыми грейзенами. Меньшим развитием пользуются мусковит-топаз-кварцевые, кварцевые, турмалин-кварцевые и сидерофиллит-топаз-кварцевые фации грейзенов, остальные типы грейзеновых колонок встречаются достаточно редко.

Преобразование во внешней зоне всех колонок по гранитам имеют близкий характер, причем нельзя говорить о последовательном замещении плагиоклаза и калишпата [117 и др.], ибо грейзенизация идет при инертном поведении калия, кремнезема, глинозема и выносе натрия (рис. 20). Происходит мусковитизация биотита и развитие мусковита или кварц-мусковитового агрегата по плагиоклазу. В результате освобождения при этом натрия оставшаяся часть плагиоклаза деанортитизируется. Количество образующегося по плагиоклазу мусковита составляет 5–15%, что следует не только из наших данных (см. табл. 17), но и подтверждается при пересчете химических анализов на модальный состав для детально изученных объ-

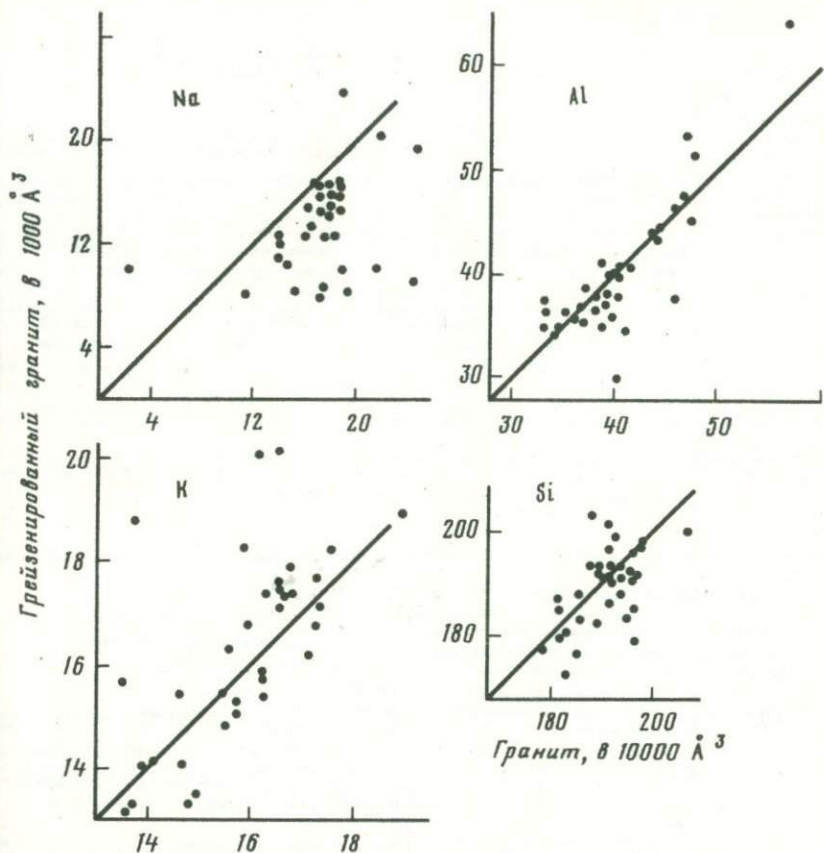


Рис. 20. Поведение компонентов при формировании внешней зоны грейзеновых колонок по гранитам (по данным автора и других исследователей по различным регионам СССР)

ектов [31, 149]. Поэтому утверждения ряда авторов об интенсивной мусковитизации плагиоклаза и ее усилении по мере приближения к жиле при полной сохранности калишпата являются субъективными, что устанавливается и при тщательном рассмотрении приводимых ими химических анализов.

Поскольку калий при грейзенизации не привносится (см. рис.20), то он может заимствоваться только при разложении калишпата. Последнее может происходить тремя путями. Первый заключается в замещении калишпата кварцем за счет кремнезема, освобождающегося при мусковитизации плагиоклаза, когда разложение идет без образования мусковит-кварцевого парагенезиса (следует учитывать, что кремнезем при образовании грейзенизированных гранитов не привносится). Замещение калишпата кварцем отмечается отдельными исследователями (В.Ф. Барабанов). По-видимому, при отсутствии чет-

Таблица 16

Метасоматическая зональность колонок грейзеновой группы фаций по гранитам

Метасомати- ты внешней зоны	Грейзенизированный гранит				
Метасомати- ты внутрен- ней зоны	Мусковит-кварцевый (в редких случаях содержание апатита до 10%)				
	Кварце- вый	Кварц-топазовый		Турмалин-кварцевый и мусковит-турмалин-кварцевый	
Кварце- вый		Топазо- вый	Кварцевый	Турмали- новый	Кварцевый с перемен- ным количест- вом гельвина и гематита
Месторождение	Mo, W, Sn				W, Be
Исследователи	Д.В. Рунджвист, Ив.Ф. Григорьев, М.Г. Руб, О.С. Грачева, К.Д. Субботин, Б.С. Чернов, В.Д. Кузнецова, Т.И. Гетманская				

Таблица 16 (окончание)

Метасомати- ты внешней зоны	Микроклинизированный или грейзенизированный гранит		Грейзенизированный гранит		
Метасомати- ты внутрен- ней зоны	Топаз-сидеро- филлит-квар- цевый шпиттер	Лепидолит- кварцевый	Кварц-топа- зовый грей- зен	Мусковит-кварцевый	
	Топаз-квар- цевый шпит- тер		Диаспор-то- паз-флюори- товый грей- зен (на кон- такте с из- вестняком)	Топаз-квар- цевый	Сидерофиллит- кварцевый
	Кварцевый шпиттер	Кварцевый		Сидерофил- лит-квар- цевый	Фаялит-квар- цевый
Месторождения	W, Sn		Sn	Sn, W	
Исследователи	В.И. Коваленко, В.Б. Шува- лов, Ю.Н. Гамалея и др.		И.Н. Говоров	О.С. Грачева	

* Возможно, является наложенным минералом.

** Относятся к стадии переотложения выщелоченных компонентов.

ких метасоматических взаимоотношений окварцевание калишпата выявить трудно. Нами оно наблюдалось на месторождении Восток, где параллельно с мусковитизацией плагиоклаза происходит замещение калишпата, а также и части альбита крупными зернами или метасоматическими прожилками кварца. Такие зерна кварца иногда представляют собой пойкилобласты, содержащие многочисленные одновременно погасающие мелкие обрывки альбита или калишпата. Калишпат, как правило, замещается кварцем раньше (по-видимому, часть

Грейзенизированный гранит

Мусковит-кварцевый (в редких случаях содержание апатита до 10%)					Ортоклаз-андалузит-кварцевый	Мусковит-кварцевый
Кварц-берилловый или фенакит-берtrandитовый*	Мусковит-берилловый	Мусковитовый	Мусковитовый	Андалузит-кварцевый		Гранат*-мусковит-кварцевый
	Мусковитовый		Мусковит-андалузитовый	Кварцевый		
W, Be			W, Sn			
И.И. Куприянова, Е.М. Захарова, О.С. Грачева, Д.С. Харкевич,					Г.В. Александров	Д.В. Рундквист, В.Ф. Барбаинов

Грейзенизированный гранит

Мусковит-кварцевый				Мусковитовый (иногда с альбитом и калишпатами)**	Альбит-кварцевый или мусковит-альбит-кварцевый
Кварц-эпидотовый	Кварц-альбитовый	Сидерофиллит-кварцевый с гентгельвином	Мусковит-берtrandитовый*		Кварцевый
			Берtrandитовый*		
SnW		Be		Mo, W	Mo, Wf
О.С. Грачева		С.И. Гурвич, К.Д. Субботин		А.С. Калинин, И.Н. Говоров и др.	Ф.В. Чухров, Л.П. Ермилова

калишпата иногда замещается шахматным альбитом), чем заканчивается мусковитизация альбита. Зоны сильно грейзенизированного уже безкалишпатового гранита имеют мощность до 3-5 м и содержат обильную вкрапленность молибденита. Далее начинается интенсивное замещение оставшегося альбита кварцем; зерна последнего содержат уже многочисленные реликтовые ростки мусковита и серицита.

Второй путь предполагает одновременно протекающее образование кварц-мусковитовой ассоциации по плагиоклазу и альбитизацию

Таблица 17
Изменение минерального состава лейкократового гранита
Башкироводольского рудопроявления при грейзенизации*

Минерал	Граниты (6)**	Слабо грейзенизи- рованные граниты (9)	Мусковит- кварцевые грейзены (5)	Кварцевые грейзены (2)
Плагиоклаз	$\frac{40,2^{***}}{37-44}$	$\frac{40,8}{34-47}$	-	-
Микроклин	$\frac{23,9}{22-26}$	$\frac{20,1}{19-24}$	-	-
Кварц	$\frac{32,8}{30-34}$	$\frac{31,6}{26-37}$	$\frac{55,5}{53-63}$	$\frac{92,0}{88-96}$
Биотит-делессит	$\frac{2,4}{1-4}$	$\frac{1,1}{0,5-3}$		
Мусковит-серицит	$\frac{0,8}{0,4-1}$	$\frac{6,5}{4-9}$	$\frac{44,5}{37-47}$	$\frac{8,0}{4-12}$
Номер плагиоклаза	$\frac{8}{6-10}$	$\frac{6}{4-8}$	-	-
Содержание альбита в микроклинпертите	$\frac{30}{28-31}$	$\frac{39}{34-43}$	-	-
Альбит из микроклин- пертита в породе	10,2	12,8	-	-
n_g биотита	1,696	-	-	-
n_g делессита	1,670	1,670	-	-
n_g мусковита	-	1,599	1,601	1,598

* Минеральный состав подсчитывался в порошке в иммерсии [107].

** В скобках указано количество подсчитанных проб.

*** В числителе приведено среднее содержание, в знаменателе - пределы колебаний.

калишпата. Последняя может заключаться в образовании шахматного альбита или пертита замещения. Этот процесс детально изучен на Башкироводольском касситеритовом проявлении, где, несмотря на мусковитизацию и серицитизацию альбита во внешней зоне колонок, количество альбита не уменьшается в связи с дополнительным образованием (см. табл. 17) пертитовых вростков альбита в микроклин [49]. Поэтому количество микроклина в слабо грейзенизированных гранитах по сравнению с первичными породами уменьшается с 24 до 20%, а количество альбита в виде пертитовых вростков от объема микроклин-пертита увеличивается от 30% в аляскитах до 30% в грейзенизированных аляскитах, а содержание альбита в породе в виде пертитовых вростков изменяется соответственно с 10,2 до 12,8%. Уменьшение количества калишпата в грейзенизированных гра-

нитах отмечается и по пересчетам химических анализов (см. табл. 15, 17) на модальный состав для Башкироводольского проявления и месторождения Восток, причем при грейзенизации на этих месторождениях наблюдается систематический вынос калия. Альбитизация калишпата при грейзенизации отмечается и А. Холл [149].

Наконец, третий путь — это растворение калишпата с увеличением пористости, что, по-видимому, имеет место при так называемой мнимой пелитизации калишпата, заключающейся в образовании значительного количества газовой-жидких включений, вызывающих замутненность калишпата. Подобное явление наблюдается на многих месторождениях, в частности оно описано В. Ф. Барабановым [6]. Учитывая увеличение пористости при слабой грейзенизации (рис. 21) и инертное поведение при этом всех компонентов, кроме натрия, который частично выносится (рис. 20), остается полагать, что возможны все три варианта. В сущности процесс слабой грейзенизации представляет перераспределение компонентов между различными фазами при выносе натрия и иногда калия. Крайне редко наблюдаемая (В. Ф. Алявдин и др.) мусковитизация калишпата при устойчивости плагиоклаза требует более тщательного описания. Для некоторых грейзеновых колонок по гранодиоритам Казахстана отмечается широкое развитие во внешней зоне калишпатизации [15].

Ряд исследователей (В. И. Коваленко, О. С. Грачева и др.) отмечают появление в грейзенизированном граните значительного количества спессартина. Грейзенизация гранита всегда сопровождается резким уменьшением содержания магнетита, ильменита, сфена. Последний нередко замещается агрегатом рутила, анатаза и брукита.

Наконец следует отметить, что при образовании цвиттеров, характеризующихся присутствием литиевого сидерофиллита [72], а также при формировании некоторых разновидностей грейзенов по гранодиоритам [70], наблюдается сквозная устойчивость биотита в колонках, что обусловлено высокой концентрацией железа и лития в растворе.

Изучение грейзеновых тел Урала и пересчеты имеющихся в литературе химических анализов грейзенизированных гранитов на минеральный состав показывают, что содержание мусковита-серицита в них не превышает 20–25%, после достижения этой цифры оставаясь постоянным по мере приближения к мусковит-кварцевой зоне, которая имеет резкий контакт с зоной грейзенизированного гранита. Так, на Башкироводольском проявлении в интервале не более полуметра, а обычно на расстоянии 1–3 см резко возрастает количество мусковита, часто в ассоциации с мелкозернистым кварцем (0,05–0,1 см), развивающихся по альбиту, происходит растворение или увеличение размера чешуек серицита, развитие кварца по микроклину в виде микрожилок и неправильных пятен размером 0,5–2,0 мм, вращение в микроклин окружающих зерен первичного кварца. Сохранившийся от замещения альбит замещается кварцем в последнюю очередь, причем метасоматический кварц может быть представлен крупными зернами размером 1–5 мм или агрегатом мелких размером 0,05–0,1 мм.

Таблица 18

Метасоматическая зональность колонок грейзеновой группы фаций по породам среднего, основного состава и карбонатным породам

Исходная порода	Амфиболиты, лампрофиры, биотит-кварцевые, глинистые сланцы и песчаники, SiO_2 - 55-65%				Туфолавы, SiO_2 - 74%
Метасомати-ты внешней зоны	Грейзенизированные породы				
Метасомати-ты внутренней зоны	Кварц-то-пазовый	Мусковит-кварцевый, редко мусковитовый	Мусковит-кварцевый	Турмалин-кварцевый	Андалузит-мусковит-кварцевый
			Пирофиллит-кварцевый	Дьюмортит-пирофиллит-турмалиновый	Мусковит-кварцевый
			Топаз-кварцевый		Топаз-кварцевый
Месторожде-ние	Sn, W				
Исследователи	М.Г. Руб, Н.А. Блохина		О.С. Грачева		Г.В. Ищисон

Таблица 18 (окончание)

Исходная порода	Известняк		Известняк или известковый скарн	Известняк
Метасомати-ты внешней и внутренней зон	Слюдисто-(эфесит, мусковит) флюоритовый	Мусковит-флюоритовый с фенакитом	Флюоритовый	Альбит-мусковит-флюоритовый с сульфидами
	Топаз-флюоритовый (с диаспором)		Слюдисто-флюоритовый	
	Топаз-кварцевый (на контакте с гранитом)	Эфесит-флюоритовый с хризобериллом	Топаз-слюдисто-флюоритовый (на контакте с гранитом)	Флюоритовый
Месторожде-ние	Sn, Be		Be	Be
Исследователи	И.Н. Говоров и др.		Ф.Г. Губайдулин	П.Д. Яковлев

*С магнетитом, корундом, шпинелью.

Рассмотрение минерального состава основных разновидностей грейзенов различных регионов СССР (рис. 22) свидетельствует о достаточной их устойчивости. Мусковит-кварцевые грейзены состоят из 50-70% кварца и 30-50% мусковита, причем большая часть точек представляет грейзены, содержащие 58-65% кварца и 35-42% мусковита. Стабильный состав мусковит-кварцевых грейзенов фиксируется и в пределах отдельных грейзеновых тел. Так, на месторождении Восток грейзены содержат 54-60% кварца и 40-46% мусковита, на Башкироводольском проявлении - соответственно 53-63% и 37-42%. Следует отметить, что при замещении минералов гранита мусковит-кварцевой ассоциацией при инертности калия и гли-

Диопсидовый скарн	Кальцит-доломитовый мрамор	Гранатовый скарн	Пироксеновый скарн	Известково-магнезиальный скарн	Везувий-пироксен-гранатовый скарн
флогопитизированная порода		Измененный скарн			Карбонат-анидотовый с сульфидами
Биотитовый слюдит		Кварц-биотит-полевошпатовый	Апатит-актинолитовый	Мусковит-флюоритовый (с бериллом)	Альбит-мусковит-флюоритовый Мусковит-флюоритовый
Sn, W				Be	
Н.А. Блохина				Г.Н. Комарова, П.Д. Яковлев	

Известняк		Доломитизированный известняк	Доломит	Доломит или магнезиальный скарн
Маргарит-флюоритовый с эффектом и турмалином	Сульфидно-воластонитовый (бустамитовый)	Плагиоклаз-слюдисто-флюоритовый	Селлаит-флюорит-слояно-флюоритовый	Флюорит-селлаитовый Слюдисто-флюорит-селлаитовый
Цинквальдит-флюоритовый	Сульфидно-алофиллит (20%) флюоритовый	То же с топазом*	Турмалин-слюдяно-флюоритовый	Слюдисто-селлаит-флюорит-топазовый (на контакте с гранитом)
Be	Mo, W	W, Be	Be	
В.Г. Боголепов	Л.А. Миросниченко	В.Б. Шувалов	Ф.Г. Губайдуллин и др.	

нозема образующийся грейзен должен состоять из 40-45% мусковита и 55-60% кварца, что в свое время подчеркивалось В.С. Дмитриевским. Близкие составы приводятся и Р.Кюне для Рудных Гор. Столь ограниченный интервал колебания состава мусковит-кварцевых грейзенов свидетельствует как о том, что преобразование нормального гранита в грейзен не сопровождается значительной миграцией компонентов, так и об отсутствии в пределах зоны мусковит-кварцевых грейзенов существенного изменения соотношения мусковита и кварца.

Кварцевые грейзены содержат 0-10% мусковита (по Р.Кюне - 0-15%), что подчеркивает их резкие границы в колонках с мусковитом. Зак. 148

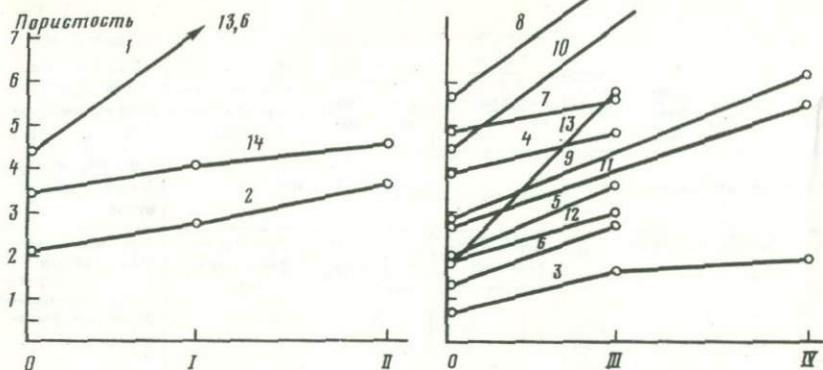


Рис. 21. Увеличение эффективной пористости (по средним значениям) гранитов (0) при метасоматозе во внешней (I) и внутренней (II) зоне околотрещинных щелочных метасоматических колонок, колонок раннего щелочного метасоматизма (III) и грейзенизации (IV)

Редкометалльные рудопроявления и массивы: 1 – Красный Огородник, 2 – Каменский, 3 – Шамейский, 4 – Зенковский, 5 – Кварцегогорский, по кварц-альбитовым аляскитам, 6 – то же, по двуполевошпатовым гранитам, 7 – Кремнекульский, 8 – Степнинский, 9 – Елизаветинское, 10 – Каменный Лог, 11 – Восток, по биотитовым гранитам, 12 – Восток, при увеличении вкрапленности сульфидов в гранит-порфирах, 13 – Восток, по гранит-порфирам, 14 – месторождения Биктимировской зоны

Для построения графиков использовано 147 анализов

вит-кварцевыми грейзенами, подтверждая теоретические представления Д.С. Коржинского о зональности метасоматических колонок и свидетельствуя о стандартных параметрах раствора, вызывающего формирование наиболее распространенных фаций грейзенов. Это можно объяснить только постоянством условий формирования растворов в связи с кристаллизацией гранитов определенного состава.

Среди топазосодержащих разновидностей грейзенов выделяются наиболее распространенные существенно кварц-топазовые грейзены с содержанием мусковита 0–10%, образующие обособленное поле. Содержание топаза в них составляет 23–40%, что совпадает с данными Р.Кюне для Рудных Гор. Учитывая, что кварц-топазовый грейзен, образующийся по граниту, при инертности глинозема должен содержать 24–28% топаза, остается предполагать, что при этом обычно происходит привнос глинозема, в частности за счет его выноса из зоны мусковит-кварцевого грейзена. Следует отметить, что содержание мусковита в этой разновидности грейзенов может повышаться до 35%, а топаза – до 80%. Во многих пробах количество топаза составляет 10–20%. На ряде молибденит-вольфрамитовых месторождений Забайкалья, Казахстана, Новой Зеландии распространены

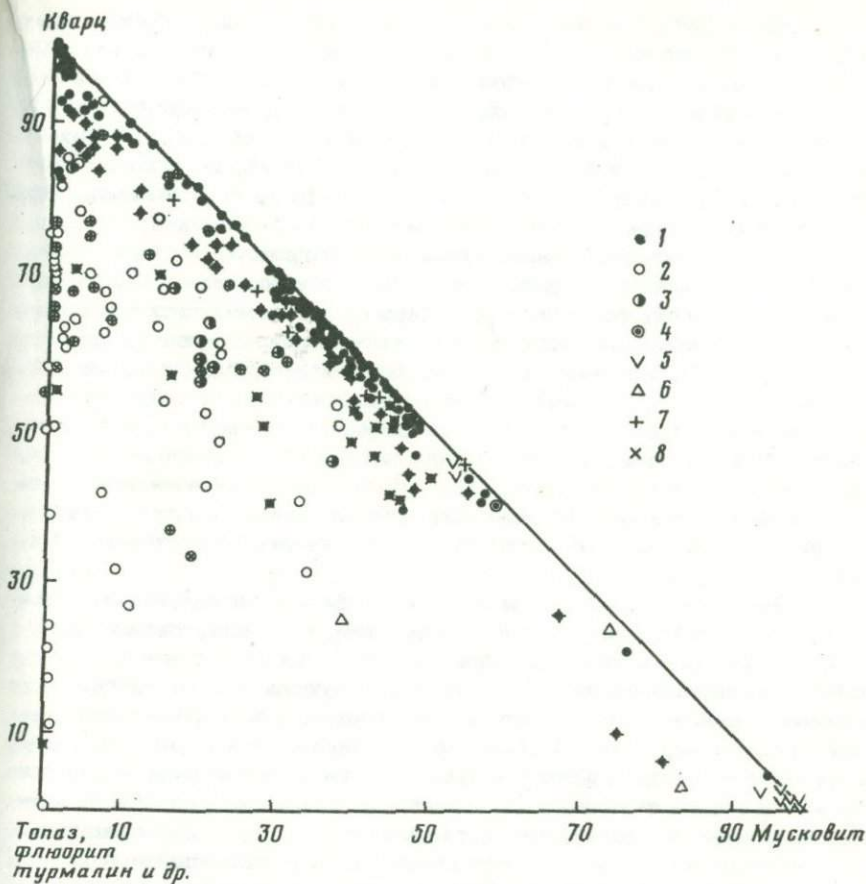


Рис. 22. Минеральный состав метасоматитов внутренних зон грейзеновых фаций по гранитам

1 – мусковит-кварцевые и кварцевые грейзены, 2 – мусковит-кварц-топазовые грейзены, 3 – цвиттеры, 4 – лепидолит-кварцевые грейзены, 5 – мусковитовые и кварц-мусковитовые грейзены стадии переотложения, 6 – грейзены Джидинского месторождения, 7, 8 – грейзены с содержанием соответственно флюорита и турмалина больше 2%

Построен по данным автора по Уралу и различных исследователей по другим регионам СССР и зарубежных стран. Большая часть составов получена путем пересчета с химических анализов

гранат-мусковит-кварцевые грейзены с переменным соотношением указанных минералов [55, 117, 159]. Грейзены Забайкалья содержат 27% граната, 50% мусковита с 23% кварца. Гранаты Дедовогорского месторождения и Новой Зеландии по составу приближаются к спессартину (17-27% MnO). В топаз-гранат-кварцевых грейзенах Новой Зеландии гранат представлен альмандином [159].

В ряде работ указывается на присутствие в мусковит-кварцевых грейзенах значительного количества новообразованного апатита. Нами грейзены по гранитам с содержанием апатита до 10% встречены на месторождении Восток. Флюорит и турмалин могут присутствовать во всех разновидностях грейзенов (см. рис. 5), причем количество флюорита редко превышает 5-10%, в то время как содержание турмалина может достигать 40-50%, а в отдельных случаях и 90%. Иногда грейзены содержат до 1-2% апатита.

Как уже отмечалось, характерной чертой грейзенов стадии переотложения является обогащенность рудными минералами. На ряде месторождений, особенно бериллиевых, метасоматические процессы стадии переотложения имеют очень широкое развитие, сопровождаясь образованием фенакита, бертрандита, гентгельвина [117].

Ряд авторов [15 и др.] настаивает на тесной сопряженности во времени и пространстве процессов замещения и переотложения выщелоченных компонентов. На месторождениях Казахстана в вертикальном разрезе рудная минерализация локализована в участках перехода от кварцевых к вышележащим топаз-кварцевым грейzenам (Акчатау) или мусковит-кварцевым грейzenам (Восточный Коунрад).

Кроме описанных, имеется еще значительное число редких и экзотических грейzenовых фаций по гранитам, охарактеризованных в работе Д.В. Рундквиста с соавторами [117] и упомянутых в табл. 16 исследователей. Эти фации образуются в специфических условиях, связанных с особенностями состава растворов, вмещающей среды и структурной обстановки. Однако общей особенностью этих метасоматитов, позволяющих относить их к грейzenовой группе фаций, является стабильность первичного кварца и образование метасоматического кварца, т.е. формирование из растворов повышенной кислотности. Редкой фацией грейzenов, наблюдающейся в подрудном поясе месторождений Восточный Коунрад и Караоба, являются колонки (см. табл. 16), в которых внешняя зона представлена альбит (19-36%) - кварцевым (мусковит - 2-3%) и далее кварцевым грейzenом. Альбит является не первичным деанортитизированным плагиоклазом, а продуктом замещения калишпата. Иногда в кварце, заместившим калишпат, наблюдаются реликтовые тонкие пертитовые вроски альбита. В таких грейzenах может присутствовать и графит (по В.Д. Кузнецовой).

Наиболее распространенными из этих метасоматитов являются топаз-сидерофиллит-кварцевые (цветтеры) и сидерофиллит-кварцевые грейzenы, характерные для ряда месторождений Рудных Гор, Забайкалья и Монголии. По данным различных авторов, содержание топаза и сидерофиллита в этих породах составляет 10-30%. В андалузитсодержащих метасоматитах количество андалузита обычно составляет 5-20%, но иногда доходит до 80%. В гранат- и гематитсодержащих грейzenах количество граната и гематита может достигать 20-40%. Наконец, в бериллийсодержащих грейzenах содержание фенакита, берилла, бертрандита, гентгельвина и гельвина может составлять десятки процентов.

Принадлежность приведенных в табл. 18 колонок по вмещающим породам к грейзеновой группе фаций доказывается их синхронным образованием с грейзенами по гранитам нередко около одних и тех же рудоконтролирующих структур (по И.Н. Говорову, Д.П. Яковлеву, Б.В. Шувалову и др.). Отметим, также что бериллсодержащие мусковит-флюоритовые метасоматиты по известнякам и флогопитовые слюдиты наиболее характерны для месторождений, связанных с глубинными гранитами (зональность колонок этих фаций рассматривалась ранее). По сравнению с ними для метасоматитов по известнякам грейзеновой группы фаций характерно ограниченное развитие мусковита при большем содержании флюорита, большей роли чисто флюоритовых зон и развитии вместо берилла силикатов и гидросиликатов бериллия. Это свидетельствует о большей кислотности процесса и меньшей концентрации калия и меньшем отношении глинозема к кремнезему в растворах при грейзеновом процессе в известняках по сравнению с таковым же в более глубоких условиях. Так, из опубликованных материалов следует, что мусковит-флюоритовые метасоматиты Дальнего Востока содержат 8-31% мусковита и 60-76% флюорита, в то время как аналогичные метасоматиты Урала содержат 20-65% мусковита и 40-70% флюорита (см. рис. 16, Б). В высокоглиноземистых эфесит-флюоритовых метасоматитах внутренних зон колонок месторождений Дальнего Востока содержание флюорита составляет 64-70%. По мере движения к ним от внешних зон, слагаемых мусковит-флюоритовыми метасоматитами, отношение кремнезема к глинозему изменяется от 1,0 до 0,5, соответственно фенакит сменяется хризобериллом.

Другие типы колонок по известнякам, доломитам и скарнам различного состава приведены в табл. 18, одна из которых - селлаит-флюоритовая фация. Следует отметить, что при грейзенизации скарнов, содержащих повышенное количество глинозема, одного из бериллиевых месторождений СССР во внутренней зоне колонок образуется мусковит-флюоритовые метасоматиты (см. табл. 18), по-видимому, близкие по составу к мусковит-флюоритовым метасоматитам формации глубинных мусковит-полевовшпатовых метасоматитов.

Наиболее распространенными разновидностями грейзенов по вмещающим аломосиликатным породам среднего и основного состава являются кварц-мусковитовые, кварц-топазовые, кварц-турмалиновые и редко - мусковитовые фации. Обычное содержание кварца составляет 25-50% (см. рис. 16, А), т.е. в метасоматитах по основным породам его заметно меньше, чем в мусковит-кварцевых грейзенах по гранитам или кислым эффузивам (Караоба, Узунбулак, оловянные месторождения Приморья), что, по-видимому, можно объяснить ошелачиванием раствора при его взаимодействии с основными породами.

Тем не менее определенно намечается тенденция увеличения содержания кварца в грейзенах по основным породам по сравнению с аналогичными образованиями глубинного щелочного метасоматизма (см. рис. 16, А). Последние содержат 0-25% кварца и 50-100% мусковита (или флогопита в слюдитах), их формирование сопровож-

дается значительным выносом кремнезема, что подчеркивает большую щелочность раствора, воздействующего на породы основного и среднего состава в глубинных условиях по сравнению с гипабиссальными. Из рис. 16, А также видно, что щелочной метасоматизм сопровождается образованием значительного количества пирита и флюорита, что в целом не характерно для грейзенизации в гипабиссальных условиях.

Завершая описание изменений грейзеновой формации, отметим, что в нее условно включены грейзены некоторых месторождений Забайкалья. Граниты, с которыми ассоциируют эти месторождения, характеризуются повышенным содержанием суммы щелочей (8,5-9,0%), однако наибольшим распространением пользуются грейзены мусковит-кварцевой фации (по В.И. Сизых, А.С. Калинину, В.Ф. Барабанову), хотя на Комсомольском месторождении нередки микроклиномусковитовые [70], а на Бем-Горхонском - мусковитовые метасоматиты. Возрастные взаимоотношения их с мусковит-кварцевыми грейзенами окончательно не ясны. Следует отметить, что, по мнению Л.Я. Шмураевой, на Бем-Горхонском месторождении в грейзенах наблюдается преобладание мусковита над кварцем. Указанные образования, возможно, занимают промежуточное положение между фациями грейзеновой группы и мусковит-полевовшпатовых гипабиссальных метасоматитов.

Фации аргиллизированных пород (до аргиллизитов) развиты на многих олово-вольфрамовых месторождениях. Достаточно определенно устанавливается, что аргиллизация имела место после развития грейзенизации и рудообразования, возможно, будучи значительно оторванной от них [117].

Краткое описание уральских грейзеновых фаций

На проявлениях Восточно-Уральского поднятия наблюдаются только фации мусковит-кварцевых и мусковитовых грейзенов. Тела мусковит-кварцевых грейзенов достигают мощности 2-15 м и имеют длину по простиранию 5-100 м, окружаются ореолом сначала сильно, а далее слабо грейзенизированных гранитов мощностью 2-100 м. В центральной части их (Башкироводольское рудопроявление) находятся чисто кварцевые грейзены, иногда содержащие 5-15% мусковита. Контакты между зонами грейзенов очень резкие. Для массива Боевка характерны тела грейзенов мощностью до 1-2 м и длиной до 10-15 м, представленные кварц-серицитовой разновидностью, фиксируясь в виде развалов в каолиновой коре выветривания плагигранитов.

Кварц-мусковитовые грейзены в гранитах Котансинского массива образуют как самостоятельные зоны мощностью до 3-4 м и длиной в десятки и сотни метров, так и каймы мощностью 5-80 см около многочисленных дымчатых и молочно-белых жил, часто имеющих мусковитовые оторочки. Последние нередко секут грейзеновые тела. Грейзены часто сильно лимонитизированы и характеризуются кавернозным строением. Грейзены массива подразделяются на серицит-кварцевые с содержанием серицита от 15 до 15%, существ-

венно кварцевые, мусковит-кварцевые нормативные и существенно мусковитовые.

На месторождении Восток грейзены наиболее распространены в его западной и центральной части (см. рис. 10, 17-19), слагая самостоятельные тела мощностью 0,5-5 м и длиной до 150 м или призальбандовые части вольфрамит-кварцевых и молибденит-кварцевых жил мощностью 0,5-1,5 м. В зоне штокверковой минерализации в центральной части месторождения тела грейзенов встречаются реже и имеют меньшую мощность (0,5-10, редко - до 30 см). Наблюдаются они около кварцевых прожилков и нередко представлены серицит-кварцевыми разновидностями или сильно серицитизированными гранитами. Обычно кварцевые прожилки штокверка не сопровождаются даже слабой серицитизацией (позеленением).

По-видимому, следует полагать, что на месторождении было несколько стадий грейзенизации, предшествующей образованию вольфрамит-кварцевых жил и сопровождающей формирование сульфидно-кварцевых прожилков штокверка. Грейзены и грейзенизированные граниты из района штокверка и штока гранит-порфиров обычно содержат обильную вкрапленность молибденита и других сульфидов, а также флюорита. Кроме мусковит-кварцевых и серицит-кварцевых грейзенов, на месторождении Восток, преимущественно в районе молибденовых жил, иногда наблюдаются существенно мусковитовые (70-100% мусковита) грейзены, пересекающие в виде метасоматических жил мусковит-кварцевые грейзены.

Процесс грейзенизации проявлен и в гранит-порфирах, где еще более интенсивно, чем в гранитах, выражено окварцевание. Участки грейзенизации мощностью 10-70 см слагаются двумя зонами, возможно, биметасоматического характера или только одной зоной окварцевания. Внешняя зона мощностью до 0,3 м представлена окварцованными гранит-порфирами и макроскопически выглядит как дымчатая кварцевая порода с белыми табличками (20%) реликтовых вкрапленников плагиоклаза. Внутренняя зона слагается мусковитовым или мусковит-кварцевым, или кварцевым грейзеном. В ряде случаев около пирит-халькопирит-кварцевых, молибденит-кварцевых, вольфрамит-кварцевых жил и прожилков фиксируются серицит-кварцевые грейзены по мелко-среднезернистым и среднезернистым гранитам. Кварц представлен реликтовыми зернами размером 0,5-2,0 мм (~30%), а плагиоклаз замещен мусковит-серицитовым агрегатом с размером чешуек 0,08-0,15 и даже 0,002-0,03 мм в отдельных участках, особенно в центральной части таблиц плагиоклаза. Для грейзенов и грейзенизированных гранитов характерна обильная вкрапленность молибденита, пирита, нередко флюорита и карбоната.

Аналогичные кварц-мусковитовые грейзены встречаются и в розовых лейкократовых гранитах месторождения. В одном из шлифов такого грейзена наблюдается около 10% идиоморфного апатита размером до 0,1 мм, изредка встречается карбонат.

Интересными особенностями характеризуются биметасоматические колонки по гранит-порфирам. Окварцевание во внешней зоне происходит путем разрастания вкрапленников кварца с замещением ос-

новой массы гранит-порфира. Каемка новообразованного кварца имеет ширину 0,2-0,5 мм и содержит многочисленные мелкие (0,001-0,05 мм) неправильной формы реликты полевых шпатов основной массы, что резко отличает метасоматическую кайму от чистых ядер первичного кварца. Кроме этого, по основной массе развиваются и самостоятельные пойкилобласты кварца размером до 1 мм, характеризующиеся наличием многочисленных мелких включений полевого шпата. Образующийся метасоматит на 80% сложен кварцем, остальная часть представлена реликтовыми вкрапленниками калишпата, а также зажатými в интерстициях перекристаллизованными (укрупненными) таблицами альбита основной массы. В метасоматите сохраняются пойкилобласты мусковита, характерные для этапа площадного метасоматизма гранит-порфиров, что подчеркивает его более раннее по сравнению с локальной грейзенизацией положение. Содержат до 10% вкрапленности сульфидов.

Мусковит-кварцевый грейзен внутренней зоны характеризуется размером зерен 1-4 мм и более, большая часть мусковита не содержит включений, хотя встречаются и реликтовые пойкилобласты мусковита. Кварц довольно часто наблюдается в виде пойкилобласт и зональных зерен с пойкилобластической периферией. Кварцевый грейзен аналогичен вышеописанному, отличаясь только пониженным количеством мусковита (до 10%).

На Башкироводольском проявлении выделяются грейзены с крупночешуйчатым и мелкочешуйчатым мусковитом при преобладании первой разновидности. Соответственно размер чешуек слюды составляет 0,2-1,5 и 0,01-0,2 мм, в мелкочешуйчатой разновидности слюда иногда образует розетки. Для грейзенов этого проявления характерно почти полное отсутствие флюорита.

Вмещающие и жильные породы на месторождениях грейзенового типа в зонах грейзенизации превращены в кварц-серицитовые грейзены с пониженным содержанием кварца (10-30%, Елизаветинский массив) или в кварц-серицитовые грейзены по лампрофитам (месторождение Восток). Метасоматические изменения около жил и прожилков в гнейсах и габбро-амфиболитах Котансинского месторождения заключаются в образовании внешней зоны биотитизации (нередко почти мономинеральных биотитов) мощностью 0,5-40 см и внутренней зоны мусковитового или серицитового метасоматита мощностью 1-15 см, иногда с пиритом и флюоритом.

КОЛОНКИ ФОРМАЦИИ ГИПАБИССАЛЬНЫХ МУСКОВИТ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В эту формацию отнесены метасоматиты месторождений, ассоциирующих с гипабиссальными гранитами повышенной щелочности стадии активизации областей завершенной складчатости или платформ (см. табл. 1). Представителями этой группы являются Джидинское, Булуктайское и другие молибден-вольфрамовые месторождения, связанные с гуджирским комплексом Западного Забайкалья, а также месторождения флюорит-бертрандит-фенакитовой формации различ-

ных районов страны [23] и ряд других (табл. 19). Бериллиевые месторождения нередко уже связаны с субщелочными и щелочными гранитами, т.е. их метасоматиты являются переходными между рассматриваемой метасоматической формацией и формацией ультращелочных метасоматитов.

Фации раннего щелочного метасоматоза на рассматриваемых месторождениях имеют ограниченное распространение. Наиболее интенсивно они проявлены в апикальной части Первомайского штока Джидинского месторождения, где с глубиной грейзенизация гранит-порфиров сменяется их калишпатизацией и затем альбитизацией [100]. Существенно полевошпатовые метасоматиты в эту стадию образуются довольно редко, на Джидинском месторождении они представлены кварц-калишпатовыми породами пегматоидного облика.

Наиболее характерными породами рассматриваемой формации являются мусковит-полевошпатовые околотрешинные и околожильные метасоматиты, сопровождающиеся молибденовой или редкометаллической минерализацией или предшествующие ей. На Джидинском и Булуктайском месторождениях [80, 100, 103, 104] во внутренних зонах колонок по гранитам они представлены пирит-флюорит-мусковитовыми или пирит-флюорит-калишпатовыми метасоматитами (с реликтовым кварцем, см. табл. 19). Формирование более поздних молибденит- и гюбнерит-кварцевых жил сопровождается образованием мусковитовых и кварц-мусковитовых (с пиритом, флюоритом) метасоматитов, характеризующихся присутствием обычно только реликтового кварца гранитов. Спорадически наблюдаются обычные мусковит-кварцевые грейзены, которые нередки и на других месторождениях юго-западного Забайкалья (по Г.И. Туговик). Породы повышенной основности (диориты, роговики) на рассматриваемых месторождениях замещаются пирит-флюорит-серицитовыми метасоматитами, содержащими всего 5-20% кварца (см. рис. 16), т.е. столько же, сколько метасоматиты по аналогичным породам на глубинных уральских месторождениях, но меньше, чем содержат метасоматиты по породам того же состава грейзеновой формации.

Околотрешинные метасоматиты мусковит-полевошпатового, мусковитового и микроклинового состава наблюдаются около кварц-вольфрамовых жил в ряде гранитных массивов мотодинского типа Монголии [72]. В ряде случаев в отличие от гранитов они содержат только повышенное количество щелочей (до 10%), а содержание кварца в них не превышает 25%. Метасоматиты такого состава встречаются в Их-Наротин-Хидском массиве и в Их-Хайрханской группе массивов Монголии. Альбит-мусковитовые и мусковитовые метасоматиты широко распространены на месторождении Тумен-Цогто и Жан-Чивлан. Однако в ряде вольфрамовых месторождений, связанных с гранитами мотодинского типа, широким распространением пользуются обычные мусковит-кварцевые грейзены, содержащие 60% кварца. Судя по описанию [72], граниты мотодинского типа относятся к гипабиссальным образованиям, однако ха-

Таблица 19

Зональность метасоматических колоннок формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов по породам различного состава

Исходная порода	Граньсиенит	Гранит-порфир	Породы среднего и основного состава	
Метасоматиты внешней зоны	Грейзенизированный гранитонд		Кварц (15%)—флюорит (15%)—калишпат—мусковитовый	
Метасоматиты внутренней зоны	Флюорит—мусковитовый	Калишпатит, магнетит—полевошпатовый	Флюорит—мусковитовый с кварцем и пиритом	Калишпатит
Месторождения	Mo, W			
Исследователи	Г.В. Смирнов	А.Ф. Коржинский, М.М. Повилайтис, Т.И. Гетли		

* Для альбит—бавенит—фенакитового типа месторождений.

** Для флюорит—фенакит—бертрандитового типа месторождений.

рактически пониженным содержанием кремнезема (72,5%), а следовательно, и пониженным по сравнению с обычными ультракислыми гипабиссальными гранитами отношением нормативных кварца к полевоому шпату. Именно этим, по-видимому, необходимо объяснить повышенную щелочность раствора в преджильный этап метасоматоза. С более поздними аляскитами шарахинского типа (SiO_2 — 75,5%) ассоциирует минерализация с широким развитием цвиттеров, мусковит—кварцевых грейзенов и редкометалльных гранитов различного типа.

Кварц—мусковитовые или даже полевошпат—мусковитовые метасоматиты при резком преобладании мусковита над кварцем описаны А.Д. Каленовым для района горы Тумен—Цогто. Значительный интерес представляют флюорит(5%)—кварц(16—17%)—мусковитовые метасоматиты по материнским граньсиенитам одного из массивов Витимского плоскогорья (по Г.В. Смирнову).

Гидротермальное преобразование скарнов, осадочных пород и метаморфических сланцев на бериллиевых месторождениях флюорит—бертрандит—фенакитовой формации и других типах бериллиевых месторождений, связанных с гранитами повышенной щелочности (до граньсиенитов), приводит к формированию самых разнообразных метасоматитов, детально охарактеризованных многими исследователями [23, 88 и др.]. Отметим только, что в прожилках и метасоматитах этих месторождений обычными минералами являются альбит и калишпат, что, несомненно, свидетельствует о повышенной щелочности среды минералообразования. Так, метасоматиты по актинолит—эпидотовым сланцам (37—47% SiO_2) на месторождениях альбит—бавенит—

Гипербазит	Альбит-эпидот-актинолитовый сланец, (SiO ₂ - 37-47%)	Известняк	
Пирит-магнетит-карбонат-талловый	Биотитизированный сланец	Калишпат-флюоритовый (65%)	Лейкофан (20%) - флюоритовый (с полевым шпатом, рибекитом)
Мусковит-кварц-флюоритовый (50%)	Мусковит-альбитовый	То же с кварцем и фенакитом	
	То же с флюоритом и фенакитом	Микроклинит с фенакитом	
Mo, W	Be	Be, Zr, TR	
манская	И.И. Куприянова*	А.С. Назарова**	Я.А. Косалс

фенакитового типа [88] состоят (см. табл. 19) из мусковита (36-53%), альбита (10-25%) и флюорита (21-37%). Метасоматиты по углисто-карбонатным сланцам месторождений флюорит-фенакит-берtrandитового типа (Назарова, 1970 г.) слагаются калишпатом (25%), альбитом (16%), флюоритом (10%), биотитом (13%), в то время как по известнякам на этом типе месторождений образуются разнообразные метасоматиты, содержащие до 45% флюорита и до 64% калиевого шпата. Метасоматиты по известнякам на месторождениях слюдисто-флюорит-фенакитового типа содержат до 61% флюорита и 38% мусковита, на месторождениях слюдисто-турмалин-флюорит-хризобериллового типа - до 65% флюорита, 9% - турмалина, 33% мусковита, на месторождениях флюорит-фенакит-касситерит-турмалинового типа - до 32% турмалина, 70% флюорита, 10% мусковита [23], на гелвинсодержащих месторождениях - до 50% флюорита и 27% мусковита.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛЕВОШПАТ-АРГИЛЛИЗИТ-СЕРИЦИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Наиболее ранним метасоматическим процессом, имеющим преимущественное развитие в центральных и нижних частях ряда месторождений, является калишпатизация [9, 104], завершающаяся формированием локальных тел калишпатитов, содержащих примеси других минералов. Хотя Г.А. Тананаева относит проявление калишпатизации к предрудному или околорудному этапу, она имеет четко дорудный характер. Зональность колонок по гранодиоритам и спес-

Таблица 20

Зональность колонок полевошпат-аргиллизит-серицитовая формация кварц-молибденитовых месторождений

Исходная порода	Гранодиорит, адамеллит	
Внешняя зона	Деанортитизация плагиоклаза, серицитизация плагиоклаза, мусковитизация биотита, растворение биотита	
Промежуточная зона	Кварц (реликтовый)-альбит-калишпатовый метасоматит	
Внутренняя зона	Кварц (10-20%)-калишпатовый метасоматит	Кварц (10-20%)-альбитовый метасоматит
Месторождение	Давендинское, Жирекенское	Жирекенское
Литературный источник	[104, 9]	

сартитам представлена в табл. 20, их главной особенностью является тенденция к формированию во внутренней зоне мономинеральных калишпатитов, содержащих до 10-20% реликтового (по гранодиоритам) или новообразованного (по спессартиту) кварца, т.е. колонки образуются в условиях повышенной щелочности. Во внешней зоне появляется до 10% серицита и мусковита. Следует отметить, что кварц (10-20%)-калишпатовые метасоматиты нередко наблюдаются и около кварцевых и кварц-калишпатовых прожилков [80], причем с глубиной они могут сменяться кварц (10-30%)-серицитовыми метасоматитами, образующимися при инертности кремнезема и значительном привносе калия (по В.И. Рехарскому).

Ореолы площадной альбитизации обычно имеют меньшую площадь и располагаются выше ореолов калишпатизации [9]. Процесс, как и при калишпатизации, завершается образованием локальных зон альбититов, содержащих до 10-20% реликтового кварца гранодиоритов. Более поздние процессы березитизации и последующей аргиллизации наиболее развиты в верхних частях месторождений и имеют уже четко околотрещинный преджильный характер, наиболее близко тяготея к процессу рудообразования. Для внутренних зон колонок березитов и аргиллизитов характерно пониженное содержание кварца.

Адамеллит		Диоритовый порфирит	Спелссартит
Березитизированный адамеллит			Серицит-биотит-альбитовый метасоматит (биотитизация амфибола, серицитизация и деанортизация)
		Биотит-кварц-каолиновый метасоматит с серицитом	Калишпат-альбитовый метасоматит
Березит (кварц - до 40%, серицит - 25-30%, анкерит - 10-20%)	Аргиллизит (кварц - 31%, анкерит - 11, пирит - 15-20, каолинит - 20-30%)		Кварц (10-20%) - калишпатовый метасоматит
Давендинское, Шахтаминское			Давендинское
[80]			[80]

МЕТАСОМАТИЗМ ПРОЯВЛЕНИЙ АЛЬБИТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Породам, отнесенным А.А. Беусом [11] к этой формации, посвящена обширная литература. Их происхождение рассматривается как с метасоматических [11], так и с магматических позиций (работы В.И. Коваленко и др.), однако, по-видимому, наиболее вероятным механизмом образования является их кристаллизация из обогащенного летучими и редкими элементами расплава при последующей метасоматической перекристаллизации [74]. Конечными продуктами такой перекристаллизации являются существенно полевошпатовые метасоматиты. В соответствии с генетическими представлениями разных исследователей эти породы названы "апогранитами", редкометальными гранитами, литий-фтористыми гранитами и т.д. В настоящем разделе рассматриваются редкометальные граниты и ранние полевошпатовые метасоматиты стадии раннего щелочного метасоматоза, связанные с нормальными плюмазитовыми гранитами нередко несколько повышенной щелочности. Ранний щелочной метасоматоз завершается площадной грейзенизацией и далее развитием, обычно в подчиненном масштабе [37, 74], преджильной околотрешиновой грейзенизации. Последняя в большинстве изученных ураль-

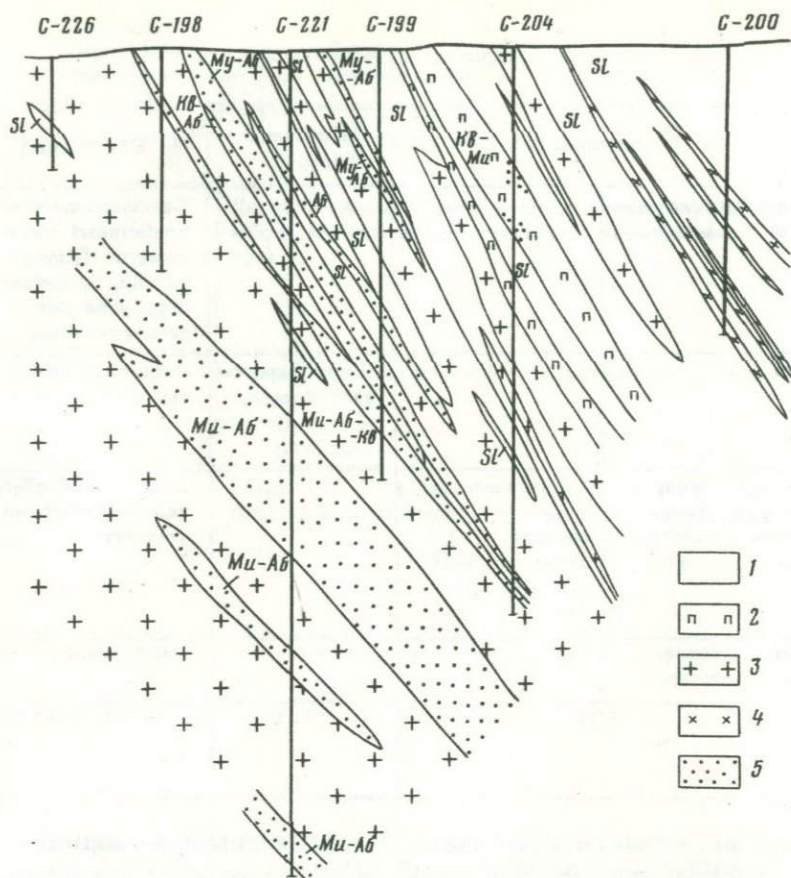


Рис. 23. Геологический разрез по буровому профилю Шамейского массива

1 – амфиболовые сланцы, 2 – плагиопорфиры, 3 – мелко- и среднезернистые граниты, 4 – мелкозернистые мясо-красные граниты, 5 – ранние метасоматиты, *Му-Аб* – микроклин-альбитовые, *Кв-Аб* – кварц-альбитовые, *Му-Аб* – мусковит-альбитовые, *Му-Аб-Кв* – микроклин-альбитовые метасоматиты с наложенной грейзенизацией

ских массивов редкометалльных гранитов обычно отсутствует. Ниже дается описание уральских массивов редкометалльных гранитов, в литературе охарактеризованных очень кратко [51].

На Шамейском проявлении наиболее ранним процессом является довольно часто фиксируемое развитие неправильных выделений микроклина в плагиоклазе. Исключительно интенсивно проявлена ранняя площадная деанортитизация и альбитизация, которой охвачено все рудное поле. В локальных участках зоны эндоконтакта массива процесс завершается образованием тел микроклин-альбитовых метасоматитов (рис. 23, 24) мощностью 0,3–40 м, обычно 1–5 м (см. 94

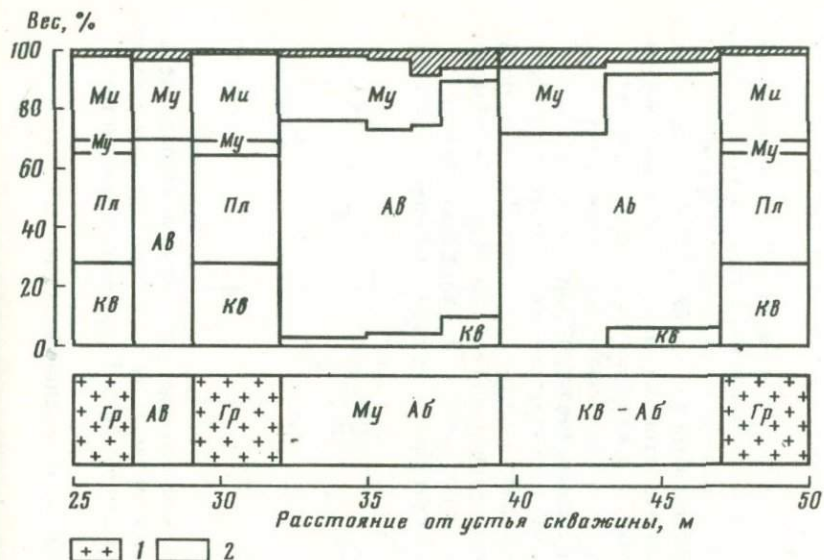


Рис. 24. Изменение минерального состава крупных тел ранних метасоматитов Шамейского массива

1 – граниты мелко-среднезернистые, 2 – метасоматиты по ним

рис. 6, 7). Наиболее распространены среднезернистые микроклин-альбитовые метасоматиты, образующиеся при альбитизации кварца гранитов, менее распространены тела наиболее продуктивных кварц-альбитовых, мусковит (биотит)-альбитовых метасоматитов и альбитов.

Более поздним процессом, накладывающимся на полевошпатовые метасоматиты, является площадная мусковитизация, сменяющаяся околотрещинной и околожильной мусковитизацией и грейзенизацией (в том числе окварцеванием). Последовательность доказывается наложением мусковитовых прожилков с зонками околотрещинной мусковитизации на полевошпатовые метасоматиты. Следует отметить и четкое геохимическое отличие этапа площадной и околотрещинной мусковитизации от этапа более раннего полевошпатового метасоматизма, фиксируемое по резкому выносу ниобия и привносу титана в этап мусковитизации. Не менее четко фиксируется по морфологическим взаимоотношениям и окварцевание альбитов. В пределах Галочьегорского участка размеры тела ниобийсодержащих апогранитов, развивающихся в зоне эндоконтакта по розовым гранит-порфирам (мелкозернистым порфиroidным гранитам) и среднезернистым гранитам, составляют в длину не менее 300 м при мощности 100–200 м. Наблюдается интенсивная альбитизация калишпата вплоть до почти полного его замещения.

Особое положение в данной группе занимают ниобийсодержащие среднезернистые и более поздние мелкозернистые двуполевошпатовые граниты Зенковской и кварц-альбитовые граниты Кварцегогор-

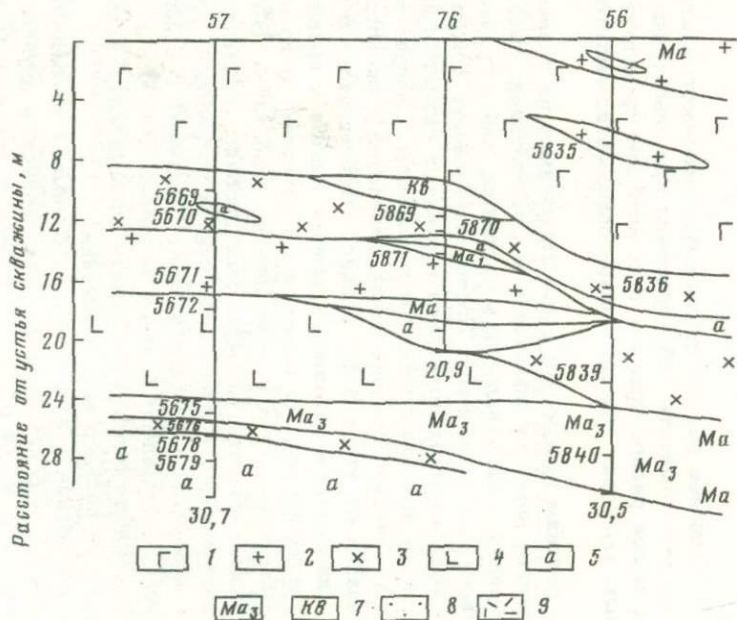


Рис. 25

Рис. 25. Соотношение различных разновидностей гранитов и метасоматитов Кварцегогорской системы даек по широтному буровому профилю

1 – биотитовый плагиогнейс, 2 – лейкократовый калишпат-альбитовый гранит резко неравномернозернистый, 3 – кварц-альбитовый аляскит, 4 – лейкократовый калишпат-альбитовый гранит с альбитовой интерстициальной массой, 5 – альбитит, 6 – альбит-калишпатовый метасоматит по резко неравномернозернистому граниту (Ma_1) и по граниту с интерстициальной массой (Ma_2), 7 – обособления дымчатого кварца, 8 – кора выветривания и рыхлые отложения, 9 – распределение чешуек биотита

Рис. 26. Соотношение различных разновидностей гранитов и метасоматитов по продольному субмеридиональному профилю Кварцегогорской системы даек

Условные обозначения см. рис. 25

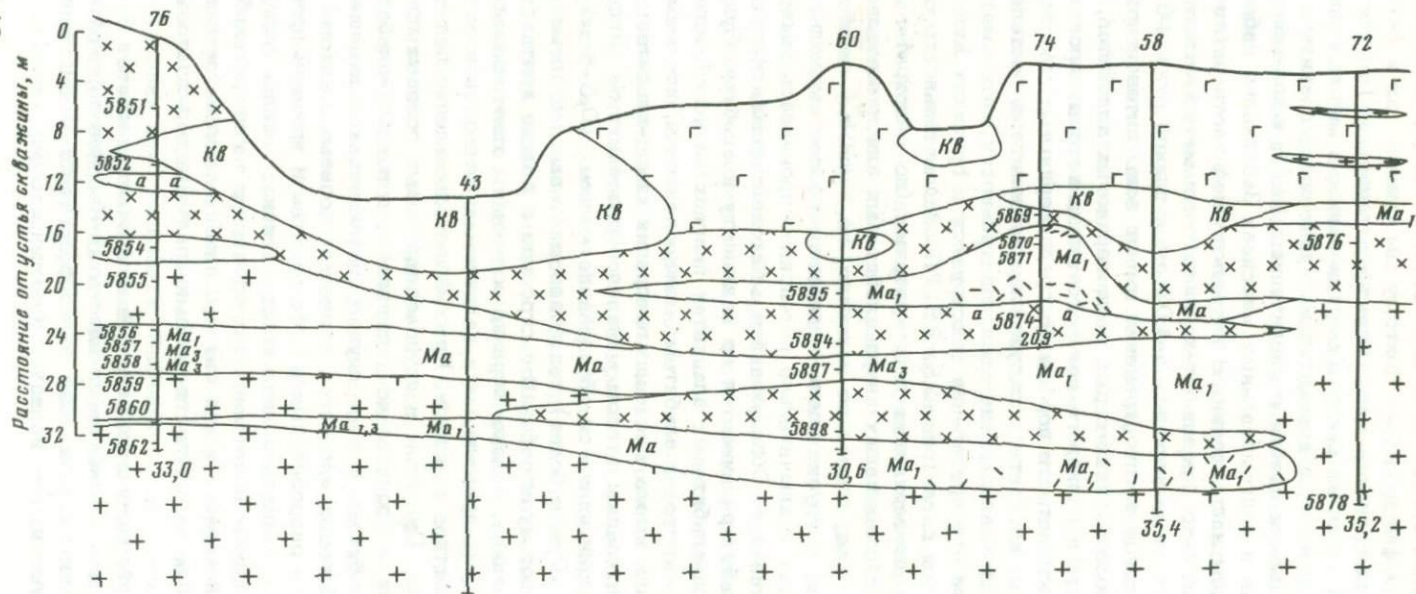


Рис. 26

ской дайковых систем (см. рис. 6,7), в которых метасоматические процессы не фиксируются. Поэтому мы относим их к категории редкометальных гранитов магматического генезиса. По простирацию Зенковской дайки на север в меридиональном направлении происходит постепенный переход аляскитов в двуслюдяные граниты с уменьшением содержания ниобия и увеличением Nb/Ta в колумбите. Подобная картина в редкометальных массивах Забайкалья наблюдается в вертикальном направлении. В юго-восточной части дайки располагается несколько зон альбит-калишпатовых метасоматитов и розовых альбититов мощностью 5-100 см и длиной от 5-10 см до 2-3 м. Локальное распространение имеют зоны интенсивной альбитизации наиболее ранних серых мелкозернистых аляскитов, альбитизация кварца и калиевого полевого шпата которых происходит с увеличением зернистости породы до среднезернистых. Мощность зон 30-150 см, контакты с окружающими гранитами постепенные.

Более сложная картина последовательности метасоматизма и интенсивности его проявления фиксируется в гранитах Кварцевогорской системы даек (рис. 25, 26). Последовательность образования розовых среднезернистых лейкократовых (до мезократовых) гранитов и ниобийсодержащих кварц-альбитовых аляскитов здесь окончательно не ясна, последние являются, по-видимому, наиболее молодыми. И те, и другие очень выдержаны по составу, однако в розовых гранитах исключительно интенсивно проявилась интерстициальная альбитизация. Образующийся мелколейстовый, сферолитовый, каемочный альбит развивается по калишпату и альбиту. Судя по тому, что в кварц-альбитовых аляскитах плагиоклаз не обрастает каемочным и сферолитовым альбитом, можно полагать, что межгранулярная альбитизация имела место до внедрения кварц-альбитовых аляскитов.

Заключительным этапом минералообразования на описываемом месторождении является образование мощных (0,3-8 м) и протяженных (до 100 м и более) тел полевошпатовых метасоматитов. Обычно они имеют кулисообразное строение и резкие контакты с гранитами; последние, однако, нередко осложнены ответвляющимися метасоматическими прожилками и наличием в метасоматитах полузамещенных участков гранитов. Преобладает замещение полевыми шпатами кварца. При этом в двуполевошпатовых розовых гранитах кварц замещается исключительно калишпатом, а в кварц-альбитовых аляскитах - альбитом. В ряде случаев зафиксировано замещение кварца кварц-альбитовых аляскитов калиевым полевым шпатом. Возрастное соотношение разрозненных в пространстве и времени процессов альбитизации и калишпатизации кварца неясно, вполне определенным является только наложение этих процессов на кварц-альбитовые аляскиты. Крайне редко и вне связи с альбит-калишпатовыми метасоматитами наблюдаются почти мономинеральные калишпатовые метасоматиты.

В ниобийсодержащих двуполевошпатовых аляскитах Зенковской дайки и в кварц-альбитовых аляскитах Кварцевогорской системы явления метасоматоза по морфологическим критериям почти не фиксируются. Это наряду с низкими коэффициентами вариации со-

держания щелочей в гранитах (табл. 21, 22) свидетельствует о магматическом их генезисе. В пределах Зенковской дайки серые мелкозернистые (до среднезернистых) аляскиты и более поздние среднезернистые (до крупнозернистых) буроватые аляскиты характеризуются резко варьирующей даже в пределах первых сантиметров структурой — от гранитной до аллотриоморфнозернистой — и зернистостью.

Полисинтетически сдвойникованный таблитчатый альбит № 5–9, часто включающий мирмекитовые вроски кварца, совершенно не содержит серицита, ксеноморфный калиевый полевой шпат имеет расплывчатую решетку или она отсутствует, в отдельных зернах наблюдается 3–15% пленочного пертита. Количество изоморфного Na_2O в калиевом полевопшпате достигает 0,9–1,0. Содержание биотита колеблется от 0 до 2%, обычно его меньше 1%, мусковита 1–3%. Довольно часто в гранитах присутствуют округлые зерна граната размером до 0,1 мм. Граниты характеризуются обычным соотношением (см. табл. 21) полевых шпатов — альбита 35–45%, калиевого полевопшпата 24–30%, содержание кварца составляет 31%. Более молодые бурые среднезернистые граниты отличаются более высоким значением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ по сравнению с серыми аляскитами (соответственно 1,42 и 1,27) и более высоким содержанием плагиоклаза. Особенно четко это видно на графиках распределения щелочей в гранитах (рис. 27).

Кварц-альбитовый аляскит Кварцевогорской системы даек представлен средне-крупнозернистыми и в отдельных участках пегматоидной (размер зерен 2–3 см) породами с резко идиоморфным тонкосдвойникованным непелитизированным и несерицитизированным альбитом, сцементированным темнодымчатым кварцем (30–35%, см. табл. 21). Нерешетчатый пелитизированный калиевый полевой шпат содержится в количестве 2–3%, обычно в виде неправильной формы обрывков. В альбите иногда фиксируются прожилки калиевого полевопшпата длиной более 2 см. Изредка встречается гранат и в единичных случаях — биотит. Светло-бурые двуполевопшпатовые граниты Кварцевогорской системы даек по петрохимии почти не отличаются от бурых аляскитов Зенковской дайки, однако характеризуются кларковыми содержаниями ниобия, несмотря на исключительно интенсивное развитие межгранулярного альбита. Петрохимически единственным отличием кварцевогорских гранитов является несколько более высокое содержание в них калия и соответственно более низкое — натрия (см. рис. 27, табл. 22).

Структура породы — гранитная, от мелко-среднезернистой до среднезернистой и даже средне-крупнозернистой, которая, как и содержание бурого биотита (от 0 до 5–6%), варьирует на расстоянии 10–20 см, по-видимому, указывая на крайне беспокойные тектонические условия кристаллизации. Выделяются две разновидности гранитов — с неравномернозернистой (преобладающая) и равномернозернистой структурой, между которыми имеются все промежуточные переходы. Неравномернозернистые граниты содержат 10–30% цементирующей альбит-калишпатовой массы размером 0,05–0,3 мм.

Таблица 21

Минеральный состав гранитов и метасоматитов Кварцевогорской (I), Зенковской (II) и Галочьегорской (III) дайковых образований

Минералы	I				
	Калишпат-плагиоклазовый гранит			Альбит-калишпатовый метасоматит по нему	
	1	2	3	4	5
Плагиоклаз	34,4	41,8	37,6	20,3	28,6
Калиевый полевой шпат	30,0	25,7	29,4	78,0	69,4
Кварц	32,2	31,0	32,0	-	-
Мусковит и биотит	1,7	1,5	1,0	1,7	-
	1,7		-	-	2,0

Примечание. Состав пород Кварцевогорской системы даек подсчитан в иммерсии, состав пород Зенковской и Галочьегорской даек рассчитан из химических анализов. 1-10 - номера проб 5453, 5671, 5668, 5675, 5680, 5808, 5669, 5703, 5670, 5701 соответственно.

Таблица 21 (окончание)

Минералы	II		
	Серый, аляскит, 6 ан.	Бурый аляскит, 2 ан.	Альбит-калишпатовый метасоматит, 2 ан.
Плагиоклаз	39,1(№ 9,2)	41,0(№ 7,8)	46,0(№ 6,2)
Калиевый полевой шпат	28,0	25,8	52,0
Кварц	30,9	31,2	-
Мусковит и биотит	2,0	2,0	2,0
	-	-	-

Плагиоклаз нечетко полисинтетически sdвойникован, содержит мелкие пойкилитовые таблички альбита (0,05-0,2 мм) такого же состава, не серицитизирован и не пелитизирован, иногда в нем фиксируются тонкие прожилки и неравномерно распределенные мельчайшие антипертитовые выделения калиевого полевого шпата. В альбите основной массы полисинтетическое двойникование отсутствует полностью, зато очень характерны мирмекиты, развивающиеся

I

Кварц-плагиоклазовый гранит		Альбитит по нему		
6	7	8	9	10
61,2	59,4	96,0	95,8	98,0
2,4	8,2	1,0	1,8	1,0
34,5	31,1	-	-	-
1,9	1,3	3,0	2,4	1,0
-	-	-	-	-

III

Слабо альбитизированный гранит, 2 ан.	Розовые апограниты мелкозернистые, 2 ан.	Кварц-мусковитовый грейзен по	
		граниту	сланцу
33,7 (№ 6)	38,3 (№ 3)	-	-
26,5	22,9	-	-
31,6	32,6	42,2	30,0
6,2	6,2	57,8	70,0
2,0	-	-	-

преимущественно на границе с калишпатом. Калиевый полевой шпат как в крупных выделениях, так и в основной массе плохо сдвойникован и сильно пелитизирован. Характеризуется присутствием пленочного и ленточного пертита распада (до 10-15%, иногда 20%), особенно в крупных зернах, при полном отсутствии в калиевом полевым шпате цементирующей массы. В общем пертитовые вроски альбита распространены более или менее равномерно в пределах

Таблица 22

Параметры распределения щелочей в гранитах и метасоматитах Зенковской и Кварцевогорской дайковых образований

Порода	Na ₂ O			K ₂ O		
	\bar{x}	<i>s</i>	<i>v</i>	\bar{x}	<i>s</i>	<i>v</i>
Зенковская						
Бурые среднезернистые аляскиты ниобийсодержащие	4,96	0,47	0,10	3,48	0,50	0,13
Кварцевогорская						
Бурые среднезернистые лейкократовые граниты	4,68	0,56	0,14	4,21	0,24	0,06
Альбит-калишпатовые метасоматиты по ним	4,79	0,34	0,07	8,23	0,70	0,09
Кварц-альбитовые аляскиты ниобийсодержащие	6,75	0,58	0,09	1,09	0,36	0,62
Альбититы по ним	8,76	0,24	0,02	0,64	0,12	0,23

зерен, хотя иногда отдельные части зерен содержат до 20% пертитовых вростков альбита при полном отсутствии за их пределами. Крупные зерна калишпата нередко содержат пойкилитовые таблички альбита.

Для равномернозернистого гранита очень характерно присутствие около зерен калиевого полевого шпата, реже — около зерен плагиоклаза каемок альбита, метасоматически развивающихся по этим минералам. Прерывистые или непрерывные каемки шириной до 0,1 мм слагаются однородным или гребенчатым альбитом, отдельные шестоватые несколько одновременно погасающие индивиды которого шириной 0,002–0,005 мм ориентированы перпендикулярно в границе зерен. Иногда между зернами наблюдаются более крупные (0,05–0,10 мм) таблички альбита или агрегаты очень мелкозернистого (0,002–0,004 мм) альбита, которые, кроме того, в виде метасоматических прожилков секут крупные зерна калишпата. Не исключено, что межгранулярная альбитовая масса является позднематическим образованием.

Все другие образования Среднего Урала, характеризующиеся повышенным содержанием редких элементов, связаны с метасоматически измененными гранитами. Наиболее продуктивным процессом, которые всегда приводит к резкому приросту ниобия, а часто и тантала, является площадная альбитизация калиевого полевого шпата. Самое широкое распространение она имеет в пределах Галочьегорской дайки (см. рис. 6). Мелкозернистый порфиroidный аляскит имеет розовую окраску, слагаясь крупными выделениями квар-

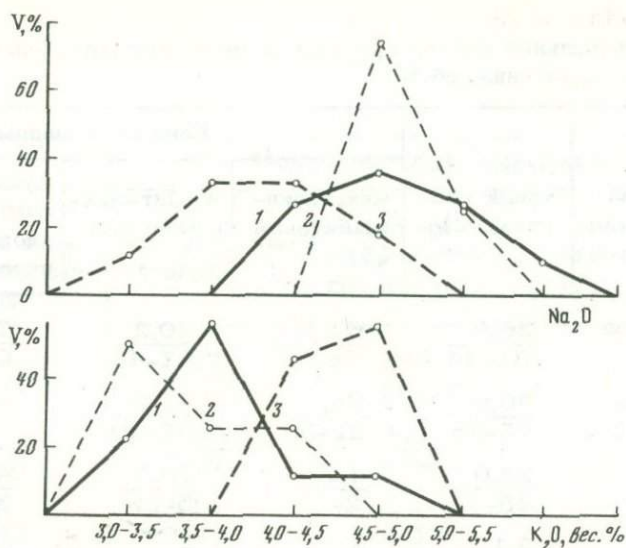


Рис. 27. Распределение натрия и калия в мелкозернистых серых (1) и среднезернистых бурых (2) аляскитах Зенковской дайки и в среднезернистых бурых (3) лейкократовых гранитах Кварцевогорской системы даек

ца, плагиоклаза и полузамещенного калиевого полевого шпата размером 1–2 мм, которые цементируются массой гранитной или гранобластовой структуры этих же минералов размером 0,05–0,3 мм. Довольно часто породы имеют облик гранит-порфиров. Среднезернистые лейкократовые граниты также характеризуются резко выраженной неравномернозернистой структурой. В обеих разновидностях гранитов очень широко развита альбитизация калиевого полевого шпата в виде каемок, неправильных пятнистых участков, прожилковидных обособлений. В отдельных участках он полностью замещен альбитом, соответственно натрий резко преобладает над калием.

На всех остальных рудопроявлениях альбитизация калиевого полевого шпата имеет локальный характер при значительно более интенсивном привносе натрия. Так, в пределах Зенковской дайки мелкозернистые серые аляскинты в интервале до 1 м преобразуются в белые уже среднезернистые породы с порфировидными выделениями округлого кварца и таблитчатого полевого шпата размером до 3 мм. В одном из разрезов в ряду от мелкозернистого до крупнозернистого гранита происходит увеличение содержания Na₂O от 4,15 до 5,60% при уменьшении содержания K₂O от 4,34 до 3,30%, а также небольшое увеличение содержания глинозема (от 14,04 до 15,34%) и уменьшение кремнезема (от 74,80 до 73,00%), что свидетельствует о развитии процессов альбитизации калиевого полевого шпата и отчасти кварца. В альбитизированных гранитах в альбите наблюдаются реликты полевого шпата неправильной формы

Таблица 23

Минеральный состав гранитов и метасоматитов Шамейского месторождения, об.%

Минерал	Лейкократовый гранит (12)	Ранние площадные метасомата		
		микроклин-альбитовый (5)	альбит-микрорклиновый (2)	мусковит-альбитовый, иногда с биотитом (12)
Плагиоклаз	$\frac{36,9}{31-44}$	$\frac{63,5}{58-75}$	$\frac{40,2}{37-43}$	$\frac{71,0}{68-79}$
Микроклин	$\frac{30,0}{25-36}$	$\frac{28,1}{22-33}$	$\frac{42,2}{36-49}$	-
Кварц	$\frac{28,0}{25-32}$	$\frac{4,2}{2-8}$	$\frac{13,2}{5-22}$	$\frac{4,6}{3-10}$
Биотит	$\frac{2,1}{0-3}$	-	-	$\frac{3,5}{0,5}$
Мусковит и акцессории	$\frac{3,0}{2-6}$	$\frac{3,2}{2-5}$	$\frac{4,4}{3-5}$	$\frac{20,9}{5-25}$

Примечание. Состав пород подсчитан в иммерсии. В скобках указано количество подсчитанных проб. В числителе приведено среднее содержание, в знаменателе - пределы колебаний.

Еще более интенсивный характер замещения, приводящий к полной альбитизации калиевого полевого шпата (табл. 23), фиксируется на Шамейском проявлении, где образуются маломощные (до 1 м) тела кварц-альбитовых или даже альбитовых и мусковит-альбитовых метасоматитов (иногда с реликтовым биотитом). Встречаются они довольно редко и характеризуются однозональным строением. Метасоматиты различного состава разрознены в пространстве, так что последовательность их формирования определить трудно. Важно отметить, что их границы с гранитами очень резки. Развивающийся альбит имеет лейстовый характер. Альбитизация плагиопорфира, происходящая в виде жилобразных зон, приводит к образованию тел мелкозернистых альбититов мощностью до 2-3 м, состоящих из альбита (89%) и небольшого количества мусковита, микроклина и других минералов. В альбититах широко распространены, по-видимому, наложенные флюорит (до 20%) и карбонат.

Мономинеральные альбититы (см. табл. 21) наиболее широко распространены в пределах Кварцегогорского рудопоявления, где они образуются в результате замещения кварца кварц-альбитовых аляскитов крупнолейстовым альбитом (рис. 28).

Однако наиболее крупные тела ранних полевошпатовых метасоматитов образуются при замещении кварца гранитов альбитом или

ТИТЫ	Околотрещинные метасоматиты		
	мусковитизированный и деанортитизированный гранит (6)	мусковит-альбитовый (3)	сильно мусковитизированный гранит (6)
$\frac{30,3}{25-34}$	$\frac{53,7}{42-66}$	$\frac{28,5}{22-38}$	12,3
$\frac{26,7}{22-32}$	$\frac{16,0}{0-32}$	$\frac{34,0}{33-35}$	23,3
$\frac{28,7}{27-30}$	$\frac{2,1}{0-4}$	$\frac{5,5}{0-17}$	36,4
-	-	-	-
$\frac{12,7}{9-15}$	$\frac{28,2}{24-30}$	$\frac{32,0}{18-40}$	28,0

калишпатом (см. табл. 23). На Шамейском рудопроявлении абсолютно преобладают микроклин-альбитовые метасоматиты, сформировавшиеся при замещении кварца лейстовым альбитом размером 0,3-0,8 мм. Замещение кварца альбитом происходит или путем разрастания окружающих кварц зерен альбита, приобретающего идиоморфные очертания, или путем развития в кварце многочисленных разрозненных лейст альбита. Средний номер плагиоклаза № 5,1. Содержание микроклина остается без изменения, количество мусковита составляет 2-8%. Микроклин-альбитовые породы обычно имеют розоватый или серый цвет, среди них часто встречаются участки мясо-красного цвета. Последнее обусловлено наличием в полевых шпатах большого количества непрозрачного рудного минерала.

Среди микроклин-альбитовых пород встречены участки мощностью до 1 м, содержащие биотит (состав: альбит - 66,5%, микроклин - 20,0, кварц - 2,5, биотит - 6,0, флюорит 5,0%), который характеризуется более высокой магнезиальностью, чем биотит из гранитов. Для тел микроклин-альбитовых метасоматитов характерно устойчивое соотношение микроклина и альбита, в то время как содержание мусковита в мусковит-альбитовых метасоматитах сильно варьирует (см. рис. 24). Обычно в метасоматитах и граните

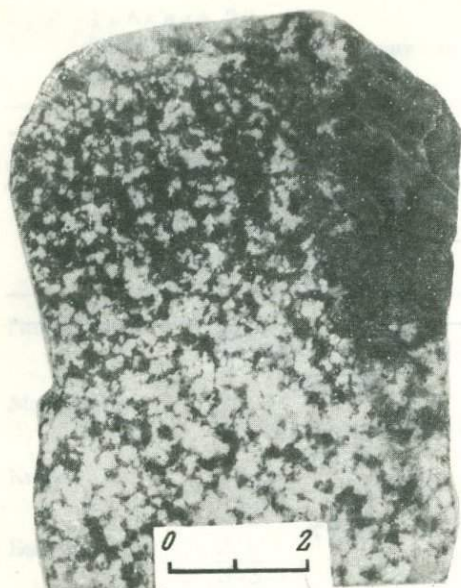
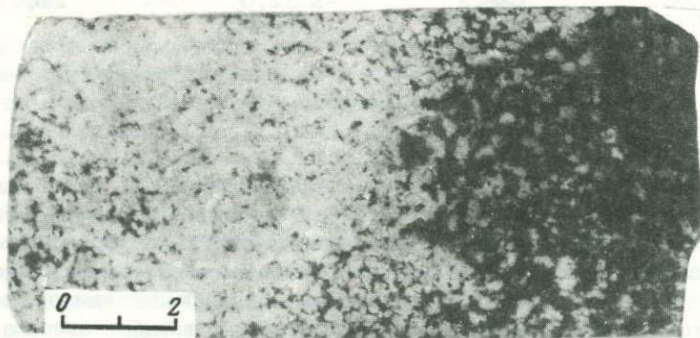


Рис. 28. Метасоматическое развитие альбитита (белое, в центре) и альбит-калишпатового метасоматита (черное, справа) по кварц-альбитовому граниту. Кварцегогорская система даек. Штуф окрашен

Рис. 29. Метасоматическое развитие альбит-калишпатового метасоматита (темное, слева) по кварц-альбитовому граниту (светлое, справа)

В верхней части снимка — темно-дымчатая кварцевая жила. Кварцегогорская система даек



неравномерно распространена вкрапленность флюорита, образование которого тяготеет к этапу грейзенизации.

Если полагать, что кислотность раствора увеличивается от ранней стадии площадного метасоматоза к стадии площадной мусковитизации и далее к околотрещинной преджильной грейзенизации, то можно заключить, что мусковит-альбитовые метасоматиты являются более поздними образованиями, чем полевошпатовые, ибо мусковитизация и альбитизация микроклина должны происходить в более кислой среде, чем альбитизация кварца. Поэтому увеличение активности фтора по мере увеличения кислотности раствора, начиная со стадии альбитизации микроклина и мусковитизации, является логичным развитием эволюции процесса.

Другой тип полевошпатовых метасоматитов образуется при замещении кварца гранитов калишпатом, иногда в сочетании с не-

большим количеством альбита. Такие метасоматиты образуют мощные тела в Зенковской и особенно Кварцевогорской дайках. Метасоматиты полностью наследуют структуру гранитов (рис. 29), причем биотит сохраняется без изменения. Замещение кварца альбитом и калиевым полевым шпатом происходит как путем разрастания в кварц окружающих полевых шпатов, так и путем образования в кварце агрегата новообразованных полевых шпатов такой же крупности (0,8–2,0, редко 0,1–0,3 мм), что и окружающие полевые шпаты. В ряде случаев в центральной части таблиц альбита наблюдаются реликтовые эллиптические остатки кварца. Около пойкилитовых табличек плагиоклаза в калиевом полевошпате наблюдается образование каемки шириной 0,002–0,005 мм более кислого плагиоклаза (или раскисление периферической каймы пойкилитов), имеющей очень резкий контакт с более основной центральной частью пойкилитов. Эта структура более характерна для метасоматитов по равномернозернистым гранитам, нежели по неравномернозернистым. В ряде скважин Кварцевогорской системы даек встречен существенно калишпатовый метасоматит по равномернозернистому граниту. В метасоматите наследуются свойственные исходному граниту межгранулярные каемки, сплошного или гребенчатого альбита. Для пойкилитов альбита в калиевом полевошпате характерно образование тонкой более кислой периферической каймы с резкой границей с внутренней зоной.

Метасоматиты существенно микроклинового состава встречены и в пределах Шамейского массива, правда, здесь они имеют околотрещинный характер в виде зонк мощностью 0,05–0,2 м и формируются при микроклинизации кварца. Микроклинизация распространена относительно слабо, и по-видимому, связана с зонами переотложения калия.

Ранняя калишпатизация пользуется широким распространением в восточном контакте Черноборского массива, где наблюдаются многочисленные тела граносиенитов и мелкозернистых аляскитов, прорывающих гнейсы адамеллитового состава. В зоне мощностью 200–300 м и длиной до 800 м все перечисленные породы в той или иной степени подверглись калишпатизации, однако тела альбит-калишпатовых метасоматитов встречаются относительно редко и имеют мощность не более 2–3 м. Характер замещения заключается в растворении биотита и образовании на его месте и за счет замещения кварца мелкозернистого агрегата калишпата. По-видимому, более позднее происхождение имеют маломощные (до 0,5 м) тела мусковит (до 20%)–полевошпатовых метасоматитов, характеризующиеся очень высокой пористостью. Рассматриваемые метасоматиты секутся кварцевыми и мусковит-кварцевыми прожилками, с которыми может быть связана слабая серицитизация и мусковитизация всех пород зоны.

Тела ранних мусковит-полевошпатовых метасоматитов мощностью до 2 м и длиной не менее 10 м выявлены в центральной части Чесменского массива в лейкократовых гранитах района пос. Беловки. В отличие от метасоматитов Черноборского массива они обра-

зуются при привносе не только калия, но и натрия. В более поздний околотрещинный этап около кварцевых жил образуются маломощные (до 15 см) каймы альбит-калишпатовых метасоматитов, в которых основным метасоматическим минералом является калиевый полевой шпат, полностью замещающий кварц гранитов. Метасоматиты рассматриваемых массивов, как и сами материнские граниты, характеризуются нижекларковыми концентрациями фтора и редких элементов, свидетельствуя о полной непродуктивности массивов.

Метасоматические изменения преджилльной околотрещинной стадии на объектах альбититовой формации выражены слабо и то только в пределах Шамейского и Галочьегорского массивов. Изменения имеют четко выраженный околотрещинный характер, их мощность составляет 0,5–15 см, редко – до 20–25 см. Для Галочьегорского массива характерны такие же мусковит-кварцевые грейзены по гранитам и кварц-мусковитовые (70–80%) по вмещающим породам, как и вышеописанные. В Шамейском массиве околотрещинный процесс в основном сводится к интенсивной мусковитизации гранита без образования метасоматического кварца. Иногда замещение характеризуется мусковитизацией кварца, сопровождающейся и альбитизацией кварца. Однако гораздо более обычна мусковитизация альбита (15–40% мусковита и больше, см. табл. 23). Широко распространены также колонки грейзенизации, в которых параллельно с мусковитизацией альбита происходит отложение избыточного кремнезема в виде мелкозернистого кварца при устойчивости кварца гранитов. Конечный продукт грейзенизации слагается кварцем (40%), мусковитом (50%), флюоритом (10%). Окварцевание альбититов происходит путем развития в них обильных крупных пойкилобласт кварца размером 3–8 мм, содержащих многочисленные обрывки реликтовых микроклина и альбита.

В гранитах и метасоматитах Шамейского массива широко распространен рассеянный флюорит. Его количество обычно составляет 0,5–1%, иногда достигая 15%, причем никаких других изменений, кроме общей деанортитизации в породах, не фиксируется. В альбититах обильная вкрапленность флюорита наблюдается в участках размером 0,2–5 м, причем граница с участками, в которых нет флюорита, очень резкая. Генетическое положение стадии флюоритизации не особенно ясно, но, по-видимому, она тяготеет к этапу грейзенизации. Это же подтверждается отсутствием связи между содержанием ниобия и фтора в большинстве типов пород, кроме мусковит-альбитовых метасоматитов.

**ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЗМА ПОРОД
ШЕЕЛИТ-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
АССОЦИИРУЮЩИХ С ГРАНИТОИДАМИ РАЗЛИЧНОЙ
ФАЦИАЛЬНОСТИ**

От приповерхностных к среднеглубинным месторождениям для этапа кислотного выщелачивания наблюдается смена аргиллизации и окварцевания березитизацией—лиственитизацией [18] и далее кварцальбитовым или кварц—калишпатовым метасоматозом [139]. В группе среднеглубинных массивов Урала в этом направлении намечается тенденция уменьшения кислотности процесса в этап кислотного выщелачивания и уменьшение степени развития, а также щелочности процесса раннего площадного этапа [45].

Метасоматические процессы в пределах группы среднеглубинных месторождений Урала, связанных с гранитоидами повышенной основности тоналит—адамеллитового состава, кратко описываются в настоящем разделе исключительно для большего понимания закономерностей, установленных для редкометальных месторождений. Меньшая степень глубинности Кочкарского месторождения по сравнению с Березовским доказываемается значительно большим числом стадий минерализации, развитием соответственно ортоклаза и микроклина, появлением на Кочкарском месторождении в заключительный этап адуляр—тюрингитовых жил. Присутствие в гранит—порфирах Березовских даек вкрапленников всех минералов подчеркивает их эвтектический характер, а низкое содержание кремнезема в них (70—72%) — кристаллизацию в глубинных условиях (по Д.С. Штейнбергу). Наконец, резко выраженная порфировая структура плагиогранитных даек (при их ультракислом составе) Быньговского массиве свидетельствует о их минимальной глубинности в рассматриваемой группе.

Рассмотрим сначала особенности изменений раннего щелочного метасоматоза, предшествующего этапу преджильного околотрещинного кислотного выщелачивания. Глубинные массивы адамеллит—тоналитового состава совершенно безрудны (Верх—Исетский, Каменский и др.). В мезо—, гипабиссальных массивах степень развития раннего площадного метасоматоза увеличивается по мере уменьшения глубины их становления. Наиболее слабые изменения раннего щелочного площадного этапа распространены в пределах наиболее глубинных (мезоабиссальных) Шарташского адамеллитового массива и в дайках гранитоид—порфиров Березовского месторождения. В адамеллитах Шарташского массива фиксируется калишпатизация альбита, в гранитоид—порфирах Березовского месторождения спорадически наблюдается замещение калишпата шахматным альбитом, усиливающееся на верхних горизонтах месторождения (по Н.И. Бородаевскому). В отдельных линейных участках шириной до 2 см почти весь калишпат и значительная часть кварца замещаются альбитом (табл. 24). Однако наиболее интенсивное замещение наблю-

Таблица 24

Изменение минерального состава при гумбеитизации гранитоидов на шеелит-кварцевых месторождениях

Минерал	1	2	3	4	5*	6*	7*	8.
Плагиоклаз	40,0	59,70	50,3	59,0	18,7	53,3	32,7	47,7
Микроклин	21,0	12,1	18,0	14,0	21,7	15,6	29,0	12,7
Кварц	24,9	18,5	23,1	9,0	32,7	20,8	3,8	24,5
Биотит	1,0	-	8,6	0,0	-	7,0	-	12,0
Серицит	6,1	3,6	0,0	8,0	25,4	2,0	33,0	-
Пирит	-	-	0,0	2,9	-	-	-	-
Карбонат	3,8	3,4	0,0	7,1	1,5	1,3	1,5	0,7
Сумма	96,8	97,3	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	97,6

Таблица 24 (окончание)

Минерал	9	10	11	12	13	14	15	16
Плагиоклаз	29,1	16,4	-	-	-	-	-	-
Микроклин	31,0	69,8	-	-	-	-	-	-
Кварц	20,5	4,2	44,7	51,0	27,8	48,9	61,0	43,3
Биотит	-	-	-	-	-	-	-	-
Серицит	12,1	5,2	49,4	45,7	66,0	49,4	31,1	58,8
Пирит	1,4	4,1	5,0	2,4	5,6	0,2	-	-
Карбонат	4,7	0,5	0,9	1,8	4,2	1,8	4,5	3,0
Сумма	98,8	100,1	100,0	100,9	103,6	100,3	96,6	99,1

* Состав подсчитан в иммерсии, состав остальных проб рассчитан из химических анализов.

Примечание. 1, 2 - гранодиорит-порфир неизмененный и альбитизированный около трещины, Березовское месторождение; 3-5 - адамеллит (25 ан.), ранний микроклин-альбитовый метасоматит (3 ан.) и березитизированный адамеллит (5 ан.) с метасоматическим микроклином, Шарташский массив; 6, 7 - гранодиорит-порфир и гумбеит (3 ан.) по нему, Шарташский массив; 8-10 - гранодиорит (2 ан.), внешняя (3 ан.) и внутренняя (1 ан., гумбеит) зоны метасоматической колонки по нему, Кедровское шеелитовое месторождение; 11, 12 - березит по адамеллит-порфирам и плагиогранит-порфирам Березовского месторождения (8 ан., по Х.Х. Лайпанову и автору); 13 - послерудный мусковитовый метасоматит по гранитоидам Березовского месторождения (19 ан., по различным авторам); 14-16 - березиты Кочкарского месторождения (7 ан.), Быньговского (5 ан.) и Благодатного (4 ан.) массивов.

дается в пределах северо-восточной части Шарташского массива, где по адамеллитам развиваются линзовидные тела или жилы мощностью 30–100 см среднезернистых карбонат-пирит-микроклин-альбитовых метасоматитов или альбититов. Их наиболее ранний характер подчеркивается отсутствием связи с трещинными структурами и наложением на них кварцевых прожилков.

Во внешних зонах (мощностью 1–2 см) колонок происходит интенсивная серицитизация плагиоклаза, мусковитизация и хлоритизация биотита, образуются также пирит и карбонат. По своему составу эта зона аналогична внешней зоне колонок березитизации. Промежуточная розовато-белого цвета зона мощностью до 15 см наблюдается, как и предыдущая, далеко не всегда, здесь происходит перекристаллизация серицита в мелкочешуйчатый мусковит (5–10%) размером 0,1–0,2 мм и замещение хлорита мусковитом. Светло-серые и розовые карбонат-пирит-микроклин-альбитовые метасоматиты внутренней зоны колонок имеют мощность до 1 м и образуются в результате замещения части кварца альбитом, другая часть кварца растворяется и его место занимает пирит, карбонат и мусковит (10–15%). Альбитизация кварца нередко происходит путем разрастания окружающих кварц таблиц плагиоклаза, принимающих идиоморфную форму при неполном замещении кварца.

В метасоматите часто сохраняется реликтовый кварц, иногда и значительная часть микроклина замещена скелетными кристаллами альбита. Особенностью метасоматита является крупный размер зерен метасоматического альбита (0,3–1,5 мм), мусковит также представлен крупными чешуйками размером 0,1–0,8 мм. Карбонат находится в виде прожилков и мелких скелетных неправильных выделений в плагиоклазе или в виде самостоятельных зерен размером до 1,5 мм в интерстициях. Первая форма преобладает во внешней зоне, вторая – во внутренней. Вышеописанные метасоматиты по составу должны относиться к гумбеитам, отличаясь от них геологическим положением, а именно формированием не в преджильный этап, а в этап раннего щелочного метасоматоза. Поэтому их формационное положение остается пока неясным.

Гораздо более интенсивно ранняя площадная деанортитизация и шахматное двойникование в альбите проявлены в ультракислых плагиопорфирах Быньговского штока. И, наконец, наиболее интенсивно и разнообразно площадные процессы выражены в плагиогранитах Кочкарского рудного поля. Они детально описаны нами ранее [33, 36]. Развитие мелкочешуйчатого биотита по плагиоклазу сменяется (табл. 25) мусковитизацией биотита и плагиоклаза, деанортитизацией плагиоклаза в плагиогранитах и его клинозоизитизацией в меланократовых жильных породах. Далее следует грануляция и ортоклазизация плагиоклаза. Неясное возрастное положение имеет амфиболитизация лампрофиров, приводящая в отдельных дайках к образованию по ним биминеральных биотит-амфиболовых и калишпат-амфиболовых метасоматитов. Усредненные данные минералогических подсчетов (в окрашенных шлифах, 69 штук) состава общего продукта ранних процессов в лампрофирах свидетельствуют, что при этом

Таблица 25

Последовательность метасоматических изменений пород Кочкарского месторождения

Этапы и стадии метасоматизма	Характеристика изменений в породах	
	Плагииграниты, фельзиты	Фемические жильные породы, гнейсы
Дорудный этап		
Процессы, имеющие площадное распространение:		
биотитизация	Развитие мелкочешуйчатого биотита по плагиоклазу	
серицитизация, деанортитизация, клиноцоизитизация	Серицитизация и деанортитизация всех зерен олигоклаза и биотита	Серицитизация, клиноцоизитизация андезина
грануляция	Дробление олигоклаза и частичное растворение серицита	Дробление вкрапленников андезина
ортоклазизация	Замещение плагиоклаза ортоклазом	То же
амфиболитизация и биотитизация	Не проявлена	Замещение всех минералов
Околотрешинные процессы, связанные с дорудными жилами:		
олигоклазизация	Замещение кварца	Не изучена
мусковитизация	То же	То же
Предрудный этап		
Березитизация	Образование серицит-кварцевых березитов	Образование кварц-серицитовых метасоматитов, иногда с биотитом, битовнитом
Березитизация с альбитизацией в зонах переотложения натрия	Развитие шахматного альбита по калишпату	Не изучена
Послерудный этап		
Березитизация в связи с мусковит-хлоритовыми жилами	Мусковитизация, серицитизация плагиоклаза и биотита	Не изучена
Железо-магний-кальциевый метасоматоз	Не проявлена	Образование клиноцоизит-карбонат-актинолит-биотит-ортоклазовых метасоматитов
Карбонатизация около кварц-карбонатных и карбонатных прожилков	Слабое замещение плагиоклаза карбонатом	Сильное замещение плагиоклаза карбонатом
Хлоритизация и адуляризация	Слабое замещение биотита хлоритом	Образование хлорит-карбонат-адуляровых метасоматитов
Эпидотизация	Не проявлена	Замещение всех минералов эпидотом

от керсантина к измененному керсантину и затем к безплагиоклазовому метасоматиту происходит изменение содержания плагиоклаза от 32 до 32,8 и 0%, кварца — от 5 до 6,1 и 2,9%, калиевого полевого шпата — от 0 до 2,6 и 23,2%, биотита — от 63,0 до 29,5 и 19,9%, амфибола — от 0 до 23,4 и 41,4%, клиноцоизита — от 0 до 5,6 и 12,6%, т.е. происходит замещение андезин-биотитовой ассоциации калишпат-амфиболовой ассоциацией.

Несколько иные представления о времени развития и характере раннего метасоматизма пород месторождения развиваются Н.И.Бородаевским и его сотрудниками [16].

Таким образом, степень развития раннего щелочного метасоматоза уменьшается от наименее глубинных Кочкарского месторождения и Быньговского массива к наиболее глубинному Березовскому месторождению. В этом же направлении намечается тенденция увеличения щелочности раствора, что подтверждается и анализом миграции вещества. На Кочкарском месторождении имеет место вынос кремнезема, глинозема, калия, натрия и привнос щелочно-земельных элементов, так что калишпатизация происходит за счет освобождающегося при амфиболлизации биотита калия [33, 36]. Изменение гранитоидов Березовско-Шарташского узла сопровождается привнесом глинозема, натрия, выносом кремнезема и калия. Особенно обращает на себя внимание привнос не калия, а натрия, что в отличие от околотрещинного преджильного этапа является характерной особенностью раннего щелочного метасоматоза редкометалльных месторождений.

Обратимся к рассмотрению зональности метасоматических колонок преджильного этапа кислотного выщелачивания. На субвулканическом массиве Юбилейный (Южный Урал) они представлены почти мономинеральными кварцитами мелкозернистой структуры, образовавшимися по плагиогранитам. Метасоматиты этого этапа приповерхностных месторождений относятся к аргиллизит-кварцевой и серицит-гидрослюдистой формации [18, 139], т.е. представлены вторичными кварцитами, аргиллизитами, алунитовыми метасоматитами и породами промежуточного состава.

Изучение метасоматоза преджильного околотрещинного этапа среднеглубинной группы шеелит-кварцевых месторождений Урала позволило установить существование региональной рудной и метасоматической зональности около ряда массивов. В гранитах Кедровского, Шарташского массивов и Бурановской группы массивов распространена шеелит-кварцевая минерализация, сопровождающаяся гумбеитизацией, в то время как в экзоконтактах этих массивов локализованы жилы с аксессуарным золотом, сопровождающиеся березитизацией. Рассмотрим сначала особенности процесса гумбеитизации.

В пределах Кедровского шеелитового месторождения около трещин и кварцевых жил развиты гумбеитовые метасоматические колонки мощностью 0,3–5 см, очень редко — до 10 см. Во внешней зоне биотит полностью замещается агрегатом серицита (и мелкочешуйчатого мусковита) и карбоната. Плагиоклаз замещается сери-

8. Зак. 148

цитом, карбонатом и микроклином, в результате чего его количество понижается (см. табл. 24) до 29,1%, а состав раскисляется до № 5,1. Микроклинизации подвергается и кварц; общее количество метасоматического микроклина, который имеет вид мелких (0,05–0,2 мм) неправильной формы участков, достигает 18%. Во внутренней зоне имеет место дальнейшее усиление степени микроклинизации плагиоклаза и кварца, последний почти полностью замещен микроклином. При этом происходит понижение количества серицита до 5,2%, а карбоната – до 0,5%. Значительная часть таблиц плагиоклаза уже полностью замещена сильно пелитизированным нерешетчатым микроклином, нередко незамещенными оказываются только периферические части таблиц шириной 0,02–0,05 мм. Метасоматический микроклин часто содержит многочисленные реликтовые чешуйки мусковита.

В кварцевых жилах нередко наблюдаются оторочки розового сильно пелитизированного нерешетчатого микроклина шириной до 1 см. Зерна микроклина имеют размер до 1–7 мм. В сростании с ним обычно и встречается шеелит. В отдельных случаях мелкозернистый агрегат кварца и микролина образует участки или прожилки в крупнозернистой части жил.

На Гумбейской группе шеелитовых месторождений наиболее широким распространением пользуется околотрещинная или околожилная гумбейтизация, сменяемая на флангах месторождений березитизацией. Метасоматизм месторождения детально изучался А.Ф. Коржинским [79] и Д.С. Коржинским, поэтому отметим только, что колонки по кварцевым сиенито–диоритам состоят из биотит–карбонат–альбитовой и анкерит–микроклиновой зон общей мощностью не более 10 см. При продолжении жил во вмещающие породы состав метасоматитов меняется: в скарнах жилы сопровождаются гранатовыми оторочками, в перидотитах – имеют тальк–карбонатный состав.

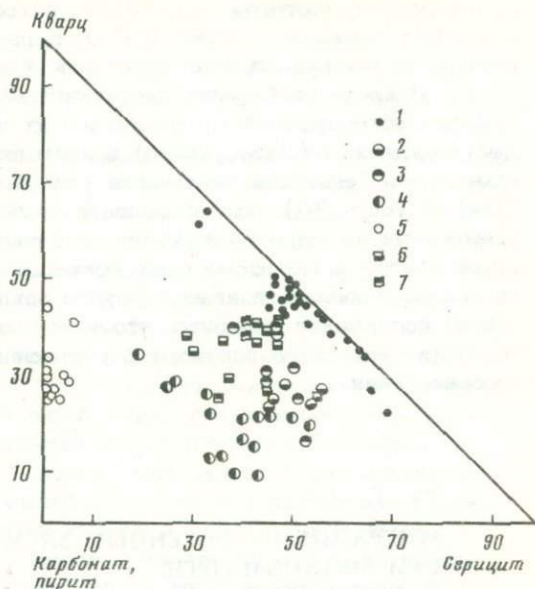
В центральной части Шарташского массива наблюдаются околотрещинные и околожилные изменения типа гумбейтизации и березитизации, идущей с образованием 3–10% микроклина (см. табл. 24) и выносом кремнезема. В жилах нередко встречается розовый микроклин. Особенности метасоматического преобразования гранитоидов детально описаны нами ранее [34]. В березитизированных адамеллитах наиболее глубинного Шарташского массива наблюдается до 5% новообразованного микроклина, а вместо березитов нередко образуются гумбеиты [34, 41]. Количество кварца при этом понижается на 3–15%.

Соотношение серицита и кварца в березитах других месторождений определяется количеством алюминия в исходной породе (инертен или несколько привносится), ибо калий ведет себя вполне подвижно. Поэтому можно полагать, учитывая низкое содержание щелочноземельных элементов в гранитоидах и отсутствие выноса кремнезема при березитизации, что соотношение в березитах кварца и мусковита не может быть критерием уровня щелочности процесса. Более благоприятно для решения этого вопроса изучение метасоматитов по основным породам, высокое содержание в кото-

Рис. 30. Минеральный состав метасоматитов внутренних зон колонок березит-лиственитовой формации среднеглубинных (1-5) и малоглубинных (6, 7) золоторудных месторождений СССР

Исходные породы представлены адамеллитами (1), гранодиоритами-диоритами (2, 6), габбро-диоритами и порфиридами (3, 7), габбро (4), гипербазитами (5)

Модальные составы вычислены по химическим анализам



рых щелочноземельных элементов, вызывающих ошелачивание воздействующего раствора, определяет переменное соотношение в метасоматитах кварца, серпидита и карбоната в зависимости от pH среды. При таком подходе есть основание высказать предположение о повышенной кислотности раствора в преджильный этап на Кочкарском месторождении по сравнению с Березовско-Благодатной группой месторождений, ибо изменение основных пород Березовского рудного поля сопровождается образованием большого количества карбоната и интенсивным выносом кремнезема, что не имеет места на Кочкарском месторождении [36]. В то же время послерудная карбонатизация проявлена на Кочкарском месторождении довольно интенсивно. По-видимому, причиной низкой активности углекислоты в преджильный этап на Кочкарском месторождении по сравнению с Березовским являлась меньшая степень ошелачивания раствора при его взаимодействии с основной породой, что, возможно, обусловлено более высокой кислотностью первичного раствора. Наконец, наиболее низкая кислотность раствора в преджильный этап на Березовском месторождении доказывается тем, что березитизация завершается щелочным метасоматозом и образованием карбонат-серпидитовых метасоматитов, что происходит при выносе кремнезема и привносе глинозема и калия.

Таким образом, в среднеглубинной группе уральских месторождений в соответствии с уменьшением глубинности в ряду Березовское-Кочкарское-Бельговское намечается и увеличение степени кислотности раствора в преджильный этап кислотного выщелачивания.

Обработка данных С.Д. Шера, Х.Х. Лайпанова и Т.В. Нагорной, полученных при систематизации метасоматических изменений пород

золоторудных месторождений СССР, с привлечением материалов автора, В.Н. Сазонова [119] и Р.О. Берзона по березитам и лиственитам золоторудных месторождений Урала, подтверждает этот вывод. В пределах березит-лиственитовой формации от среднеглубинных месторождений (подавляющее их число) к малоглубинным месторождениям (Дарасунское) в лиственитах по средним породам намечается тенденция увеличения содержания кварца от 10-30 до 30-40% (рис. 30), что объясняется уменьшением степени выноса кремнезема по мере уменьшения глубинности процесса. В соответствии с этим в метасоматитах уменьшается и количество карбоната при постоянном (в каждой группе одинаковой глиноземистости пород) содержании серицита, что можно объяснить увеличением кислотности первичного раствора с уменьшением глубинности минералообразования.

Глава V

МИГРАЦИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОСТАВА РАСТВОРОВ

Кремнезем. Формирование околотрещинных колонок по гранитам формации глубинных мусковит-полевошпатовых метасоматитов всегда сопровождается выносом кремнезема (табл. 26, 27, рис. 31, 32; см. приложение 1)¹, степень которого уменьшается от внутренних зон колонок, где кварц гранита замещается полевыми шпатами или мусковитом, к внешним, где происходит мусковитизация биотита и плагиоклаза с появлением иногда мелкозернистого метасоматического кварца. В большинстве колонок во внутренней зоне кварц замещается полевыми шпатами с подчиненным количеством мусковита, что сопровождается меньшим выносом кремнезема, чем при формировании колонок, характеризующихся полным замещением кварца мусковитом.

По мере увеличения основности исходных пород существенного изменения степени выноса кремнезема как в абсолютных, так и в относительных процентах не происходит. Воздействие растворов на гипербазиты приводит к образованию флогопитовых слюдитов и не сопровождается существенной миграцией кремнезема, в то время как при образовании слюдисто-флюоритовых метасоматитов по известнякам привносится до 10% кремнезема (табл. 28). Не лишено оснований предположение И.И. Куприяновой о том, что он может представлять перетолженный кремнезем, извлеченный при изменении альбит-биотитовых сланцах (Боевский участок). При раннем щелочном метасоматозе на уральских месторождениях грейзеновой и альбититовой формаций также происходит значительный вынос крем-

¹ Данные таблиц 26-29 приведены по средним анализам.

незема (до 10% отн.%) при образовании альбититов, калишпатитов и альбит-калишпатовых пород (табл. 29, см. Приложение 2). На ряде проявлений метасоматиты содержат до 20% мусковита, при появлении которого количество выносимого кремнезема увеличивается до 15-20 отн.%.

Поведение кремнезема при формировании метасоматических колонок формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов (табл. 30, см. рис. 32) в целом такое же, как и в предыдущих формациях. В большинстве колонок имеет место вынос кремнезема и только в единичных кремнезем ведет себя инертно или даже привносится. Максимальный вынос в абсолютных и относительных количествах наблюдается при изменении гранитов, что объясняется высоким содержанием кремнезема в исходных породах и образованием мусковита в качестве основного метасоматического минерала, чем и обусловлен нередко больший вынос кремнезема в данных условиях по сравнению с формированием глубинных метасоматитов. Более широкое развитие в последних микроклина подчеркивает их формирование в условиях большей щелочности и активности калия. По мере увеличения основности исходных пород и их щелочности (до граносиенитов) степень выноса кремнезема несколько уменьшается, несмотря на существенно пирит-флюорит-мусковитовый состав метасоматитов, что обусловлено образованием 5-15% кварца (см. рис. 16). По-видимому, можно полагать, что взаимодействие раствора с породами пониженной кремнеосновности по сравнению с гранитами приводит к его большему относительному раскислению.

Аналогичное поведение кремнезема наблюдается и при метасоматозе на месторождениях, метасоматиты которых имеют неясное формационное положение (табл. 32).

Иной характер миграции кремнезема наблюдается при образовании метасоматитов грейзеновой группы фаций грейзеновой формации. Слабая и умеренная грейзенизация гранитов происходит при инертности кремнезема (рис. 20, 31, 32, табл. 29, 31, см. Приложение 2, 3). Освобождающийся при мусковитизации плагиоклаза кремнезем фиксируется в породе в виде мелкозернистого кварца. Некоторым привнесом кремнезема сопровождается только сильная грейзенизация гранитов (см. табл. 30, ан. 15-16, 19-20, 27-28), однако для данных анализов отсутствуют определения объемного веса.

Формирование мусковит-кварцевых грейзенов сопровождается инертным поведением кремнезема или его привнесом, причем последний наблюдается на большинстве месторождений, что особенно четко видно в тех случаях, когда при сравнении учитывается объемный вес пород. Обычно привнос кремнезема составляет 2-10%, увеличиваясь при образовании кварцевых грейзенов, содержащих уже 85-90% кремнезема. На петрохимической диаграмме, как и на диаграмме минерального состава грейзенов (см. рис. 22) наблюдается обособление полей мусковит-кварцевых и кварцевых грейзенов (см. рис. 32), что подтверждает резкий характер границ между зонами мусковит-кварцевого и кварцевого грейзена. Разновид-

Таблица 26
Поведение компонентов при изменении гранитов в процессе околотрецинного метасоматоза на месторождениях, ассоциирующих с глубинными массивами

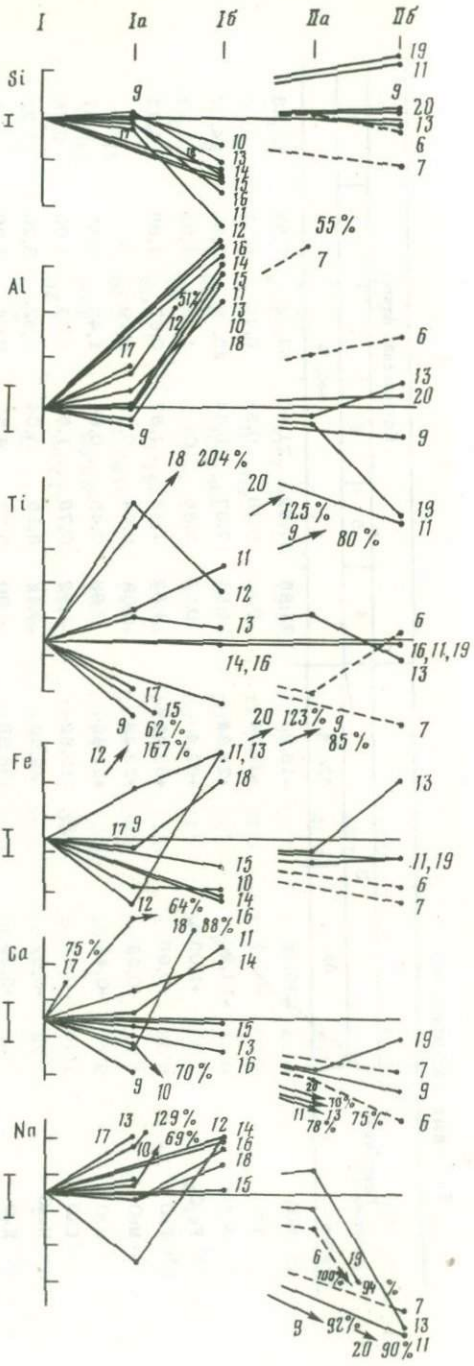
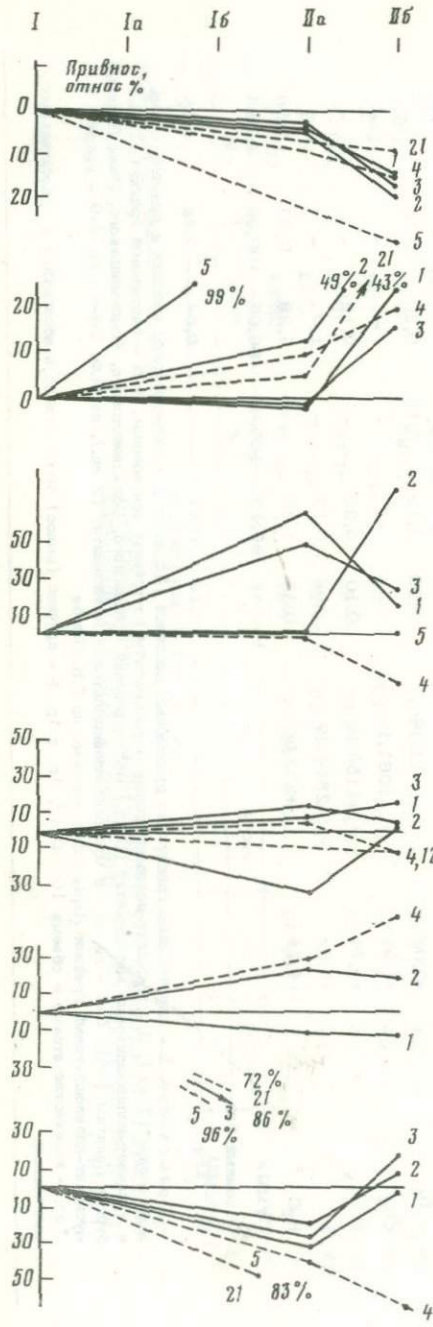
Компонент	Восточно-Уральское поднятие							
	1		2				3	
	вес. %	ат. *	вес. %	ат.	Δp	$\Delta p, \%$	вес. %	ат.
SiO ₂	72,20	185,20	69,70	179,49	-5,71	-3,10	59,94	150,15
TiO ₂	0,19	0,37	0,31	0,60	+0,27	+62,16	0,27	0,51
Al ₂ O ₃	14,90	45,09	15,13	45,96	+0,87	+1,93	19,05	56,29
Fe ₂ O ₃	0,65	1,25	1,29	2,50	+1,25	+100	1,21	2,28
FeO	1,34	2,87	0,96	2,07	-0,8	-27,87	0,91	1,91
MnO	0,04	0,09	0,05	0,11	+0,02	+22,22	0,05	0,11
MgO	0,55	2,10	0,63	2,42	+0,32	+15,24	0,69	2,58
CaO	1,38	3,79	1,20	3,31	-0,48	-12,66	1,26	3,38
Na ₂ O	3,81	18,96	2,81	14,04	-4,92	-25,95	4,08	19,83
K ₂ O	4,15	13,59	4,90	16,12	+2,53	+18,62	5,90	18,87
P ₂ O ₅	0,08	0,17	0,11	0,24	+0,07	+41,18	0,09	0,19
CO ₂	0,05	0,18	0,37	1,30	+1,12	+622,22	0,61	2,09
F	0,05	0,41	0,50	4,07	+3,66	+892,68	0,65	5,15
S	0,03	0,14	0,52	2,51	+2,37	+1692,86	0,78	3,66
H ₂ O	0,37	6,33	1,30	22,34	+16,01	+252,92	3,51	21,07
Сумма	99,79		99,78				99,00	
Объемный вес	2,56		2,57				2,50	
Fe ³⁺ /ΣFe	0,21		0,69				0,54	

Таблица 26 (окончание)

Компонент	Калбинский плутон							
	3		4	5	6	7	8	9
	Δp	$\Delta p, \%$	вес. %					
SiO ₂	-35,05	-18,93	71,85	67,62	71,40	54,92	72,57	60,25
TiO ₂	+0,14	+37,84	0,23	0,28	0,38	0,44	0,29	0,30
Al ₂ O ₃	+11,20	+24,84	14,54	17,37	16,64	25,79	12,96	24,37
Fe ₂ O ₃	+1,03	+82,4	0,75	0,86	Сл.	1,39	1,98	0,93
FeO	+0,96	+33,45	1,82	1,42	1,87	0,67	1,89	0,42
MnO	+0,02	+22,22	0,09	0,04	0,03	0,19	-	-
MgO	+0,48	+22,86	0,80	0,45	0,68	1,42	0,57	0,87
CaO	-0,41	-10,82	1,92	0,79	1,53	1,33	1,95	0,58
Na ₂ O	+0,87	+4,59	3,12	3,15	3,04	1,82	3,29	1,92
K ₂ O	+5,28	+38,85	4,60	5,27	4,62	9,04	3,39	7,45
P ₂ O ₅	+0,02	+11,76	0,20	0,12	0,15	0,20	0,12	-
CO ₂	+1,91	+1061,1	-	-	-	-	-	-
F	+4,74	+1156,10	0,10	0,30	-	0,19	-	-
S	+3,52	+2514,29	0,06	0,13	-	1,0	-	-
H ₂ O	+14,74	+232,86	0,33	1,30	0,46	1,29	0,99	2,56
Сумма			100,41	99,10	100,80	99,69	100,00	99,65
Объемный вес								
Fe ³⁺ /ΣFe			0,19	0,53		0,64	0,48	0,68

Примечание. 1 - двуслюдяные граниты из рудоносных массивов (58 ан.); 2 - метасоматиты внешних и промежуточных зон колоннок (7 ан.); 3 - мусковит-полевошпатовые метасоматиты внутренних зон колоннок; 4-5 - биотитовый гранит (17 ан.) и мусковит-полевошпатовый метасоматит (5 ан.) месторождений Козловского, Большевикского, Комсомольского, Розы Люксембург и Палатцы [58]; 6-7 - гранит- и мусковит-полевошпатовый метасоматит (2 ан.), по М.Ф. Стрелкину; 8-9 - гранит- и мусковит-полевошпатовый грейзен Нарьмского массива, по Г.Н. Щербе

* ат. - количество атомов в объеме 10000 А³, Δp и $\Delta p, \%$ - прирост (вынос) числа атомов в абсолютных и относительных количествах



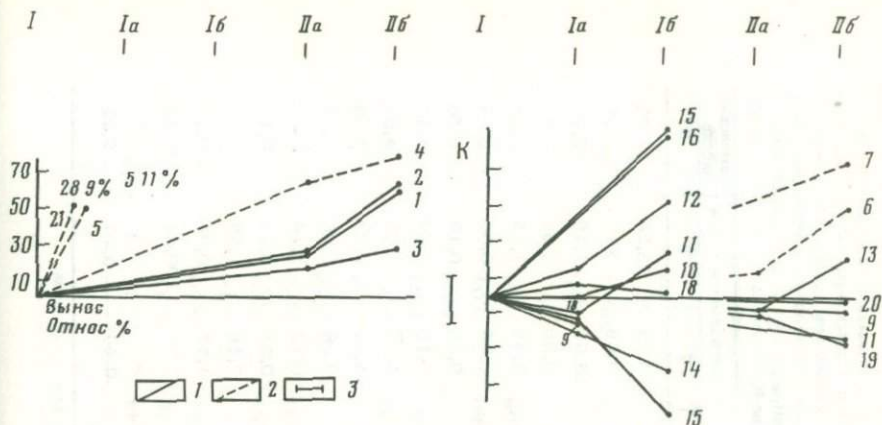


Рис. 31. Привнос-вынос компонентов в процентах относительно их содержания в первичных породах при метасоматизме на редкометалльных месторождениях, связанных с глубинными (а) и малоглубинными (б) гранитными массивами (Восточно-Уральское поднятие)

По каждому месторождению приводятся средние величины, основанные на изучении нескольких разрезов раннего щелочного площадного этапа (Ia – метасоматиты внешних зон, Ib – метасоматиты внутренних зон) и преджильного околотрещинного этапа (IIa – метасоматиты внешних зон, IIб – метасоматиты внутренних зон)

1 – граниты, 2 – вмещающие породы, 3 – максимально допустимая ошибка силикатных анализов. Редкометалльные рудопоявления, массивы: 1-4 – Биктимировская группа, 2-5 – Каменское, 3 – Красный Огородник, 6 – Елизаветинское, 7 – Котансу, 8, 9 – Галочья Гора, 10 – Восток, по аляскитам, 11 – Восток, по биотитовым гранитам, 12 – Восток, по гранит-порфирам, 13 – Степнинский массив, 14 – Кварцевогорское, по кварц-альбитовым гранитам, 15 – Кварцевогорское, по двуполевошпатовым гранитам, 16 – Зенковское, двуполевошпатовые метасоматиты, 17 – Зенковское, разрез ранней альбитизации, 18 – Шамейское, 19 – Башкироводольское, 20 – Котансу, 21 – Мало-рефтинское (по А.И. Шерстюку)

ности грейзенов месторождений Акчатау и Восточный Коунрад на диаграмме кремнезем-глинозем-щелочи также образуют самостоятельные поля.

Таким образом, обобщение материалов по петрохимии грейзенизации подтверждает вывод Ив.Ф. Григорьева [55] и других исследователей о привносе при грейзенизации кремнезема (и выносе алюминия и калия). Как известно, противоположное мнение развивалось Н.И. Наконником и рядом других авторов.

Образование слюдисто-топаз-кварцевых грейзенов и цвиттеров в зависимости от количества топаза сопровождается небольшим привносом или выносом кремнезема. Разрезы, для которых имеются оп-

Таблица 27

Поведение компонентов при изменении гранитов Урала в процессе околотрещинного метасоматоза на месторождениях, ассоциирующих с глубинными массивами, вес. %

Компонент	Месторождения Боевско-Биктимировской зоны								Каменный массив
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	72,10	69,90	72,20	63,34	59,80	59,40	65,22	63,20	70,70
TiO ₂	0,19	0,32	0,19	0,23	0,20	0,28	0,08	0,17	0,26
Al ₂ O ₃	15,01	14,84	14,49	19,13	21,50	22,2	18,61	17,15	15,20
Fe ₂ O ₃	0,65	1,29	0,65	1,18	1,34	1,70	0,50	1,56	0,43
FeO	1,32	1,00	0,46	0,70	0,42	0,36	0,45	1,65	2,65
MnO	0,05	0,06	0,03	0,06	0,09	0,09	0,05	0,06	0,06
MgO	0,43	0,49	0,32	0,48	0,39	0,87	0,38	0,19	0,76
CaO	1,34	1,21	1,24	1,18	1,43	1,57	1,16	0,69	1,87
Na ₂ O	3,95	2,65	4,83	3,91	4,21	0,75	5,87	2,75	4,81
K ₂ O	4,12	5,21	3,75	6,80	7,12	8,44	4,81	9,32	2,86
P ₂ O ₅	-	0,10	0,05	0,08	0,13	-	0,08	0,06	0,08
CO ₂	0,05	0,44	0,38	0,72	0,78	0,22	0,72	1,14	-
F	0,05	0,50	0,17	0,58	0,35	0,68	0,31	0,12	0,11
S	0,03	0,54	0,34	0,78	0,42	1,11	0,18	1,33	-
H ₂ O	0,37	1,31	0,82	1,24	1,68	1,73	1,13	0,94	0,10
Сумма	99,66	99,86	99,92	99,94	99,86	99,40	99,55	100,33	99,89
Объемный вес	2,56	2,55	2,55	2,50	-	-	-	-	2,62
Fe ³⁺ /Fe	0,30	0,53	0,55	0,59	0,72	0,80	0,49	0,45	0,12

Таблица 27 (окончание).

Компонент	Каменский массив		Месторождение Красный Огородник				
	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	66,62	57,70	72,20	72,00	62,44	65,16	63,80
TiO ₂	0,25	0,44	0,19	0,34	0,28	0,32	0,30
Al ₂ O ₃	16,99	22,68	14,79	14,71	18,97	18,66	18,81
Fe ₂ O ₃	1,71	1,75	0,65	0,91	0,80	0,74	0,77
FeO	0,44	1,46	1,36	1,31	2,51	1,06	1,78
MnO	0,02	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02
MgO	1,08	1,55	0,68	0,91	0,76	0,82	0,79
CaO	2,26	2,22	1,42	0,11	0,06	0,33	0,20
Na ₂ O	3,77	5,20	3,66	2,62	5,08	4,40	4,74
K ₂ O	3,57	4,70	4,19	4,90	5,93	5,67	5,80
P ₂ O ₅	0,17	0,13	-	0,09	0,11	0,08	0,10
CO ₂	-	0,45	-	0,04	0,63	0,04	0,34
F	0,80	1,22	-	0,29	0,06	0,36	0,21
S	0,41	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	0,98	1,29	-	1,60	2,53	1,36	1,94
Сумма	99,07	100,85	99,18	99,86	100,19	99,02	99,60
Объемный вес	2,65	2,61	2,52	2,50	-	-	2,30
Fe ³⁺ /Fe	0,77	0,51	0,29	0,38	0,27	0,38	0,27

Примечание. 1 - биотитовые граниты Коневско-Карасьевской интрузии (30 ан.), по З.И. Комаровой; 2 - внешняя зона мусковитизации биотита и плагиоклаза (5 ан.); 3 - промежуточная зона псесершитизации и альбитизации (6 ан.); 4-8 - внутренние зоны: 4 - среднее (17 ан.), 5 - полевошпат-мусковитовый метасоматит (5 ан.); 6 - существенно мусковитовый метасоматит (3 ан.); 7 - мусковит-микроклин-альбитовый метасоматит (5 ан.); 8 - мусковит-альбит-микроклин-альбитовый метасоматит; 9-11 - Каменский массив: 9 - адамеллит, по автору и М.Б. Ариштейну, 5 ан., 10 - внешняя зона мусковитизации биотита и полевых шпатов, 11 - мусковит-альбитовый метасоматит (5 ан.), по автору и М.Б. Ариштейну; 12-16 - месторождение Красный Огородник; 12 - биотитовый гранит Суундукской интрузии, по Г.И. Самаркину (28 ан.); 13 - внешняя зона мусковитизации биотита и плагиоклаза; 14, 15 - внутренняя зона альбитизации и мусковитизации кварца; 16 - то же, среднее из 2 ан. (метасоматиты лимонитизированы).

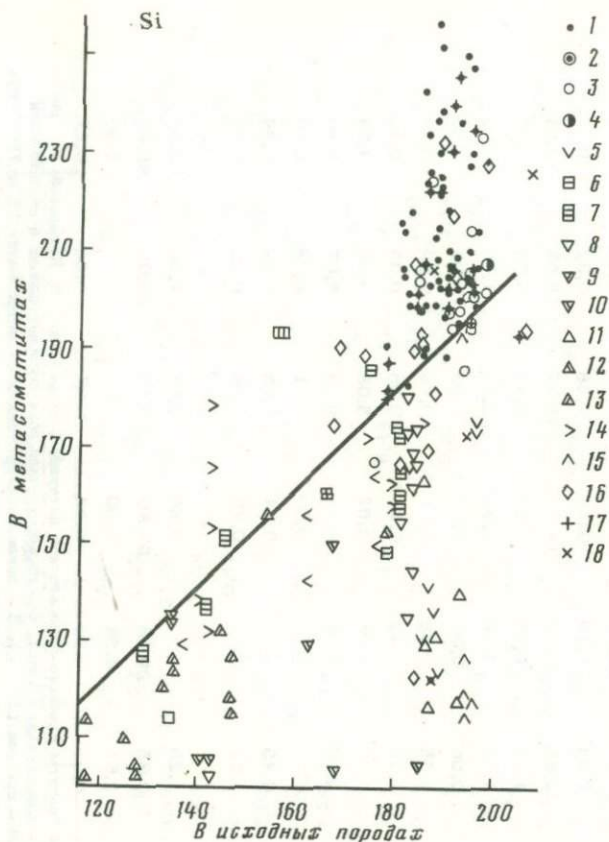


Рис. 32. Поведение компонентов при околотрещинном метасоматизме (стадия повышающейся кислотности) на редкометальных месторождениях

Составлен на основании имеющегося в литературе материала по редкометальным месторождениям различных регионов СССР и зарубежных стран.

Si, Al, Fe, Mg, Ca, K — в количестве атомов в объеме 10 000 А³.

Грейзеновая формация. Грейзены по гранитам: 1 — мусковит-кварцевые, кварцевые и мусковитовые; 2 — лепидолит- и цинвальдит-кварцевые; 3 — топаз-мусковит-кварцевые; 4 — цвиттеры; 5 — мусковитовые метасоматиты стадии переотложения выщелоченных компонентов; 6, 7 — кварц-мусковитовые грейзены по вмещающим породам при содержании в них кремнезема соответственно 60–90 и 40–59%

Формация глубинных мусковит-полевошпатовых метасоматитов: 8 — мусковит-полевошпатовые метасоматиты по гранитам; 9, 10 — пирит-флюорит-мусковитовые метасоматиты по породам с содержанием кремнезема соответственно 60–69 и 40–59%

Формация гипабиссальных щелочных метасоматитов: 11–13 — то же, что и 8–10; 14 — метасоматиты субвулканических

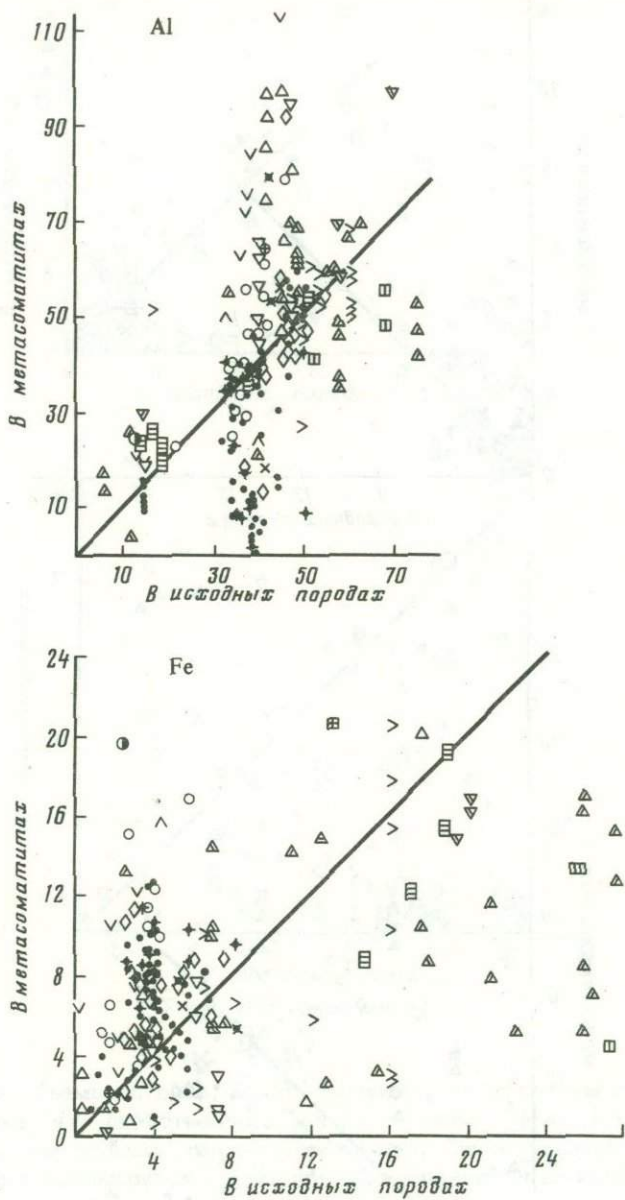


Рис. 32 (продолжение)

молибденовых месторождений; 15 – экзотические разности метасоматитов; 16 – метасоматиты неясного формационного положения; 17, 18 – дополнительная нагрузка на предыдущие знаки, обозначающая присутствие в метасоматитах в количестве более 2% соответственно флюорита и турмалина

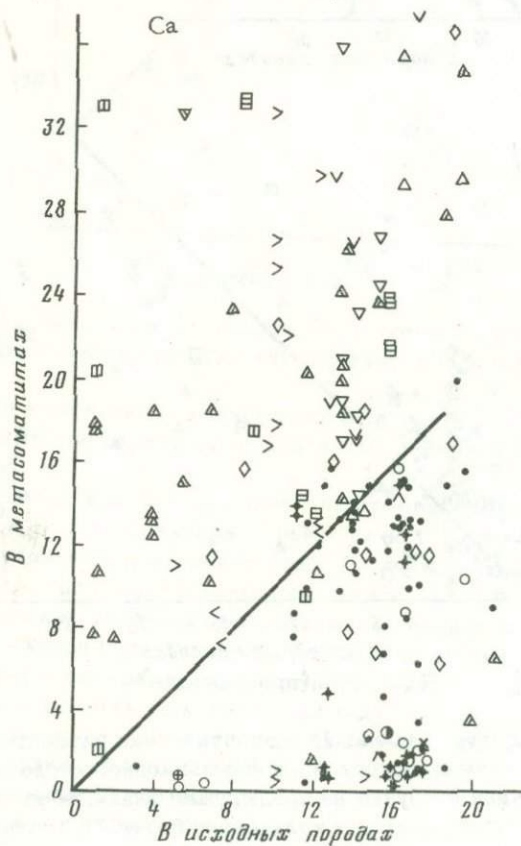
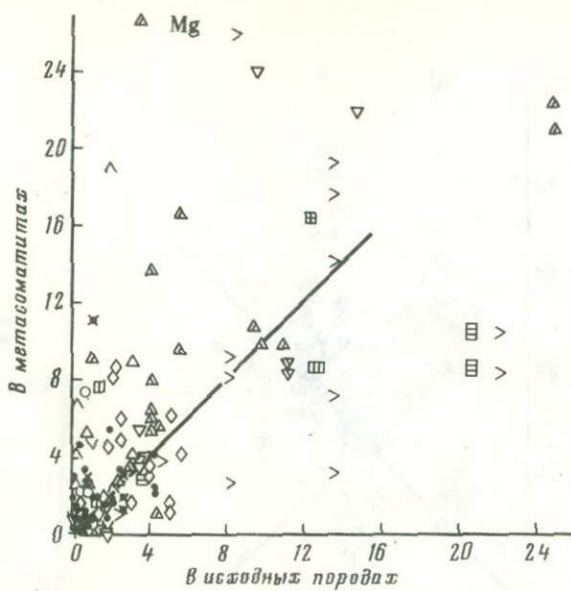


Рис. 32 (продолжение)

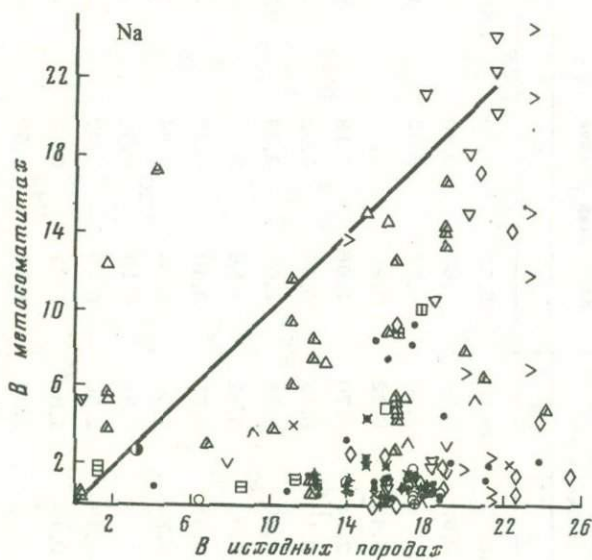
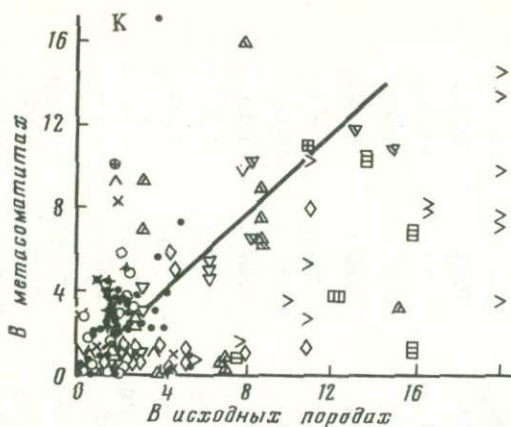


Рис. 32 (окончание)

ределения объемного веса, характеризуются отсутствием выноса кремнезема, что свойственно, судя по средним цифрам (см. табл. 30, рис. 32), для большинства месторождений. Существенный вынос кремнезема наблюдается только при образовании топаз-кварцевых грейзенов [156].

Образование экзотических разновидностей метасоматитов по гранитам - гранат-мусковит-кварцевых, фаялит-кварцевых и сидерофиллит-кварцевых - обычно сопровождается значительным выносом кремнезема [6, 54], хотя сопряженные с ними мусковит-кварцевые фации грейзенов формируются при привносе кремнезема. Таким образом,

Таблица 28

Поведение компонентов при изменении пород среднего и основного состава в процессе околотрещинного метасоматоза на месторождениях, ассоциирующих с глубинными гранитами, (по средним анализам) вес. %

Компонент	Боевско-Биктимировская рудная зона, по П.В. Покровскому			Каменский массив		Средний Урал		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,68	48,77	46,08	65,32	47,19	49,96	59,47	41,35
TiO ₂	0,94	0,93	0,70	0,60	0,60	0,04	0,02	0,14
Al ₂ O ₃	18,70	21,19	22,90	14,77	29,42	1,40	1,20	16,56
Fe ₂ O ₃	3,95	5,45	6,22	2,90	3,71	1,60	0,86	1,47
FeO	3,88	2,74	0,70	2,66	1,18	5,86	3,28	5,37
MnO	0,18	0,19	0,18	0,07	0,02	-	-	-
MgO	2,81	2,89	2,28	2,05	2,34	35,82	28,80	19,08
CaO	3,80	4,92	5,82	4,58	0,18	0,43	0,08	1,19
Na ₂ O	2,33	1,31	0,80	3,49	0,59	-	0,28	1,29
K ₂ O	4,10	6,74	7,30	1,56	9,54	-	0,78	8,20
CO ₂	1,17	1,30	0,31	0,13	0,08	-	-	-
F	0,85	0,98	2,56	0,10	1,07	0,58	1,00	2,29
S	0,10	0,40	1,84	0,02	0,32	-	-	-
H ₂ O	2,48	3,15	3,30	1,02	3,63	11,11	4,15	3,05
Сумма	99,97	100,96	100,99	99,27	99,87	99,80	99,92	99,99
Объемный вес	2,73	2,76	2,84	-	-	-	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,47	0,63	0,88	0,49	0,73	0,19	0,18	0,19

Таблица 28 (окончание)

Компонент	Средний Урал				Сибирь		Калба	
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	53,90	52,30	50,28	37,14	49,50	37,50	60,62	46,96
TiO ₂	0,70	0,70	0,36	0,43	1,46	1,55	1,23	0,60
Al ₂ O ₃	20,10	19,40	16,35	12,76	14,70	13,10	18,37	30,98
Fe ₂ O ₃	0,50	0,30	1,75	2,47	2,39	9,60	2,98	2,05
FeO	3,30	4,40	7,83	8,50	11,00	2,05	2,34	0,78
MnO	-	-	-	-	0,20	0,28	0,08	-
MgO	3,60	3,90	10,50	17,55	6,06	6,16	1,71	1,46
CaO	5,00	7,00	1,05	5,64	10,20	8,75	2,79	2,20
Na ₂ O	6,50	6,30	3,61	0,55	2,30	0,39	2,66	1,60
K ₂ O	1,00	1,40	6,40	8,85	0,42	5,19	5,16	6,21
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
F	1,10	1,40	-	-	0,05	7,22	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	4,10	2,80	1,48	5,35	1,37	1,88	1,75	3,39
Сумма	99,80	99,90	99,61	99,24	99,65	93,67	99,69	96,23
Объемный вес	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,12	0,06	0,16	0,20	0,16	0,80	0,52	0,66

Примечание. 1 - неизменные и слабо измененные породы; 2 - умеренно измененные породы; 3 - серицитовые и мусковитовые метасоматиты с флюоритом, пиритом, кварцем; 4, 5 - биотитовый сланец и мусковитовый метасоматит по нему; 6-8 - оталькованный серпентинит (1 ан.), талковый (1 ан.) и флогопитовый метасоматит (2 ан.) по нему, по А.И. Шерстюку; 9, 10 - диоритовый порфирит и флогопитизированный диоритовый порфирит, по А.И. Шерстюку; 11, 12 - флогопитизированное габбро и флогопитовый слюдит по нему, по А.И. Шерстюку; 13, 14 - амфиболит и цезиевый слюдит по нему, по М.П. Глебову; 15, 16 - породы среднего состава (2 ан.) и мусковитовые метасоматиты (2 ан.) по ним месторождений Нарьмского плутона, по Г.Н. Шербе.

Таблица 29

Поведение компонентов при изменении гранитов в процессе раннего щелочного метасоматоза и грейзенизации на проявлениях Восточно-Уральского поднятия

Компонент	Грейзеновая формация					
	Лейкократовый гранит, 15 ан.		Полевошпатовый метасоматит раннего этапа, 7 ан.			
	вес. %	ат.	вес. %	ат.	Δр	
SiO ₂	75,77	194,36	60,37	150,62	-15,40	
TiO ₂	0,12	0,23	0,25	0,47	+0,13	
Al ₂ O ₃	12,58	38,07	18,91	55,66	+6,33	
Fe ₂ O ₃	0,76	1,47	2,24	4,21	+1,48	
FeO	1,27	2,72	1,55	3,23	+0,28	
MnO	0,04	0,09	0,14	0,30	+0,10	
MgO	0,32	1,22	0,99	3,68	+0,67	
CaO	0,53	1,46	1,38	3,69	+0,85	
Na ₂ O	3,60	17,92	4,29	20,77	+0,69	
K ₂ O	4,34	14,21	5,96	18,54	+1,62	
P ₂ O ₅	0,05	0,11	0,25	0,53	+0,20	
CO ₂	0,04	0,14	0,45	1,53	+0,41	
F	0,13	1,06	0,49	3,87	+0,36	
S	0,10	0,48	0,17	0,79	+0,07	
H ₂ O	0,51	8,73	2,88	47,96	+2,37	
Сумма	100,16		100,32			
Объемный вес	2,56		2,49			
Fe ³⁺ /Fe	0,34		0,56			
Массивы	Шотинский, Башкир-водольский		Шотинский			

высокое содержание железа в растворе в условиях восстановительной обстановки приводит к образованию устойчивых в кислой среде ферросиликатов и соответственно - выносу избыточного кремнезема. Однако в условиях высокого окислительного потенциала образуется гематит (до 25%, см. табл. 30, ан. 6), что не требует выноса кремнезема. При высокой концентрации в растворе, кроме железа и бора, образуются турмалинсодержащие разности грейзенов. При малом количестве турмалина грейзены по составу близки к обычным мусковит-кварцевым и кварцевым разновидностям (см. табл. 30, ан. 35), однако при большом содержании турмалина они имеют существенно кварц-турмалиновый (см. табл. 30, ан. 36) или мусковит-турмалиновый состав и образуются при значительном выносе кремнезема.

Грейзеновая формация

Грейзенизированный гранит, 9 ан.

	$\Delta p, \%$	вес. %	ат.	Δp	$\Delta p, \%$
	-20,32	74,71	190,89	-1,06	-1,40
	+108,33	0,16	0,31	+0,04	+33,33
	+50,32	12,76	38,46	+0,18	+1,43
	+194,74	0,63	1,21	-0,13	-17,11
	+22,05	1,90	4,06	+0,63	+49,61
	+250	0,07	0,15	+0,03	+75,00
	+209,38	0,40	1,52	+0,08	+25,00
	+160,38	0,65	1,78	+0,12	+22,64
	+19,17	3,41	16,90	-0,19	-5,28
	+37,33	4,22	13,44	-0,12	-2,76
	+400	0,32	0,69	+0,27	+540
	+1025	0,13	0,45	+0,09	+225
	+276,92	0,22	1,78	+0,09	+69,23
	+70	0,28	1,34	+0,18	+180
	+464,71	0,85	14,50	+0,34	+66,67
		100,71			
		2,55			
		0,22			
Шотинский	Шотинский, Башкироводольский				

В отличие от грейзенизации гранитов и кислых эффузивов при изменении пород среднего и основного состава отчетливо наблюдается тенденция выноса кремнезема (рис. 31, 32, табл. 31, Приложения 2, 3). Наиболее значительное ошелачивание раствора имеет место во внешней зоне колонок по гранодиоритам месторождений Центрального Казахстана, где проявлена калишпатизация [15]. Однако при воздействии очень кислых растворов выноса кремнезема не происходит и метасоматиты внутренних зон колонок представлены мусковит-кварцевыми грейзенами (Майхуринское месторождение, по Н.А. Блохиной). Взаимодействие раствора с известняком приводит к значительному привносу кремнезема (см. табл. 31, ан. 4-6).

Формирование метасоматитов гидротермальных молибденовых месторождений (Давендинское, Шахтаминское) происходит в условиях

Таблица 29 (продолжение)

Компонент	Грейзеновая формация			
	Мусковит-кварцевый грейзен, 8 ан.			
	вес. %	ат.	Δp	$\Delta p, \%$
SiO ₂	78,62	206,40	+2,85	+3,76
TiO ₂	0,14	0,28	+0,16	+133,33
Al ₂ O ₃	13,09	40,54	+0,51	+4,05
Fe ₂ O ₃	0,77	1,52	+0,01	+1,32
FeO	1,31	2,88	+0,04	+3,15
MnO	0,07	0,16	+0,03	+75,00
MgO	0,47	1,84	+0,15	+46,88
CaO	0,30	0,84	-0,23	-43,40
Na ₂ O	0,09	0,46	-3,51	-97,50
K ₂ O	3,94	12,89	-0,40	-9,22
P ₂ O ₅	0,06	0,13	+0,01	+20,00
CO ₂	0,21	0,75	+0,17	+425
F	0,22	1,83	+0,09	+69,23
S	0,03	0,15	-0,07	-70,00
H ₂ O	1,63	28,56	+1,12	+219,61
Сумма	100,95			
Объемный вес	2,62			
Fe ³⁺ /Fe	0,34			
Массивы	Шотинский, Башкироводольский, Елизаветинский, Котансу			

переменного режима поведения кремнезема при отчетливой тенденции его выноса.

При раннем щелочном метасоматозе на золоторудных месторождениях, как и на редкометальных, имеет место значительный вынос кремнезема (табл. 34, 35, рис. 33) в результате замещения кварца альбитом. Аналогичная картина наблюдается при околожильной гумбеитизации (гумбеитовая формация) гранитоидов. Характер поведения кремнезема при формировании березит-лиственитовой группы фаций более сложен. Имеющиеся у нас и в литературе материалы, сведенные в табл. 35, 36 и на рис. 33, 34, свидетельствуют о том, что при березитизации плагиогранитов и адамеллитов кремнезем ведет себя инертно. При воздействии этих же растворов на породы повышенной основности происходит их ощелачивание, что доказывається не только выносом кремнезема (табл. 37), но и об-

Альбититовая формация					
Лейкокраповый гранит, 19 ан.		Полевшпатовый метасоматит раннего этапа, 15 ан.			
вес. %	ат.	вес. %	ат.	Δp	$\Delta p, \%$
73,77	188,49	64,81	163,65	-8,96	-12,15
0,06	0,12	0,20	0,38	+0,14	+233,33
14,40	4,34	18,66	55,58	+4,26	+29,58
0,37	0,71	0,66	1,25	+0,29	+78,38
0,96	2,05	1,49	3,15	+0,53	+53,21
0,04	0,09	0,03	0,06	-0,01	-25,00
0,15	0,57	0,36	1,36	+0,21	+140,00
0,30	0,82	1,24	3,36	+0,94	+313,33
4,86	24,09	5,56	27,24	+0,7	+14,40
3,61	11,50	5,59	18,02	+1,98	+54,85
0,05	0,11	0,11	0,24	+0,06	+120,00
0,16	0,56	0,20	0,69	+0,04	+25,00
0,08	0,65	0,69	5,51	+0,61	+762,50
0,10	0,48	0,04	0,19	-0,06	-60
0,48	8,19	1,11	18,71	+0,63	+131,25
99,39		100,75			
2,55		2,52			
0,25		0,28			
Кварцевогорский, Ша- мейский, Зенковский		Кварцевогорский, Шамайский			

разованием значительного количества маложелезистого карбоната. Однако при формировании малоглубинных фаций березит-лиственитовой формации (месторождение Дарасун) выноса кремнезема не происходит (см. рис. 30, 34) и освобождающийся при березитизации-яственитизации кремнезем осаждается в виде мелкозернистого кварца, определяя этим пониженное содержание в метасоматитах карбоната. Таким образом, на золоторудных месторождениях, как и на редкометалльных, уменьшение глубинности процесса приводит к увеличению кислотности воздействующего раствора. Следует еще отметить, что при росте глубинности процесса в пределах среднеглубинной группы березит-лиственитовой формации происходит усиление выноса кремнезема, особенно четко оно выражено в заключительную стадию березитизации на Березовском месторождении, когда формируются пирит-карбонат-серицитовые метасоматиты по

Таблица 29 (окончание)

Компонент	Альбититовая формация					
	Грейзенизированный гранит, 1 ан.			Мусковит-кварцевый грейзен, 2 ан.		
	вес. %	Δp	$\Delta p, \%$	вес. %	Δp	$\Delta p, \%$
SiO ₂	71,74	-2,03	-2,75	74,48	-0,29	-0,39
TiO ₂	0,38	+0,32	+533,35	0,27	+0,21	+350,00
Al ₂ O ₃	14,43	+0,03	+0,21	14,43	+0,03	+0,21
Fe ₂ O ₃	1,80	+1,43	+386,49	2,26	+1,89	+510,81
FeO	0,75	-0,21	-21,88	0,55	-0,41	-42,71
MnO	0,02	-0,02	-50,00	0,03	-0,01	-25,00
MgO	0,40	+0,25	+166,67	1,03	+0,88	+586,67
CaO	0,23	-0,07	-23,33	0,30	0	0
Na ₂ O	4,33	-0,53	-10,91	0,64	-4,22	-86,83
K ₂ O	3,70	+0,09	+2,49	4,47	+0,86	+23,82
P ₂ O ₅	0,08	+0,03	+60,00	0,09	+0,04	+80,00
CO ₂	-	-	-	0,54	+0,38	+237,50
F	0,04	-0,04	-50,0	0,24	+0,16	+200
S	0,10	0 0	0,02	-	0,08	-80
H ₂ O	1,30	+0,82	+170,83	2,33	+1,85	+385,42
Сумма	99,3			100,68		
Объемный вес Fe ³⁺ /Fe	0,67			0,78		
Массивы	Шамейский			Галочьегорский		

гранитам. Повышенная щелочность раствора в эту стадию подчеркивается значительным выносом кремнезема и привносом алюминия и калия.

Таким образом, становится достаточно очевидным, что развивающееся в связи с гранитами и адамеллитами жильно-метасоматическое минералообразование сопровождается инертным поведением и привносом кремнезема, увеличивающимся по мере уменьшения глубинности и щелочности материнских гранитоидов. Привнос кремнезема в зону минералообразования следует и из детального изучения миграции вещества при грейзенизации на одном из редкометалльных месторождений Казахстана [31].

Алюминий. По сравнению с кремнеземом алюминий характеризуется противоположным характером поведения. На глубинных месторождениях в связи с образованием значительного количества мусковита или полевого шпата за счет замещения кварца имеет место значительный привнос глинозема. Однако образование флогопи-

Таблица 30

Поведение компонентов при изменении гранитов в процессе грейзенизации
на месторождениях, ассоциирующих с гипабиссальными ультракислыми гранитами, вес. %

Компонент	Казахстан							Забайкалье			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	75,6	75,70	76,36	90,54	72,41	75,40	48,06	73,11	79,37	69,19	73,21
TiO ₂	0,2	0,14	0,17	0,15	0,18	0,24	0,30	0,16	0,08	0,06	0,17
Al ₂ O ₃	13,0	12,41	11,35	2,52	13,21	1,96	29,26	14,06	11,54	17,29	13,44
Fe ₂ O ₃	1,1	0,70	2,09	1,54	4,12	20,53	3,37	0,54	0,67	1,23	0,59
FeO	0,7	1,57	1,16	0,97	1,50	0,34	2,02	1,55	1,04	2,07	1,60
MnO	-	-	-	0,23	0,33	0,1	0,17	0,03	0,24	0,32	0,03
MgO	0,4	0,13	0,41	0,41	0,37	0,04	0,83	0,41	0,43	1,22	0,36
CaO	0,8	0,59	0,90	1,18	1,58	1,50	0,93	1,12	0,67	1,44	0,88
Na ₂ O	3,5	2,71	0,45	0,32	0,59	Сл.	1,50	3,31	0,54	0,73	3,55
K ₂ O	4,3	5,15	3,26	0,67	0,78	Сл.	8,33	4,85	3,50	2,68	5,22
F	-	0,31	0,78	0,51	1,58	0,17	0,40	-	0,71	3,50	-
S	-	-	1,29	0,09	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	-	0,84	2,40	0,81	2,78	0,38	4,82	0,15	2,02	1,05	0,65
Сумма	99,60	100,25	100,62	99,94	99,43	100,66	99,99	99,29	100,81	100,78	99,70
Объемный вес	2,57	-	2,69	2,61	2,84	2,92	2,74	-	-	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,58	0,28	0,61	0,58	0,70	0,98	0,47	0,23	0,36	0,34	0,24

Таблица 30 (продолжение)

Компонент	Забайкалье			Дальний Восток				Группа Вв месторождений			Массив Эль-Мекс	
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	72,57	83,83	51,24	73,5	76,84	72,28	70,19	75,16	78,58	77,45	76,10	74,70
TiO ₂	0,14	0,12	0,15	0,14	0,10	0,08	0,18	0,15	0,08	0,08	Сл.	0,12
Al ₂ O ₃	12,38	7,63	25,24	14,13	13,99	17,22	17,12	13,21	11,10	10,83	12,80	7,37
Fe ₂ O ₃	1,79	1,43	2,73	1,01	0,98	0,51	0,93	0,35	0,54	0,80	Сл.	Сл.
FeO	0,87	1,11	0,97	0,54	0,41	0,56	0,89	1,62	1,87	3,06	1,34	4,52
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	-	-	0,05	0,05	0,05	Сл.	Сл.
MgO	0,32	0,50	0,73	0,38	0,61	0,49	0,51	0,21	0,07	0,07	Сл.	0,50
CaO	0,13	0,15	0,42	0,81	0,37	0,89	1,46	1,11	0,79	1,11	0,15	0,30
Na ₂ O	1,57	0,36	0,43	3,20	1,83	0,46	1,01	2,97	2,05	0,22	3,96	0,24
K ₂ O	7,50	3,26	13,98	5,00	3,32	4,87	4,59	4,11	3,60	2,98	4,38	1,53
F	-	-	-	-	0,65	1,30	0,84	0,06	0,50	0,83	0,57	2,03
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Сл.	Сл.
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Сл.	*
H ₂ O	1,42	1,27	3,68	0,77	0,93	1,28	0,93	0,76	1,33	2,14	0,49	0,47
Сумма	98,71	99,68	99,59	99,50	100,07	99,94	98,65	99,76	100,56	99,62	99,79	91,78*
Объемный вес	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,64	0,53	0,71	0,62	0,67	0,44	0,48	0,16	0,20	0,18	-	-

* В кн. 23 содержание двуокиси олова соответственно 8,75 и 2,51%.

Таблица 30 (продолжение)

Компонент	Эль-Меки	Средняя Азия			Горный Алтай					Северо-Восток		
	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	
SiO ₂	33,30	71,58	74,89	73,69	76,98	79,53	72,01	84,38	73,18	76,68	73,83	
TiO ₂	0,20	0,14	0,18	0,15	0,11	0,18	0,55	0,22	0,14	0,10	0,18	
Al ₂ O ₃	48,10	14,60	15,67	14,0	12,96	12,43	12,12	4,71	15,09	13,22	13,92	
Fe ₂ O ₃	2,50	0,43	0,21	0,81	1,65	1,27	1,06	3,78	1,24	1,35	0,94	
FeO	1,20	2,01	1,73	0,76	0,48	0,14	3,80	0,93	0,95	1,22	1,82	
MnO	-	0,07	0,08	0,13	0,05	0,05	0,12	0,02	0,02	0,08	0,07	
MgO	0,20	0,43	0,40	0,45	0,28	0,32	2,76	1,17	0,32	0,34	0,29	
CaO	0,30	1,79	0,71	0,91	0,42	0,42	0,82	0,28	0,70	0,61	0,67	
Na ₂ O	0,07	3,74	0,38	3,90	2,24	0,10	2,43	0,81	3,43	0,93	2,69	
K ₂ O	0,25	4,36	4,21	4,34	3,39	3,83	1,97	1,87	4,24	2,73	4,47	
F	18,9	-	-	-	0,18	-	-	-	-	-	0,01	
S	-	0,21	0,06	0,04	0,28	-	-	0,07	-	-	-	
CO ₂	-	0,20	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	0,96	0,67	0,86	0,83	1,09	1,98	2,63	1,26	0,67	0,39	0,42	
Сумма	105,98	100,23	99,56	100,01	100,11	100,25	100,27	99,50	99,98	97,65	99,31	
Объемный вес	0,64	0,16	0,10	-	-	-	-	-	2,61	2,5	-	
Fe ³⁺ /Fe				0,46	0,23	0,89	0,20	0,78	0,53	0,49	0,31	

Таблица 30 (продолжение)

Компонент	Северо-Восток					Монголия					
	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	75,72	49,67	72,80	70,48	69,76	75,5	78,16	82,79	85,21	75,59	73,51
TiO ₂	0,23	0,14	0,22	0,26	0,27	-	0,07	Нет	Сл.	0,08	Сл.
Al ₂ O ₃	13,94	26,47	13,18	15,03	13,75	12,2	11,04	8,32	9,94	12,69	14,18
Fe ₂ O ₃	2,41	3,80	1,17	1,52	1,99	0,2	0,42	0,07	0,05	0,28	0,19
FeO	1,25	6,24	2,24	2,26	6,70	1,5	3,85	1,21	1,44	1,22	0,79
MnO	0,01	0,03	0,04	0,08	0,10	0,0	0,06	0,07	0,02	0,07	0,30
MgO	0,52	0,45	0,24	0,29	0,65	0,1	0,18	0,03	0,10	0,12	0,01
CaO	0,48	1,58	0,65	2,40	1,75	0,6	0,58	0,14	0,78	0,57	0,55
Na ₂ O	0,43	0,54	3,71	0,33	0,48	3,9	0,20	2,21	0,03	4,61	3,90
K ₂ O	0,98	0,37	5,10	1,98	2,25	4,6	1,83	3,81	0,31	4,10	4,69
F	0,09	-	-	-	-	-	3,69	0,60	1,91	0,24	0,25
S	-	-	-	Сл.	Сл.	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	0,65	2,62	-	1,17	2,68	-	1,11	0,56	0,55	0,52	1,09
Сумма	96,71*	91,91*	99,35	99,72	100,38	98,60	101,19	99,81	100,34	100,09	99,46
Объемный вес	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,63	0,35	0,31	0,37	0,20	0,10	0,09	0,05	0,03	0,17	0,17

* В кн. 35 и 36 содержание В₂O₃ составляет 1,95 и 6,78, а SnO₂-0,50 и 1,07.

Таблица 30 (продолжение)

Компонент	Монголия		Корнуэл			Циновец					
	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	76,48	47,26	72,73	72,75	71,92	72,16	70,54	66,62	66,76	75,09	75,43
TiO ₂	0,10	0,16	0,13	0,10	0,10	0,06	0,12	0,32	0,32	0,16	0,15
Al ₂ O ₃	12,55	28,20	14,85	14,39	13,47	15,55	15,02	21,06	16,55	11,40	13,07
Fe ₂ O ₃	1,05	2,47	0,34	0,34	1,29	0,42	0,47	0,79	2,01	2,82	0,83
FeO	1,23	2,73	0,94	1,12	2,72	0,73	3,55	2,96	4,98	0,17	2,24
MnO	0,24	1,20	0,03	0,06	0,20	0,06	0,37	0,12	0,31	-	0,27
MgO	0,36	0,65	0,32	0,31	0,26	0,60	0,73	0,45	1,53	0,33	0,24
CaO	0,28	0,21	0,42	0,77	1,37	0,80	1,03	0,26	0,83	0,97	1,25
Na ₂ O	0,34	0,68	3,12	2,78	0,39	3,05	0,06	2,60	0,18	1,34	0,13
K ₂ O	4,70	10,84	5,03	5,16	4,29	4,63	3,78	3,95	4,80	5,89	3,51
F	0,18	1,04	0,38	0,54	1,28	0,17	1,05	0,14	0,49	0,03	0,29
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	1,95	4,59	1,12	0,88	1,63	1,79	2,36	0,46	0,23	2,21	1,90
Сумма	99,46	100,03	99,41**	99,20	98,92	100,02	99,08	99,73	98,99	100,41	99,31
Объемный вес											
Fe ³⁺ /Fe	0,43	0,44	0,21	0,21	0,29	0,33	0,10	0,19	0,26	0,94	0,24

** В ан. 48 содержание В₂O₃ - 0,27%, ан. 49 - 0,37%, ан. 50 - 0,58%, ан. 52 и 56 содержание Li₂O составляет 1,02 и 0,48%, Метасоматиты Ярославского и Жонгильянского массивов, возможно, следует отнести к формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов.

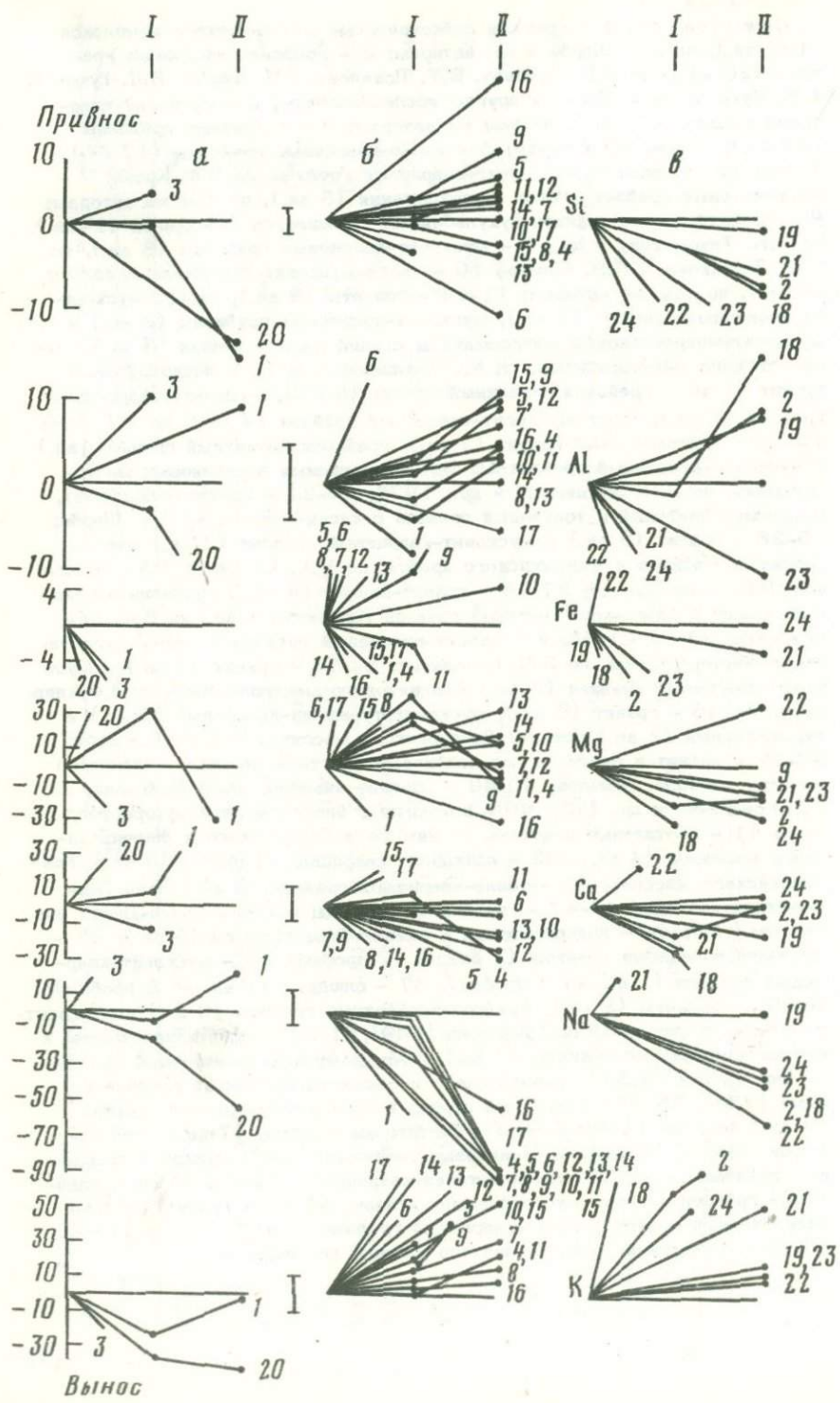
Таблица 30 (окончание)

Компонент	Массив Красно							Аляска			Прейселберг	
	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68
SiO ₂	72,32	73,63	73,70	77,58	76,11	89,87	65,10	75,73	75,00	63,93	77,42	72,73
TiO ₂	0,24	0,14	0,06	Сл.	Сл.	Сл.	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,07
Al ₂ O ₃	13,34	13,13	14,02	11,65	12,70	4,71	18,68	13,68	14,00	16,77	11,74	13,65
Fe ₂ O ₃	0,77	0,37	0,54	0,58	0,89	0,33	0,66	0,24	0,50	Нет	0,48	0,78
FeO	1,77	1,77	1,20	1,93	3,02	1,36	3,34	0,56	2,19	3,10	0,42	5,32
MnO	0,05	0,07	0,07	0,12	0,05	0,03	0,22	0,11	0,46	0,13	Сл.	0,14
MgO	0,49	0,27	0,17	0,25	0,14	0,10	0,21	0,19	0,40	0,67	0,20	0,25
CaO	0,87	0,58	0,49	0,55	0,42	Сл.	1,44	0,63	0,39	1,33	0,53	1,88
Na ₂ O	3,19	2,99	2,77	0,16	0,05	0,14	0,67	3,47	1,10	0,13	3,30	0,34
K ₂ O	5,12	4,80	4,39	3,27	1,64	2,06	5,42	4,70	3,00	0,27	5,11	2,17
F	0,35	0,25	0,66	1,40	3,12	0,52	1,62	0,55	2,14	5,49	0,17	1,13
S	0,15	0,14	0,16	Сл.	Сл.	Сл.	0,14	0,07	0,12	0,46	0,15	0,15
CO ₂	0,03	0,04	0,02	"	"	"	Сл.	-	-	-	0,06	0,11
H ₂ O	1,36	1,10	1,55	1,71	1,78	0,97	2,89	1,17	1,60	1,44	0,52	1,60
Сумма	100,05	99,28	99,80	99,20	99,92	100,09	100,45	101,12	100,83	93,75***	100,13	100,32
Объемный вес								2,58	2,75	2,96		
Fe ³⁺ /Fe	0,28	0,15	0,18	0,21	0,20	0,17	0,15	0,27	0,17	-	0,50	0,11

*** В метасоматите до 7,1% пирита.

Таблица 30.

Примечание. 1 - граниты лейкократовые акчатаусского комплекса (138 ан.), по Г.Н. Шербе и др. авторам; 2 - грейзенизированные граниты (20 ан.), по Я.Д. Готману, В.Т. Покалову, Г.Н. Шербе, В.Д. Гуховой, Ф.В. Чухрову, В.Ф. Кроль и другим исследователям; 3 - мусковит-кварцевый грейзен (36 ан.), по тем же авторам; 4 - кварцевые грейзены (27 ан.), по тем же авторам; 5 - топаз-кварцевые грейзены (17 ан.), по тем же авторам; 6 - гематит-кварцевый грейзен, по В.Ф. Кроль; 7 - мусковитовый грейзен стадии переотложения (5 ан.), по тем же авторам; 8 - средний состав гранита кукульбейского комплекса Забайкалья (14 ан.), по Н.И. Тихомирову и др.; 9 - мусковит-кварцевые грейзены (8 ан.), по О.Д. Левицкому и П.В. Коваль; 10 - топаз-мусковит-кварцевые грейзены (4 ан.), по тем же авторам; 11-14 - граниты (5 ан.), сильно мусковитизированные граниты (5 ан.), мусковит-кварцевые грейзены (3 ан.) и мусковит-микроклиновые метасоматиты стадии переотложения (3 ан.) Комсомольского месторождения, по А.С. Калинину; 15-18 - лейкократовый гранит (1 ан.), грейзенизированный гранит (3 ан.), мусковит-кварцевый грейзен (2 ан.), топаз-мусковит-кварцевый грейзен (4 ан.), по М.Г. Руб; 19-21 - лейкократовый гранит (2 ан.), грейзенизированный гранит (4 ан.) и мусковит-кварцевый грейзен (6 ан.) комплексных бериллиевых месторождений, по Н.П. Заболотной и др., 1974; 22-24 - биотитовый гранит, кварц-мусковитовый и топазовый грейзен с касситеритом, по Г.Н. Шербе; 25-26 - гранит (3 ан.) и мусковит-кварцевый грейзен (3 ан.) месторождения Майхура и Кураминского хребта, по Н.А. Блохиной, Г.А. Лисициной, Б.В. Омеляненко; 27-29 - гранит-порфир (4 ан.), грейзенизированный гранит и кварц-мусковитовый грейзен Катунских Альп, по В.А. Каложному; 30-31 - гнейс и мусковит-кварцевый грейзен по нему Бугузунского месторождения, по В.И. Сотникову; 32,33 - гранит (3 ан.) и мусковит-кварцевый грейзен (2 ан.) Аляскитового месторождения, по В.Ф. Алявдину; 34-36 - гранит (5 ан.), мусковит-турмалин-кварцевый (5 ан.) и турмалиновый (2 ан.) грейзен Днепровского массива, по О.С. Грачевой; 37-39 - гранит и биотит-топаз-кварцевые швиттеры по нему Улканского плутона, по Ю.Н. Гамалея; 40-43 - средние анализы пород Монголии, по В.И.Коваленко и др. [72]; 40 - аляскиты с биотитом литий-фтористого типа; 41 - биотитовые швиттеры по ним Бага-Газрынского и Жанчивланского массивов (4 ан.), 42 - лепидолит-кварцевые грейзены (3 ан.) Жанчивланского массива; 43 - топаз-кварцевый грейзен (2 ан.) Бага-Газрынского массива; 44-47 - граниты и грейзены массива Борун-Цогто, по данным [72]; 44 - лейкократовые и аляскитовые граниты (5 ан.), 45 - грейзенизированные граниты (2 ан. по 17 пробам), 46 - мусковит-кварцевый грейзен (1 ан. по 7 пробам), 47 - слюдиты (1 ан. по 5 пробам); 48-50 - граниты (2 ан.), грейзенизированные граниты (6 ан.) и мусковит-кварцевые грейзены (5 ан.) Корнуэла [149]; 51, 52 - альбитизированные и серицитизированные граниты (3 ан.) и топаз-мусковит-кварцевый грейзен по ним [158]; 53,54 - гранито-гнейс и слюдисто-кварцевый грейзен по нему [158]; 55,56 - кварцевый порфир и мусковит-кварцевый грейзен (3 ан.) по нему [158]; 57-63 - биотитовые граниты (7 ан.), двуслюдяные граниты (6 ан.), мусковитовые граниты (7 ан.), мусковит-кварцевые грейзены (5 ан.), мусковит-топаз-кварцевые грейзены (3 ан.), кварцевый грейзен и кварц-мусковитовый грейзен; 64-66 - гранит, грейзенизированный гранит и топаз-кварцевый грейзен (3 ан.) по нему [156]; 67,68 - кварцевый порфир и швиттер (5 ан.) по нему.



тогового слюдита по габбро, происходящее в условиях повышенной основности железа и магния, сопровождается некоторым выносом глинозема. Формирование внешней зоны большинства колонок происходит при инертном поведении глинозема. При околотрещинном метасоматизме в связи с малоглубинными массивами повышенной щелочности (формация гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов) также имеет место значительный привнос глинозема. Исключение составляют метасоматиты по сланцам месторождений флюорит-фенакитовой формации, образующиеся при некотором выносе глинозема.

Формирование колонок мусковит-кварцевых и лепидолит-кварцевых грейзенов происходит при инертном поведении глинозема или его выносе, хотя в отдельных случаях наблюдается и небольшой его привнос. Особенно значительный вынос глинозема наблюдается при образовании кварцевых грейзенов, которые на диаграмме глинозема (см. рис. 32) образуют изолированное от мусковит-кварцевых грейзенов поле. Миграция глинозема при формировании топаз-кварцевых грейзенов и швиттеров определяется количеством образующегося топаза. В одних случаях глинозем выносится, в других - ведет себя инертно, в третьих - привносится. Не исключено, что привносимый глинозем связан не с первичными самостоятель-

Рис. 33. Привнос-вынос компонентов в процентах относительно их содержания (в количестве атомов в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$) в первичных породах при раннем щелочном метасоматозе (а), околотрещинной березитизации (б) и гумбеитизации (с) на месторождениях Восточно-Уральского поднятия

1, 2 - Шарташский массив, колонки по адамеллитам (1) и гранодиорит-порфирам (2), 3 - Березовское месторождение, колонка ранней альбитизации калишпата и кварца адамеллит-порфира, 4-6 - Березовское месторождение. Колонки березитизации по: 4 - адамеллит-порфирам, среднее из 4 ан., по Х.Х. Лайпанову и автору; 5 - плагиогранит-порфирам, среднее из 4 ан., по Х.Х. Лайпанову и автору, 6 - гранитоидам при послерудном образовании карбонат-пирит-мусковитовых метасоматитов, среднее из 19 ан., по данным различных авторов; 7, 8 - адамеллит-порфирам, 9-11 - адамеллит-порфирам, по Х.Х. Лайпанову; 12, 13 - Благодатный массив, колонки березитизации по плагиопорфирам; 14, 15 - Кочкарское месторождение, колонки березитизации по плагиогранитам (14, среднее из 7 ан.); 16 - Кочкарское месторождение, колонка березитизации по керсантиту; 17 - Выньговский массив, колонка березитизации по плагиопорфиру; 18, 19 - Кедровский массив, колонки гумбеитизации по гранитоидам (18) и микродиориту (19), 20 - усредненная колонка ранней амфиболитизации и калишпатизации Кочкарского месторождения; 21-24 - Гумбейская группа шеелит-кварцевых месторождений [79]: гумбеиты по туфу (21), порфиру (22), сиенитдиориту (23), амфиболиту (24)

Вертикальной линией показана максимально допустимая ошибка силикатных анализов

Таблица 31

Поведение компонентов при изменении пород среднего и основного состава в процессе грейзенизации на месторождениях, ассоциирующих с гипабиссальными ультракислыми гранитами, вес. %

Компонент	Приморье			Дальний Восток					Казахстан, Мо, W		Урал
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	62,25	60,89	53,40	2,16	15,3	9,96	74,60	75,33	72,12	78,50	48,91
TiO ₂	0,55	0,55	0,64	-	-	-	0,36	0,59	0,24	0,23	0,85
Al ₂ O ₃	17,68	20,04	26,75	0,94	7,83	18,22	12,51	12,05	14,75	10,79	15,53
Fe ₂ O ₃	5,73	5,07	4,77	0,22	1,01	0,25	3,03	1,35	0,83	1,46	2,53
FeO	1,85	2,05	3,12	-	0,21	0,52	1,61	1,67	0,55	0,62	4,73
MnO	0,02	0,02	0,06	-	-	-	0,07	0,06	0,05	0,02	0,18
MgO	0,30	0,54	0,90	0,64	3,21	1,91	0,17	0,48	0,61	0,72	8,73
CaO	0,48	0,86	1,20	54,40	48,71	48,02	0,60	0,70	1,96	1,44	6,23
Na ₂ O	1,64	1,14	0,68	-	0,46	0,17	1,10	1,24	5,66	0,76	1,72
K ₂ O	4,36	3,18	0,22	-	2,24	0,29	4,21	4,50	1,82	2,08	5,26
F	-	1,95	7,20	-	32,18	32,12	-	-	-	0,60	2,40
S	-	-	-	-	-	-	0,17	0,43	0,18	0,22	0,02
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,76	Нет
H ₂ O и п.п.п.	4,96	3,60	2,02	-	-	-	1,76	1,81	1,04	2,05	1,97
Сумма	99,82	99,89	100,96				100,19	100,21	99,81	100,25	99,06
Объемный вес	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,68
Fe ³⁺ /Fe	0,73	0,68	0,57	-	0,81	0,29	0,62	0,41	0,57	0,67	0,32

Таблица 31 (окончание)

Компонент	Урал				Забайкалье				Средняя Азия		Невада		
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	43,82	59,13	53,04	56,50	68,08	59,12	62,28	53,14	56,24	70,85	66,40	68,50	70,50
TiO ₂	0,58	0,52	0,50	0,87	0,44	0,30	0,84	0,67	0,79	0,60	0,43	0,54	0,48
Al ₂ O ₃	24,06	21,83	18,26	20,22	15,33	19,40	19,15	22,67	15,93	12,46	16,60	16,50	18,60
Fe ₂ O ₃	2,89	2,59	2,64	4,67	1,43	1,45	1,09	4,17	5,32	0,36	0,90	2,00	0,85
FeO	1,87	1,19	6,10	2,77	2,12	2,38	3,89	1,56	6,10	5,47	1,40	0,75	0,12
MnO	0,10	0,02	0,12	0,10	0,03	0,24	0,12	0,21	0,08	0,11	0,50	0,08	0,02
MgO	4,40	1,78	5,26	2,44	0,93	1,73	1,68	1,77	3,00	2,10	0,94	0,75	0,58
CaO	4,37	0,40	5,50	1,25	2,84	2,94	1,48	2,35	3,97	1,26	3,00	0,90	0,15
Na ₂ O	0,58	0,34	2,20	0,11	3,26	1,12	3,64	0,46	3,28	1,89	3,90	3,70	0,16
K ₂ O	9,22	7,39	4,70	6,97	4,00	5,91	3,70	6,80	3,27	2,76	3,20	4,00	5,60
F	2,53	0,61	-	0,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	0,02	0,01	-	Нет	-	-	-	-	0,20	0,54	0,69	0,05	0,05
CO ₂	Нет	0,24	-	0,46	-	-	-	-	0,07	0,04	-	-	-
H ₂ O и п.п.п.	4,28	3,54	-	3,51	-	-	2,04	3,90	1,64	1,42	1,66	1,46	2,46
Сумма	99,04	99,59	98,32	100,83	98,46	94,59	99,91	97,70	99,89	99,86	99,62	99,23	99,57
Объемный вес	2,75	2,38	2,64	2,57	2,65	2,74	-	-	-	-	2,62	2,47	2,29
Fe ³⁺ /Fe	0,57	0,65	0,27	0,59	0,37	0,53	0,20	0,70	0,43	0,06	0,36	0,70	0,86

Примечание. 1-3 - глинистый сланец, грейзенизированный сланец и топазовый грейзен по нему [111]; 4-6 - известняк (3 ан.), мусковит-флюоритовый (4 ан.) и эфесит-флюоритовый (2 ан.) метасоматит по нему [111]; 7, 8 - туфо-лавы кварцевых порфиров неизмененные и с узлами топаза и андалузита, по Г.В. Ишксон; 9, 10 - кислые эффузивы (туфы) и мусковит-кварцевые грейзены по ним месторождений Джанет и Узунбулак [144]; 11, 12 - биотитизированные сланцы (2 ан.) и мусковитовые метасоматиты (3 ан.) по ним, Котансинский массив, по данным автора; 13 - кварц-серицитовый грейзен (2 ан.) по гранодиориту, Боеткинский массив, по данным автора; 14, 15 - эпидот-биотитовый сланец и кварц-мусковитовый грейзен (2 ан.) по нему, Елизаветинский массив, по данным автора; 16, 17 - гранодиорит (2 ан.) и кварц-серицитовый грейзен (6 ан.) по нему Букукинского месторождения, по А.Г. Акиньиной; 18, 19 - глинистый сланец и кварц-мусковитовый грейзен по нему Деловогорского месторождения [6]; 20, 21 - кварц-биотитовый сланец и мусковит-кварцевый грейзен по нему Майхуринского месторождения, по Н.А. Блохиной; 22-24 - гранодиорит-альбит-серицит-хлоритовый и кварц-серицитовый метасоматит [151].

Таблица 32

Поведение компонентов при изменении гранитов (группа метасоматитов неясной формационной принадлежности), вес. %

Компонент	Монголия, Sn, W						Забайкалье, Mo, W	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,73	71,30	56,87	55,70	71,82	70,74	72,05	67,40
TiO ₂	0,17	0,20	0,09	0,19	0,30	-	0,23	4,20
Al ₂ O ₃	14,31	18,80	29,36	25,84	14,50	15,28	14,26	14,20
Fe ₂ O ₃	0,43	0,41	1,25	1,88	0,43	0,07	0,85	1,73
FeO	0,83	1,10	1,80	1,52	2,49	0,83	1,05	0,84
MnO	0,05	0,23	0,25	0,11	0,06	0,09	0,03	0,06
MgO	0,43	0,72	1,15	0,60	0,36	0,17	0,44	0,90
CaO	0,76	0,60	0,60	0,40	0,76	0,23	1,27	1,87
Na ₂ O	4,19	1,30	0,64	2,67	3,78	3,10	3,80	1,60
K ₂ O	4,43	4,79	6,54	6,79	4,58	6,97	5,26	5,60
F	-	0,11	0,34	0,16	0,14	0,30	-	-
H ₂ O	0,57	0,55	1,64	2,30	0,72	1,05	0,59	2,03
Сумма	99,90	100,11	100,53	98,16	99,94	98,85*	99,83	100,43
Объемный вес	-	-	-	-	-	-	2,63	2,71
Fe ³⁺ /Fe	0,31	0,27	0,38	0,52	0,13	0,07	0,41	0,64

* Содержит 0,26% Li₂O и 0,34% Pb₂O.

Таблица 32 (окончание)

Компонент	Забайкалье, Мо, W			Американская группа, Ве, W			
	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	69,40	44,72	83,15	74,25	72,45	60,54	46,30
TiO ₂	3,92	0,30	0,26	-	0,30	0,38	-
Al ₂ O ₃	13,30	28,66	8,02	14,30	16,10	23,58	27,10
Fe ₂ O ₃	2,49	6,05	1,07	0,35	1,00	1,27	8,78
FeO	0,29	0,36	1,94	0,90	1,85	0,86	3,31
MnO	0,16	0,31	0,15	0,10	0,04	0,05	0,29
MgO	1,16	1,95	0,62	-	1,10	1,27	0,16
CaO	2,03	0,09	0,67	0,30	0,42	0,44	0,64
Na ₂ O	0,20	0,35	0,17	4,65	0,60	0,31	1,18
K ₂ O	4,80	10,36	2,90	3,65	3,42	6,95	4,67
F	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	2,75	6,72	1,96	1,20	2,40	2,89	2,47
Сумма	100,50	99,87	100,91	99,70	99,68	98,54	94,90
Объемный вес	2,72	2,73	2,64	-	-	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,88	0,94	0,32	0,24	0,32	0,56	0,70

Примечание. 1-4 - гранит (2 ан.), грейзенизированный гранит, кварц-мусковитовый грейзен (2 ан.) и альбит-мусковитовый метасоматит горы Цумен-Тогто, по А.Д. Калену; 5, 6 - граниты мотодинского типа и кварц-полевошпатовые метасоматиты (2 ан.) по ним Жанчивланского массива [72]; 7-11 - гранит (3 ан.), грейзенизированный гранит, кварц-полевошпатовый грейзен, мусковитовый грейзен и мусковит-кварцевый грейзен (2 ан.) Бом-Горхонского месторождения, по В.И. Сизьх и В.Ф. Барабанову; 12-15 - гранит (2 ан.), мусковит-кварцевый грейзен (2 ан.), кварц-мусковитовый грейзен (5 ан.) и турмалин-кварц-мусковитовые грейзены (2 ан.) по ним [148].

Таблица 33

Поведение компонентов при изменении пород различного состава в процессе щелочного околотрещинного метасоматоза на месторождениях, ассоциирующих с гипабиссальными гранитами повышенной щелочности, вес. %

Компонент	Джидинское							Булуктайское					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	72,89	61,58	46,72	54,07	46,44	64,31	34,60	74,88	52,98	60,72	52,60	46,55	40,57
TiO ₂	0,18	0,15	0,33	1,31	1,25	0,75	1,56	0,38	0,54	1,17	1,13	2,51	2,43
Al ₂ O ₃	14,28	20,98	26,69	19,62	20,54	16,28	14,10	13,97	27,10	10,32	15,98	17,00	17,53
Fe ₂ O ₃	1,10		1,15	4,43	6,51	2,35	6,05	1,23	1,48	4,03	5,66	6,64	9,08
FeO	0,35	1,14	0,71	3,00	0,44	3,22	1,06	0,37	0,86	4,64	2,09	5,84	2,14
MnO	0,03	0,20	0,47	0,19	0,18	0,14	0,36	0,03	0,10	0,62	0,29	0,36	0,32
MgO	0,44	1,06	2,14	2,34	2,48	2,51	4,86	0,09	1,07	2,33	2,26	5,78	4,76
CaO	0,88	0,84	0,90	2,61	4,71	2,93	4,85	0,56	0,42	6,42	6,86	7,22	7,21
Na ₂ O	3,88	2,40	1,00	4,62	0,87	3,88	1,57	2,99	2,32	2,95	1,57	3,37	0,92
K ₂ O	5,86	8,80	10,07	4,45	6,48	2,38	7,45	4,20	5,17	1,52	4,09	2,29	6,42
F	0,26	0,25	0,79	0,18	5,94	-	3,07	-	1,21	0,30	3,01	-	2,35
S	0,40	-	0,73	0,18	2,20	0,18	11,80	0,22	2,07	0,55	3,23	0,17	6,46
CO ₂	-	-	-	0,35	0,12	-	-	-	Нет	3,25	1,40	-	-
H ₂ O п.п.п.	0,31	2,70	2,60	1,61	3,24	0,66	1,11	0,96	2,77	1,38	1,99	1,62	2,45
Сумма	100,86	100,10	97,30	98,96	101,40	99,59	92,44	99,88	98,09	100,20	102,16	99,35	102,64
Объемный вес	-	-	-	2,70	2,86	-	-	2,59	2,42	2,81	2,89	2,89	3,03
Fe ³⁺ /Fe	0,73	-	0,58	0,56	0,93	0,39	0,83	0,74	0,60	0,35	0,70	0,50	0,79

Образец содержит: * - значительное количество Вез В. ** - 0,93% BeO.

*** - 3,30% ВгО, 1,18% Рb, 0,13% Р₂О₅.

Таблица 33 (окончание)

Компонент	Ньюфаундленд		Витимское плоскогорье			Бериллиевые месторождения флюорит-фенакитовой формации							
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	77,33	48,93	60,43	58,24	49,48	46,66	39,96	36,30	37,09	32,58	6,40	15,25	54,80
TiO ₂	0,09	0,16	0,68	0,79	0,73	1,13	0,92	0,66	0,63	0,25	0,06	0,08	0,64
Al ₂ O ₃	12,56	26,49	17,91	18,43	22,97	15,40	14,52	13,18	18,59	13,82	0,20	3,97	16,78
Fe ₂ O ₃	0,17	2,68	2,23	2,09	3,17	3,98	3,38	1,48	8,69	2,85	0,23	0,60	3,33
FeO	0,73	3,64	3,01	2,76	1,97	5,45	4,17	1,89	2,24	4,94	0,95	1,31	2,93
MnO	-	0,42	0,13	0,17	0,24	0,20	0,18	0,03	0,14	0,13	0,03	0,07	0,17
MgO	0,12	0,49	2,50	2,26	2,64	8,23	8,40	6,77	1,52	3,80	1,11	1,25	0,27
CaO	0,45	1,46	5,23	3,80	3,59	10,65	15,19	18,93	22,34	19,18	50,20	49,52	3,04
Na ₂ O	3,00	1,36	3,75	2,45	1,17	2,80	2,11	2,27	1,66	1,59	0,33	1,10	0,75
K ₂ O	4,54	9,31	1,63	4,50	7,98	1,54	3,23	4,65	0,23	3,89	0,60	2,0	12,00
F	-	1,38	-	-	-	0,18	5,90	13,10	4,31	12,20	0,50	22,10	1,42
S	-	1,27	0,13	Сл.	0,72	0,05	0,05	0,06	0,11	0,51	0,24	0,72	2,93
CO ₂	-	-	-	-	-	0,38	0,45	0,11	0,53	0,14	35,72	7,66	1,82
H ₂ O п.п.п.	0,31	3,13	2,05	4,13	4,49	3,38	2,52	2,26	2,54	3,26	2,99	0,08	1,12
Сумма	99,30	100,72	99,68	99,62	99,15	100,03	100,98	101,69*	100,62**	99,14**	99,56	105,71	102,00
Объемный вес	-	-	-	-	-	2,83	2,89	2,84	3,45	2,88	2,68	2,91	2,64
Fe ³⁺ /Fe	0,17	0,39	0,39	0,40	0,58	0,39	0,41	0,40	0,77	0,34	0,17	0,29	0,50

Примечание. 1-3 - гранит, полевошпат-мусковитовый и мусковитовый метасоматит по нему [103]; 4, 5 - сиецит-порфир и кварц-флюорит-мусковитовый метасоматит по нему [80]; 6, 7 - диорит и пирит-флюорит-серпичитовый метасоматит по нему [103]; 8, 9 - гранит и полевошпат-слоистый метасоматит (2 ан.) по нему [80]; 10, 11 - кварц-хлорит-альбитовый сланец и пирит-флюорит-кварц-серпичитовый метасоматит по нему [80]; 12, 13 - диабаз, керсантит (2 ан.) и пирит-флюорит-серпичитовые метасоматиты (2 ан.) по ним [80]; 14, 15 - аплит и мусковитовый метасоматит по нему молибденового месторождения (по Уайту); 16-18 - граносиецит (2 ан.), грейзенизированный граносиецит (2 ан.) и флюорит-мусковитовый метасоматит (2 ан.): по нему, по Г.В. Смирнову; 19-21 - эпидот-актинолитовый сланец (2 ан.), слабо измененный сланец (3 ан.) и флюорит-слояной с фенакитом метасоматит (3 ан.) по нему [88]; 22, 23 - эпидозит и фенакит-альбит-слоисто-флюоритовый метасоматит (3 ан.) по нему [88]; 24-26 - известняк, микроклин-флюоритовый и микроклиновый метасоматит по нему месторождения флюорит-фенакит-бертрандитового типа, по А.С. Назаровой.

Таблица 34

Поведение компонентов при ранней калишпатизации и амфиболлизации лампрофиров
Кочкарского месторождения, вес. %

Компонент	Керсантиты					Амфиболизированные и калишпатизированные керсантиты						Безла- гиокла- зовые ме- тасомати- ты, 2 ан.
	1136	2907	1220	2842	Среднее* 5 ан.	1414	2856	4011	4665	1133	Среднее 11 ан.	
SiO ₂	58,98	53,24	58,22	51,92	55,70	46,98	56,94	51,18	51,48	49,52	51,50	47,70
TiO ₂	0,76	0,89	0,64	0,75	0,86	0,66	0,95	1,00	0,70	0,70	1,00	0,82
Al ₂ O ₃	16,24	17,62	16,22	16,56	16,90	12,49	17,23	17,82	15,77	17,02	16,30	11,68
Fe ₂ O ₃	0,16	4,18	0,97	3,69	1,98	2,41	1,84	3,30	3,14	1,22	2,04	2,74
FeO	5,55	4,65	3,54	4,87	4,60	7,60	4,45	5,91	4,87	9,10	5,61	7,31
MnO	0,16	0,18	0,14	0,11	0,13	0,32	0,08	0,21	0,06	0,14	0,12	0,19
CaO	4,43	6,98	5,55	2,58	4,52	9,36	3,04	6,91	6,25	1,04	7,47	9,67
MgO	5,52	4,86	3,53	8,48	5,83	15,06	6,34	3,62	9,18	12,40	8,44	13,63
Na ₂ O	2,88	2,04	3,86	0,87	2,69	1,30	3,34	0,88	3,21	0,96	2,26	1,21
K ₂ O	3,09	3,09	3,48	5,92	8,86	2,15	3,65	7,47	2,58	3,45	2,34	2,17
S	0,27	Нет	0,10	0,07	0,11	Сл.	0,28	-	0,03	0,19	0,11	0,03
P ₂ O ₅	-	-	0,27	0,16	0,23	-	-	0,17	-	-	0,28	0,23
H ₂ O	1,62	2,27	1,28	1,92	1,61	2,17	2,09	1,71	1,60	4,68	1,72	1,39
CO ₂	1,00	0,25	1,27	Нет	0,53	0,14	0,25	Нет	0,18	0,26	0,16	0,29
F	-	-	0,11	0,08	0,11	-	-	-	-	-	0,13	0,11
Сумма	100,66	100,25	99,18	97,98	99,66	100,64	100,48	100,18	99,05	100,68	99,48	99,17
Fe ³⁺ /Fe	0,025	0,44	0,19	0,40	0,28	0,23	0,22	0,33	0,36	0,10	0,24	0,25

* Средние составы рассчитаны по приведенным данным и заимствованы из [33].

Таблица 35

Поведение компонентов при раннем щелочном метасоматозе и березитизации гранитоидов Шарташского массива и Березовского рудного поля, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	69,63	69,36	57,97	62,98	60,08	60,34	67,91	66,60	65,92	63,37	61,26
TiO ₂	0,36	0,31	0,34	0,26	0,35	0,32	0,24	0,45	0,41	0,47	0,49
Al ₂ O ₃	16,10	15,46	18,13	17,47	17,97	17,86	15,09	15,86	15,99	16,30	17,16
Fe ₂ O ₃	1,52	1,05	2,27	2,12	2,62	2,34	1,47	2,45	2,34	1,46	1,60
FeO	1,50	1,62	0,55	0,88	0,66	0,69	1,02	1,00	0,88	0,88	0,88
MnO	-	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,07
MgO	0,87	1,17	0,54	0,43	0,31	0,43	0,40	1,67	1,22	1,39	1,37
CaO	2,27	2,43	4,96	3,30	4,05	4,10	2,22	3,02	2,22	2,79	3,07
Na ₂ O	4,84	4,59	5,91	5,10	7,08	6,05	2,00	4,80	4,32	3,32	2,90
K ₂ O	3,76	2,88	3,85	4,24	3,06	3,72	5,50	2,80	3,86	5,21	5,40
P ₂ O ₅	-	0,22	0,14	0,37	0,34	0,28	-	0,25	0,23	0,20	0,18
S	-	0,09	1,50	1,20	1,92	1,54	0,69	-	-	-	-
FeS ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	0,08	0,10	0,10	0,07	0,09	0,10	0,10	0,06	0,14	0,10
CO ₂	-	0,28	3,37	0,85	2,52	2,25	1,08	0,09	1,49	2,80	3,20
H ₂ O ⁺	-	0,90	0,99	0,67	0,43	0,69	2,95	1,00	1,60	1,56	2,20
Сумма	100,85	100,48	100,66	100,02	101,52	100,75	100,71	100,13	100,59	99,94	99,88
Объемный вес	2,60	2,59	2,57	-	2,51	2,54	2,56	2,66	-	-	2,65
Fe ³⁺ /Fe	0,47	0,36	0,78	0,68	0,78	0,75	0,56	0,68	0,70	0,59	0,61

Таблица 35 (окончание)

Компонент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	66,46	67,06	70,77	70,40	68,90	70,06	70,10	69,70	69,50	68,00	55,60
TiO ₂	0,24	0,25	0,17	0,21	0,19	0,23	0,31	0,28	0,25	0,26	0,33
Al ₂ O ₃	14,37	15,47	14,57	14,30	14,50	14,95	14,79	15,40	15,14	15,53	21,50
Fe ₂ O ₃	1,04	0,90	0,92	0,83	0,83	1,05	1,46	1,57	0,47	3,77	1,21
FeO	1,24	1,10	0,89	0,70	0,56	0,66	0,53	0,69	1,44	0,79	0,85
MnO	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,06	0,02	0,12
MgO	2,36	1,06	0,57	0,82	0,59	0,84	1,05	0,91	0,64	0,64	1,36
CaO	2,60	2,22	1,65	1,77	1,10	1,86	1,56	1,04	1,79	0,34	1,57
Na ₂ O	4,20	6,48	4,17	3,83	0,30	3,95	2,95	0,19	3,92	0,20	0,25
K ₂ O	3,10	1,75	4,11	4,23	4,88	3,23	3,68	5,35	3,74	4,90	6,93
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,11	0,12	0,11	0,09	0,14	0,13	0,41	2,68	0,10
S	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	Сл.	-
FeS ₂	-	-	0,11	0,46	4,87	0,09	0,67	2,42	-	-	5,56
F	0,02	0,03	0,13	-	0,13	-	-	-	-	-	0,26
CO ₂	2,25	2,05	1,18	1,46	0,56	1,68	1,50	1,09	1,13	2,39	2,52
H ₂ O ⁺	1,30	1,60	0,64	0,81	1,93	0,64	1,21	1,29	0,14	0,14	2,02
Сумма	99,34	100,13	100,03	99,99	99,49	99,38	100,01	100,11	99,83	99,66	100,18
Объемный вес	2,58	2,63	2,60	2,60	2,72	2,58	2,64	2,72	2,67	2,77	2,79
Fe ³⁺ /Fe	0,42	0,42	0,47	0,51	0,56	0,58	0,71	0,66	0,23	0,81	0,56

Примечание. 1-6 - Шарташский массив, ранний щелочной метасоматоз: 1 - адамеллит, 25 ан., по Р.С. Куруленко, 2 - внешняя зона колонок, 3-5 - микроклин-альбитовые метасоматиты внутренней зоны колонок, 6 - то же, среднее из 3 ан.; 7-11 - Шарташский массив, преджильный метасоматоз: 7 - березитизированный адамеллит (2 ан.), 8-11 - колонка березитизации - гумбентизации гранодиорит-порфира соответственно: гранодиорит-порфир (8), метасоматит промежуточной зоны (9, 10) и метасоматит внутренней зоны (11); 12-22 - Березовское месторождение: 12-13 - колонка ранней альбитизации (13) гранодиорит-порфира (12), 14-16 - адамеллит-порфир (10 ан.), березитизированный адамеллит-порфир, (5 ан.), и березит по нему (4 ан.), по Х.Х. Лайпанову и автору, 17-19 - плагιοгранит-порфир (4 ан.), березитизированный плагιοгранит-порфир (2 ан.), березит по нему (4 ан.), по тем же авторам, 20, 21 - гранит-порфир и березит по нему, 22 - сплошной последний березит (17 ан.), по различным авторам.

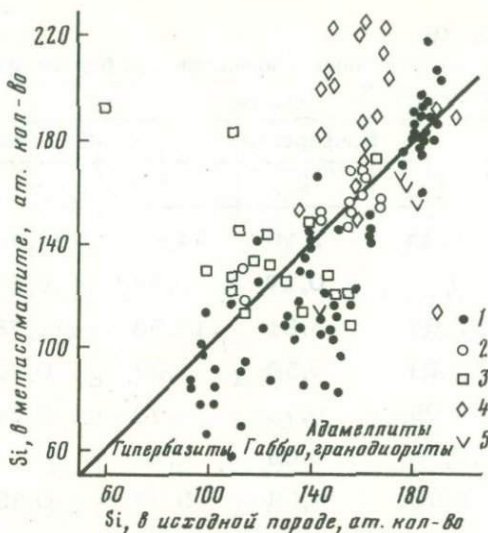


Рис. 34. Поведение кремнезема при метасоматическом изменении пород различного состава в преджилый этап на золоторудных (по данным систематизации С.Д. Шера, Х.Х. Лайпанова, Т.В. Нагорной и анализов В.Н. Сазонова, А.И. Грабежева, Р.О. Берзона по Уралу) и шеелит-кварцевых месторождениях СССР

1, 2 – березит-лиственитовая формация соответственно среднеглубинных (Урал, Казахстан и др.) и малоглубинных (Урал) месторождений; 3 – серицит-гидрослюдистая формация малоглубинных месторождений (Кавказ); 4 – аргиллизит-кварцитовая формация близповерхностных месторождений (Забайкалье, Северо-Восток), 5 – гумбеиты

Формационное расчленение метасоматитов и глубинности месторождений, по данным С.Д. Шера. Содержания кремнезема приведены в атомах на объем $10\,000 \text{ \AA}^3$ и только для метасоматитов внутренних зон колоннок

ными порциями раствора, как это считает Г.Н. Шерба с соавторами [144], а представляет собой продукт переотложения глинозема (при высокой активности фтора), выносимого из зон мусковит-кварцевых и кварцевых грейзенов. Действительно, мусковит-топаз-кварцевые грейзены слагают внутреннюю зону по сравнению с мусковит-кварцевыми. В схеме вертикальной зональности месторождений Казахстана топаз-кварцевые грейзены занимают более высокое положение по сравнению с кварцевыми грейзенами. Вынос или инертное поведение глинозема при формировании подавляющей части цвиттеров и мусковит-топаз-кварцевых грейзенов также подтверждает роль перераспределенного глинозема при формировании обогащенных топазом разновидностей грейзенов и обычную обедненность им первичных растворов.

Привнос глинозема при образовании локально развитых турмалин-мусковит-кварцевых и мусковитовых грейзенов может быть так-

Таблица 36

Поведение петрогенных элементов при березитизации плагиогранитов Урала, вес.%

Компонент	Кочкарское			Быньговский	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	70,44	71,10	54,88	74,99	74,97
TiO ₂	0,16	0,17	0,94	0,19	0,14
Al ₂ O ₃	15,87	15,91	17,53	11,78	11,12
Fe ₂ O ₃	0,91	0,56	1,69	0,53	1,32
FeO	1,05	0,78	4,73	2,24	0,66
MnO	0,03	0,05	0,10	-	0,02
MgO	0,92	1,03	5,97	0,39	1,00
CaO	1,95	1,13	2,51	1,47	2,38
Na ₂ O	4,44	0,29	0,64	4,92	0,47
K ₂ O	2,29	5,19	6,28	1,16	2,97
FeS ₂	-	0,20	-	0,10	-
CO ₂	0,34	0,92	1,40		2,24
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,17	0,07	
H ₂ O ⁺	0,72	2,25	2,63	1,50	1,36
F	-	-	0,05	-	-
Сумма	99,19	99,69	99,52	99,34	98,65
Объемный вес	2,66	2,72		2,68	2,68
Fe ³⁺ /Fe	0,43	0,38	0,27	0,17	0,63

Примечание. 1,2 - плагиогранит (13 ан.) и березит по нему (7 ан.); 3 - кварц-биотит-серцитовый метасоматит по лампрофиру, (2 ан.); 4,5 - плагиогранит (8 ан.) и березит по нему; 6,7 - гранодиорит и березит по нему; 8-10 - гранодиорит и березит по

же связан с его перераспределением, ибо эти породы занимают такое же положение в схеме вертикальной и горизонтальной зональности, что и топаз-кварцевые грейзены, или являются даже наиболее поздними образованиями. Поведение глинозема при метасоматизме на гидротермальных молибденовых месторождениях близко к инертному с тенденцией к небольшому выносу, что, как и поведение кремнезема, подчеркивает формирование этих месторождений по сравнению с грейзеновыми в менее кислотных условиях.

Благодатный				
6	7	8	9	10
69,00	67,84	68,40	66,40	67,00
0,29	0,31	0,30	0,43	0,39
14,71	15,34	15,28	14,30	15,28
1,30	3,85	1,00	1,95	1,65
0,73	0,43	1,31	1,00	0,88
0,04	0,05	0,04	0,05	0,15
1,21	1,14	1,37	1,98	1,82
1,80	1,27	1,80	1,75	1,53
4,15	0,24	4,08	0,31	0,24
3,14	4,95	3,54	6,44	6,40
-	-	-	-	-
2,07	1,36	0,90	2,57	1,76
0,14	0,16	0,05	0,25	0,21
1,40	2,40	1,50	1,80	2,00
0,03	0,18	0,11	0,21	0,27
100,01	99,52	99,68	99,39	99,58
2,63	2,74			
0,61	0,89	0,40	0,63	0,48

нему из внешней и внутренней зоны; 11 - березитизированный гранодиорит; 12 - березит; 13,14 - средние анализы гранодиорита (2 ан.) и березита по нему (4 ан.).

Образование ранних щелочных метасоматитов березит-лиственитовой формации сопровождается значительным привносом глинозема в результате замещения кварца полевыми шпатами. Исключение составляют процессы раннего ферро-магнезиального метасоматоза на Кочкарском месторождении, где амфиболизация биотита и андезина сопровождается выносом алюминия (см. табл. 34).

Значительный интерес представляет выявление тенденции небольшого привноса глинозема при березитизации, что является ее су-

Таблица 36 (окончание)

Компонент	Благодатный			
	11	12	13	14
SiO ₂	65,70	65,60	68,70	67,08
TiO ₂	0,46	0,53	0,29	0,41
Al ₂ O ₃	15,86	17,68	14,99	15,65
Fe ₂ O ₃	2,35	2,90	1,15	2,59
FeO	1,10	0,58	1,02	0,72
MnO	0,10	0,04	0,04	0,07
MgO	1,37	1,60	1,29	1,64
CaO	1,80	0,75	1,80	1,33
Na ₂ O	2,40	0,24	4,12	0,26
K ₂ O	4,15	6,10	3,34	5,97
FeS ₂	-	-	-	-
CO ₂	1,62	0,44	1,49	1,52
P ₂ O ₅	0,23	0,30	0,09	0,23
H ₂ O ⁺	2,32	2,80	1,45	2,22
F	0,24	0,33	0,07	0,25
Сумма	99,70	99,89	99,84	99,94
Объемный вес		2,67	2,63	2,70
Fe ³⁺ /Fe	0,65	0,81	0,49	0,76

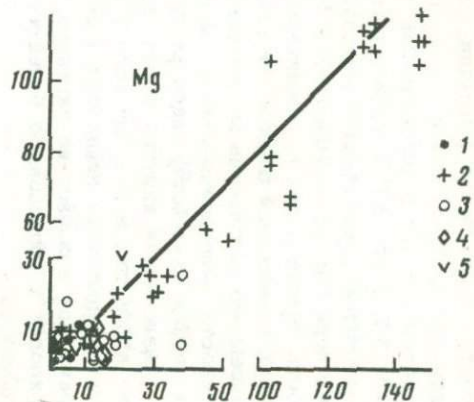
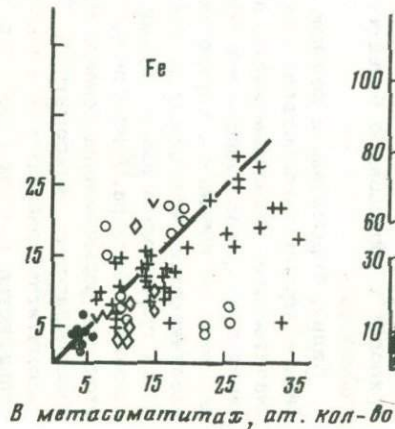
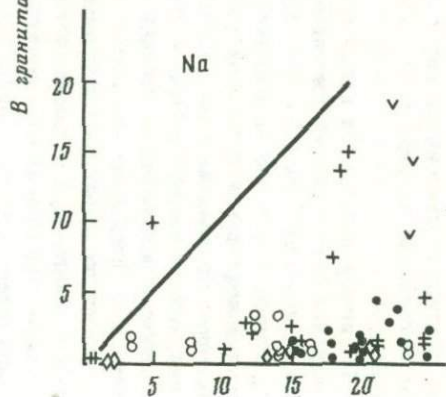
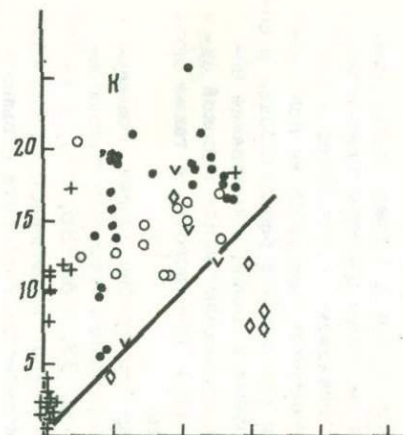
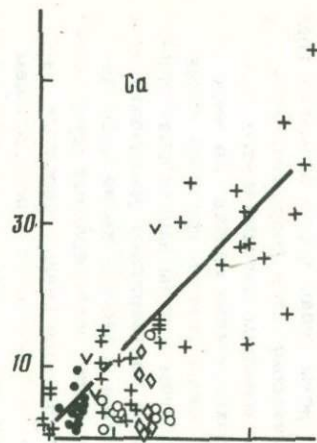
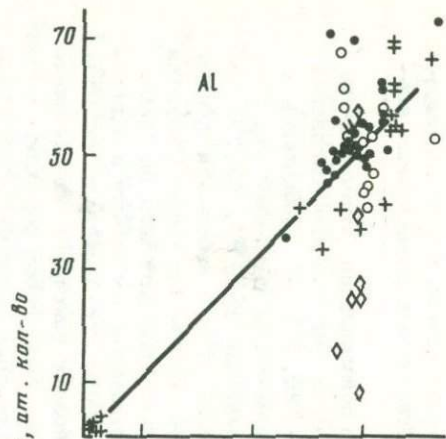
шественным отличием от грейзенизации. Действительно, небольшой привнос глинозема отчетливо выражен во всех изученных нами и Х.Х. Лайпановым березитовых колонках. Привлечение данных по среднеглубинным месторождениям березит-лиственитовой формации других регионов СССР подтверждает отчетливо выраженную тенденцию привноса глинозема при березитизации материнских гранитоидов, т.е. в условиях наиболее высокотемпературного преджильного метасоматоза золоторудных месторождений. Следует отметить, что тенденция привноса глинозема при березитизации материнских гранитоидов уже отчетливо видна из диаграмм минерального состава березитов. Действительно, содержание мусковита-серицита в березитах колеблется от 45 до 60% (см. рис. 30), в то время как при березитизации гранитоидов с обычным содержанием (14-15%) глинозема без привноса алюминия количество серицита-мусковита

должно составлять 43–48%. На малоглубинных месторождениях березит-лиственитовой формации (Дарасун) глинозем может испытывать как привнос, так и вынос. Изменение пород среднего и основного состава в условиях как средних, так и малых глубин (см. рис. 35, табл. 37) сопровождается нередким выносом глинозема. Отсутствие существенной миграции глинозема наблюдается и при лиственнитизации гипербазитов. По-видимому, несмотря на возможность привноса при лиственнитизации как аналога березитизации в породах повышенной основности глинозема и калия, образование повышенного количества мусковита не происходит ввиду высокой активности щелочноземельных элементов и углекислоты, а также ошелачивания воздействующего раствора.

Аналогичная картина имеет место при гумбеитизации. Изменение адамеллитов Шарташского и Кедровского массивов сопровождается привносом глинозема (см. рис. 33, табл. 35, 38), в то время как воздействие раствора на породы повышенной основности приводит к образованию большого количества карбоната и выносу глинозема.

Калий. Формирование колонок по всем типам пород формации глубинных мусковит-полевошпатовых метасоматитов сопровождается значительным привносом калия, достигающим максимального значения при мусковитизации или микроклинизации кварца. По мере движения от внешних к внутренним зонам степень привноса калия увеличивается, что наряду с увеличением в этом направлении привноса глинозема и выноса кремнезема подтверждает увеличение щелочности раствора. Аналогичный режим поведения калия наблюдается при формировании колонок формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов. Образование ранних щелочных метасоматитов альбититовой и грейзеновой формаций в подавляющем большинстве колонок сопровождается значительным привносом калия, даже несмотря на обычное преобладание процесса альбитизации. Калишпат становится неустойчивым только при очень высоком потенциале натрия, когда образуются мономинеральные альбититы.

По иному ведет себя калий при грейзенизации. Формирование внешних зон колонок не сопровождается существенной миграцией этого элемента (рис. 20, 31, табл. 29, 30, см. Приложение 1, 2), однако при более интенсивном замещении его вынос характерен для всех фаций грейзенов по гранитам (рис. 31, 32). В тех немногочисленных случаях, когда имеет место небольшой привнос калия, оказывается, что материнские гранитоиды характеризуются повышенной щелочностью (например, Степнинский массив, Приложение 2). При изменении пород повышенной основности и известняков нередко наблюдается привнос калия, что наряду с тенденцией выноса кремнезема и привноса глинозема фиксирует ошелачивание раствора. На многих месторождениях грейзеновой формации процесс завершается перестроением выщелоченных оснований с образованием мусковитовых метасоматитов или даже калишпатитов (Монголия, по М.И. Кузьмину).



Околотрещинные метасоматиты березит-лиственитовой и гумбеитовой формаций всегда образуются при привносе калия, в то время как в этап раннего щелочного метасоматоза на этих месторождениях калий выносится ввиду развития процесса альбитизации.

Натрий. При глубинном минералообразовании формирование колонок по вмещающим породам и внешних зон колонок по гранитам сопровождается значительным выносом натрия. Однако ввиду нередкого замещения кварца калишпатом во внутренних зонах содержание натрия в них возрастает, достигая содержания в исходных гранитах. В большинстве образующихся метасоматитов сохраняется не менее половины натрия, присутствующего в исходном граните.

В промежуточной зоне колонок II типа (см. табл. 6, Приложение 1, № 9-12, 14-17 и др.) по биотитовым гранитам месторождений Боевско-Биктимировской зоны по сравнению с внешней зоной состав породы резко изменяется, приближаясь к составу аляскита. В соответствии с уменьшением здесь содержания мусковита и увеличением плагиоклаза, количество и степень кислотности которого выше, чем в граните, содержание Na_2O на 0,5-1,0% увеличивается, а K_2O - понижается. Таким образом, режим поведения щелочей во внешней и промежуточной зонах объясняется перераспределением компонентов между зонами. Однако об этом можно говорить только для тех колонок, в которых в этой зоне отсутствует интенсивная микроклинизация альбита или альбитизация микроклина, что сопровождается значительным привносом соответственно натрия или калия. Содержание кремнезема и глинозема по средним данным близко к их количеству в граните. Привнос в некоторых случаях может происходить за счет натрия, выносимого при формировании внешних зон колонок и колонок мусковитового типа. Так как их мощность обычно в 2-3 раза больше внутренних (а нередко внутренние зоны вообще отсутствуют), то часть натрия может сохраняться в растворе, повышая его концентрацию и вызывая альбитизацию, накладывающуюся на уже сформированные метасоматические колонки, или образование альбититовых колонок на флангах месторождений.

Формирование гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов происходит в условиях поведения натрия, близкого к вышеописанному. В гипабиссальных условиях метасоматоз в раннюю щелочную стадию всегда сопровождается привносом натрия, даже если имеет место только калишпатизация кварца. Этим и ограничиваются отличия по химизму раннего щелочного метасоматоза от око-

Рис. 35. Поведение петрогенных элементов при березитизации, лиственитизации и гумбеитизации пород различного состава

1, 2 - березиты и листвениты соответственно по гранитоидам и вмещающим породам среднеглубинных месторождений, 3 - то же, малоглубинных месторождений березит-лиственитовой формации, 4 - метасоматиты аргиллизит-монокварцитово́й формации, 5 - гумбеиты

Использован тот же материал, что и при составлении рис. 34

Таблица 37

Поведение компонентов при лиственитизации ультрабазитов и базитов Березовского рудного поля, в вес. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	40,42	36,41	36,70	35,30
TiO ₂	0,02	-	0,02	-
Al ₂ O ₃	0,84	0,55	0,56	0,69
Cr ₂ O ₃	0,35	0,17	0,21	0,30
Fe ₂ O ₃	5,65	5,56	1,71	1,91
FeO	2,60	2,71	3,68	3,09
MnO	0,12	0,10	0,08	0,10
NiO	0,26	-	-	-
MgO	36,50	38,30	27,00	26,61
CaO	Сл.	-	3,17	2,52
Na ₂ O	0,07	-	0,05	0,06
K ₂ O	0,05	0,07	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,02	-	-	-
S	0,01	0,02	0,03	0,05
H ₂ O	13,37	7,98	1,94	1,15
CO ₂	-	7,20	24,40	27,90
Сумма	100,28	99,07	99,64	99,77
Объемный вес	2,63	2,69	2,87	2,93
Fe ³⁺ /Fe	0,65	0,64	0,29	0,35

Примечание. Таблица составлена по материалам В.Н. Сазонова [119] и Х.Х. Лайпанова.

1-5 - колонка по ультрабазитам: 1 - хризотилковый серпентинит (2 ан.), 2 - антигоритовый серпентинит (5 ан.), 3 - тальк-карбонатная порода (9 ан.), 4 - лиственит серый (8 ан.), 5 -

лотрещинного метасоматоза глубинных массивов, характерной особенностью которого является привнос калия.

Грейзенизация всегда сопровождается выносом натрия. Существенное понижение его содержания наблюдается уже во внешней зоне колонок. Внутренние зоны всех фаций характеризуются минимальным содержанием натрия, обычно не превышающим 0,1-0,6%. Оригинальными образованиями грейзеновой формации являются мета-

5	6	7	8	9
31,30	47,41	40,08	41,65	35,19
-	1,04	0,78	1,03	0,96
0,62	14,08	12,84	12,96	12,54
0,27	0,04	0,03	0,02	0,06
1,98	3,38	1,40	1,53	1,61
3,03	7,40	7,79	9,20	7,33
0,22	0,12	0,14	0,18	0,19
-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
25,90	8,32	8,30	5,47	7,70
3,22	10,00	9,19	7,02	9,26
0,07	2,37	1,66	2,60	0,48
0,27	0,49	0,91	1,31	3,17
-	0,12	0,10	0,16	0,13
0,26	0,02	0,03	0,08	0,15
0,77	3,26	3,39	2,03	1,67
31,40	1,84	12,89	14,34	19,30
99,31	99,89	99,53	99,58	99,74
2,88	2,97	2,79	2,84	2,89
0,36	0,28	0,13	0,12	0,16

лиственит зеленый (9 ан.); 6-9 - колонка по базитам: 6 - основные породы (3 ан.), 7 - кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатная порода (11 ан.), 8 - кварц-серицит-альбит-карбонатный метасоматит (3 ан.), 9 - лиственит без парагонита (7 ан.).

соматиты подрудного пояса ряда молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана, состоящие из кварца и замещившего калишпат альбита и образующиеся при частичном выносе натрия.

По двум анализам Ф.М. Чухрова они содержат: SiO_2 - 90,94, и 86,43%, Al_2O_3 - 4,07 и 7,24%, CaO - 0,76 и 0,64%, Na_2O - 1,63 и 3,82%, K_2O - 0,32 и 0,42%, F - 0,19 и 0,08%.

Таблица 38

Поведение компонентов при гумбеитизации гранитоидов Кедровского массива, вес. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	66,98	67,02	67,00	68,16
TiO ₂	0,50	0,50	0,50	0,40
Al ₂ O ₃	15,31	15,74	15,53	14,42
Fe ₂ O ₃	1,28	1,31	1,30	0,74
FeO	2,08	2,23	2,16	1,50
MnO	0,04	0,07	0,06	0,01
MgO	1,62	1,64	1,63	0,94
CaO	2,77	2,86	2,82	2,10
Na ₂ O	4,34	4,54	4,44	3,62
K ₂ O	3,04	3,16	3,10	3,27
P ₂ O ₅	0,03	0,23	0,13	0,26
H ₂ O ⁺	1,03	0,81	0,92	1,37
CO ₂	0,30	0,47	0,39	2,41
F	0,15	0,13	0,14	0,16
S	0,01	0,02	0,015	0,04
Сумма	99,48	100,73	100,13	99,40
Объемный вес		2,64	2,61	2,54
Fe ³⁺ /Fe	0,35	0,34	0,34	0,30

Примечание. 1,2 - гранитоиды; 3 - среднее по ним (2 ан.); 4-6 - метасоматиты внешних зон колонок; 7 - среднее по ним (3 ан.); 8 - гумбеит из внутренней зоны колонки; 9, 10 - микродиорит и гумбеитизированный микродиорит.

В пределах березит-лиственитовой формации ранний щелочной метасоматоз, как и на редкометальных месторождениях, сопровождается привносом натрия, хотя при щелочноземельном метасоматозе на Кочкарском месторождении натрий выносятся. Как и грейзенизация, процессы березитизации-лиственитизации и гумбеитизации характеризуются почти полным выносом натрия. Таким образом, при раннем щелочном метасоматозе наблюдается явная тенденция привноса натрия по сравнению с калием. В околотрещинную стадию (повышающейся кислотности) при образовании мусковит-полевошпато-

5	6	7	8	9	10
64,64	62,36	65,04	61,64	59,80	59,00
0,47	0,90	0,46	0,49	0,60	0,61
16,21	15,46	15,35	17,84	14,52	15,67
1,56	1,83	1,71	2,73	0,97	0,71
1,29	1,22	1,34	0,96	4,07	2,13
0,08	0,06	0,05	0,06	0,06	0,11
0,94	1,52	1,12	0,47	3,01	2,41
1,48	2,94	2,17	0,54	4,66	3,95
3,10	4,34	3,69	2,76	4,12	4,12
5,62	4,32	4,40	10,05	3,66	4,33
0,46	0,30	0,34	0,42	0,48	0,81
1,57	1,02	1,32	0,78	1,02	1,82
1,98	4,07	2,82	0,28	2,80	1,99
0,41	0,44	0,34	0,19	0,14	0,16
0,60	1,42	0,69	2,03	0,04	1,18
100,41	102,20	100,84	101,24	99,95	99,00
2,53	2,56	2,54			
0,51	0,57	0,53	0,71	0,17	0,22

вых формаций происходит привнос калия при инертности или ограниченном выносе натрия. Возрастание кислотности растворов в эту стадию (грейзенизация) приводит к почти полному выносу натрия, однако привнос калия при березитизации и некоторый вынос при грейзенизации является дополнительным подтверждением того, что березитизация по сравнению с грейзенизацией происходит в условиях большей щелочности.

Железо. При глубинном метасоматозе намечается тенденция инертного поведения железа. Так, на месторождениях Биктимировской

группы содержание железа в метасоматитах со значительным количеством мусковита близко к содержанию железа в исходном граните, в то время как в существенно полевошпатовых метасоматитах его в 1,5–2 раза меньше. Особенно его мало (до 0,71%) в полевошпатовых метасоматитах с низким содержанием пирита или при отсутствии последнего. При этом на всех месторождениях и во всех разрезах происходит заметное увеличение коэффициента окисления железа: от 0,16 до 0,78 на Каменском месторождении, от 0,30 до 0,39 на месторождении Красный Огородник и от 0,31 до 0,54 на месторождениях Боевско-Биктимировской рудной зоны. Некоторое раскисление раствора при его взаимодействии с вмещающими породами приводит к уменьшению окислительного потенциала, так что во многих колонках увеличения коэффициента окисления железа не происходит.

Такая же картина фиксируется и при изменении гранитов в пределах формации мусковит-полевошпатовых гипабиссальных метасоматитов, однако, взаимодействие растворов с породами повышенной основности приводит к заметному выносу железа. В образующихся метасоматитах часть железа входит в мусковит, а другая связывается с серой и образует пирит, которым наиболее обогащены метасоматиты, образующиеся по вмещающим породам. Ранние щелочные метасоматиты альбититовой формации обычно образуются в условиях выноса железа. В тех случаях, когда наблюдается его привнос наиболее вероятным является наложенный характер пирита и мусковита (месторождение Восток и другие). Довольно неожиданным результатом оказалось наличие достаточно отчетливо проявленной тенденции привноса железа при грейзенизации гранитов (см. рис. 32), причем несомненно, что большая часть железа входит в состав мусковита. Значительный привнос железа происходит при образовании по гранитам гранат-мусковит-кварцевых, гематит-кварцевых, фаялит-кварцевых, сидерофиллит-кварцевых грейзенов и цвиттеров. По-видимому, экзотичность этих образований обусловлена сочетанием, с одной стороны, специфических условий обогащения раствора железом (форма выделения которого определяется окислительно-восстановительным потенциалом), а с другой – повышенными концентрациями марганца, бора, фтора.

Ранние щелочные метасоматиты березит-лиственитовой формации образуются при выносе железа. Такая же тенденция намечается при березитизации-лиственитизации и гумбеитизации, однако вопрос нуждается в дальнейшем уточнении, ибо не всегда ясен возраст пирита-сингенетичный березитизации, или наложенный. При гумбеитизации адамеллитов Кедровского месторождения происходит увеличение коэффициента окисления железа, в то время как на Гумбейской группе месторождений имеет место противоположная картина.

Магний. На редкометалльных месторождениях метасоматическое изменение пород не сопровождается закономерным поведением магния. Исключение представляет образование пирит-флюорит-мусковитовых метасоматитов по вмещающим существенно магниезиальным породам, когда наблюдается заметный вынос этого элемента.

Аналогичная картина фиксируется и при березитизации-лиственнитизации на уральских месторождениях. Анализ материала по другим золоторудным месторождениям СССР свидетельствует о наличии тенденции выноса магния при метасоматозе по мере увеличения магнезиальности исходных пород. Гумбеитизация сопровождается выносом магния.

Кальций. Он ведет себя аналогично магнию. Исключение представляет процесс березитизации-лиственнитизации, идущий с отчетливым выносом кальция даже при изменении малокальциевых гранитов. Учитывая высокую концентрацию углекислоты в растворах, следует полагать, что дефицит кальцита в березитах и вынос кальция обусловлены повышенной кислотностью среды минералообразования.

По-видимому, поведение кальция на редкометальных месторождениях в известной степени определяется режимом фтора. На проявлениях Каменского массива и Боевско-Биктимировской рудной зоны в связи со значительной фтороносностью растворов содержание кальция в гранитах и метасоматитах близко, в то время как на месторождении Красный Огородник кальций выносятся.

Анионы. Во всех колонках по гранитам формации глубинных мусковит-полевошпатовых метасоматитов фиксируется привнос входящего в состав флюорита и мусковита фтора в количестве от 0,1 до 1,6%, в среднем по месторождениям - от 0,3 до 0,6%. Содержание фтора в метасоматитах по вмещающим породам во многих случаях определяется количеством кальция в исходной породе, что было подмечено и И.И. Куприяновой. Указанная зависимость свидетельствует о высокой концентрации фтора в растворе, находящегося в ассоциированном состоянии. Комплексы фтора, по-видимому, распадаются при увеличении активности кальция. Действительно, образующийся по мрамору мусковит-флюоритовый метасоматит содержит (см. табл. 29) 35,1% CaO и 32,4% F.

Различными исследователями уже неоднократно показывалось, что жила, пересекающая контакт алюмосиликатных пород с известняками, сопровождается соответственно мусковит-кварцевыми грейзерами и слюдисто-флюоритовыми метасоматитами.

Формирование метасоматитов березит-лиственнитовой и гумбеитовой формаций практически не сопровождается привносом фтора. О низкой концентрации фтора в растворе свидетельствует и низкое содержание фтора в мусковите-сериците (0,2-0,4%) из березитов и лиственитов. Исключение составляют метасоматиты (0,1-0,3% фтора) и слюды (0,6-0,8% фтора) из них Кедровско-Благодатной группы шеелитовых месторождений, что обусловлено высоким содержанием фтора в материнских гранитоидах (0,08-0,12%), биотитах (0,7-1,0%) и апатитах (3-4%) из них.

Содержание углекислоты в гранитах и метасоматитах месторождения Красный Огородник ниже чувствительности определения, зато в метасоматитах месторождений Боевско-Биктимировской зоны составляет 0,2-0,9%, в среднем - 0,44%, причем в большинстве месторождений карбонат в метасоматитах внешней зоны не фиксиру-

ется, т.е. углекислота связана с газовой-жидкими включениями, в основном находящимися в микроклине. На Пороховском месторождении метасоматиты внутренних зон колонок содержат очень мало CO_2 (0,1-0,3%) и поэтому практически лишены карбоната, хотя во внешней или промежуточной зоне содержание CO_2 может достигать 12,7% (см. Приложение 1, Пороховское месторождение). Карбонат во внутренней зоне замещается флюоритом, что свидетельствует о высокой концентрации CO_2 в растворе, находящейся в ассоциированном состоянии и осаждающейся при понижении активности фтора и температуры. О высокой концентрации в растворах, давших редкометалльные месторождения, ассоциированной углекислоты свидетельствует изучение газовой-жидких включений (по В.К. Пуртову, Г.Ф. Ивановой, В.Б. Наумову). Активность CO_3^{2-} остается низкой ввиду повышенной активности фтора.

Образование ранних щелочных метасоматитов, березитов-лиственитов и гумбеитов сопровождается значительным привносом углекислоты, количество которой уменьшается от внешних к внутренним зонам березитовых колонок, что наряду с железистым составом карбоната свидетельствует о максимальной кислотности растворов. Тем не менее и во внутренней зоне количество привносимой углекислоты и соответственно карбоната может сильно варьировать. Так, гумбеит по гранодиориту Кедровского месторождения содержит всего 0,19% углекислоты, в то время как гумбеит по сиенит-диориту Бурановского месторождения - 12,3% CO_2 [79]. На всех месторождениях, кроме Пьянковского, Каменского и частично Игишанского, происходит привнос серы (0,1-1,0%) и образование пирита.

Таким образом, поведение петрогенных элементов при метасоматизме различных типов существенно отличается. Формирование околотрешинных преджилльных колонок, связанных со становлением глубинных гранитных массивов, сопровождается выносом кремнезема и привносом глинозема. При этом происходит привнос калия, а натрий выносится или содержание его существенно не меняется в связи с образованием альбита по кварцу (месторождения Каменское, Красный Огородник). Аналогичный характер миграции вещества наблюдается при формировании околотрешинных колонок гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов и полевошпатовых тел, связанных с ранним щелочным метасоматизмом, т.е. происходит вынос кремнезема, привнос алюминия и калия. Особенность раннего щелочного метасоматоза заключается в интенсивном привносе натрия, который не выносится даже при калиевом метасоматозе.

Иное поведение компонентов фиксируется при площадном метасоматозе в массивах ультракислых гранитов, когда изменение гранитов сопровождается инертным поведением кремнезема и глинозема при выносе щелочей (месторождение Восток, Башкироводольское рудопоявление), т.е. замещение происходит при перераспределении компонентов в породе. В этап околотрешинной преджилльной грейзенизации наблюдается привнос или инертное поведение кремнезема

и вынос алюминия и натрия. Калий ведет себя инертно или выно- сится, т.е. мусковитизация плагиоклаза происходит за счет калия, освобождающегося при разложении калишпата.

Формирование гумбеитов сопровождается привнесом калия, обыч- но алюминия и выносом кремнезема, в то время как при берези- тизации происходит привнос калия при близком к инертному пове- дению кремнезема и алюминия. Для обоих процессов характерен вы- нос натрия и привнос углекислоты и серы.

Глава VI

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФАЦИЙ И ВОЗМОЖНОЕ СООТНОШЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

Термодинамическое и экспериментальное моделирование метасома- тических процессов [8, 62, 64, 65, 138, 150 и др.] совместно с изучением миграции вещества при метасоматозе и состава газо- во-жидких включений дают вполне определенную информацию об ус- ловиях формирования метасоматитов редкометальных и золоторуд- ных месторождений*.

В кислых средах ($pH = 1,5 \div 5,5$) увеличение KCl/HCl при ре- альных концентрациях калия в природных растворах ($0,01-2$ г-йон/л) приводит к смене пиррофиллита мусковитом и далее калишпатом [27 и др.]. На рис. 36 для наиболее вероятных температур ($270-450^\circ C$) преджилвного околотрещинного метасоматоза пород редко- металльных месторождений приведены поля устойчивости перечислен- ных минералов в координатах $M KCl-pH$, построенные по данным Хемли [150]. Из графика следует, что в зависимости от темпера- туры и активности калия мусковит устойчив при $pH = 1 \div 5,5$, муско- вит+калишпат - при $pH = 2,5 \div 5,5$, а калишпат - при pH от 2,5 до любой более высокой щелочности раствора. Полученные Г.П. Зарай- ским метасоматические колонки по гранитам при $t = 500^\circ C$, $p = 1000$ кг/см² в системе $KCl-HCl$ при $pH = 1 \div 3$ и $0,1-5,0$ M растворе KCl (рис. 37) подтверждают этот вывод. Интерпретация экспериментальных данных показывает, что максимальное pH образо- вания мусковитсодержащих парагенезисов не превышает 4-5. Калие- вый полевой шпат устойчив и в близейтральных условиях при $pH = 6,5$ в одномолярном растворе KCl [138] или в слабо щелочной среде при $pH = 7,3 \div 7,6$ во фторидном растворе (1M KF или 0,8M NaF/0,2 M KF), правда, при этом даже в чисто калиевом растворе появляется щелочной амфибол [64]. При большем значении pH (12-14) в растворах фторидов или гидроокисей щелочей доля калишпата по отношению к щелочным амфиболам (пироксенам) и фельдшпатоид- дам резко падает.

*Режим температуры и давления рассматривается в гл. VII.

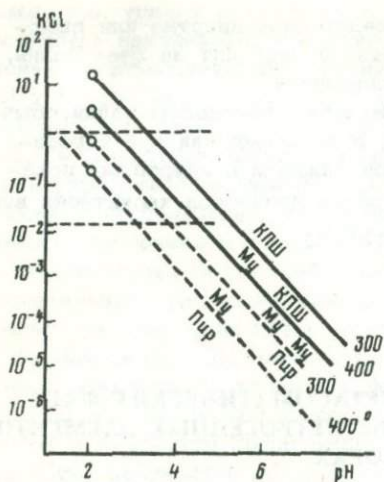


Рис. 36. Равновесия калиевого полевого шпата (КПШ) с мусковитом (Му) и мусковита с пиррофиллитом (Пир) в зависимости от рН и активности калия

Пунктиром показана реальная концентрация калия в грейзенизирующих растворах (по газовой-жидким включениям). График построен путем интерпретации диаграммы Хемли

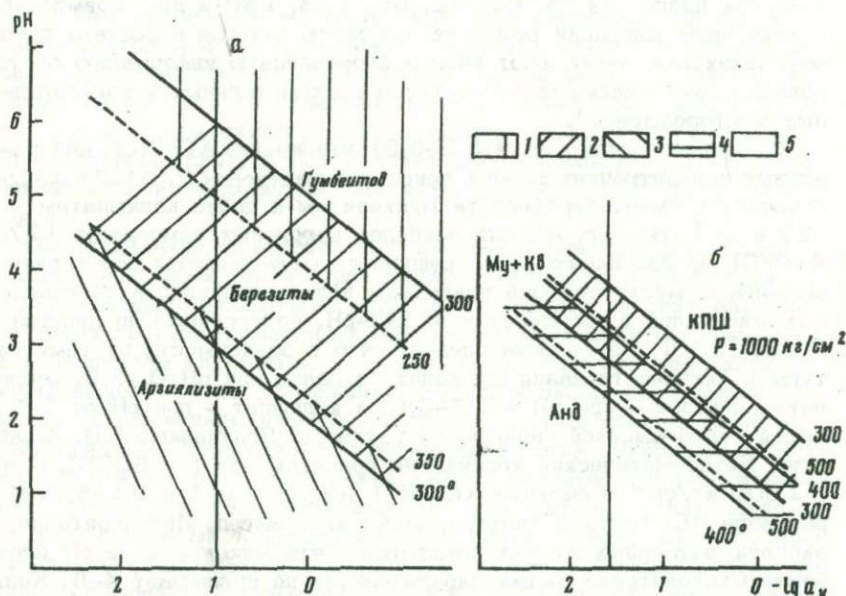


Рис. 37. Поля устойчивости березитов (а) и кварц-мусковитовых грейзенов (б) в координатах рН-активность калия для температур 250° (1), 300 (2), 350 (3), 400 (4), 500° (5)

Рассчитаны преимущественно по экспериментальным данным, приведенным в работах [65, 62].

Пунктиром показана наиболее вероятная концентрация калия в природных растворах (по данным изучения газовой-жидких включений)

Насыщение раствора кремнеземом приводит к устойчивости соответствующих парагенезисов с кварцем, причем граничные значения KCl/HCl устойчивости минералов сохраняются. Это позволяет сделать важный вывод, что при прочих равных условиях количество кварца в метасоматитах зависит от степени насыщенности раствора кремнеземом и уменьшения pH раствора при взаимодействии с породой, а не от степени кислотности раствора, как это сейчас считают многие исследователи.

Замена в хлоридных растворах калия натрием приводит к развитию альбитизации [150]. Как установлено рядом авторов, в калинатовых растворах альбитизация калишпата имеет место только при резком преобладании натрия над калием, в то время как калишпатизация альбита, особенно при низкой температуре, может происходить и при заметном преобладании в растворе натрия над калием. Во фторидных щелочных натровых растворах при $pH = 8 \div 9$ устойчив альбит при обычном присутствии щелочных амфиболов, в то время как в высокощелочных растворах наряду с щелочными амфиболами и пироксенами заметное развитие получают фельдшпатоиды [64]. При введении в раствор кремнезема при $pH = 8 \div 9$ становится стабильной ассоциация альбита с кварцем и щелочным амфиболом.

Таким образом, по данным упомянутых выше исследователей, мусковитовые, калишпат-мусковитовые, мусковит-кварцевые и калишпат-мусковит-кварцевые метасоматиты внутренних зон колонок в общем случае образуются при $pH = 2 \div 4$, а калишпатовые или калишпат-кварцевые метасоматиты — при $pH \geq 4$, вплоть до нейтральной и щелочной среды. Недосыщенность раствора кремнеземом приводит к растворению кварца, насыщенность — к его стабильности и переизбыток — к интенсивному отложению кварца. По-видимому, pH формирования кварц-мусковитовых грейзенов и мусковитовых метасоматитов наиболее близко, растворы отличались соответственно насыщенностью и недосыщенностью кремнеземом (см. рис. 37). Образование мусковит-калишпатовых и калишпатовых метасоматитов при более высоком pH и активности калия подтверждается и расчетами Г.Б. Наумова, согласно которому pH раствора 1M KCl, равновесного с мусковит-калишпатовой ассоциацией, составляет 5,2 при 300°C.

Термодинамические расчеты И.Н. Говорова также указывают на кислотный характер грейзенообразующих растворов. Однако колонка, аналогичная природным фациям кварцевых и мусковит-кварцевых грейзенов, получена [138] и в близонейтральных условиях ($pH = 6,7$, опыт 219) из растворов, состоящих из 0,1M HCl, 0,016 M K_2SiO_3 и избытка аморфного кремнезема. Из диаграммы Хемли следует, что весь ряд пород может быть получен и в близонейтральной среде при очень низких активностях калия, судя по изучению газовой-жидких включений, нереальных для рассматриваемых образований. Поэтому оценка pH раствора по характеру минерального парагенезиса всегда носит субъективный характер и неоднозначна ввиду конвергентности процесса [96]. На pH раствора заметное влияние ока-

зывают не только температура, давление, активность щелочей, но и парциальное давление углекислоты и других анионов. В связи с этим строго выраженная зависимость между кислотностью щелочностью раствора и формирующейся из него породы отсутствует, а принцип кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского имеет лишь самое общее значение.

Для нас важно то, что растворимость кремнезема в кислой и близнейтральной среде мало зависит от pH раствора [5, 145, по данным Б.Н. Рыженко и других авторов]. При увеличении концентрации фтора в растворе она резко увеличивается, однако рассматриваемые метасоматиты сопоставимы по содержанию фтора. Поэтому в первом приближении будем считать, что в указанном интервале кислотности-щелочности изменение концентрации фтора и pH не приводит к изменению уровня насыщенности раствора кремнеземом.

Наиболее общее представление об уровне концентраций петрогенных элементов в постмагматических растворах в первом приближении может дать, наряду с изложенными экспериментальными данными анализ их привноса-выноса по всем стадиям процесса на наиболее простых объектах различных рудных формаций, связанных с определенными типами гранитоидов. Однотипность метасоматических и рудных процессов в связи с определенными формациями гранитоидов уже указывает на зависимость состава растворов от петрогенетических особенностей гранитоидов, т.е. на их стандартность при данных условиях их формирования. Эта зависимость является, по-видимому, очень сложной, однако основные ее моменты могут быть намечены.

Рассмотрим в свете высказанных положений условия образования основных фаций редкометальных метасоматитов (рис. 38). Наиболее резко должны отличаться параметры формирования трех групп фаций - ранних полевошпатовых метасоматитов (альбититов), мусковит-полевошпатовых метасоматитов и мусковит-кварцевых (кварцевых, топаз-кварцевых) грейзенов, являющихся основными представителями одноименных формаций. Несомненно, что в этом направлении должна увеличиваться кислотность рудоносных растворов, уменьшаться активность щелочей и отношение глинозема к кремнезему (отношение нормативных полевых шпатов к кварцу). Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Судя по экспериментальным данным, фации ранних полевошпатовых метасоматитов образуются в наиболее щелочной обстановке (pH = 4-6) при максимальной активности щелочей. В зависимости от соотношения активностей щелочей образуются калишпатиты или альбититы, хотя в большинстве случаев для раннего щелочного метасоматоза характерен привнос натрия и альбитизация. Обычное отсутствие выноса калия, в том числе и при альбитизации (преобладает альбитизация кварца), подчеркивает высокую активность в растворе и калия. Растворение кварца и вынос кремнезема при привносе глинозема свидетельствует о низкой концентрации в растворе кремнезема и отношениях нормативных кварца к полевому шпату. Недосыщенность раствора кремнеземом можно было бы объ-

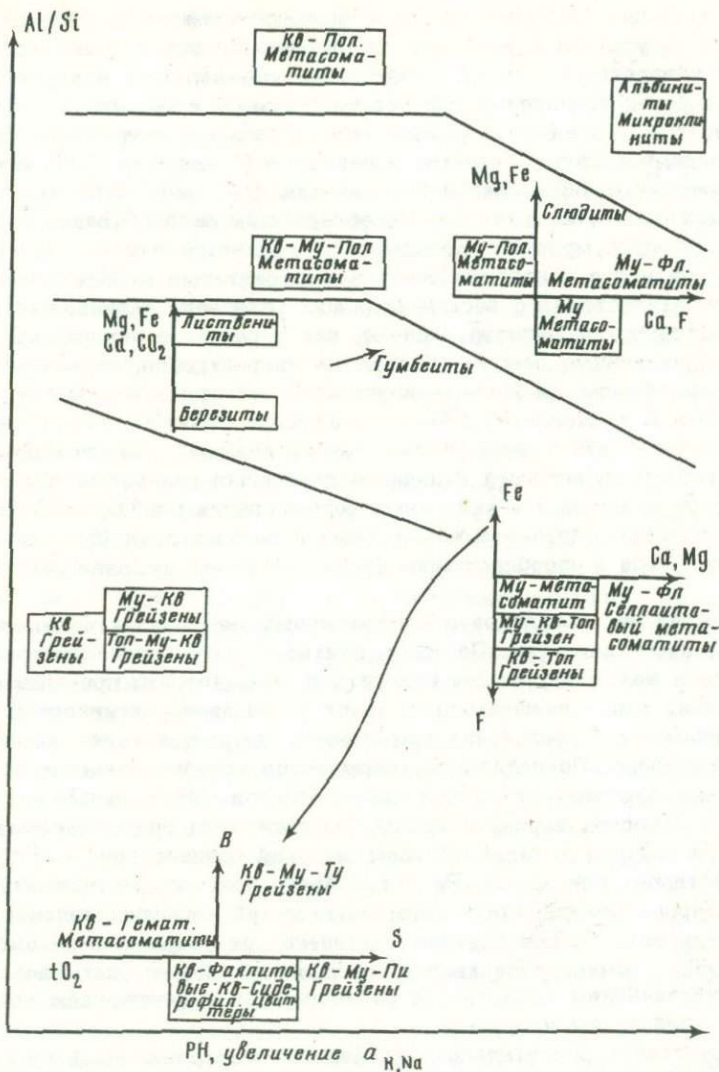


Рис. 38. Примерная схема химических условий формирования метасоматитов

яснить повышенной его щелочностью, ибо растворимость кремнезема с повышением щелочности раствора быстро возрастает. Однако в данной группе фаций в условиях менее щелочной среды формируются мусковит-полевошпатовые метасоматиты, образующиеся при замещении кварца гранитов ассоциацией мусковита с полевыми шпатами, что подтверждает недосыщенность кремнеземом и менее щелочного раствора. Косвенным подтверждением низкой концентрации в растворе кремнезема является слабое развитие жилобразования

ния в пределах типичных альбититовых месторождений. Однако говорить об отсутствии в растворе кремнезема не приходится, можно только полагать, что он был недосыщен кремнеземом и характеризовался более высоким отношением глинозема к кремнезему по сравнению с условиями формирования других рассматриваемых фаций.

Близкими к рассмотренным являются и условия формирования околотрещинных образований по гранитам формаций глубинных и гипабиссальных метасоматитов. Преобладающим распространением среди них пользуются мусковит-полевошпатовые метасоматиты, реже наблюдаются чисто полевошпатовые и мусковитовые метасоматиты. Это свидетельствует о весьма широком интервале вариации рН среды и активностей щелочей. Однако, как и ранние щелочные метасоматиты, указанные породы образуются из растворов, недонасыщенных кремнеземом и характеризующихся повышенным отношением глинозема к кремнезему. Учитывая широкое развитие жилообразования в связи с этими формациями, можно сказать, что растворы характеризовались меньшей величиной отношения глинозема к кремнезему по сравнению с условиями формирования ранних щелочных метасоматитов. Метасоматиты рассматриваемых двух формаций характеризуются и преобладающим привносом калия по сравнению с натрием.

Большая часть колонок околотрещинных метасоматитов имеет диффузионный характер. Поэтому, учитывая направленность привноса-выноса вещества, можно говорить о том, что в их пределах от внутренних зон к внешним происходит уменьшение активностей калия, алюминия и увеличение кремнезема, натрия, а также кислотности раствора. Последнее подтверждается устойчивостью во внешних зонах мусковит-кварцевых парагенезисов. Образование мусковитовых оторочек наряду с привносом глинозема при метасоматозе является важным доказательством высокой концентрации в первичных растворах глинозема. Развитие более позднего метасоматического кварца, замещающего метасоматический калишпат колонок, свидетельствует о постепенном насыщении раствора кремнеземом к моменту формирования кварцевых жил, что может быть связано или с увеличением кислотности раствора, или с понижением температуры, или с тем и другим.

Образование значительного количества метасоматического кварца (до 20%) в пирит-флюорит-мусковитовых метасоматитах при взаимодействии раствора с породами основного состава свидетельствует о его более высоком, чем при взаимодействии с гранитом, раскислении. Этим, а также высоким содержанием в основных породах ферро-магнезиальных силикатов и низким - кремнезема объясняется отсутствие по ним полевошпатовых фаций метасоматитов.

Таким образом, для околотрещинных метасоматитов мусковит-полевошпатовых формаций несомненным является резкое преобладание активности калия над натрием и высокое отношение алюминия к кремнезему в первичных растворах, поступающих в зону месторождений и постепенно, по мере взаимодействия с гранитами, обогащающегося натрием, кремнеземом и обедняющегося калием и

алюминием к этапу формирования кварцевых жил. Тем не менее содержание в первичных растворах ассоциированного кремнезема было значительным, о чем свидетельствует интенсивное жилообразование. Как показывают расчеты, за счет выносимого кремнезема могут формироваться кварцевые жилы мощностью до 0,72 см. Учитывая, что средняя мощность только рудных жил в 10–20 раз больше, а на месторождениях преобладают слабые преобразования пород, соответствующие изменению во внешних зонах колонки и не сопровождающиеся существенным выносом кремнезема, роль мобилизованного кремнезема в жилообразовании становится еще меньше. Наиболее определенным доказательством относительно высокой концентрации кремнезема в растворе, хотя и не достигающей уровня насыщения, в зоне разгрузки гидротерм является широкое распространение кварцевожильных полей в неизменных метасоматическими процессами гранитах.

Следовательно, значительное разнообразие метасоматических фаций по гранитам обусловлено вариацией активностей калия, натрия и pH раствора. На зональность колонки по вмещающим породам важнейшее влияние оказывает их состав: высокое содержание щелочноземельных элементов приводит к образованию мусковитовых фаций, магния (ультрабазиты) – флогопитовых слюдитов, кальция (известняки) – мусковит-флюоритовых метасоматитов (рис. 39). Необходимым условием образования обогащенных флюоритом метасоматитов по кальцийсодержащим породам является высокая активность в растворе фтора.

Существенно иной характер имеют растворы, вызывающие образование грейзеновой группы фаций. Постоянное присутствие в этих метасоматитах мусковита и отсутствие полевых шпатов заставляет предполагать, что они образуются при меньшей щелочности и активностях щелочей, чем метасоматиты описанных групп фаций (см. рис. 39, при близких p - T условиях). Вынос глинозема при инертности кремнезема или его привносе свидетельствует о том, что отношение кремнезема к глинозему в грейзенизирующих растворах было максимальным. Сменяющее грейзенизацию жилообразование подтверждает это заключение.

Намечающуюся тенденцию выноса кремнезема и нередкого привноса алюминия и щелочей при грейзенизации вмещающих пород можно объяснить ошелачиванием первичных растворов при их взаимодействии с вмещающими породами. Однако, учитывая более высокое гипсометрическое положение этих метасоматитов по сравнению с грейзенами по гранитам, более вероятным является мобилизационный характер глинозема и калия в растворах, обогащенных ими и обедненных кремнеземом в результате более раннего взаимодействия с гранитами (грейзенизации). По-видимому, из аналогичных растворов образуются и поздние колонки, внутренние зоны которых слагаются кварц-топазовыми и мусковитовыми грейзенами. Однако колонки мусковит-топаз-кварцевой и кварцевой фаций, наиболее характерные для большинства месторождений и содержащие не более 20–25% топаза, в мусковит-топаз-кварцевой зоне могут

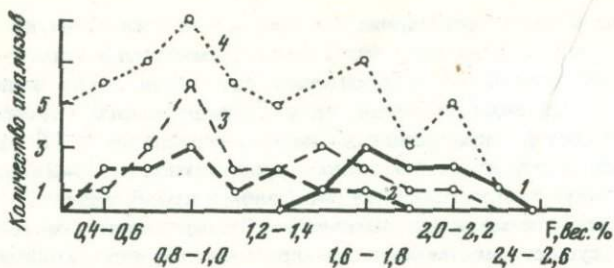


Рис. 39. Содержание фтора в мусковите мусковит-кварцевых грейзенов Казахстана (1), Монголии (2), Урала (3) и в целом по различным регионам СССР (4) (по данным различных исследователей и автора)

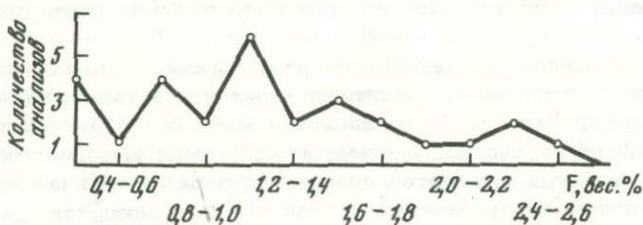


Рис. 40. Содержание фтора в мусковите из редкометалльных кварцевых жил Казахстана, Монголии и Забайкалья (по данным Л.П. Ермиловой, Г.Ф. Ивановой, В.Ф. Барабанова и др.)

формироваться за счет миграции глинозема из соседних зон (мусковит-кварцевой и кварцевой) колоннок.

Необходимым условием образования нормативных топазсодержащих фаций грейзенов (до 20–25% топаза) является высокая концентрация в растворе фтора и его повышенная кислотность. Появление грейзенов с более высоким содержанием топаза, образующихся при привносе алюминия, возможно только еще и при повышенной концентрации алюминия в растворе. При более низкой концентрации фтора и алюминия образуется наиболее распространенная фация грейзенов – кварц-мусковитовая, в то время как при том же уровне фтора, но при более высокой концентрации глинозема и пониженной кислотности – мусковитовая и кварц-мусковитовая фация (см. рис. 38).

Высокая кислотность первичных растворов грейзеновых месторождений и концентрация в них кремнезема доказываются и особенностями вертикальной зональности месторождений – сменой снизу вверх кварцевых грейзенов топаз-кварцевыми (Акчатау) или мусковит-кварцевыми и даже мусковитовыми (Восточный Коунрад) [15], т.е. в этом направлении взаимодействие раствора с гранитом сопровождается его постепенным ошелачиванием со сменой привноса кремнезема на его вынос, а алюминия и щелочей – наоборот.

Рассматривая условия формирования цвиттеров, В.И. Коваленко считает, что они образуются в связи с аномально высокой концент-

рацией фтора в растворе. Аргументацией этого служит повышенное содержание фтора в темной слюде (сидерофиллит, шинвальдит) из цвиттеров, составляющее 2,4–3,6% и более, в то время как мусковит из мусковит-кварцевых грейзенов Монголии содержит обычно 0,4–1,0% фтора. Анализ нашего и литературного материала показывает, что мусковит мусковит-кварцевых грейзенов Урала содержит 0,8–1,6% фтора, Казахстана и Корнуэла – 1,8–2,2% (рис. 40), т.е. немного меньше, чем слюда цвиттеров. Кроме того, маловероятно, чтобы активность фтора при формировании кварц-мусковит-топазовых грейзенов была ниже, чем при образовании цвиттеров. Поэтому необходимым условием образования темной слюды в цвиттере является не только высокая активность фтора, но и высокая концентрация железа в растворе. В то же время повышенная фтористость темных слюд может быть связана с влиянием закисного железа на увеличение коэффициента распределения фтора между раствором и слюдой в пользу слюды. В какой-то степени об этом же свидетельствует и в 1,5–2 раза большее содержание фтора в биотите по сравнению с мусковитом при равновесном его распределении между этими минералами. В то же время присутствие фтора является необходимым условием для синтеза фтор-сидерофиллита и литиево-железистых слюд [155]. По-видимому, отсутствие в грейзенах по гранитам фтор-флогопитов, устойчивых во фтористых средах [154], свидетельствует о низкой миграционной способности магния по сравнению с железом. Фторфлогопитовые слюдиты образуются только по существу магнезиальным породам.

Цвиттер является далеко не единственной разновидностью высокожелезистых грейзенов, что свидетельствует о способности раствора аккумулировать значительное количество железа, заимствованного как из внешнего источника, так и из внутренних зон колонок (кварцевый грейзен). Имеется в виду кварц-фаялитовый, кварц-сидерофиллитовый (с низким содержанием фтора), кварц-гурмалиновый, гематит-кварцевый и магнетит-кварцевый типы грейзенов, которые образуются уже при низкой активности фтора (см. рис. 38). Первый и третий из них образуются соответственно в восстановительной (как и цвиттер) и окислительной обстановке, второй – при высокой активности фтора. Таким образом, минералы железа образуют устойчивые в кислой среде соединения, которые немедленно появляются при повышенной концентрации железа. Достаточно определенно это подтверждается моделированием диффузионных колонок [65], когда введение в кислый раствор железа ($pH = 1\div 3$, $t = 500^\circ C$, $p = 1000 \text{ кг/см}^2$) вызывает образование вместо андалузита шамозита или аннита. Однако образование этих грейзенов возможно только при низкой активности в растворе серы.

Учитывая близкое к инертному поведение глинозема, кремнезема и привнос калия при березитизации, можно полагать, что она происходит при промежуточном между грейзенизацией и мусковит-полевошпатовом метасоматозе отношении в растворе нормативных кварца и полевого шпата, т.е. при большей концентрации глинозема, калия и меньшей – кремнезема и кислотности (см. рис. 37, 38).

Однако кислотность раствора была достаточно велика, о чем свидетельствует неустойчивость во внутренней зоне карбоната и соответственно формирование ее в условиях выноса щелочноземельных элементов. Взаимодействие раствора с породами повышенной основности (лиственнитизация) приводит к его ошелачиванию, о чем свидетельствует вынос кремнезема. Привнос глинозема и образование мусковита, по-видимому, не имеют места в связи с благоприятными условиями для образования карбоната. Отсутствие выноса кремнезема при лиственнитизации в малоглубинных условиях (Дарасун) свидетельствует о большей кислотности растворов в условиях малых глубин. Увеличение количества карбоната и уменьшение его железистости от внутренней к внешней зоне метасоматических березитовых колонок говорить об ошелачивании раствора по мере его диффузии в породу.

Образование карбонат-калишпатового парагенезиса при гумбеитизации по сравнению с кварц-серицитовым при березитизации должно происходить, исходя из экспериментальных данных, при больших или температуре, или рН, или активности калия. Судя по всем данным, температура образования гумбеитов и березитов сопоставима [99], т.е. температура не оказывает принципиального влияния на различие составов образующихся метасоматитов. Учитывая, что для изученных шеелит-кварцевых и золоторудных месторождений характерен привнос калия как при гумбеитизации, так и при березитизации, можно полагать, что решающее значение на состав образующихся метасоматитов оказывает рН раствора. Интенсивный вынос кремнезема и привнос глинозема при гумбеитизации по сравнению с близким к инертному поведению этих компонентов при березитизации в известной мере убеждает нас, что гумбеитизация происходит из более щелочных растворов, чем березитизация. По физико-химическим расчетам И.П. Шербаня, гумбеитизация по сравнению с березитизацией имеет место при более высокой щелочности раствора и активности в нем калия и углекислоты.

Глава VII

НЕКОТОРЫЕ ПРИЧИНЫ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА РАСТВОРОВ

В чем же заключаются причины, приводящие к различному характеру метасоматизма на месторождениях, ассоциирующих с гранитными массивами различной глубинности и состава? По-видимому, они должны определяться, во-первых, глубинностью, составом заключительных дифференциатов гранитных массивов и условиями отделения раствора от гранитов, а во-вторых, — условиями его эволюции в зоне разгрузки.

Экспериментальные данные по распределению петрогенных элементов между гранитом, гранитным расплавом и флюидом крайне скудны. Наибольший интерес представляют исследования К.В. Бэр-176

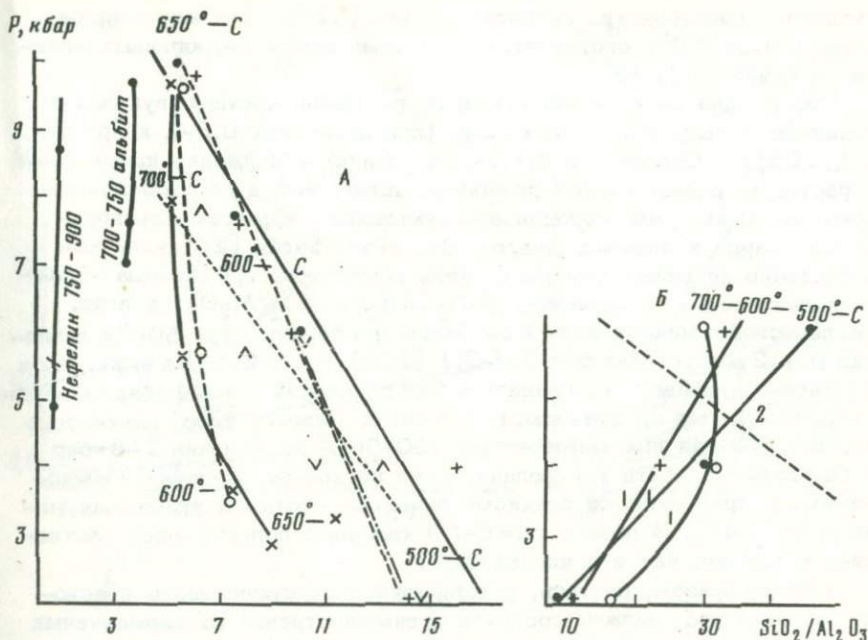


Рис. 41. Зависимость отношения SiO_2 к Al_2O_3 от давления в воде (А), равновесной с пегматитом Спрус-Пайн (С) и Хардинг (Х). На втором графике (В) показана аналогичная зависимость для 0,58 М НСl (1) и 0,058 М НСl (2)

Графики построены по данным К.В. Бэрнема [20, 71]

нема [20, 71], путем пересчета экспериментальных данных которого построен рис. 41. В воде, равновесной с пегматитом Спрус-Пайн при температуре 500–700°C, по мере увеличения давления от 2 до 10 кбар наблюдается уменьшение SiO_2/Al_2O_3 от 14–15 до 5–7, при этом отношение нормативных кварца к полевоому шпату уменьшается от 85 до 33%. Расчет экспериментальных данных Н.И. Хитарова [134] показывает, что SiO_2/Al_2O_3 в растворе при 400° и давлении 2 кбар составляет 21,5, стабилизируясь в интервале 16,4–18,5 при давлениях 0,3–1,5 кбар. В 1–2%-ном растворе HF, прореагировавшем при давлении 0,5–1,0 кбар и температуре 500–800° с гранитом и онгонитом (по Н.И. Коваленко, 1979 г.), SiO_2/Al_2O_3 обычно составляет 5–18, причем с уменьшением температуры намечается слабая тенденция уменьшения этого отношения и увеличения содержания глинозема в растворе. Изложенные данные свидетельствуют о том, что в малофтористых системах при давлении, меньшем 2 кбар, что соответствует условиям кристаллизации мезо- и гипабиссальных массивов, Si/Al в растворе мало зависит от изменения давления и заметно выше, чем во флюиде, равновесном с мезо-, гипабиссальными гранитами. Указанные минимальные температуры наиболее близки к температуре удаления из межгра-

нулярного пространства гранитов флюида [118]. Эти же температуры (400–600°) соответствуют и равновесиям петрогенных минералов гранитов [133].

Содержание кремнезема в водном растворе, сосуществующим с гранитом и кварцем, очень близко (при давлениях 0,3–2 кбар [5, 20, 108]). Однако при больших давлениях содержание кремнезема в растворе, равновесном с гранитом, выше, чем в растворе, равновесном с кварцем, определяясь суммарным эффектом растворимости кварца и полевых шпатов. Это объясняется [20] наличием в растворе не менее чем двух типов комплексов кремнезема – алюмосиликатного и “кварцевого” ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, в воде, равновесной с микроклином и альбитом при температуре 500° и давлении 0,4–2 кбар, составляет 3,7–7,1 [153], т.е. в 2–5 раз ниже, чем в растворе, равновесном с гранитом. При давлениях более 1 кбар, минералы растворяются практически конгруэнтно. Паровая фаза, равновесно сосуществующая при температуре 400–500° и давлении 1–3 кбар с расплавом альбита и нефелина, даже несколько обеднена кремнеземом по сравнению со стехиометрическим составом указанных минералов [147]. В воде с $\text{pH} = 6\text{--}10$ калиевый полевой шпат растворяется так же, как и в чистой воде.

Таким образом, раствор, отделяющийся от существенно полевошпатовых пород, должен состоять преимущественно из нормативных полевых шпатов, в то время как гранитные флюиды – из нормативных полевых шпатов и кварца, отношение которых увеличивается с увеличением давления. Влияет ли состав гранита на величину этого отношения в растворе? Специальные экспериментальные исследования в этом направлении не проводились. Судя по тому, что содержания калия и натрия в “гранитном” растворе составляют примерно по 1/3 от их количества в “полевошпатовом” растворе (рис. 42), можно, по-видимому, полагать, что отношения нормативных полевого шпата к кварцу в граните и флюиде связаны прямой зависимостью. Для частного случая влияние состава гранита (Спрус–Пайн и Хардинг) на состав флюида показано на рис. 42. Повышенное содержание глинозема в растворе, равновесном с гранитом, учитывая высокую корректность экспериментов К.В. Бэрнема, можно объяснить только селективно повышенной растворимостью биотита.

При давлении, меньшем 1 кбар, содержание глинозема в растворе будет весьма низким ввиду инконгруэнтного растворения полевых шпатов, низкого давления, высокой лейкократности гранитов и их повышенной кремнекислотности, что должно привести к возрастанию Si/Al в растворе и отношения нормативных кварца к полевошпату.

В рассмотренной системе отсутствует хлор, который в существенных количествах [118] находится в гранитном расплаве и почти полностью переходит в гранитный флюид. Раствор, содержащий 0,58 м НСl после взаимодействия с гранитом, характеризуется уже иным составом (см. рис. 41) по сравнению с чисто водным флюидом. Однако он имеет высокую кислотность и равновесен уже не с гранитом, а со слюдисто-кварцевой ассоциацией. Состав раствора,

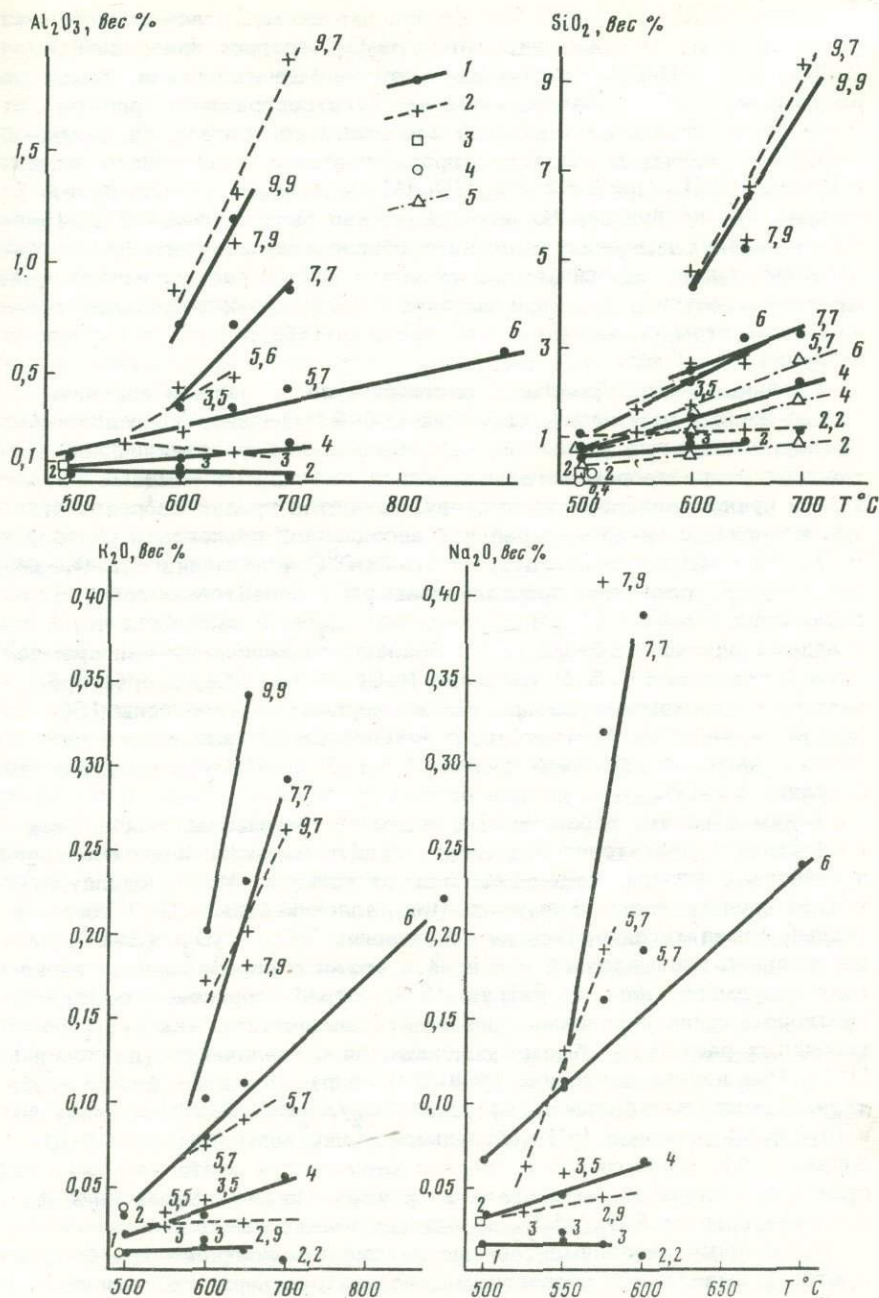


Рис. 42. Содержание компонентов в воде, равновесной с пегматитом Спрус-Пайн (1), пегматитом Хардинг (2), альбитом (3), микроклином (4) и кварцем (5). Цифры при линиях отвечают давлению в кбар

График построен по [20, 71, 153]

содержащего 0,058 m HCl уже близок к водному, отличаясь гораздо более высоким отношением SiO_2/Al_2O_3 , которое при давлении / 2 кбар равно 80–90, увеличиваясь при меньшем давлении. Такой раствор находится в равновесии с мусковитсодержащим гранитом. Поэтому, по-видимому, наиболее вероятный состав флюида, равновесного с гранитом, является промежуточным между чисто водным и 0,058 m HCl . При $p = 2$ кбар SiO_2/Al_2O_3 в таком флюиде будет меньше 70, но больше 20, его pH должно быть не ниже 2–3. При более высоких давлениях в связи с образованием значительного количества легко гидролизуемого силиката натрия раствор может иметь щелочную реакцию. Так, при высоких температурах вода, равновесная с гранитом, имеет $pH = 5 \pm 6$ при $p = 2$ кбар и $pH = 11$ при давлении 8–10 кбар.

Реальный гидротермальный раствор, судя по данным изучения газово-жидких включений, содержит 0,5–2 М раствор хлоридов. Экспериментальные данные по равновесиям между гранитоидами и хлоридными растворами ограничиваются отдельными опытами [5, 134], причем авторами не приводится состав продуктов реакции, т.е. не ясно, с какой минеральной ассоциацией равновесен раствор. В 0,1 М $NaCl$ при температуре 350–500°C и давлении 0,2–0,3 кбар SiO_2/Al_2O_3 в растворе, прореагировавшем с биотитовым гранитом, составляет 12–117 [134]. Содержание Al_2O_3 в таком растворе и в водном близко – 13–17 мг/л. Более высокие содержания кремнезема и глинозема в 5 М растворе $NaCl + 0,4$ М KCl , прореагировавшем с плагиигранитом при тех же параметрах, получены [5]. При $pH = 4 \pm 5$, что соответствует равновесию 1М хлоридного раствора с калиевым полевым шпатом [96], SiO_2/Al_2O_3 в растворе составляет 11–15.

Таким образом, ограниченный объем экспериментальных данных не позволяет достаточно достоверно судить о петрогенном составе и свойствах флюида, отделяющегося от гранита. Можно сделать только предварительные выводы. При давлении больше 2–3 кбар водный флюид характеризуется пониженным SiO_2/Al_2O_3 (3–10), нейтральной или щелочной реакцией в связи с образованием легко гидролизуемого силиката натрия. Присутствие хлоридов в таком растворе должно несколько снижать его щелочность, так как pH хлоридных растворов быстро уменьшается с увеличением давления [96]. При низких давлениях (0,4–2,0 кбар) хлоридный флюид будет характеризоваться большей величиной SiO_2/Al_2O_3 (10–70) и близкой нейтральной реакцией (pH нейтральной точки воды при 400–500°C близко к 5). Качественно о степени кислотности раствора можно судить по количеству мусковита в граните. По мере увеличения щелочности гранита SiO_2/Al_2O_3 во флюиде должно уменьшаться.

Изложенные экспериментальные данные в известной мере согласуются с выводами о петрогенном составе раствора и его кислотности, полученными на основе анализа руднометасоматических формаций, связанных с гранитами различной глубинности и состава, т.е. могут служить объяснением появления соответствующих послемагматических образований в связи с определенными магматичес-

кими формациями. Было показано, что растворы, отделяющиеся от глубинных гранитов, характеризуются повышенной концентрацией алюминия, щелочей и Al/Si , что приводит к образованию по границам мусковит-полевошпатовых околотрешинных метасоматитов; избыточный кремнезем сбрасывается затем в виде жил. От гипабиссальных лейкогранитов нормальной щелочности отделяются более кислые растворы, характеризующиеся низкой концентрацией алюминия, щелочей и Al/Si , что сопровождается образованием мусковит-кварцевых, гопаз-кварцевых и других фаций грейзенов, а затем кварцевых жил. Что касается метасоматитов альбититовой формации и формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов, то они образуются при том же характере миграции вещества, что и глубинные мусковит-полевошпатовые метасоматиты, т.е. из растворов, обогащенных алюминием и щелочами по сравнению с кремнеземом. Поскольку метасоматиты этих формаций связаны с гранитами повышенной щелочности (см. рис. 4), то можно полагать, что при одинаковом давлении с ростом щелочности расплава увеличивается и Al/Si или отношение нормативных полевого шпата к кварцу в отделяющемся растворе. Как было показано, единичные эксперименты и общие теоретические соображения предварительно подтверждают этот вывод. В качестве меры щелочности гранита нами взято отношение более кислотного минерала к менее кислотному. Кварца к полевым шпатам (при равном содержании кальция - 0,1-1,2% CaO). Для группы малоглубинных массивов (73-76% SiO_2) от ультракислых гранитов к гранитам повышенной щелочности это соответствует увеличению Na_2O+K_2O от 7,4-8,3 до 8,2-9, а содержание кварца уменьшается от 35-39 до 29-34%. С другой стороны, кислотность-щелочность флюида должна находиться в соответствии с кислотностью-щелочностью расплава, ибо она определяется растворимостью твердых фаз. Тесная прямая связь потенциалов щелочей в расплаве и сосуществующем флюиде показана А.А. Маракушевым [93]. Сказанное с известной степенью приближения объясняет более высокую щелочность и отношение нормативных полевого шпата к кварцу в растворах, связанных со слабощелочными гранитами по сравнению с ультракислыми гранитами (при одинаковой глубинности). Более того, достаточно определенно проявлена тенденция связи между суммой щелочей (или алюминием) в материнских гранитах и количеством щелочей в грейзенах, т.е. в пределах грейзеновой формации устанавливается зависимость между степенью щелочности и отношением Si/Al гранитов и отделяющихся от них растворов (см. рис. 4).

Существование связи между кислотностью гранитного расплава и отделяющегося от него раствора наиболее убедительно подтверждается анализом материала в более широком плане (табл. 39). Так, в связи с субщелочными и щелочными гранитными массивами развивается исключительно щелочной метасоматизм при почти полном отсутствии грейзенизации. Наиболее четко это показано для субщелочных и щелочных гранитов В.С. Кудриным и др. [84] и З.Г. Каревой [24].

Таблица 39

Нормативный состав сухого остатка раствора, сосуществующего с породами различного состава, вес. %

Порода	Состав воздействующего раствора	T, °C	P, кбар	Нормативный состав	
				альбит	ортоклаз
Гранит	H ₂ O	350	0,2	27,8	8,3
		400	0,3	12,3	16,0
		500	0,3	-	8,1
	H ₂ O	500	2,0	17,0	8,0
		600	2,0	14,6	6,6
		650	2,0	12,6	8,6
		700	2,2	5,0	2,5
		0,05 N NaOH	350	0,2	-
	0,058 N HCl	400	0,3	-	13,0
		600	2,0	-	15,7
	0,1 N NaCl	350	0,2	-	33,7
		400	0,3	-	26,6
500		0,3	-	54,3	
450		0,6	79,5	5,9	
Базальт	H ₂ O	450	0,6	79,5	5,9

Еще более наглядно зависимость "кремнекислотности" (отношение нормативных кварца к полевым шпатам) раствора от содержания кварца в материнской магматической породе выявляется при вовлечении в анализ железорудных месторождений скаполитового типа, связанных с диоритами и габбро-диоритами. Контактново-метасоматические магнетитовые месторождения Урала локализируются в пределах зон прогибов и связаны со среднепалеозойскими массивами гранитоидов повышенной основности и щелочности габбро-граносиенитовой формации. Гранитоиды района, а также Анзасского месторождения (по Г.В. Полякову) представлены габбро, диоритами, гранодиоритами, граносиенитами и характеризуются заметным преобладанием натрия над калием. Имеющиеся данные позволяют сейчас в какой-то степени восстановить соотношение некоторых компонентов в растворе только для месторождений скаполитового подтипа, имея в виду те из них, в которых не наблюдается скарнообразование. Для таких месторождений очень характерно широкое развитие в предрудный этап альбитовых, скаполит-альбитовых и других метасоматитов, образующихся в результате высокотемпературной переработки интрузивных пород и рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи.

Процессы калиевого метасоматоза распространены крайне ограниченно. Замещение происходит (по П.Н. Кобзарю, А.Е. Бекмухаметову, Я.П. Баклаеву, А.М. Дымкину, В.С. Домареву, Г.В. Поля-

Нормативный состав				Литературный источник
кварц	Na_2SiO_3	K_2SiO_3	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	
59,2	4,7	-	-	[134]
64,3	4,9	-	-	
91,9	-	-	-	
75,0	-	-	-	[20]
77,0	-	-	1,8	
77,0	-	-	1,8	
92,5	-	-	-	
-	91,4	-	-	[134]
-	84,4	2,6	-	
31,0	37,1	16,2	-	[20]
-	49,9	16,4	-	[134]
-	60,6	12,8	-	
-	35,5	10,2	-	
-	-	-	14,6	[135]

кову, Д.И. Павлову и др.) при привносе натрия, хлора, выносе калия, кальция, железа, магния. Большинство авторов отмечает перераспределение кремнезема и алюминия в процессе метасоматического преобразования различных по составу пород, однако, по-видимому, намечается тенденция небольшого выноса алюминия и привноса кремнезема. В противоположность другим исследователям В.С. Домарев для Тургайских месторождений отмечает вынос кремнезема и алюминия при альбитизации вулканогенных пород. Отсутствует сброс кремнезема в виде кварцевых жил, что тем более указывает на отсутствие в растворе избыточных концентраций кремнезема по отношению к алюминию и щелочам.

Золотопродуктивные гранитоиды рассматриваемых в настоящей работе массивов относятся к мезо-, гипабиссальной фации глубинности, по составу представлены плагиогранитами, адамеллитами и гранодиоритами, т.е. являются более основными, но менее щелочными, чем редкометалльные гипабиссальные лейкограниты нормальной щелочности. Соответственно отделяющийся при их становлении флюид должен характеризоваться большей величиной Al/Si и меньшей кислотностью. По-видимому, это находит свое отражение в том, что при березитизации обычно не происходит привноса кремнезема, а при лиственитизации в силу значительного ошелачивания раствора кремнезем даже выносятся. При дальнейшем понижении температуры и кислотности раствора избыточный кремнезем сбрасывается в

виде жил. Привноса алюминия при формировании золоторудных месторождений практически не происходит, поэтому можно полагать, что концентрация алюминия в растворе была очень низкой.

Сопоставление рудномагматических формаций, включающих березиты-листвениты и альбититы, позволяет с определенной степенью вероятности говорить о том, что повышенные концентрации алюминия в "альбититообразующем" флюиде связаны с повышенным потенциалом в гранитах щелочей, что определяет и большую щелочность раствора. Постоянный привнос калия при березитизации, видимо, обусловлен более высоким, чем в гранитном флюиде, отношением калия к натрию в растворах, равновесных с гранодиоритами [118]. Как известно, результаты экспериментов показывают, что по мере возрастания кальция в породе K/Na в равновесном флюиде увеличивается.

Изложенные экспериментальные данные показывают, что интерстициальные растворы, равновесные с гранитом, насыщены кремнеземом. Дальнейшая концентрация растворов происходит в зонах пониженного давления - трещинных системах или апикальных частях массивов. По-видимому, на гипабиссальном уровне различие в давлении интерстициального раствора и раствора, заполнившего трещинную систему, должно быть меньше, чем в глубинных условиях. В результате в последних это может приводить к значительному увеличению щелочности хлоридных растворов, поступивших в трещинную зону, поскольку с уменьшением давления их рН, согласно термодинамическим расчетам должен возрастать [96, 121]. Таким же эффектом сопровождается и дегазация раствора (И.Н. Кигай, 1979 г.).

Увеличение щелочности раствора приводит к его недосыщенности кремнеземом, так как степень аккумуляции в растворе кремнезема, хотя и слабо в близонейтральной среде, но возрастает с увеличением рН среды [5 и др.]. Видимо, этим механизмом и объясняется неустойчивость кварца гранитов при околотрещинном метасоматозе в глубинных условиях. Ощелачивание растворов при их взаимодействии с вмещающими породами приводит к аналогичному эффекту. При дальнейшей эволюции растворов в условиях понижающейся температуры, что вызывает также и увеличение их кислотности, растворимость кремнезема в растворе понижается и происходит отложение жильного кварца. В гипабиссальных условиях перепад давления раствора между интерстициальными и трещинной зоной должен быть меньше, чем на больших глубинах, приводя соответственно к слабому изменению рН раствора. По мере понижения температуры происходит их раскисление и пересыщение кремнеземом, что сопровождается отложением кремнезема при грейзенизации и затем жилообразованием.

Полученные данные позволяют считать, что в зоне разгрузки термогидроколонны одним из важнейших факторов эволюции раствора является давление и величина его относительного градиента.

Если на месторождениях, ассоциирующих с глубинными гранитами, ранний щелочной площадной метасоматизм совершенно не полу-

чает развития, то для месторождений, ассоциирующихся с малоглубинными массивами, он исключительно характерен, охватывая значительные толщи пород. Это можно объяснить формированием гипабиссальных месторождений в зоне перехода от литостатического к гидростатическому режиму давления, характеризующейся высоким относительным градиентом давления [66], что приводит к расширению поднимающейся термогидроколонны. При этом происходит растекание и пропитывание растворами больших толщ пород, характеризующихся гидростатическим давлением порового раствора. На избыточное по сравнению с гидростатическим давление раствора термогидроколонны указывают данные термобарометрии газовой-жидких включений. Только после этого растворы попадают в трещины, вызывая грейзенизацию и затем формирование кварцевых жил.

Отсутствие ранних щелочных площадных процессов в глубинных месторождениях, по-видимому, свидетельствует об их формировании в зоне литостатического давления, когда ввиду малого градиента давления между поступающим и поровым раствором растекания термогидроколонны не происходит; растворы сразу проникают в трещинные системы скальвания с образованием зон околожильных метасоматитов мощностью не более 1 м и кварцевых жил.

Указанная причина расширения термогидроколонны — наличие зоны пониженного давления на ее пути, как представляется, имеет наиболее общее значение для понимания условий формирования малоглубинных месторождений. При этом зона перехода от литостатического к гидростатическому режиму давления может быть связана не только с общегеологическими причинами [66], но и отвечать локальному понижению давления, например в замках антиклиналей [117].

Более частной причиной растекания поднимающейся термогидроколонны может являться подпруживание поднимающихся растворов более плотными или более холодными, чем нижележащие, толщами горных пород [117]. Наконец, для гипабиссальных гранитных куполов, характеризующихся вертикальной зональностью и появлением в их верхних частях "апогранитов", важное значение в концентрации легкоподвижных компонентов в апикальной части наряду с подпруживанием купола более холодными или более плотными вмещающими породами может играть значительный относительный перепад давления. Действительно, относительный перепад давления в интервале 200 м в папикальной части массивов, формирующихся на глубине соответственно 1,5 и 5 км, в гипабиссальном массиве будет в 3,1 раза больше, чем в глубинном. Более интенсивная в связи с этим миграция вещества в апикальную часть малоглубинных массивов и вызывает, по-видимому, формирование редкометалльных гранитов именно в них, а не в апикальных частях глубинных массивов. При этом в глубинных условиях сильно метаморфизованные и соответственно нагретые породы не являются экраном над массивом и не препятствует рассеиванию растворов [117].

Широкое развитие ранних щелочных площадных процессов апогранитного типа в апикальных частях гипабиссальных гранитных массивов и их отсутствие в глубинных гранитных массивах свойствен-

но не только Уралу, но и многим другим регионам (по А.А. Беусу, А.И. Гинзбургу, Д.В. Рундквисту и др.). Локально нагретые участки пород также могут являться каналами для подъема растворов. Г.Н. Шерба представляет себе зоны месторождений как бескорневые системы; появление гидротерм он связывает с контракционной мобилизацией поровых растворов в средней части остывающего массива, в то время как нижняя часть массива находится в сжатом, "угнетенном" состоянии.

Глава VIII

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛОНОК

Изменение состава минералов в метасоматических колонках является важным показателем условий формирования метасоматитов. В большинстве метасоматических колонок независимо от их мощности (от сантиметров до десятков метров) изменение состава минералов однотипно [45, 48, 52, 53, 106].

О ДИФфуЗИОННОМ И ИНФИЛЬТРАЦИОННОМ ХАРАКТЕРЕ КОЛОНОК И СТЕПЕНИ ИХ РАВНОВЕСНОСТИ

Как показано Д.С. Коржинским [81], критерием типа колонок является характер изменения соотношения изоморфных компонентов в минералах в пределах отдельных зон.

Плаггиоклаз в неизменных гранитах из околотрещинных колонок мощностью 1–15 см месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны, судя по многочисленным иммерсионным определениям, представлен олигоклазом № 12–17. Во всех колонках по мере приближения к трещине наблюдается постепенное раскисление его состава до № 0–5 в метасоматитах внутренних зон колонок (рис. 43–44). Составы различных зерен плаггиоклаза в пробах из внешних зон колонок сильно варьируют (от № 3–4 до № 15–16), коэффициент вариации постепенно уменьшается по мере перехода к внутренним зонам колонок, где плаггиоклаз представлен альбитом выровненного состава № 0–5, причем в отдельных колонках интервал колебания состава составляет всего 2–3 номера. В пределах отдельных зон также наблюдается постепенное понижение номера плаггиоклаза, что позволяет говорить, учитывая и малую мощность колонок, об их диффузионном характере.

В крупных грейзеновых телах мощностью в десятки метров (Башкироводольское рудопроявление) состав плаггиоклаза также понижается от лейкократового гранита (№ 8, интервал колебания 6–10) до слабо грейзенизированного гранита (№ 6, интервал колебания 4–8) и далее до сильно грейзенизированного гранита (№ 5, интервал колебания 3–6). Однако в этих зонах градиент изменения значительно меньше, что подчеркивает инфильтрационный тип колонок.

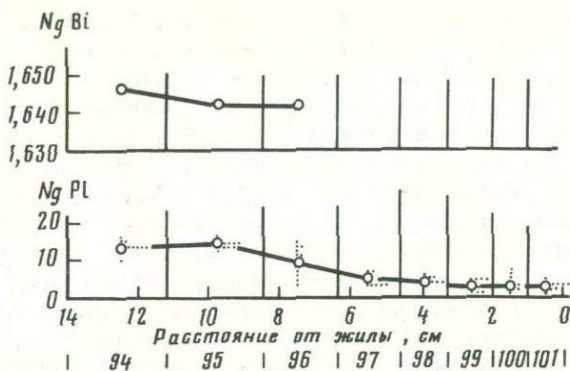


Рис. 43. Изменение состава породообразующих минералов биотитового гранита при формировании метасоматической колонки альбитового типа (к-ож-94-101). Карасьевское месторождение

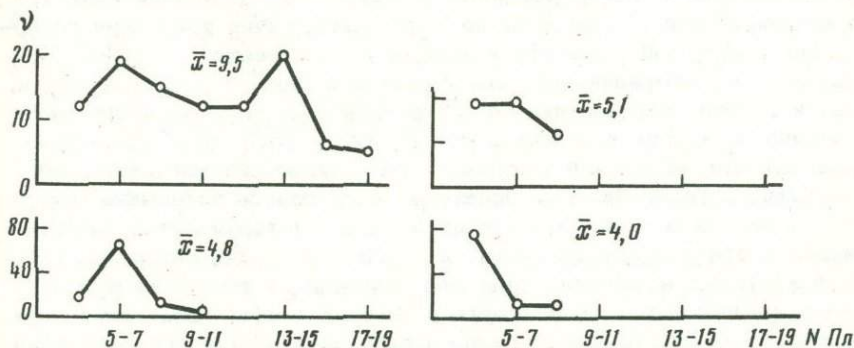


Рис. 44. Распределение номера плагиоклаза (сверху вниз) в двуслюдяных гранитах (30 определений), площадно мусковитизированных гранитах (25 определений), альбититах (25 определений), сильно околотрешино-мусковитизированных гранитах (8 определений)

При раннем щелочном метасоматозе на месторождениях, связанных с малоглубинными массивами (Шамейский), в начальный этап происходит образование лейстового альбита по калишпату двуслюдяных гранитов, что обуславливает двумодальный характер графика распределения номера плагиоклаза в ниобийсодержащих двуслюдяных гранитах. Первая мода (№ 13-15) отвечает (см. рис. 44) первичному составу плагиоклаза, вторая (№ 5-7) - метасоматическому лейстовому альбиту; средний номер - 9,5 (30 определений). Плагиоклаз из мощных (до 20 м) тел ранних полевошпатовых метасоматитов характеризуется уже выровненным составом, варьирующим от № 4 до № 8 (в среднем по 25 определениям - № 5, 1), что, как и для грейзеновых тел, подчеркивает наряду с отсутствием контролирующих трещин инфильтрационный характер тел метасоматитов. Наиболее поздние образования - площадно грейзенизированные гра-

ниты и околотрещинные мусковитовые метасоматиты и грейзены — характеризуются (см. рис. 44) еще более кислым составом альбита, соответственно в среднем № 4,8 и № 4,0.

В Зенковской дайке колумбитоносных аляскитов плагиоклаз представлен альбитом № 6,3 в серых и № 3-5 в более поздних бурых среднезернистых аляскитах и образующихся по ним полевошпатовых метасоматитах. Плагиоклазы из рядом расположенных непродуктивных тел гранитов и мощных тел ранних альбититов и альбит-калишпатовых метасоматитов по ним Кварцевогорской системы даек имеют повышенную основность (№ 9-10) при крайне низкой вариации состава. Следует подчеркнуть, что в гранитах Кварцевогорской системы даек метасоматические структуры альбитизации проявлены исключительно интенсивно, в то время как в гранитах Зенковской дайки они практически не фиксируются.

Состав и свойства калишпата в породах метасоматических колонок также закономерно изменяются по мере усиления степени изменения породы. В околотрещинных колонках месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны по мере приближения к трещине содержание альбитовой молекулы в калишпате понижается на 2,3-6,5% как за счет изменения состава первичного реликтового микроклина, так и за счет образования во внутренней зоне малонагрового микроклина по кварцу в колонках II и IV типов [52, 53]. Мономинеральный микроклиновый метасоматит Пьянковского месторождения содержит 10% альбитовой молекулы. Аналогичное понижение содержания натрия в калишпате околотрещинных метасоматитов по сравнению с гранитами свойственно и другим как редкометалльным (Шамейское), так и золоторудным месторождениям и связано как с растворением пергитовых вростков альбита в калишпате, так и понижением содержания натрия, находящегося в виде изоморфной примеси [52, 53]. Следует отметить, что при раннем щелочном метасоматизме калишпат из образующегося альбит-калишпатового метасоматита содержит столько же альбитовой молекулы, что и калишпат из гранитов (10,4-13,6%).

Уменьшение содержания изоморфного натрия в калишпате околотрещинных колонок по мере приближения к трещине доказывалось изучением образцов с помощью микроанализа. Во всех месторождениях содержание Na_2O в отдельных колонках понижается [48] на 0,04-0,08%, для гумбеитов Бурановского и Шарташского массивов более значительно — на 0,13-0,15%. Эти изменения в 2-6 раз превышают величину предельных ошибок определений. Очень четко понижение содержания Na_2O в калишпате метасоматитов по сравнению с гранитами или измененными гранитами внешних зон колонок фиксируется по графикам распределения натрия в образцах (рис. 45): мода содержания Na_2O в калишпате из метасоматита всегда находится в области более низких содержаний, чем для исходного гранитоида. Интервал колебания содержания Na_2O в калишпате из метасоматита меньше, чем из гранитоида и не зависит от того, происходит ли новообразование метасоматического калишпата (колонки 2, 3, 5-7) или наблюдается только перекристаллизация первичного

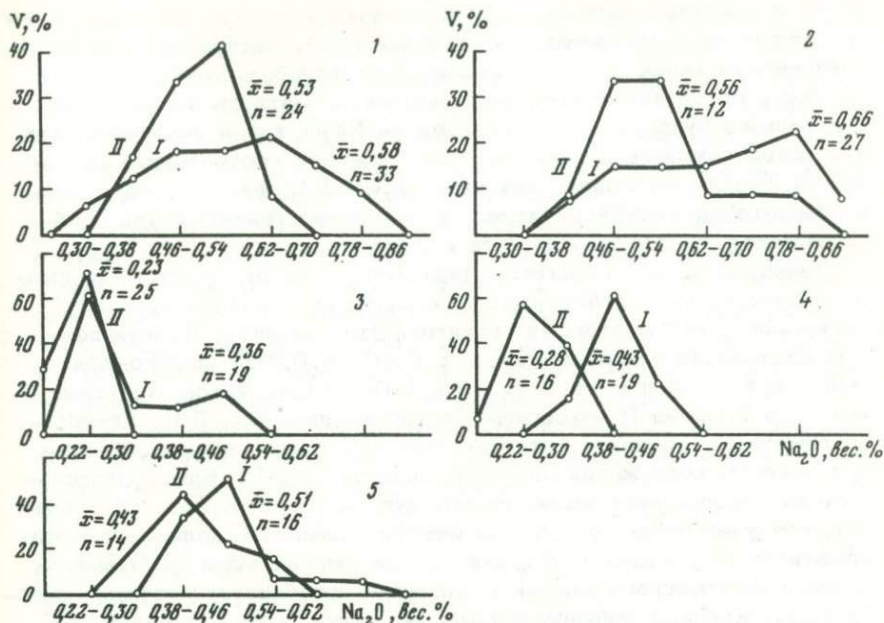


Рис. 45. Распределение изоморфного натрия в калишпатах из гранитов (I) и образующихся по ним метасоматитов (II) из внутренних зон метасоматических колонок

I — микроклин-мусковитовый метасоматит по биотитовому граниту Юго-Коневского молибденит-гюбнеритового месторождения; 2 — микроклин-альбитовый метасоматит по биотитовому граниту Карасьевского гюбнеритового месторождения; 3 — гумбеит по гранодиориту Бурановского шеелитового месторождения; 4 — гумбеит по микрогранодиориту около сульфидно-кварцевой жилы Шарташского массива; 5 — микроклин-альбитовый ранний метасоматит по адамеллиту Шарташского массива

калишпата (колонки 1, 4). Разность между максимальным и минимальным содержанием Na_2O в калишпате из гранитоидов и образующихся по ним метасоматитов в среднем составляет соответственно: для сиалических гранитов и редкометальных метасоматитов по ним — 0,48 и 0,36%, для гранодиоритов, адамеллитов и развивающихся по ним метасоматитов в шеелитовых месторождениях — 0,25 и 0,16%. Для колонки 7-12 статистические параметры (распределение Na_2O подчиняется здесь и далее нормальному закону) соответственно составляют: для микроклина из внешней зоны колонок по 36 зернам $\bar{x} = 0,57$; $s = 0,13$; $v = 0,23$, а для микроклина из внутренней зоны колонок по 24 зернам $\bar{x} = 0,53$; $s = 0,06$; $v = 0,12$. В пределах отдельных зерен размером 0,2-0,5 мм или участков такого же размера в более крупных зернах распределение Na_2O более однородно: $s = 0,05 \div 0,07$; $v = 0,10 \div 0,15$. Отсутствие в калишпате из метасоматитов всех колонок участков с высоким содержанием

Na_2O , в заметном количестве присутствующих в калишпате из гранитов (по которым развиваются метасоматиты), свидетельствует о равновесном характере метасоматических преобразований.

При образовании ранних щелочных метасоматитов по аляскитам Зенковского рудопроявления содержание Na_2O , как в первичном, так и в новообразованном калишпате не меняется, соответствуя содержанию Na_2O в калишпате аляскита (1,00–1,02%). Это подчеркивает высокотемпературный характер как самих гранитов, так и образующихся по ним ранних метасоматитов.

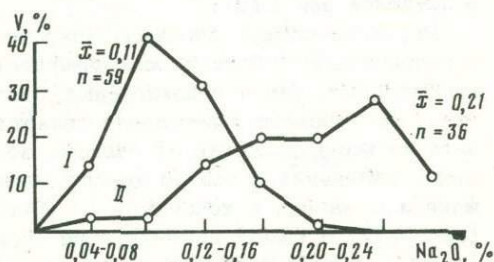
Калишпат из метасоматитов редкометалльных месторождений имеет обычно более светлую окраску и меньшую замутненность по сравнению с калишпатом из гранитов. Это связано с понижением в нем содержания окисного железа с 0,46 до 0,30% на Юго-Коневском месторождении, от 0,41 до 0,19% на Шамейском месторождении и до 0,0% на Пьянковском месторождении [52, 53]. Интересно отметить, что при отсутствии окисного железа микроклин даже при высоком содержании закисного железа (0,37%, Башкироводольское рудопроявление) имеет не розовую, а серую окраску. И наоборот, при увеличении содержания окисного железа в калишпате метасоматитов по сравнению с гранитами на рудопроявлениях Бурановского и Шарташского массивов калишпат приобретает розовую окраску [53]. Красный полупрозрачный микроклин горы Благодать содержит 1,59% Fe_2O_3 , такие же данные приводит В.В. Могаровский. Наконец, при осветлении красного калишпата около свинцово-флюоритовых тел Такобского месторождения происходит полное восстановление в нем окисного железа. Таким образом, розовая окраска калишпата связана с наличием в нем обычно более 0,15% окисного железа, находящегося в виде гематита или гидратированного гематита; при меньшем содержании железа розовая окраска появляется только при очень сильном прокаливании калишпата до 1000°C. В калишпате серой окраски железо находится в закисной форме или в окисной – в решетке минерала. О последнем можно судить по тому, что прозрачные кристаллы калишпата о-ва Мадагаскар совершенно не окрашены, хотя содержат несколько процентов окисного железа.

В очень чистых калишпатах потери при прокаливании (определенные термогравиметрическим методом) составляют 0,04%, резко повышаясь в замутненных – до 0,49–0,51%, где до 400°C выделяется половина потерь при прокаливании. Так как выделение воды из пелитового вещества происходит в интервале 400–600°C, то можно полагать, что его количество в калишпате меньше содержания газовой-жидких включений, которые, по-видимому, и являются основной причиной мнимой пелитизации калишпата (по Д.С. Коржинскому).

Мусковит из метасоматически измененных гранитов, грейзенов и щелочных метасоматитов во всех месторождениях представлен структурной разновидностью $2M_1$. Специальные рентгеноструктурные исследования показали полное отсутствие в мономинеральных фракциях мусковита парагонита (чувствительность определения примеси парагонита 1–2%).

Распределение и поведение натрия в мусковитах при метасоматозе по данным химического анализа и рентгеновского микроанализа заметно отличается. В большинстве проб содержание Na_2O в мусковите по микроанализу составляет 0,15–0,28%, оставаясь постоянным во всех зонах метасоматических колоннок [48]. Только в отдельных пробах, преимущественно мусковит-кварцевых грейзенов, содержание Na_2O в мусковите составляет 0,38–0,49%. По данным же химического анализа обычное содержание Na_2O в мусковите составляет 0,30–0,50% и уменьшается по мере приближения к грешине в диффузионных колонках [45, 106]. Примерно в четверти проб наблюдается совпадение (в том числе в контрольной пробе № 7) содержания натрия, определенного обоими методами. Возможно, различия в содержаниях натрия в мусковитах, полученные двумя методами, обусловлены тем, что химический анализ дает общее первичное содержание натрия в мусковите, в то время как при микроанализе не учитываются межслоевые микропакеты парагонита, обособившиеся при понижении температуры.

Рис. 46. Распределение натрия в серицитах по плагиоклазу из гранитоидов Березовского (I) и Кочкарского (II) месторождений



Дисперсия содержания натрия в мусковите из внешних зон колоннок заметно выше, чем в мусковите из внутренних зон. Так, в колонке по биотитовому граниту Юго-Коневского месторождения, где от внешних зон к внутренним мусковитам последовательно замещаются биотит, плагиоклаз, кварц и микроклин, статистические параметры распределения Na_2O в мусковите из внешней и внутренней зон соответственно следующие: $\bar{x} = 0,14$ и $0,15\%$, $s = 0,065$ и $0,032\%$, $v = 0,46$ и $0,21$, число замеренных зерен 51 и 27. Распределение Na_2O в пределах отдельных чешуек в мусковитах метасоматитах тоже равномерное ($s = 0,02$ – $0,03$, $v = 0,15$ – $0,27\%$).

Распределение натрия в сериците изучалось только в березитизированных гранитоидах Березовского и Кочкарского месторождений. По данным микроанализа серицит (размером 0,005–0,03 мм) характеризуется (рис. 46) несколько меньшим содержанием натрия (на 0,1%), чем мелкочешуйчатый (0,1–0,3%) мусковит, т.е. состав альбита, по которому он развивается, не оказывает влияния на содержание натрия в сериците и мусковите.

В наиболее детально изученных нами метасоматических окологрешинных колонках содержание фтора в мусковите увеличивается от внешних зон к внутренним с 1,1 до 2,0% при щелочном метасоматизме на Юго-Коневском месторождении [45, 106]. На месторождении Восток мусковит из мусковит-кварцевых грейзенов содержит

больше фтора (1,50–1,68%), чем мусковит из ранних щелочных метасоматитов (1,0–1,2%), т.е. с увеличением степени кислотности процесса активность фтора возрастает.

Содержание железа в мусковите в метасоматических колонках по мере приближения к трещине заметно изменяется на месторождениях всех типов. В околотрещинных метасоматических колонках из месторождений Боевско–Биктимировской рудной зоны содержание по химическому анализу как окисного, так и закисного железа в мусковите от внешней зоны к внутренней понижается в 1,5–3 раза [45]. Уменьшение железистости мусковита от внешней зоны к внутренней подтверждается и уменьшением в этом направлении n_g мусковита. При этом, если во внешней зоне наблюдается сильная вариация n_g различных чешуек, то во внутренней зоне n_g различных чешуек близко. Аналогичное уменьшение железистости мусковита происходит и в грейзеновых колонках на месторождениях редкометалльно–молибденовой формации (Башкироводольское), хотя здесь n_g мусковита (1,598–1,601) одинаково во всех зонах и тем более в пределах зон [43].

Изучение слюд с помощью микроанализа позволило подтвердить и дополнить выявленные закономерности. Во всех колонках как редкометалльных, так и золоторудных месторождений (табл. 40) происходит постепенное уменьшение содержания железа и магния в мусковите по мере движения от внешних зон к внутренним. Динамику этого изменения особенно хорошо видно на кривых распределения железа и магния в колонке 7–12 Юго–Коновского месторождения (рис. 47). В самой внешней зоне (проба 12) происходит мусковитизация биотита и интенсивная серицитизация–мусковитизация плагиоклаза. Очень широкая вариация содержаний железа и магния и полимодальность кривых распределения свидетельствуют о том, что в этой зоне содержание железа и магния в мусковите во многом определяется составом замещаемых минералов при отсутствии равновесного характера распределения железа и магния в минералах. Наиболее высоким содержанием железа и магния (1,5–2,5%) характеризуется мусковит, образовавшийся по биотиту. Большая часть мусковита, сформировавшаяся по плагиоклазу, содержит меньше железа и магния (моды соответственно 0,9–1,1 и 1,0–1,2%).

При движении к трещине модальное содержание железа понижается до 0,5–0,7% в зоне, где мусковитом замещены плагиоклаз и кварц и далее до 0,3–0,5% в зоне почти полной мусковитизации всех минералов, что свидетельствует о зависимости железистости мусковита от активности железа в растворе, определяемой, с одной стороны, количеством растворяющегося биотита и магнетита, а с другой – количеством образующегося пирита и мусковита. Во внешней зоне концентрация железа в растворе максимальна, снижаясь по мере приближения к трещине в связи с увеличением количества образующегося пирита и мусковита. Интенсивное распределение железа между чешуйками с постепенным уменьшением его содержания в наиболее богатых им чешуйках по мере приближения к трещине при резко выровненной железистости чешуек мусковита во внутрен-

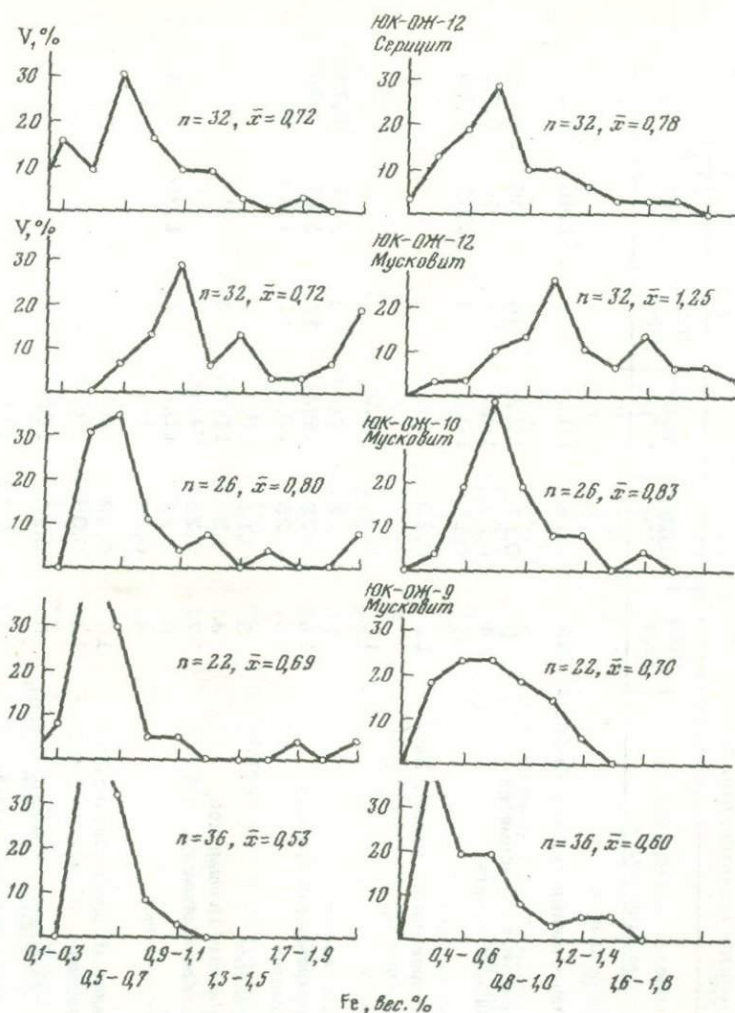


Рис. 47. Изменение содержания железа и магния в мусковитах из различных зон метасоматической колонки ЮК-ОЖ-7-12 по данным микроанализа

ней зоне (интервал содержания железа 0,1-1,3%, т.е. в 2 раза меньше, чем во внешней зоне) свидетельствует о том, что с усилением степени замещения распределение железа все более и более приближается к равновесному. Полностью аналогичным поведением в колонках характеризуется и магний (см. табл. 40, рис. 47).

Следует подчеркнуть, что серицит, образующийся по плагиоклазу во внешней зоне, также характеризуется очень широким интервалом содержания железа и магния, причем модальные значения на 0,4-0,8% ниже модальных содержаний этих компонентов в мусковите.

Таблица 40

Содержание натрия и калия по рентгеновскому микроанализу в мусковитах околожильных пород гидротермальных месторождений Восточно-Уральского поднятия, вес. %

Образец	Характеристика породы, месторождение	Число зерен	Na ₂ O	K ₂ O	Число зерен	Fe	Mg
I. Редкометалльные месторождения							
12	Очень сильно мусковитизированный гранит, Юго-Конеvское	48	0,16	10,1	32	1,46	1,25
10	Кварц-микроклин-мусковитовый метасоматит	9	0,17	10,2	26	0,80	0,83
9	Микроклин-мусковитовый метасоматит	14	0,17	10,0	22	0,69	0,70
7	"	65	0,15	10,1	36	0,53	0,60
22	Очень сильно мусковитизированный гранит, Юго-Конеvское	11	0,20	10,0			
16	Мусковитовый метасоматит	10	0,21	10,6			
5907	Бiotитовый гранит, Карасьевское				2	3,96	0,73
5906	Очень сильно мусковитизированный гранит	14	0,23	9,4	11	2,88	0,66
5904	Полевошпатовый метасоматит	16	0,25	10,0	11	1,46	1,11
1	Микроклинит, Юго-Конеvское	3	0,18	9,7			
681	Полевошпатовый метасоматит, Игишанское	6	0,24	10,4			
615	Мусковитовая оторочка, Юго-Конеvское	7	0,26	He опр.			
645	То же, Игишанское	9	0,26	10,1	4	1,39	0,63
644	То же, Боеvское	4	0,22	9,7			
8754	Грейзенизированный гранит, Башкироводольское	10	0,49	9,3			
8760 ^б	Мусковит-кварцевый грейзен	12	0,38	9,3			
5267	Мусковит-альбитовый метасоматит, Красный Огородник	9	0,20	10,7			
5269	Мусковит-кварцевый грейзен, Елизаветинское	6	0,27	10,3			
611	Мусковитовая оторочка, Малорефтинское	8	0,38	10,9			
4852	" " Галочья Гора	7	0,44	9,6			
4863	Мусковит-кварцевый грейзен, Галочья гора	6	0,43	9,2			
1906	Мусковит-альбитовый метасоматит, Шамейское	11	0,15	10,0			
	Мусковит-альбитовый метасоматит по двум пробам (0,25-0,27% Na ₂ O), Восток	11	0,28	9,8			
	Мусковит-кварцевый грейзен по пяти пробам (0,16-0,27% Na ₂ O), Восток	41	0,25	9,8			
II. Золоторудные месторождения							
41	Березитизированный плагиопорфир, Березовское	11	0,22	10,2	16	2,32	0,74
37	Березит	11	0,20	10,2	10	3,13	1,03
5910	Вростки серицита (0,005-0,03 мм) в альбите, Березовское	59	0,13	He опр.			
5910	Березитизированный плагиопорфир	14	0,16	10,0	9	3,10	0,77
5909	Березит	10	0,14	10,4	8	3,25	0,73
5908	"	12	0,12	10,3	12	2,07	0,60
5365	Кварц-карбонат-серицитовый метасоматит, Березовское	9	0,16	9,2			
5361	Зеленый листвениг, Березовское	30	0,21	9,9			
	Серый листвениг, "	6	0,18	9,7			
1749	Серый листвениг, Быньговское	15	0,60	8,1			
2439	Вростки серицита (0,005-0,04 мм) в альбите, Кочкарское	36	0,23	10,3			
2268	Плагиогранит, Кочкарское	7	0,28	9,5			
2263	Березит, "	9	0,27	9,1			
442	Гранодиорит-порфир, Шарташский массив	7	0,13	9,6	9	2,19	0,73
440	Микроклинит " "	9	0,15	10,2	9	1,59	0,62
245	Бiotитовый гранит " "				1	3,59	0,95
241	Березитизированный гранит				10	0,70	0,59
5657	Гранодиорит, Шарташский массив				2	3,85	1,45
5652	Гумбеит				9	1,91	0,67

Примечание. Фигурные скобки показывают, что пробы взяты из одного образца.

ТРИКЛИННОСТЬ КАЛИШПАТА И ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Рентгеновская триклинность микроклина из гранитов Шиловско-Конеvской интрузии обычно составляет 0,75–1,00 (в основном 0,87 по 15 дифрактограммам, снятым А.Н. Айзикович), – 2*v* микроклина гранитоидов составляет 75–89, обычно 80–85°. Рентгеновская триклинность микроклина гранитов при околотрещинном метасоматозе на Юго-Конеvском месторождении [52, 53] не меняется (0,88–0,90), а на Карасьевском увеличивается с 0,87 до 0,97. Наблюдается тенденция к увеличению упорядоченности: средний угол оптических осей составляет для Юго-Конеvского месторождения соответственно 83 и 87°, для Карасьевского – 86 и 87°.

На рудопроявлениях, связанных с малоглубинными массивами, степень триклинности калишпата в гранитах и метасоматитах может сильно варьировать, определяясь, по-видимому, многими факторами. Максимальную степень триклинности имеет калишпат из гранитов Башкироводольского ($\Delta = 0,87$, $-2v = 86^\circ$), Шамейского ($\Delta = 0,8-0,9$), гранитов и гранит-порфиров Шотинского ($\Delta = 0,81-0,90$), Кременкульского ($\Delta = 0,81-0,95$) (табл. 41) и Степнинского ($\Delta = 0,9$) массивов, в то время как калишпаты из ниобийсодержащих гранитов Зенковской дайки и Кварцевогорской системы даек имеют пониженную триклинность (от 0 до 0,6–0,7, у части зерен 0,8–0,9) при слабом проявлении решетчатого двойникования. Метасоматическое преобразование гранитов сопровождается некоторым увеличением степени триклинности калишпата (Шамейское месторождение – от 0,80 до 0,95) или обычно она существенно не меняется. Более обычным является увеличение степени триклинности калишпата при околотрещинном метасоматозе на кварц-шеелитовых и золоторудных месторождениях Урала [52, 53].

А.С. Марфунин, обобщая материал по минералогии полевых шпатов, пришел к заключению, что содержание альбитовой молекулы, упорядоченность и триклинность калишпата являются функциями большого числа параметров и теоретически неоднозначно связаны с температурой и давлением в исходной среде. Однако в целом с уменьшением температуры кристаллизации расплава и увеличением давления (пропорциональным уменьшению скорости охлаждения расплава) в ряду гипабиссальная фация–абиссальная фация происходит уменьшение содержания альбитовой молекулы в калишпате, увеличение его триклинности и упорядоченности.

Имеющийся материал по калишпатам рудных месторождений подтверждает закономерность, что с глубиной в связи с уменьшением в этом направлении скорости кристаллизации происходит увеличение степени триклинности и упорядоченности калишпата. Именно поэтому на приповерхностных низкотемпературных (а иногда и среднетемпературных) месторождениях образуются мелкозернистый, иногда сферолитовый моноклинный адуляр с $n_m : \perp (001) = 5-6^\circ$; $\Delta = 0$, $-2v = 60-80^\circ$ с характерной ромбовидной формой кристаллов, например на приповерхностных золотых месторождениях Урала (по Н.И. Бородаевскому и Е.П. Ширау), Восточного Забайкалья (по Н.В. Пет-

Таблица 41

Рентгеновская триклинность калишпата гранитов и метасоматитов Шотинского и Кременкульского массивов

Проба	Номер моно-фракции	Характеристика породы	Рентгеновская триклинность
Шотинский массив			
3462	41 4	Гранит биотитовый	0,67
6290		" "	0,98
3296	41 2	Гранит биотитовый сильно серицитизированный	0,83
61 43		Лейкократовый гранит	0,66
6234		" " зоны закалки	0,89
6247		Грейзенизированный гранит	0,95
2		Гранит-порфир	0,91
6228		"	0,86
6240		"	0,81
3329	41 3	Гранит-порфир	0,81
СГ-21 0-1	604	"	0,90 и 0,68
3263	41 5	Микроклинизированный гранит-порфир	0,81
6223		Полевошпатовый метасоматит по гранит-порфиру	0,89
Кременкульский массив			
6681		Лейкократовый гранит	0,81
6671 } 6670 }		" "	0,95
		Мусковиц-полевошпатовый метасоматит	0,91
6673		" "	0,91 и 0 (~25%)
6684		" "	0,95
6692		Лейкократовый гранит	0,88
6693		Внешняя зона полевошпатового метасоматита	0,88
6694		Внутренняя " "	0,88

ровской). Адуляр с неизвестной степенью триклинности и упорядоченности широко распространен на полиметаллическом Зыряновском и Березовогорском, молибденовом Давендинском [80], в зонах кислотного выщелачивания субвулканических областей Трансильвании и Новой Зеландии [82].

На гипабиссальных медно-молибденовом Сорском (по В.И. Сотникову), губнеритовом Саргардонском (хребет Чаткальский, по

Н.И. Говорову), оловянном Тарбальджейском (по Е.А. Радкевич), редкометально-вольфрамовых месторождениях Казахстана [144] калишпат в метасоматитах и жилах представлен ортоклазом: $-2v = 60-80^\circ$, $\Delta = 0-0,46$, $\angle(001) = 4-8^\circ$. Ортоклаз также наблюдается в метасоматитах и жилах забайкальских молибденовых и вольфрамовых месторождений [6], Чагьданского вольфрамового месторождения (по В.Ф. Алявдину), Кондаринского флюоритового месторождения (по В.В. Могаровскому).

Обращаясь к уральскому материалу, подчеркнем, что калиевые полевые шпаты верхнепалеозойских гранитов Коневско-Карасьевской интрузии и связанных с ней щелочных метасоматитов редкометально-молибден-вольфрамовых месторождений представлены максимальными микроклинами с низким содержанием альбитовой молекулы. Это же характерно для гранитов и березитов Шарташского массива и является одним из критериев глубинных условий формирования указанных месторождений, равно как и давших их гранитоидных интрузий [141]. Высокой степенью триклинности (0,94-1,00) характеризуется и калишпат из полевошпатовых метасоматитов зон глубинных разломов участков активизации, метасоматиты которых сформировались при $p = 1,5-2,5$ кбар [22].

Широкое распространение максимальных микроклинов в гранитах многих малоглубинных массивов Урала, по-видимому, может быть связано с высокой степенью их послемагматической перекристаллизации, на что указывает и низкотемпературный парагенезис полевых шпатов. Действительно, увеличение степени триклинности калишпата при метасоматическом изменении гранитов свойственно не только уральским массивам, но и отмечается также для Сорского месторождения (по А.П. Берзиной), массива Куу (по И.Г. Павловой), казахстанских редкометальных месторождений [144], гранито-гнейсов Северного Улутау (по Ю.С. Краковскому), докембрийских гранитоидов Таймыра (по Л.В. Махлаеву) пегматитов Сибири (по Б.М. Шмакину), т.е. характерно для широкого интервала глубин. Увеличение степени триклинности калишпата при воздействии на него высокотемпературного раствора показано также Р.Н. Соболевым и другими исследователями.

О БЛИЗКОМ ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУР ОБРАЗОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ОКОЛОТРЕЩИННЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И БЕРЕЗИТОВ-ЛИСТВЕНИТОВ

Приведенные данные по распределению щелочей в калишпатах и мусковитах позволили провести анализ температурного режима формирования метасоматитов [35]. Для сравнения здесь рассматриваются и температурные условия формирования березитов и лиственинов. Использовались парагонитовый, двуполевошпатовый геотермометры и кривая сольвуса щелочного полевого шпата (ассоциирующего с альбитом № 5-12 при учете инертного поведения кальция в метасоматических колонках). Несмотря на условность и дискуссионность температур, получаемых с помощью этих геотермометров, особенно

однофазовых, они представляются довольно правдоподобными, согласующимися с температурами, выявленными при изучении газожидких включений.

Тенденция отрицания целесообразности выделения классов высоко- и среднетемпературных гидротермальных месторождений появилась уже давно [122], однако только детальные исследования метасоматизма и газожидких включений последних лет [89, 97] позволили получить убедительные данные о близком температурном интервале становления многих глубинных и гипабиссальных редкометальных и золоторудных месторождений, находящихся в материнских гранитоидах. Противопоставление по температуре образования [69, 81, 99] метасоматитов преджильного этапа — грейзенов редкометальных месторождений и березитов (лиственитов) золоторудных месторождений так же нуждается в пересмотре.

Ранний щелочной метасоматизм на редкометальных месторождениях, судя по работам Л.Ш. Базарова, Б.В. Зацеха, А.П. Берзиной и др., является наиболее высокотемпературным (350–750°). По парагонитовому геотермометру формирования ниобиевых редкометальных гранитов Кварцевогорского рудопоявления происходит при 380°, а ранних мусковит-альбитовых метасоматитов месторождения Восток — при 340–450°. По сольвусу полевого шпата образование ниобиевых редкометальных гранитов и полевошпатовых метасоматитов Зенковского рудопоявления происходило при температуре 416–427°. На золоторудных месторождениях площадные изменения очень интенсивно выражены [33, 36, 41] на Кочкарском, где ранняя амфиболитизация лампрофиров и калишпатизация лампрофиров и плагиогранитов по геотермометрам Л.Л. Перчука происходила при температуре 550–700°. Гораздо более слабый площадной процесс — образование шахматного альбита по калишпату — фиксируется в гранитоид-порфирах Березовского [17] месторождения. Как известно по экспериментальным данным (В.С. Балицкого, В.Л. Барсукова и др.), альбитизация калишпата возможна при температурах выше 300–350°. Гомогенизация газожидких включений в кварце дорудных жил, образованием которых нередко завершаются ранние площадные процессы, происходит при температуре до 500° на Березовском и 430° на Кочкарском месторождениях [76]. Высокие температуры гомогенизации включений в кварце ранних жил (380–450°) свойственны и другим золоторудным месторождениям Союза [110]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование как редкометальных, так и золоторудных месторождений начинается при сопоставимой и весьма высокой температуре растворов. В месторождениях, находящихся в метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах, образующиеся при раннем площадном метасоматозе ассоциации должны быть сходны с продуктами регионального метаморфизма, т.е. их диагностика пока еще затруднительна. В тех случаях, когда на нижних горизонтах таких месторождений вскрываются гранитоиды, в них фиксируются интенсивные ранние площадные изменения (например, площадная альбитизация калишпата в виде шахматного альбита).

В окологрейшинный преджилый этап на редкометальных месторождениях по гранитам формируются мусковит-кварцевые грейзены или микроклин-альбит-мусковитовые метасоматиты в зависимости от глубинности месторождений, на шеелит-кварцевых - гумбеиты, а на золоторудных - березиты, листвениты и им подобные породы. Их образование несколько предшествует формированию рудных кварцевых жил. Температуры гомогенизации первичных газовой-жидких включений в этих жилах составляют для гюбнерит-молибденитовых месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны $270-360^{\circ}$ (по В.К. Пургову), для золоторудных Березовского - $270-350^{\circ}$ [76, данные В.К. Пургова], Кочкарского - $270-400^{\circ}$ [76]. Учитывая близость во времени начальных стадий формирования кварцевых жил и несколько предшествующих метасоматитов, можно полагать, что находящиеся в материнских породах березиты (листвениты) и грейзены (или щелочные метасоматиты) формируются в близком интервале температур - $270-400^{\circ}$.

В последнее время в литературе появилось много данных по температурам гомогенизации газовой-жидких включений в грейзенах и флюорит-мусковитовых метасоматитах, которые составляют $260-450^{\circ}$ (обычно $270-360^{\circ}$, по Г.Ф. Ивановой, В.Б. Наумову, В.Г. Боголепову, Д.С. Порывкину, И.Н. Говорову, Ю.П. Дорошенко и др.). Наибольший интерес представляют материалы Г.Б. Наумова и Г.Ф. Ивановой, которые дают очень выдержанный узкий температурный интервал ($270-350^{\circ}$) формирования грейзенов и жил из гюбнеритовых месторождений различных регионов. Газовой-жидкие включения в березитах и лиственитах пока изучены слабо. По материалам А.С. Борисенко и А.А. Оболенского, температура гомогенизации газовой-жидких включений лиственитов Сибири достигает 350° . По предварительным данным для лиственитов Березовского и Богданного месторождений температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений составляет $270-350^{\circ}$, а температура их декрипитации - $280-380^{\circ}$ (рис. 48).

Определение температур с помощью минералогических геотермометров подтверждает близкий интервал формирования березитов и грейзенов. Для уральских месторождений по геотермометру Йогстера (дающему при отсутствии парагонитовой фазы минимальные температуры), двухполевошпатовым геотермометрам и сольвусу полевого шпата температура формирования щелочных метасоматитов гюбнерит-молибденитовых месторождений Боевско-Биктимировской зоны составляет (табл. 42) $320-450^{\circ}$, кварц-мусковитовых грейзенов Башкироводольского касситеритового рудопроявления - $330-350^{\circ}$, Шамейского и Каменского редкометальных месторождений - $350-450^{\circ}$. По парагонитовому геотермометру для Березовского месторождения возможная температура образования березитов и березитизированных гранитоидов составляет $330-400^{\circ}$, для Кочкарского - $420-470^{\circ}$, Шаргаша - $420-460^{\circ}$. Листвениты по геотермометру Йогстера образуются при еще более высоких температурах: $410-470^{\circ}$ на Быньговском и $370-550^{\circ}$ на Березовском, Шульгинском, Пышмино-Ключевском месторождениях. Это иллюстрируется высо-

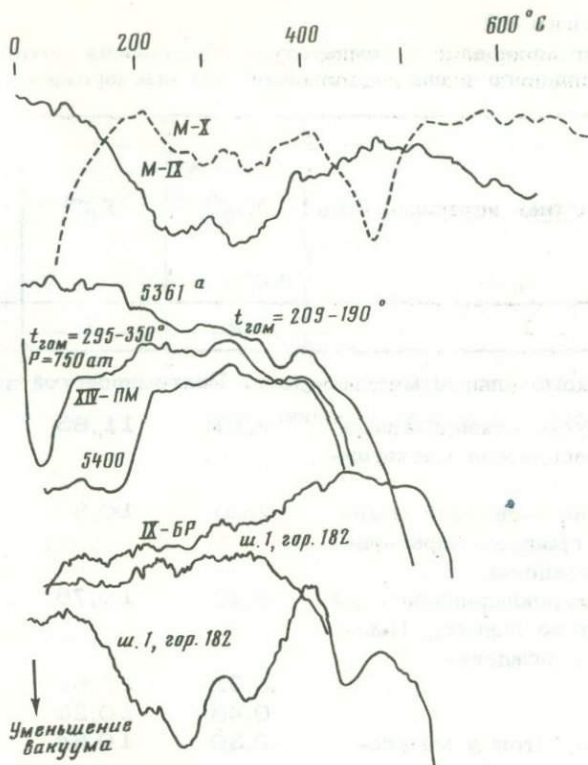


Рис. 48. Графики декрипитации лиственитов Березовско-Благодатной группы месторождений

ким содержанием Na_2O в мусковите-сериците (0,71-1,2 вес.%, см. табл. 41) из лиственита при отсутствии парагонитовой фазы, что доказывается специальными дифрактометрическими исследованиями. Серициты из березитов других регионов, по очень немногочисленным литературным данным (Б.И. Омеляненко), содержат 3,3-22,0 парагонитовой молекулы, а мусковиты из мусковит-кварцевых грейзенов (по В.И. Коваленко, Д.О. Онгоеву, М.М. Повилайтис и др.) - 2,9-12,0 парагонитовой молекулы, что отвечает температурам 300-570 и 270-420°C соответственно.

Более высокие температуры формирования лиственитов по сравнению с березитами нельзя считать совершенно нелепыми, ибо, как показывают расчеты изобарного потенциала реальных изохорических реакций (с учетом привноса-выноса вещества в виде ионов), реакция лиственитизации при $t = 200-600^\circ\text{C}$ является резко экзотермической ($\Delta z = -200 \div -300$ ккал/моль) по сравнению с реакцией березитизации-грейзенизации ($\Delta z = +25 \div -5$ ккал/моль). Следует отметить, что экспериментальное определение теплоты растворения грейзенов А.Н. Дударевым и В.И. Сотниковым свидетельствует и о резко экзотермическом характере кислотного выщелачивания процесса типа грей-

Таблица 42

Состав минералов и температура образования метасоматитов
преджильного этапа гидротермальных месторождений Урала

Характеристика метасоматитов	Na ₂ O	K ₂ O	CaO
1	2	3	4
Редкометалльные месторождения Биктимировской зоны			
Умеренно мусковитизированный гранит, Карасьевское месторождение	0,61	11,83	0,04
Мусковит-микроклиновый метасоматит по граниту, Карасьевское месторождение	0,60	10,83	0,04
Мусковит-микроклин-альбитовый метасоматит по граниту, Пьянковское месторождение	0,42	10,76	Нет
То же	0,32	10,62	" "
"	0,48	10,28	"
Мусковит-альбитовый метасоматит по граниту. Игишанское месторождение	0,30	10,64	"
То же	0,61	10,50	0,05
Мусковит-флюоритовый метасоматит по мрамору, Боевское месторождение	0,36	9,50	-
Мусковитовая оторочка около кварцевой жилы	0,41	10,34	-
Шамейское молибденовое месторождение			
Микроклин-альбит-мусковитовый метасоматит преджильный	0,48	9,60	1,09
Каменское месторождение			
Мусковит-альбитовый метасоматит по граниту.	0,88	9,52	0,11
Мусковитовый метасоматит по сланцу	0,48	9,60	0,06
Башкироводольское рудопроявление олова			
Грейзенизированный гранит	0,56	8,80	0,05
Кварц-мусковитовый грейзен	0,35	9,75	-
Кварцевый грейзен	0,33	10,20	-

Таблица 42 (окончание)

1	2	3	4
Березиты и листвениты Березовского золоторудного месторождения (по материалам В.Н. Сазонова и автора)			
Березитизированный гранит-порфир	0,31	8,73	-
Лиственит:			
аподиабазовый	1,15	9,60	0,05
апопорфиритовый	0,95	8,94	0,39
апогаббровый (фуксит)	0,88	9,30	0,16
апоультрабазитовый (фуксит)	1,44	8,14	сл.
" "	1,44	8,29	сл.
Кварцево-сульфидные жилы Шарташского гранитоидного массива			
Березитизированный гранит	0,87	9,31	-
Кочкарское золоторудное месторождение			
Березит:			
по плагиограниту	0,70	8,69	-
по лампрофиру (по Куреку)	0,82	9,00	-
Быньговский массив			
Жильная карбонат-серицитовая порода	0,75	10,20	0,11
Березит	0,75	9,60	сл.
Лиственит по порфириту	1,00	9,70	нет

зенизации-березитизации. Однако температуры формирования березитов и лиственитов, определенные по парагонитовому геотермометру и превышающие 400-500°, являются, по-видимому, завышенными, что может быть связано с целым рядом причин.

При этом нельзя исключать и вероятность ошибки за счет возможной зависимости коэффициента распределения компонента от химизма среды и присутствия в мусковите фаз с высоким содержанием натрия. Возможно, более надежным является определение температур березитов и гумбеитов по сольвусу полевого шпата (количество изоморфного натрия в калишпате определялось с помощью микроанализа), составляющих для раннего щелочного метасоматита Шарташского массива 346°, для гумбеитов - 302-327°, щелочных метасоматитов месторождений Боевско-Биктимировской зоны - 334-358°, а для редкометальных гранитов и ранних щелочных метасоматитов Зенковской дайки - 416-427°. Интервал колебания температур в метасоматитах составляет для редкометальных месторождений 40-47°, а для золоторудных и шеелит-кварцевых месторождений - 10-28°.

Полученные с помощью минералогических геотермометров температуры являются минимальными, соответствующими последней стадии

	5	6	7	8	9	10
Березиты и листвениты Березовского золоторудного месторождения (по материалам В.Н. Сазонова и автора)						
	5,2		5			340
	15,3					530
	14,2					490
	12,0					420
	21,4					570
	21,5					560
Кварцево-сульфидные жилы Шарташского гранитоидного массива						
	12,6	7,2	6	300	420	460
Кочкарское золоторудное месторождение						
	10,7					410
	12,0					420
Быньговский массив						
	10,0					400
	10,5					410
	13,5					470

равновесной перекристаллизации минералов, в гранитоидах они соответствуют их авгометасоматической перекристаллизации. Это доказывается корреляцией петрогенных и редких элементов между мусковитом и биотитом, мусковитом и калиевым полевым шпатом, биотитом и калиевым полевым шпатом.

Изотемпературность грейзенов и березитов, локализованных в материнских породах, должна иметь не частный, а скорее общий характер, поскольку верхний предел температур гомогенизации газо-жидких включений из рудных кварцевых жил золоторудных и редкометалльных месторождений нередко составляет $270-320^{\circ}$, а березиты и листвениты образуются в период, непосредственно предшествующий формированию рудных жил. Тем не менее нет оснований полагать, что березиты и листвениты не могут формироваться и при более низкой, чем грейзены, температуре, особенно на месторождениях, значительно удаленных от материнских интрузий.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что для рассматриваемых классов месторождений температура не является главным параметром, определяющим их облик. Ранее было показано, что грейзены по сравнению с березитами образуются из более кислых

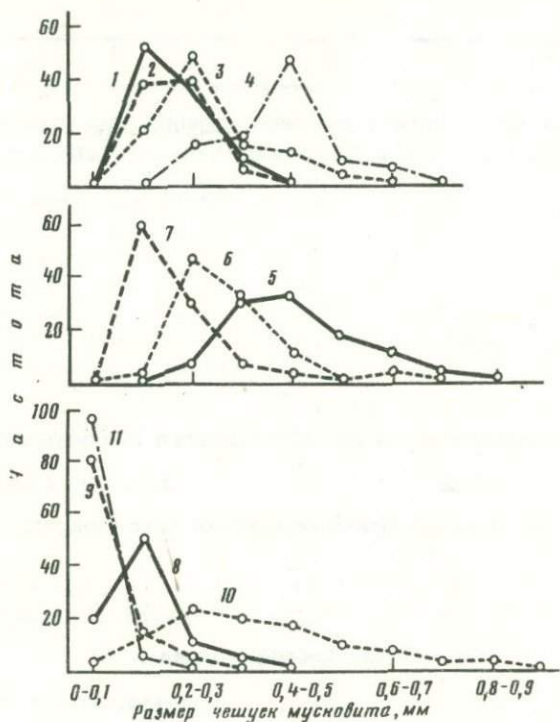


Рис. 49. Распределение чешуек мусковита-серицита по крупности в метасоматитах редкометальных (1-7) и золоторудных (8-11) месторождений

1, 2, 4 - кварц-мусковитовые грейзены Башкироводольского, Шамейского и Игишанского массивов соответственно; 3 - ранние мусковит-альбитовые метасоматиты Шамейского массива; 5-7 - разрез, иллюстрирующий уменьшение крупности чешуек мусковита от внутренней к внешней зоне колонки ЮК-ОЖ-7-12 Юго-Коневского месторождения; 8-11 - березиты Кочкарского, Березовского, Сусанского месторождений

растворов, характеризующихся большей величиной Si/Al и F/CO_2 , что и определяет формационный тип метасоматитов. Следует еще отметить, что в целом метасоматиты редкометальных месторождений характеризуются большей зернистостью, чем березиты (рис. 49), хотя нередки разновидности грейзенов с мелкочешуйчатым мусковитом и даже серицитом. Достаточно определенно намечается увеличение зернистости в колонках по мере приближения к грещине, т.е. с усилением интенсивности процесса, а также с увеличением зернистости эдукта. К увеличению зернистости приводит и перекристаллизация метасоматита (по В.Г. Боголепову) и, по-видимому, целый ряд других причин, так что температура процесса далеко не всегда определяет степень зернистости метасоматита.

О РЕЖИМЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ПРЕДЕЛАХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК

На основании полученных данных рассмотрим характер температурного поля в пределах метасоматических колонок. Ранее нами было показано, что температурный интервал формирования грейзенов и березито-лиственитов, находящихся в пределах материнских гранитоидов, близок и составляет $260-380^{\circ}$ [35]. Аналогичный интервал формирования лиственитов получен и В.Н. Сазоновым [119]. При этом нами считалось, что понижение в колонках содержания натрия в мусковите, калишпате и увеличение в плагиоклазе фиксирует по данным минеральной гермометрии не уменьшение температуры (табл. 43), а увеличение давления [37, 41] по мере приближения к трещине, что означает формирование месторождений в зонах литостатического напора термогидроколонны. Иной подход, заключающийся в развитии идеи о понижении температуры и давления от внешних к внутренним зонам лиственитовых колонок, развивается А.С. Таланцевым и В.Н. Сазоновым [128]. Рассмотрим эту проблему детально.

В пределах метасоматических колонок температуры формирования конечных метасоматитов по сольвусу полевого шпата на $10-20^{\circ}$ ниже, чем температура завершения автосоматической перекристаллизации гранитов или температуры образования внешних зон колонок (табл. 39). По другим геотермометрам различие достигает $50-100^{\circ}$ (табл. 42). Поскольку по мере приближения к трещине в колонках содержание натрия в мусковите и калишпате всегда падает, а в плагиоклазе увеличивается, то по любому геотермометру в этом направлении будет наблюдаться понижение температуры. Однако если для мощных инфильтрационных колонок реальность понижения температуры минералообразования от внешних к внутренним зонам еще может дискутироваться, то изменение температуры в пределах диффузионных колонок мощностью 2-10 см невероятно в результате высокой теплопроводности нагретых пород [28, 125, 145]. Понижению температуры от внешней зоны колонок к внутренней противоречит и увеличение в этом направлении экзотермического эффекта за счет усиления процесса замещения [125, 145].

Вариантом объяснения указанного понижения температуры может являться предположение о формировании колонок при движении раствора не из трещины, а путем дренирования в трещину. Термодинамический анализ формирования зональности таким путем отсутствует, хотя можно предполагать, что образование колонки возможно только за счет стабильного перепада давления между трещиной и поровым раствором. Однако, по расчетам В.Н. Шарапова, продолжительность заполнения раствором трещины не превышает нескольких суток, т.е. происходит и быстрое выравнивание давления. Даже если колонка и сформируется за столь короткое время, то парагенезисы будут неравновесны. Возможный механизм и зональность колонки, образующейся за счет градиента давления, рассмотрен Д.В. Рундквистом [110], который отмечает ее существенное отличие от теоретической модели Д.С. Коржинского. Следует отметить,

Таблица 43

Изменение состава минералов и температуры в метасоматических колонках преджильного этапа на гидротермальных месторождениях Урала

Расстояние от трещины, см	Характеристика метасоматитов	Состав мусковита		
		K ₂ O	Na ₂ O	CaO
Метасоматические колонки мусковитового типа по биотитовым гранитам Юго-Коневского губернитового месторождения				
Разрез 16-22				
20-17	Гранит	8,59	0,66	1,09
17-13	Мусковитизированный гранит (17% мусковита)	9,12	0,58	0,82
13-10	Сильно мусковитизированный гранит (34% мусковита)	9,60	0,30	0,09
2-0	Микроклин-мусковитовый метасоматит (92% мусковита)	10,30	0,30	0,24
Разрез 7-13				
13-11	Сильно мусковитизированный гранит (30% мусковита)	8,80	0,50	Нет
3-0	Микроклин-мусковитовый метасоматит (70% мусковита)	9,06	0,22	"
Колонка грейзенизации по аляскитам Башкироводольского касситеритового рудопроявления				
	Грейзенизированный аляскит	8,80	0,56	0,05
	Кварц-мусковитовый грейзен	9,75	0,35	Нет
	Мусковит-кварцевый грейзен	10,20	0,33	"
Колонка березитизации по гранит-порфирам Березовского месторождения				
20-17	Березитизированный гранит-порфир	8,89	0,62	0,98
17-15	То же	9,09	0,69	1,04
15-12	Сильно березитизированный гранит-порфир	9,51	0,52	0,84
12-10	То же	7,96	0,46	1,40
6-3	"	8,73	0,31	0,82

Содержание альбита в калишпате	Номер плагиоклаза	Температура по геотермометрам			
		двухполевошпатов		парагонитов	мусковит-плагиоклазов
		по Баргу	по Рябчикову		

Метасоматические колонки мусковитового типа по биотитовым гранитам Юго-Коневского губернитового месторождения

Разрез 16-22

17 450 580

14 430 550

11 330 350

320

Разрез 7-13

13,5 5 410 480 380 410

7,0 330

Колонка грейзенизации по аляскитам Башкироводольского касситеритового рудопроявления

28 8 590 550 390 460

350

330

Колонка березитизации по гранит-порфирам Березовского месторождения

8 400 490

9 400 500

8 380 450

6 370 410

5 340 310

что понижение давления к трещине может сопровождаться уменьшением температуры (дроссельный эффект) и прогрессирующим усилением распада комплексов по мере приближения к трещине, что может привести к существенному изменению параметров раствора. Образующиеся за счет перепада давления колонки должны относиться к инфильтрационному типу, поэтому такой механизм образования полностью исключен для широко распространенных маломощных околотрещинных диффузионных колонок. Дополнительным аргументом образования колонок по вмещающим богатым кальцием породам за счет движения раствора из трещины является смена карбоната во внешней зоне флюоритом во внутренней, так как карбонат образуется только после полного сброса раствором всего фтора, при движении раствора из породы в трещину должна наблюдаться противоположная зональность.

Следует учитывать и то, что рудные зоны состоят из большого числа сближенных жил и прожилков, что уже исключает формирование сопровождающих их грейзенов за счет заключенных между ними поровых растворов в связи с явно незначительным их объемом. На большинство месторождений формирования жильных систем за счет дренирования раствора в трещины, а не за счет его поступления по ослабленным тектоническим зонам противоречат многие данные. Это, например, нередкая морфология жильных систем в виде пучков, что свидетельствует о растекании поднимающейся термогидроколонны по трещинным системам. Линзообразная форма и особенности метасоматической зональности многих крупных грейзеновых тел также указывают на их образование в результате эволюции раствора по мере его продвижения в ослабленной зоне.

Таким образом, формирование метасоматической зональности за счет дренирования раствора в трещину маловероятно, хотя в частных случаях, возможно, и имеет место. Соответственно очень трудно объяснить и понижение температуры формирования колонки от внешних зон к внутренним.

Учитывая все сказанное выше, наиболее целесообразно рассматривать околотрещинные колонки как изотермичные образования, что подтверждается и теоретическими расчетами [28]. Уменьшение содержания натрия в калишпате и мусковите от внешних зон к внутренним может свидетельствовать не об уменьшении температуры, а о небольшом увеличении давления — на 0,2–0,7 кбар [157].

При такой интерпретации можно говорить о формировании месторождений в условиях литостатического напора гидротермального раствора, что установлено сейчас уже для многих месторождений.

Заканчивая рассмотрение этого вопроса, отметим, что в части колонок понижение температуры от внешних зон к внутренним может иметь реальный характер и быть связано с более длительной перекристаллизацией внутренней зоны по сравнению с внешней и соответственно фиксацией в ней более низких температур равновесия за счет более близкого положения ее по отношению к долгоживущей питающей трещине (жиле). Однако такая температура уже не будет отвечать условиям образования метасоматита, т.е. будет иметь вторичный характер.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ
РУДОНОСНЫХ МАССИВОВ

Проблема геохимической и металоогенической специализации гранитоидных массивов по своему значению является ключевой в геохимии, в значительной мере нерешенной как в эмпирическом, так и особенно в теоретическом плане. Специализация — один из наиболее важных факторов, определяющих потенциальную рудоносность массивов (в этой главе роль других факторов не рассматривается). Количественная оценка соотношения накопления редких элементов в гранитах и гидротермалитах, определяющаяся многими причинами, пока отсутствует. Поэтому нами на основании комплексного изучения многих объектов Урала была предпринята первая попытка такой оценки.

К настоящему времени по различным регионам СССР получен большой материал, свидетельствующий о геохимической специализации очень многих продуктивных массивов (см. "Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов" (1970 г.) и многие другие работы), в то время как количество противоположных примеров значительно меньше. Большинство исследователей под геохимической специализацией понимают не только повышенное содержание редких элементов в гранитах и минералах из них, но и повышенный коэффициент вариации, увеличение содержания редких элементов от ранних дифференциатов к поздним и т.д. Значительное увеличение объема исследований привело к выявлению все новых причин, влияющих на время формирования специализации массивов, что, по-видимому, объединяет имеющиеся точки зрения относительно с различной их роли в отдельных конкретных случаях. Становится ясным, что специализация складывается как на этапе формирования расплава в результате влияния состава субстрата или глубинного источника, так и на этапах дифференциации магматического расплава на различных уровнях (в камере формирования, промежуточных очагах, в камере кристаллизации), а также на этапе авгометасоматической перекристаллизации.

Влияние геолого-тектонической обстановки и состава субстрата на специализацию гранитов В.С. Коптев-Дворников, И.Н. Говоров, В.Л. Барсуков, Л.С., Бородин, М.Г. Руб, объясняют региональным обогащением осадочно-вулканогенного субстрата малыми элементами. В результате расплавы, образовавшиеся за счет этих пород или при их ассимиляции, оказываются обогащенными соответствующими малыми элементами. В качестве источника ряда редких элементов на посторогенном этапе развития складчатых поясов или

Таблица 44

Средние содержания редких элементов в гранитах, пегматитах (в скобках) и метасоматитах (в знаменателе) Восточно-Уральского поднятия, г/т

Степень продуктивности	Тип минерализации	Массив	Состав материнских гранитов
Гранитный формационный тип и минерализация редкометаллово-вольфрамовой формации. Абиссальная и мезоабиссальная фаши			
Непродуктивные (I группа)	Минерализация отсутствует	Каменский, Сысертский, Шиловско-Аллакиозерская группа, Челябинский, Чесменский	Биотитовые и лейкократовые
Слабопродуктивные (II группа)	Пегматитовый (Nb, Ta) и жильный (Mo)	Санарский, Джабык-Карагайский, Кацбахский, Акакульский	То же
Продуктивные (III группа)	Жильно-щелочно-метасоматический (W, Mo)	Юго-Коневский, Карасьевский, Пьянковский, Игишанский	"
Продуктивные (IV группа)	Пегматитовый (Nb, Ta) и жильно-щелочно-метасоматический (Mo, Rb)	Адуйский	"

Адамеллит-гранитный формационный тип и минерализация редкометаллово-молибденовой формации. Гип- и мезоабиссальная фаши

Непродуктивные и слабопродуктивные (V группа)	Грейзеновый (Sn)	Шотинский (южная часть), Башкирово-дольский	Ультракислые лейкократовые
	Грейзеново-альбитовый (Mo)	Степнинский, Султаевский, Черноборский, Чесменский	Субщелочные лейкократовые повышенной щелочности
Умеренно-продуктивные (VI группа)	Альбитит-жильный (Mo)	Кременкульский	То же
	Жильно-альбитовый (Mo, Nb, Ta)	Шамейский, Зенковский, Галочьегорский	"
Продуктивные (VII группа)	Жильно-грейзеновый (W, Mo, Rb)	Шотинский	Ультракислые аляскиты

Примечание. При составлении таблицы использован 5781 анализ, в том числе из работ Б.К. Львова, Г.Б. Ферштатера, Н.С. Бородиной, О.Д. Ставрова, И.С. Столярова.

их активизации значительная роль в последние годы отводится дифференцированной мантии (работы Л.С. Бородина, В.Л. Барсукова и др.). Наконец, не исключена концентрация редких элементов при формировании гранитных расплавов на значительных глубинах в коре как при их дифференциации в камере и по мере продвижения к поверхности, так и за счет обогащенных редкими элементами флюидов мантийного происхождения, принимающих участие в формировании расплавов в нижней части сиэля.

F	Rb	Li	Cs
Гранитный формационный тип и минерализация редкометалльно-вольфрамовой формации. Абиссальная и мезоабиссальная фации			
380	124(111)	20(8)	2(3)
400	195	24	5
$\frac{700}{8500}$	$\frac{190}{375}$	$\frac{28}{>40}$	$\frac{3}{8}$
$\frac{800(600)}{21000}$	$\frac{240(627)}{1360}$	$\frac{77}{>40}$	$\frac{7(33)}{265}$

Адамеллит-гранитный формационный тип и минерализация редкометалльно-молибденовой формации. Гип- и мезоабиссальная фации

$\frac{400}{800}$	$\frac{235}{180}$	$\frac{14}{6}$	$\frac{1}{2}$
$\frac{300}{800}$	$\frac{255}{110}$	$\frac{19}{9}$	$\frac{0,5}{0,5}$
$\frac{700}{2300}$	Не опр.	Не опр.	Не опр.
$\frac{750}{7300}$	$\frac{284(350)}{169}$	$\frac{49(16)}{>40}$	$\frac{5}{4}$
$\frac{1800}{5100}$	$\frac{367}{637}$	$\frac{71}{>40}$	$\frac{14}{33}$

Главнейшими особенностями таких первично специализированных массивов являются повышенные концентрации отдельных редких элементов в самых начальных фазах массивов при нередко кларковых и нижекларковых концентрациях фтора, что подчеркивает в этих случаях различную геохимическую историю фтора и некоторых редких элементов, неразрывно связанных при внутрикамерной позднемагматической и послемагматической дифференциации. По-видимому, почти все массивы этого типа являются мезо-, гипабиссальными.

Таблица 44 (окончание)

Степень продуктивности	Тип минерализации	Массив	Состав материнских гранитов
Гранитный формационный тип и минерализация редкометалльно-вольфрамовой формации. Абиссальная и мезоабиссальная фаши			
Непродуктивные (I группа)	Минерализация отсутствует	Каменский, Сысергский, Шиловско-Аллакиозерская группа, Челябинский, Чесменский	Биогитовые и лейкократовые
Слабопродуктивные (II группа)	Пегматитовый (Nb, Ta) и жильный (Mo)	Санарский, Джабык-Карагайский, Кацбахский, Акакульский	То же
Продуктивные (III группа)	Жильно-щелочно-метасоматический (W, Mo)	Юго-Коневский, Карасьевский, Пьянковский, Игишанский	"
Продуктивные (IV группа)	Пегматитовый (Nb, Ta) и жильно-щелочно-метасоматический (Mo, Rb)	Адуяский	"
Адамецит-гранитный формационный тип и минерализация редкометалльно-молибденовой формации. Гип- и мезоабиссальная фаши			
Непродуктивные и слабопродуктивные (V группа)	Грейзеновый (Sn)	Шогинский (южная часть), Башкирово-дольский	Ультракислые лейкократовые
	Грейзеново-альбитовый (Mo)	Степнинский, Султаевский, Черноборский, Чесменский	Субщелочные лейкократовые повышенной щелочности
Умеренно продуктивные (VI группа)	Альбитит-жильный (Mo)	Кременкульский	То же
	Жильно-альбитовый (Mo, Nb, Ta)	Шамейский, Зенковский, Галочьегорский	"
Продуктивные (VII группа)	Жильно-грейзеновый (W, Mo, Rb)	Шотинский	Ультракислые аляскиты

К их числу относятся многие обогащенные ниобием малоглубинные наиболее поздние массивы Урала (Степнинский, Султаевский, Вишневогорский и др.) и многих других регионов СССР. Влияние состава субстрата на специализацию на олово магматических пород Приморья достаточно убедительно показано многими исследователями.

Учитывая низкие концентрации фтора в малопродуктивных малоглубинных массивах при значительных содержаниях отдельных редких элементов (табл. 44, гр. V) сопоставимых с рудоносными глубинными массивами, можно, видимо, говорить об их дегазации в этап перемещения и становления гранитного расплава. Возможно,

Nb	Ta	Sn	Mo	Pb
----	----	----	----	----

Гранитный формационный тип и минерализация редкометалло-вольфрамовой формации. Абиссальная и мезоабиссальная фации

9 0,9 2,2(2) 1,3(1,8) 32(70)

18 1,4 1,7 Не опр. 34

$\frac{17}{18}$ $\frac{1,8}{3}$ $\frac{2,6}{3,9}$ $\frac{2,0(1,60)}{2,6}$ $\frac{39(46)}{29}$

$\frac{17(99)}{19}$ $\frac{4,0(41)}{1,3}$ $\frac{4,1(5,1)}{6,1}$ $\frac{1,9(1,7)}{6,7}$ $\frac{28(15)}{16}$

Адамеллит-гранитный формационный тип и минерализация редкометалло-молибденовой формации. Гип- и мезоабиссальная фации

$\frac{44}{46}$ $\frac{2,6}{2,2}$ $\frac{4,7}{4,7}$ $\frac{2,3}{1,9}$ $\frac{29}{41}$

$\frac{41}{40}$ $\frac{1,3}{1,8}$ $\frac{1,7}{1,6}$ $\frac{2,2}{17,5}$ $\frac{84}{14}$

$\frac{52}{88,4}$ Не опр. $\frac{4,6}{13,9}$ $\frac{2,7}{21,7}$ $\frac{61,0}{81,3}$

$\frac{52,8}{53}$ $\frac{7,8}{2,9}$ $\frac{6,2(13)}{6,3}$ $\frac{6,6(1,8)}{6,7}$ $\frac{44,8(40)}{40}$

$\frac{43}{45}$ $\frac{4,4}{5,9}$ $\frac{10,4}{37,5}$ $\frac{6}{20}$ $\frac{19}{22}$

рудные концентрации появляются только при внутрикамерной дифференциации, сопровождающейся в благоприятной структурно-тектонической обстановке эманационным фторидным концентрированием редких элементов.

Однако кларковые содержания редких элементов и фтора в начальных фазах или в сильно эродированных частях многих рудоносных массивов при их концентрации в поздних дифференциатах и апикальных частях плутонов позволяет считать, что с точки зрения рудообразования большее значение в накоплении редких элементов принадлежит эманационным процессам внутрикамерной дифференциации на магматическом и аутометасоматическом этапах эволюции массивов.

вов, что наиболее настойчиво подчеркивалось Л.В. Таусоном с со-трудниками в их многочисленных публикациях. Особенное внимание в последнее время привлекает роль автотермобарического преоб-разования гранитов (и связанной с этим мобилизации и перераспре-деления компонентов) в формировании их геохимического облика, что вполне оправдано, учитывая широкое развитие метасоматичес-ких процессов практически во всех рудоносных массивах.

Весь имеющийся литературный материал достаточно определенно свидетельствует о специализации поздних фаз (не дегазированных) и апикальных частей рудоносных гранитных средне- и постороген-ных массивов складчатых областей на весь комплекс редких эле-ментов (олово, редкие щелочи, ниобий, тантал и др.) и фтора, в то время как связанные с ними месторождения представляют собой руды на один или два металла. Аналогичная для большинства изу-ченных элементов зависимость их накопления от степени продуктив-ности массивов получена и нами (рис. 50), при этом сделано более детальное, чем в большинстве работ, расчленение на непродуктивные, слабопродуктивные, умеренно продуктивные и рудоносные массивы (см. табл. 44). Последние дифференциаты или апикальные части рудоносных массивов характеризуются наиболее высокими и выше-кларковыми содержаниями почти всех редких элементов. В гранит-ном формационном типе для IV группы (Адуйский массив) — фтор, цезий, рубидий, тантал, олово, молибден. Кларковыми содержаниями характеризуется ниобий. Минерализация массива представляет инте-рес на молибден, редкие щелочи в гидротермалитах и ниобий, тан-тал в экзоконтактовых пегматитах. Граниты Коневско-Карасьевского плутона (III группа), с которыми ассоциирует Биктимировская груп-па месторождений (рудные элементы, вольфрам, молибден), харак-теризуются вышекларковыми содержаниями только фтора и молибде-на при кларковых содержаниях других элементов (вольфрам не изу-чался). Тем не менее граниты этого плутона характеризуются боль-шими содержаниями всех редких элементов (кроме ниобия), чем непродуктивные и малопродуктивные глубинные массивы I и II групп. Следует отметить, что и в других регионах многие место-рождения ниобия ассоциируют с массивами, характеризующимися кларковыми содержаниями ниобия при вышекларковых содержаниях многих других редких элементов и фтора.

В пределах адаметлит-гранитного формационного типа малоглу-бинных массивов граниты наиболее рудоносного Шотинского масси-ва (VII группа), сопровождающегося штокверковым молибденовым месторождением, характеризуются резко выраженной специализацией почти на все редкие элементы и фтор. Слабо и умеренно продук-тивным массивам (VI группа) свойственны более низкие содержа-ния редких элементов и фтора, однако все же в большинстве слу-чаев превышающие кларковые (фтор, рубидий, цезий, ниобий, тантал, олово, молибден). Наиболее низким накоплением элементов харак-теризуются непродуктивные граниты V группы, где все содержания редких элементов (кроме нередко ниобия, рубидия и молибдена) и фтора ниже кларка. В целом даже непродуктивные малоглубинные

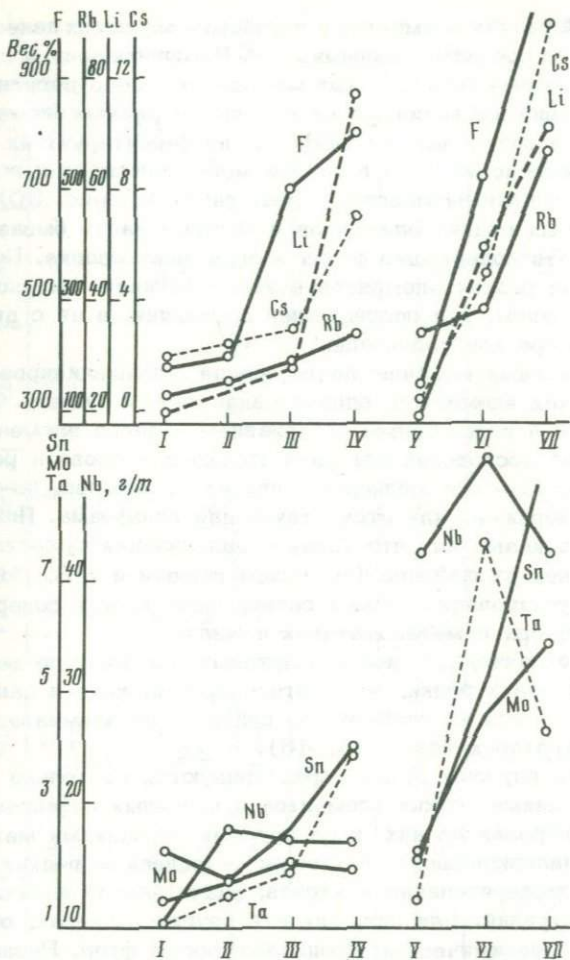


Рис. 50. Поведение фтора и редких элементов по мере увеличения продуктивности гранитных массивов в пределах глубинного гранитного (I-IV) и малоглубинного адалемлит-гранитного (V-VII) формационных типов (усредненные данные) Восточно-Уральского поднятия

Графики построены на основе 5781 анализа

массивы содержат несколько большие количества ряда редких элементов, чем непродуктивные глубинные, что подчеркивалось рядом авторов.

Таким образом, на примере уральских массивов можно сказать, что необходимым условием их общей рудоносности является повышенное содержание фтора и обычно специализация на два-шесть малых элементов. Во всяком случае накопление в них малых элементов всегда больше, нежели в непродуктивных или малопродуктивных массивах соответствующих фаций глубинности, г.е. сравнение уров-

ня содержаний редких элементов в изучаемых массивах целесообразнее проводить не со средними данными, по А.П. Виноградову, а с их содержаниями в заведомо нерудоносных массивах каждого региона.

Специализация же массивов на отдельные редкие элементы (тем более не очень резко выраженная) еще не гарантирует их потенциальную рудоносность. Это в полной мере относится к непродуктивным малоглубинным массивам (см. табл. 44, рис. 50), содержание некоторых редких элементов в которых часто бывает выше-кларковым, хотя содержание фтора всегда ниже кларка. По-видимому, накопление редких элементов в этих массивах связано с глубинным источником, при последующей дегазации, а не с дифференциацией в камере кристаллизации.

Хотя рудоносные массивы почти всегда специализированы на комплекс редких элементов, однако связь между рудным профилем месторождений и повышенным содержанием рудного элемента в гранитах наиболее достоверно доказана только для олова и редких щелочей, менее четко — для молибдена, ниобия и, наконец, по-видимому, очень слабо выражена или отсутствует для вольфрама. Полученные нами данные показывают, что такая специализация существует для молибдена и редких щелочей (по нашим данным и П.В. Покровского). Кроме того, установлена прямая зависимость между содержаниями молибдена и фтора в метасоматитах и жилах.

Наряду с отличием рудных и безрудных массивов по валовому содержанию фтора и редких элементов нередко, хотя и далеко не всегда, фиксируется их различие по содержанию элементов в минералах-концентраторах (табл. 45, 46).

Рудоносные плутоны Урала характеризуются не только повышенными содержаниями редких элементов в конечных дифференциатах и часто в минералах из них, но и другими признаками металлогенически специализированных плутонов: накоплением редких элементов по мере дифференциации плутонов, значительной величиной дисперсии концентраций. Для них, как и в других регионах, обязательной является геохимическая специализация на фтор. Разными авторами придается различное значение таким важнейшим критериям металлогенической специализации гранитов, как валовое содержание элемента в граните и его содержание в минералах-концентраторах. Большинство исследователей, полагая, что кристаллизация происходит в условиях открытой системы, последний фактор рассматривают в качестве критерия концентрации элемента в расплаве. Причина различной оценки заключается в отсутствии теоретического обоснования геохимических критериев металлогенической специализации рудоносных массивов. В основе любой теоретической модели должно лежать допущение о степени термодинамической открытости-закрытости системы; только в этом случае можно построить логическую схему поведения элементов при кристаллизации с учетом различных факторов. Анализ имеющихся материалов приводит к выводу о термодинамически закрытом характере геохимических систем, что было показано нами при рассмотрении геохимии фтора в гранитах [42] и ниже излагается очень кратко.

Таблица 45

Распределение редких элементов в слюдах из гранитов Восточно-Уральского поднятия, г/т

Группа	Биотит								
	Rb	Li	Cs	Nb	Ta	Sn	Mo	Pb	F
I	564	314	14	33	13	8	3	6	7500
II	846	582	52	178	9	47	2	17	12500
III	1100	951	40	114		13	3	9	8200
IV	1240	1200	48	166	30	30	3	8	10000
V	1240	295	40	171	4	9	5	60	13100
VI	1165	929	56	322	23	57	3	33	16200
VII	1930	1800	163	396	29	120	7	11	16300
	Среднее содержание в слюдах из гранитов СССР, по В.В. Ляховичу (1972 г.)								
	1054	916	107	144	15	77	6	14	15568

Таблица 45 (окончание)

Группа	Мусковит								
	Rb	Li	Cs	Nb	Ta	Sn	Mo	Pb	F
I	623	217							
II	990	160				60	4	2	5500
III	876	492		121		31	4	10	5500
IV	890	340		124	11	59	2	3	6800
V				98	1				
VI	1290	486	19	280	18	756	6	11	6800
VII	1490	1350	175	58	9	92	5	5	10000
	Среднее содержание в слюдах из гранитов СССР, по В.В. Ляховичу (1972 г.)								
	2898	2677	518	161	32	339	81	4	10760

Таблица 46

Содержание редких элементов в аксессуарных минералах гранитоидов, г/т

Группа	Магнетит				Ильменит	
	Nb	Sn	Pb	Mo	Nb	Sn
I	13,2(21)	7,3(7)	23,9(7)	10,0(7)	18,7(1)	
II	70,0(2)				470(1)	
III					1210(2)	
IV	258(5)	19,6(16)	68,2(16)	10,9(16)	1530(2)	46,6(6)
V	22(18)				5400(3)	
VI	403(11)	20,0(9)	190,0(9)	11,9(9)	5280(4)	
VII		65,3(3)		39,2(3)		

Примечание. В скобках приведено число проб.

Таблица 46 (окончание)

Группа	Ильменит		Сфен			
	Pb	Mo	Nb	Sn	Pb	Mo
I			915(10)	67,0(13)	30,5(13)	7,3(13)
II			783(2)			
III				44,5(2)	117,5(2)	5,4(2)
IV	39,0(6)	6,5(6)		70,0(2)	60,0(2)	14,0(2)
V			2979(6)			
VI			1960(11)	62,7(8)	95,0(8)	7,5(8)
VII						

Повышенное содержание фтора в биотите гранитов лейкокрацового типа может объясняться либо высокой концентрацией фтора в исходном расплаве, сохраняющейся в процессе кристаллизации постоянной или мало понижающейся за счет поступления из внешнего источника — соседних участков (открытая система), либо малым количеством образующегося биотита при произвольном, в том числе и низком, содержании фтора в исходном расплаве, когда подавляющая часть фтора расплава поглощается биотитом (закрытая система).

Принятие варианта открытой системы предполагает, что содержание фтора в биотите (независимо от его количества) является показателем его концентрации в исходном расплаве. В этом случае метасоматиты, сопровождающие лейкокрацовые граниты с высокофтористым биотитом, должны характеризоваться повышенными содержаниями фтора в связи с высокой фугитивностью фтора в отделившемся флюиде. Однако только незначительная часть массивов лейкокрацовых гранитов является рудоносной или сопровождается фторсодержащими метасоматитами. Так, апогранитные метасоматиты многих уральских массивов (Степнинский, Черноборский, Чесменский), характеризующихся высокими содержаниями фтора в биотите жильных лейкокрацовых гранитов (до 2,5%), содержат крайне низкие количества фтора (0,04–0,18%, в слюдах — 0,29% по четырем пробам). Граниты этих массивов являются малофтористыми (0,04–0,05% фтора), площадная мусковитизация в них почти не развита. Биотиты из безрудных гранитов Гуджирского комплекса содержат до 4% фтора.

В результате отчетливой корреляции между содержаниями фтора в биотите гранитов и степенью фтороносности метасоматитов и слюд из них не наблюдается, т.е. содержание фтора в биотите далеко не всегда может являться критерием концентрации фтора в исходном расплаве, хотя это бездоказательно предполагается большинством исследователей.

Поэтому необходимо принять противоположную альтернативу, т.е. поведение фтора при кристаллизации лейкокрацовых гранитов должно описываться вариантом закрытой системы. В этом случае содержание фтора в биотите зависит от его концентрации в исходном расплаве и от количества образующегося биотита, являясь критерием концентрации фтора в расплаве только в заключительный момент его кристаллизации и не давая никаких сведений о концентрации фтора в исходном расплаве без учета содержания биотита в граните. По-видимому, высокая концентрация фтора в биотитах малофтористых лейкокрацовых гранитов обусловлена значительным накоплением фтора в очень малых объемах заключительных порций кристаллизующегося расплава. Равновесная с ним флюидная фаза, конечно, тоже обогащена фтором, но ее объем мал по сравнению с ранее выделившейся существенно водно-хлоридной фазой, эволюция которой определяет послемагматический метасоматоз. В результате F/H_2O во флюиде в целом должно быть меньше, чем в исходном расплаве, что обуславливает слабое проявление связи между содержаниями

фтора в биотите и метасоматитах, но значительное — между содержаниями фтора в гранитах и метасоматитах.

В рассматриваемой модели при резко сдвинутом коэффициенте распределения фтора в пользу биотита он должен фиксировать значительную часть фтора исходного расплава. Однако при высоком содержании фтора в расплаве и при данных условиях полного насыщения им биотита должен происходить сброс избытка фтора во флюид. По данным построенной нами диаграммы [42] это имеет место при содержании фтора в исходном расплаве, больше $0,07-0,09\%$, что соответствует рудоносным массивам. Автометасоматоз в таких массивах может сопровождаться дальнейшим осаждением фтора в связи с образованием мусковита, топаза, флюорита, что и обуславливает резкое возрастание в гранитах валового содержания фтора, который при дальнейшей эволюции раствора концентрируется в метасоматитах и рудах.

Аналогичным путем можно показать и инертное поведение при кристаллизации гранитов ряда других элементов (например, рубидия, лития), содержание которых в гранитах и метасоматитах связано прямой зависимостью, в то время как связь между содержанием элементов в биотитах гранитов и в метасоматитах выражена очень слабо или отсутствует (табл. 47).

Инертное поведение микроэлементов при кристаллизации гранитов можно показать и несколько иным путем — на основе эмпирических закономерностей распределения микроэлементов между рудоносными и безрудными гранитами. Обобщение имеющегося аналитического материала по содержанию элементов в гранитах Урала и многих других регионов СССР показывает, что рудоносным массивам по сравнению с безрудными свойственна высокая степень валовой специализации поздних фаз. В 95% случаев лейкограниты рудоносных массивов специализированы на фтор и комплекс редких элементов, в то время как минералы-концентраторы не являются четкими индикаторами степени рудоносности гранитов. Так, биотит рудоносных лейкогранитов обычно характеризуется повышенными содержаниями микрокомпонентов, однако то же свойственно и многим безрудным лейкогранитам. Повышенные концентрации фтора и редких элементов в биотитах безрудных лейкогранитов можно объяснить только малыми содержаниями в них биотита (учитывая и резкий сдвиг коэффициентов распределения ряда элементов в пользу биотита). Обратная зависимость между содержанием микроэлементов в биотите и количеством биотита в граните (имея ввиду и сдвиг коэффициентов распределения элементов в пользу конденсированных фаз) и является серьезной аргументацией в пользу термодинамически закрытого характера кристаллизующейся системы.

Ввиду ограниченного объема настоящего раздела схематически рассмотрим основные тенденции поведения микроэлементов при кристаллизации гранитов с позиции термодинамически закрытой системы. В качестве исходной посылки принимается достаточно определенно установленное положение [1, 2, 72, 112, 129] о том, что степень потенциальной рудоносности гранитов определяется уровнем геохимической специализации расплавов к моменту начала кристаллизации.

Таблица 47

Схема возможного распределения элементов* между гранитами и метасоматитами в термодинамически открытых и закрытых системах

Тип системы и концентрации элемента в расплаве	Содержание элемента		Наличие теоретической зависимости между содержанием элемента в метасоматите и	
	в минерале-концентраторе (МК)	в граните	минерале-концентраторе	граните
Открытая система (фактор равновесия - концентрация элемента в расплаве) низкая концентрация	Равновесное распределение между всеми фазами		Должна быть прямая связь	Не должно быть зависимости
	Низкое			
	Низкое**	Низкое при обычном содержании МК: произвольное, в том числе высокое при высоком содержании МК. При появлении аксессуаров содержание может быть высоким		
высокая концентрация	Высокое	Высокое кроме случаев низкого содержания МК		
Закрытая система (фактор равновесия - масса в расплаве) низкое содержание	Произвольное	Низкое в любом случае	Не должно быть зависимости	Должна быть прямая связь
	(зависит от количества МК)	Высокое в любом случае. При полном насыщении МК избыток сбрасывается во флюид. Соответствует случаю потенциально-рудноносной системы		
Неравновесное (нарушенное равновесное) распределение				
Открытая (дегазированная) система	Может быть произвольное распределение между расплавом, флюидом и твердыми фазами. Соответствует нерудоносным системам с вышекларковым содержанием редких элементов при понижении - фтора		Не должно быть зависимости	

* Имеются ввиду фтор, редкие щелочи и олово, преимущественно входящие (на 50-90%) в минералы-концентраторы.

** Высокое или низкое сравнительно с кларком.

Прежде всего рассмотрим вариант, когда микроэлементы (фтор, редкие щелочи, олово) находятся в основном в минералах-концентраторах. Кристаллизация неспециализированного расплава в общем случае должна приводить к формированию неспециализированных лейкогранитов при произвольных содержаниях элементов в минералах-концентраторах, зависящих от количества и состава последних, содержания рудных и акцессорных минералов. При малом их количестве содержание элементов в минералах-концентраторах может быть значительным, что часто и наблюдается в безрудных лейкогранитах. Высокое содержание фтора и редких элементов, которое должно быть во флюиде в последнем случае, тем не менее не приводит к рудности гранитов или хотя бы к существенному привносу редких элементов при метасоматозе. Это свидетельствует об ограниченном объеме такого флюида, формированию которого должен предшествовать сброс существенно водно-хлоридной фазы, которая и определяет послемагматическую историю таких гранитов. Отсутствие привноса элементов при метасоматозе в связи с неспециализированными гранитами свидетельствует о смещении коэффициентов распределения элементов в пользу конденсированных фаз, что подтверждается для ряда микрокомпонентов экспериментальными исследованиями [73, 118 и др.], указывая на близкое содержание элементов в расплаве и граните. Например, существенный переход фтора во флюид происходит при его содержании в граните выше 0,07-0,08%, быстро возрастая при больших содержаниях [42].

Особенно неблагоприятные условия для связывания даже кларковых количеств микрокомпонентов в гранитах могут привести к обогащению ими флюида. Однако рудогенерирующая способность такого флюида, судя по редкой рудности гранитов с нижекларковыми содержаниями элементов, резко ограничена. Таким образом, указанный подход теоретически объясняет эмпирически установленную закономерность, заключающуюся в том, что критерием безрудных лейкогранитов является нижекларковое содержание фтора и комплекса редких элементов в гранитах при произвольном содержании элементов в минералах-концентраторах. Следует отметить, что содержание отдельных редких элементов или всех может быть и повышенными в результате различной истории их поведения в период, предшествующий кристаллизации, однако при нижекларковом содержании фтора в расплаве флюидной концентрации микроэлементов не происходит и они полностью захороняются в граните. Решающая роль фтора в концентрации микроэлементов во флюидной фазе ранее была показана многими исследователями [2, 112, 129]. В непродуктивных гранитах может присутствовать небольшое количество рудных минералов, связанных с последними порциями высокофтористого флюида. В этом случае (благоприятные условия для образования рудных минералов) содержание элементов в минералах-концентраторах нередко понижено.

Кристаллизация специализированного на фтор и редкие элементы расплава в общем случае должна приводить после насыщения микрокомпонентами минералов-концентраторов и носителей к сбросу

избыточного количества элементов в рудоносный флюид. Взаимодействие такого флюида с гранитом приводит к автосоматическому изменению гранита и образованию рудных минералов, флюорита, еще более усиливая специализацию гранита. Однако при благоприятных условиях для образования большого количества рудных минералов элементы могут в значительной мере захороняться в гранитах. В этом случае мы имеем не продуктивные специализированные граниты, а как крайний случай кристаллизации сильно специализированных расплавов редкометалльные граниты. Таким образом, получает обоснование то положение, что в общем случае критерием рудоносных лейкогранитов является повышенное содержание фтора и комплекса редких элементов в гранитах при произвольном, но обычно повышенном содержании элементов в минералах-концентраторах.

Все вышесказанное относится к микроэлементам, в основном связанным с минералами-концентраторами. Однако существуют элементы, минералы-концентраторы которых не играют существенной роли в балансе элементов в граните (молибден, вольфрам и нередко олово). Ограниченная емкость петрогенных минералов в отношении этих элементов и отсутствие благоприятных условий для образования рудных минералов должны приводить к их существенному сбросу во флюид при кристаллизации специализированных расплавов. Поэтому рудоносные лейкограниты должны в одних случаях характеризоваться повышенным содержанием элементов, а в других — близкларковыми или даже пониженными. Действительно, зависимость между содержанием молибдена в гранитах и метасоматитах отсутствует, а содержание молибдена, не превышающее 2 г/т, наблюдаются в 37% рудоносных массивов.

СВЯЗЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ С МАГМАТИЗМОМ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Особенности размещения редкометальной минерализации в пределах Восточно-Уральского поднятия в наиболее общем аспекте рассматривались Н.В. Куклиным [87] и П.В. Покровским [105]. Однако с того периода получена значительная информация, позволяющая в известном приближении проанализировать на современном уровне особенности размещения редкометальной минерализации в связи с гранитоидным магматизмом. Детально рассмотрим этот вопрос на примере отдельных районов Восточно-Уральского поднятия.

Месторождения шеелит-кварцевой формации имеют ограниченное развитие и локализованы в массивах повышенной основности или основности и щелочности соответственно адамеллит-гранодиоритового (Шарташско-Кедровская группа) и граносиенит-диоритового (Гумбейская группа) состава тоналит-гранодиоритового формационного типа позднесинорогенного этапа развития эвгеосинклинали (см. рис. 1). Месторождения этой формации знаменуют собой первый, наиболее ранний этап концентрации вольфрама в эвгеосинклинали.

Во всех известных случаях кварц-шеелитовые месторождения и жилы с акцессорной золотой минерализацией ассоциируют с одними и теми же массивами, однако локализуясь около них зонально. В пределах самих массивов или их ближайшего экзоконтакта располагаются шеелит-кварцевые месторождения, в то время как кварцевые жилы с акцессорным золотом наиболее удалены от массивов. Так, в пределах Березовского рудного поля гурмалин-шеелит-кварцевые жилы локализируются в гранитоидах Шарташского массива и его ближайшего экзоконтакта как в южной части (Ново-Березовское месторождение), так и на глубоких горизонтах (по Л.В. Михайловой, И.Г. Самарцеву, Х.Х. Лайпанову) в северной части (по мере приближения к массиву), в то время как по мере удаления от массива получает развитие золото-сульфидно-кварцевая минерализация.

Важным моментом, подчеркивающим тесную генетическую связь шеелит-кварцевых месторождений и жил с акцессорным золотом, является спорадическое нахождение шеелита в рудных и послерудных жилах ряда уральских объектов, не сопровождающихся дорудной шеелит-кварцевой минерализацией. Таким образом, встречаются все прерывно-непрерывные переходы от шеелит-кварцевой минерализации к золоторудной, обусловленные их связью с одними и теми же гранитоидными массивами. Подтверждением генетической связи двух типов минерализации являются и геохимические данные. Так, темасоматиты некоторых месторождений характеризуются аномально

высокими для подобного типа образований концентрациями фтора (до 0,3%). Метасоматиты шеелит-кварцевых месторождений характеризуются повышенными содержаниями золота.

По-видимому, существенную информацию о различии условий формирования шеелит-кварцевой и золотоносной минерализации дает изучение особенностей метасоматизма месторождений. Развитие соответственно гумбеитизации и березитизации-лиственитизации позволяет полагать, что шеелит-кварцевая минерализация начала формироваться из наиболее щелочных растворов, нежели золото-сульфидно-кварцевая. Учитывая возрастные взаимоотношения, зональность месторождений, а также тенденцию вольфрама к наиболее раннему выпадению при эволюции систем, можно считать, что формирование золотой минерализации во времени происходит позже шеелит-кварцевой и на большем удалении от материнских массивов, а также из более кислых растворов.

Обращаясь снова к характеристике материнских гранитоидных массивов, подчеркнем, что впервые связь шеелит-кварцевых месторождений с гранитоидами повышенной основности выявлена П.В. Покровским, а затем Н.В. Куклиным. Возможно, что повышенной основностью гранитоидов и обусловлено повышенное содержание кальция в растворе и образование шеелита. Не следует только забывать, что формированию месторождений предшествует становление порфирового дайкового комплекса, варьирующего по составу от адамеллитов до гранодиоритов. Кроме изложенных, важным критерием связи месторождений с массивами является повышенное содержание в биотитах из гранитоидов золота, значительно превышающие таковые в непродуктивных массивах тоналит-гранодиоритового формационного типа и обычно массив их более поздних гранитного и адамеллит-гранитного типов. Гранитоиды всех массивов, равно как и сопровождающих их гумбеитов и березитов-лиственитов, характеризуются кларковыми и нижекларковыми концентрациями изученных редких элементов. Исключение составляет молибден, концентрация которого в березитах спорадически достигает 10-50 г/т. Повышенные концентрации фтора в березитах и гумбеитах рассматриваемых месторождений уже отмечались, что может быть связано с аномально повышенными концентрациями фтора в гранитоидах (0,08-0,11%), биотитах (0,7-1,0%) и апатитах (3-4%).

Первый этап геохимической и рудной концентрации вольфрама, идущей параллельно с некоторой концентрацией молибдена и фтора, связан с позднесиногенными (300-330 млн. лет) массивами гранитоидов повышенной основности. Здесь следует отметить, что позднепалеозойские шеелит-кварцевые рудопроявления четко отличаются от описанных выше наличием в жилах мусковитовых оторочек и ассоциации шеелита с висмутином, молибденитом. Они всегда находятся во вмещающих породах с повышенным содержанием кальция. Пересечение вольфрамит-кварцевыми жилами позднепалеозойских молибденит-гюбнеритовых месторождений известняков также сопровождается образованием шеелита вместо вольфрамита (Пороховское и другие месторождения).

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ВОЛЬФРАМОВОЙ И РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИЙ

КАМЕНСКО-АДУЙСКИЙ РЕГИОН

Район характеризуется исключительно сложным геологическим строением, расшифровке которого в значительной мере содействовали съемочные работы масштаба 1:50 000, проводившиеся под руководством М.С. Рапопорта, результаты которых использованы при составлении настоящего раздела.

Важнейший элемент геологического строения района – Каменско-Адуйский плутон – представляет собой пример сложно построенной, полигенной и полиформационной интрузии, сопровождающейся разнообразной пегматитовой и гидротермальной минерализацией. Находится в восточном крыле Сосьвинско-Коневского мегантиклинория Восточно-Уральского поднятия. Мегантиклинорий в центральной части (где он слагается гранито-гнейсами по нижнепалеозойским породам) обрывается субмеридиональным глубинным Мурзинским разломом, в восточной части (несколько восточнее контакта плутона) – глубинным разломом, отделяющим Восточно-Уральское поднятие от одноименного прогиба. Плутон состоит из двух конформных и конкордантных крупных изолированных массивов, находящихся в разобщенных тектонических блоках – Каменском (I комплекс) и Адуйском (II комплекс), относящихся к глубинным сиалическим позднепалеозойским образованиям. Каменский массив является позднеорогенным, Адуйский – позднеорогенным. Каменский и Адуйский плутоны секутся более поздними и менее глубинными (мезо-, гипабиссальными) мелкими грещинными массивами и дайками (Шамейский массив, Зенковская дайка и Кварцевогорская система даек) северо-северо-западного простирания (III комплекс). Проведенные исследования показывают, что Каменский массив является совершенно непродуктивным, в то время как Адуйский массив относится к числу продуктивных (см. рис. 1, 6, 7), сопровождаясь в восточном контакте редкометальными пегматитами, сопутствующими им флогопитовыми слюдами и одиночными экзоконтактовыми кварцевожилковыми полями редкометально-вольфрамовой формации. В западном контакте массив сопровождается камерными пегматитами. Наконец, с массивами III комплекса связаны редкометальные ниобийсодержащие граниты и ранние полевошпатовые метасоматиты, иногда с сопутствующей молибденовой штокверковой минерализацией редкометально-молибденовой формации. Экзоконтактовые слюдиты, ассоциирующие с гранитами II комплекса, приурочены к тектонически ослабленной зоне, следующей контакту Адуйского массива. Основная часть слюдитовых и пегматитовых образований находится в тектоническом блоке, образованном субмеридиональным глубинным Асбестовско-Режевским разломом и опережающими его диагональными Центральным и Южным разломами сбросо-сдвигового характера.

Ниже рассматриваются критерии связи минерализации с гранитами. Наиболее южный, Каменский массив отвечает начальной стадии позднепалеозойского гранитообразования (позднесинорогенной стадии), является наиболее глубинным и эродированным, характеризуется исключительно широким развитием процессов гранитизации и контаминации. Большая часть этого округлого массива воронкообразного строения, слагается гнейсо-гранитоидным комплексом гранодиорит-адамеллитового состава (табл. 48, 1 фаза), биотитовые и двуслюдяные граниты фиксируются только в виде небольшого тела в его центральной части, а также совместно с лейкократовыми и аляскистовыми гранитами (II фаза) образуют секущие дайки. В целом массив можно считать анатектическим, отвечающим I и II фазам позднепалеозойского гранитообразования региона.

Адуйский массив соответствует уже следующей стадии позднепалеозойского гранитообразования, образуя вытянутое на 50 км в субмеридиональном направлении тело слабо перемещенных гранитов, полого падающих на восток. Представлен биотитовыми мелко-, среднезернистыми и среднезернистыми слабо порфировидными гранитами, в западной прикорневой части постепенно переходящими в гранито-гнейсы амфиболитовой фации, а к востоку (к апикальной части массива) сменяющимися сначала двуслюдяными, а затем лейкократовыми пегматоидными гранитами. Последние преимущественно и представляют восточную апикальную часть массива, хотя здесь встречаются многочисленные участки двуслюдяных гранитов, что характеризует неровный характер кровли массива, слагаемый узкой каймой контактовых плаггиогнейсов эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Все гранитоиды массива рассматриваются как изофациальные образования, иллюстрирующие вертикальную внутрикамерную дифференциацию и перекристаллизацию в связи с пегматитизацией гранитов апикальной части массива. По мере приближения к восточному контакту массива увеличивается роль инъекционного и шлирового пегматообразования вплоть до образования протяженного (около 25 км) экзоконтактового пояса редкометалльных пегматитов. Дайки гранитов Адуйского массива секут гранитоиды Каменского массива на основании чего массив относится к третьей фазе позднепалеозойского позднеорогенного гранитообразования района.

Наиболее молодые массивы III комплекса представлены малыми интрузиями (Шамейский) и дайками (Зенковская) или системами даек (Кварцегогорская) площадью от первых сотен квадратных метров до 10 км², имеющих в отличие от описанных конформных массивов секущее (по отношению к вмещающим породам) преимущественно северо-западное или северо-северо-западное простирание. Массивы сопровождаются слабым контактовым метаморфизмом, иногда достигающим роговиковой зеленосланцевой фации, и приурочены к геофизическим полям типа "гравитационной ступени". По минералого-геохимическим данным они выделяются в две группы: в первую группу входит Шамейский массив, во вторую - Зенковская и Кварцегогорские дайковые тела. Возрастные и генетические взаимоотношения этих двух групп не ясны. Шамейский массив слагается пре-

имущественно розовыми лейкократовыми гранитами с резко подчиненным развитием биотитовых гранитов и аляскитов, исключительно редко встречаются розовые пегматит-аплитовые образования. Зенковская дайка в юго-западной части слагается мелкозернистыми серыми аляскитами, остальная часть дайки представлена более поздними среднезернистыми розовыми аляскитами, в северной части переходящими в лейкократовые двуслюдяные граниты. Наконец, Кварцевогорская система даек представлена розовыми резко варьирующими (даже в образце) по содержанию биотита гранитами (от лейкократовых до аляскитовых) от мелко- до среднезернистых и белыми средне-, крупнозернистыми кварц-альбитовыми аляскитами.

Меньшая глубина становления Шамейского массива и Зенковско-Кварцевогорской системы даек по сравнению с Адуйским и Каменским массивами доказывается меньшей степенью метаморфизма (эпидот-роговикова фация около Шамейского массива), наличием зон закалки (Шамейский массив), слабым развитием пегматитов, которые относятся уже не к редкометалльному, а к миароловому и силекситовому типу, резкой вариацией структуры гранитов даже в пределах одного образца, развитием сферолитового альбита в розовых гранитах Кварцевогорской системы даек, высоким постоянным содержанием пертитовых вростков альбита и Na_2O (0,9-1,1%) в виде изоморфной примеси в калишпате.

Возраст гранитов Адуйского массива, по данным Л.Н. Овчинникова, отвечает 285 млн.лет, а ниобийсодержащих гранитов Зенковской дайки - 233-267 млн.лет (см. табл. 5). По геологическим материалам дайки гранитов Адуйского типа прорывают гранитоидный комплекс Каменского массива, а жилы розовых гранитов Шамейского массива находятся в гранитах Адуйского массива, в зоне их контакта (по Н.Е. Чистякову). Не ясны геологические взаимоотношения гранитов Адуйского и Зенковского массивов. Часть исследователей (М.С. Рапорт, З.И. Комарова) считают их изофациальными образованиями, что нельзя считать правильным, хотя бы потому, что Зенковская дайка слагается двумя субфазами аляскитов, причем розовые среднезернистые граниты, переходящие в северной части в двуслюдяные граниты ("адуйского типа" по названным авторам), являются более молодыми по сравнению с ниобийсодержащими серыми аляскитами.

Общей петрохимической особенностью гранитов массивов всех трех групп (по З.И. Комаровой) является пересыщенность глиноземом (табл. 49, см. Приложение.). По классификации А.Н. Заварицкого, они относятся к группам гранитов умеренно богатых и богатых щелочами. Наиболее обогащены щелочами граниты массивов самой поздней третьей группы (Шамейский, Зенковский, Кварцевогорский), четко отличающиеся от гранитов остальных массивов на диаграмме SiO_2 -агпаитность, что подтверждает правомочность выделения этих массивов в самостоятельный третий комплекс. Коэффициент агпаитности гранитов наиболее молодых массивов составляет 0,77-0,90, в то время как в гранитах Каменского и Адуйского массивов - 0,71-0,78.

По мере дифференциации гранитоидов наиболее раннего непродуктивного Каменского массива от адамеллитов – биотитовых гранитов до аляскитов увеличивается (см. табл. 49) содержание кремнезема от 71,19% до 74,69%, K_2O – от 3,53 до 3,93% и понижается содержание алюминия, железа, магния, кальция, натрия. При этом общей чертой гранитов Каменского комплекса является преобладание натрия над калием, снижающееся к конечным дифференциатам.

Дифференциация гранитов Адуйского массива от биотитовых в прикорневой части массива до пегматоидных в апикальной части, наоборот, сопровождается понижением содержания K_2O (от 4,42 до 3,81%) и увеличением концентрации Na_2O (от 3,68 до 4,05%), так что в пегматоидных гранитах натрия уже преобладает над калием. Поведение остальных компонентов в указанном направлении такое же, как и в Каменском массиве. Отметим только, что количество кремнезема увеличивается от 72,09 до 73,41%. Состав пегматитового расплава близок к составу пегматоидного гранита, отличаясь пониженным содержанием кальция, калия и более высоким – натрия. Характер его дальнейшей дифференциации заключается в уменьшении количества кальция, натрия и увеличения калия и в целом суммы щелочей. При этом в промежуточной неравномернoзернистой зоне содержание кремнезема максимально, а глинозема минимально (содержание кварца соответственно достигает 34% по сравнению с 30% в аплитовой зоне и 21% в пегматоидной зоне.

Как уже говорилось, отличительной чертой гранитов массивов третьего комплекса является их повышенная щелочность, при этом для гранитов Шамейского массива характерно преобладание калия над натрием при невысоком содержании кремнезема (72,1–73,5%), в то время как для гранитов Зенковской и Кварцевогорской системы даек свойственно преобладание натрия над калием ($Na_2O=4,69\div 4,82\%$, $K_2O=3,79\div 3,92\%$) при высокой концентрации кремнезема (74,3–74,9%). В Зенковской дайке по мере движения с юга на север от ниобийсодержащих аляскитов к двуслюдяным гранитам содержание кремнезема уменьшается до 73,1%, Na_2O – до 4,44%, а K_2O – увеличивается до 4,20%.

Таким образом, петрохимические особенности гранитов Адуйского массива соответствуют глубинным массивам, сопровождающимся редкометальными пегматитами (по А.И. Гинзбургу и др.), в то время как более кислые (и с большим содержанием нормативного кварца) граниты из даек участков развития камерных пегматитов приближаются к составу гипабиссальных массивов, продуктивных на камерные пегматиты и грейзеновые месторождения. Лейкократовые граниты III комплекса, характеризующиеся меньшей глубинностью и большей щелочностью близки к составу гранитов, с которыми ассоциируют редкометальные граниты–альбититы.

Рассматриваемые три группы гранитоидов отличаются и по составу биотита из гранитов (см. табл. 47), причем биотиты из гранитов Каменского массива имеют наименьшую глиноземистость и железистость (и соответственно наибольшую магnezиальность) по

Таблица 49

Химический состав глубинных гранитоидов Каменско-Адуйского плутона (по З.И. Комаровой)

Компонент	Каменский массив			
	Гранодиориты, адамеллиты гнейсовидные (14)	Биотитовые граниты, адамеллиты (16)	Лейкокрацовые и аляскистовые граниты (5)	Гнейсы гранодиоритового и адамеллитового состава (7)
SiO ₂	66,64	71,19	74,69	68,95
TiO ₂	0,51	0,22	0,08	0,40
Al ₂ O ₃	16,46	15,23	13,88	15,94
Fe ₂ O ₃	1,08	0,55	0,20	0,88
FeO	2,69	1,80	1,34	1,95
MnO	0,06	0,05	0,03	0,04
MgO	1,39	0,67	0,18	0,87
CaO	3,17	1,83	0,80	2,07
Na ₂ O	4,77	4,30	4,07	3,54
K ₂ O	2,25	3,53	3,93	3,52
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,04	0,12
H ₂ O (п.п.п.)	0,76	0,67	0,35	1,15
Сумма	99,95	100,17	99,58	99,39
Fe ³⁺ /Fe	0,62	0,71	0,78	0,60
K ₂ O+Na ₂ O	7,02	7,83	7,99	7,06
Ka		0,51	0,58	

сравнению с биотитами из гранитов Адуйского массива, в то время как биотиты из гранитов Шамейского массива занимают промежуточное положение. С увеличением степени дифференцированности гранитов Адуйского массива железистость и глиноземистость биотита возрастают.

Гранитные массивы четко различаются по ассоциации и особенно составу аксессуарных минералов (по данным В.А. Чашухиной). Наиболее бедны ими гранитоиды Каменского (и Курманского) массива, для которого характерна сфен(250-5450 г/т) - ортитовая (0-40 г/т) ассоциация при полном отсутствии рекдометаллических и редкоземельных минералов во всех дифференциатах и в том числе пегматитах, что иллюстрирует полную непродуктивность этих массивов.

Адуйский массив

Гранито-гнейсы биотитовые (20)	Биотитовые граниты (19)	Двуслюдяные граниты (9)	Пегматоидные лейкократовые граниты (9)	Аляскиты и лейкократовые граниты (6)
72,12	72,09	73,18	73,44	73,11
0,19	0,18	0,11	0,13	0,15
14,56	14,16	14,74	14,40	14,70
0,36	0,57	6,26	0,35	0,29
1,77	1,80	1,56	1,59	1,35
0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
0,36	0,40	0,23	0,24	0,33
1,34	1,23	1,11	1,17	1,13
3,79	3,68	4,09	4,05	3,98
4,52	4,42	4,02	3,81	4,33
0,03	0,06	0,06	0,09	0,03
0,36	0,37	0,66	0,77	0,30
99,30	99,60	100,07	100,08	99,76
0,76	0,77	0,75	0,75	0,76
8,31	8,1	8,11	7,86	8,31
	0,57	0,55	0,54	

Гранитам Адуйского массива свойственно низкое содержание сфена (0-59 г/т) и появление редкометалльных и редкоземельных минералов. По мере эволюции гранитоидов в Адуйском массиве от биотитовых гранитов в прикорневой части и до пегматоидных в апикальной части и далее пегматитов происходит постепенное уменьшение содержания ильменита, магнетита, циркона и появление или увеличение содержания граната, колумбита, эвксенита, ганига, шпинели, муассонита, что подчеркивает генетическую связь пегматитов с лейкократовыми пегматоидными гранитами Адуйского массива. Пегматоидные граниты Адуйского массива являются колумбитоносными, причем состав колумбитов из гранитов и пегматитов довольно близок (в колумбите из гранитов Ta_2O_5 - 18,6% Nb_2O_5 - 62,7%, в

колумбите из пегматитов Ta_2O_5 - 12-23%, Nb_2O_5 - 56-70%), что еще раз подчеркивает тесную их связь. Об этом же говорят близкие содержания и состав редких земель в гранитах и пегматитах массива (см. табл. 47).

Аляскиты Зенковской дайки и Кварцевогорской системы даек характеризуются наиболее разнообразной ассоциацией редкоземельных и редкометалльных минералов при практически полном отсутствии апатита, сфена, ильменита, магнетита, что отличает их от пегматоидных гранитов Адуйского массива. В отличие от пегматоидных гранитов Адуйского массива колумбиты аляскитов Зенковской дайки содержат (см. табл. 47) меньше тантала ($10,7\% Ta_2O_5$, $69-74\% Nb_2O_5$) и характеризуются большей величиной Nb_2O_5/Ta_2O_5 (соответственно 6,6 и 3,4), что может быть связано с их повышенной щелочностью. В более поздних среднезернистых аляскитах и аляскитах Кварцевогорской системы даек появляется эвксенит ($4,2\% Ta_2O_5$, $32,5\% Nb_2O_5$). По мере перехода к двуслюдяному граниту содержание тантала в колумбите снижается до 6,8%, Nb_2O_5 увеличивается до 72,4%, Nb_2O_5/Ta_2O_5 - до 10,6, появляется ильменорутил, содержащий всего 1,7% Ta_2O_5 .

Отличительной чертой Шамейского массива является появление сфена (до 1%), как и в гранитоидах предыдущего массива, обычно являются флюорит и молибденит. Иногда фиксируется ильменорутил. Близость гранитов Зенковско-Шамейской группы подчеркивается и более высоким содержанием в гранате из них спассартиновой молекулы (50-64%) в отличие от гранатов из гранитов Адуйского массива, содержащих 35-48% спассартиновой молекулы. Наблюдается и увеличение содержания MnO по мере эволюции пегматитового расплава от 13,2% в гранате из эндоконтактового пегматита до 13,8% и 17,1% соответственно в гранате из зоны аплитовой и пегматоидной структур экзоконтактовых пегматитов. Более высокое содержание марганца в колумбите из редкометалльных гранитов Зенковской дайки (8,7%) по сравнению с колумбитом из пегматитов Адуйского массива (4,7-6,5%) также свидетельствует о формировании редкометалльных гранитов из более позднего и более дифференцированного расплава по сравнению с пегматитовым расплавом Адуйского плутона. Эволюция последнего также отражается в росте содержания MnO в колумбите от 4,7% в пегматоидном граните до 4,9 в эндоконтактовом пегматите, увеличиваясь до 5,4 и 6,5% соответственно в аплитовой и пегматоидной зоне экзоконтактовых пегматитов.

Различия рассматриваемых комплексов по соотношению редкоземельных элементов в апатитах (по данным В.А. Чашухиной) зависят от соотношения аксессуарных минералов (содержащих редкоземельные элементы). Апатиты сфенсодержащих гранитов Каменского и Шамейского массивов четко отличаются от гранитов и пегматитов Адуйского массива большим количеством элементов лантановой группы (см. табл. 47) и меньшей величиной $\Sigma Y/\Sigma Ce$ (соответственно 0,27-0,60 и 0,8-2,1). При этом апатит из гранитов III комплекса отличается максимальным содержанием элементов

групп самария и эрбия, приближаясь к гранитам Адуйского массива по $\Sigma Y/\Sigma Ce$ (1,9). По мере эволюции гранитов Адуйского плутона наблюдается понижение $\Sigma Y/\Sigma Ce$ от 2 до 0,8. Очень четкое отличие гранитов Адуйского и Зенковского массивов фиксируется по большому $\Sigma La/\Sigma Sm$ в первом.

Таким образом, все три интрузивных комплекса четко различаются по возрасту, глубинности становления массивов, особенностям изменения в ходе дифференциации состава гранитов и слагающих их минералов, что позволяет вполне определенно отнести Каменский и Адуйский массивы к гранитному формационному типу (не исключена принадлежность Каменского массива к тоналит-гранодиоритовому формационному типу), а массивы III комплекса — к адалеллит-гранитному формационному типу. Как известно, глубина кристаллизации и степень дифференцированности массивов являются важными критериями характера и степени их потенциальной рудоносности. В этом аспекте наибольшая глубина формирования, анатектический тип гранитов, крайне малый (жильный) масштаб развития лейкокраповых гранитов (да и биотитовых тоже), значительный эрозионный срез и определили полную непродуктивность Каменского массива. Наоборот, крупный, хорошо дифференцированный, с малым эрозионным срезом мезоабиссальный Адуйский массив являет собой пример наиболее продуктивного на Урале гранитного массива. Именно с таким типом массивов, формирующихся в зоне эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма связаны наиболее крупные в орогенных зонах поля редкометалльных пегматитов [22]. Нарастание степени пегматитообразования к восточной апикальной части массива и далее к зоне ближайшего экзоконтакта, локализация пегматитовых и слюдитовых проявлений в единой с массивом структурно-тектонической зоне и в связи с формой контакта массива, близкая глубинность, равно как и близкий абсолютный возраст гранитов (285 млн. лет, по Л.Н. Овчинникову), пегматитов (273 млн. лет по двум пробам), слюдитов (245-285 млн. лет, см. табл. 5) и метасоматитов Каменского и Адуйского массивов являются важными геолого-структурными критериями их тесной генетической связи.

Редкометалльные экзоконтактовые пегматиты восточной части Адуйского массива являются типичными представителями мезоабиссальной редкометалльной пегматитовой формации [22], в то время как миароловые пегматиты с самоцветами северо-западного экзоконтакта массива приближаются по своему характеру к камерному типу пегматитов, образующихся в связи с малоглубинными гранитными массивами. Действительно, для Адуйской и Мурзинской зон камерных пегматитов характерно развитие даек ультракислых аляскитов (по Гумерову). Широкое развитие в некоторых типах камерных пегматитов аметистовой минерализации предположительно позволяет говорить о наличии единого генетического ряда между камерными пегматитами и гидротермальными аметистовыми месторождениями (Вагиха, Тальян), локализованными в гранитах Мурзинского массива. Это дает возможность считать в качестве рабочей гипотезы, что камерные пегматиты моложе гранитов Адуйского массива

и, возможно, связаны с поздней, посторогенным магматизмом. Последнее кажется более достоверным, нежели отнесение камерных пегматитов к этапу формирования гранито-гнейсового комплекса западного контакта Адуйского массива (точка зрения М.Б. Аринштейна) только на том основании, что они локализованы в этом комплексе. Широкое развитие аргиллизитов на месторождении Ватиха (по М.Б. Аринштейну) подтверждает выдвигаемое мнение о генетическом единстве камерных пегматитов и аметистовых гидротермальных месторождений и их формировании в условиях малых глубин после становления Адуйско-Мурзинского массива в поздней, посторогенный этап развития эвгеосинклинали.

Представляется, что проведение поисковых работ на редкие элементы в районе полосы камерных пегматитов нецелесообразно, ибо в других регионах малоглубинные массивы с широким развитием камерных пегматитов не сопровождаются редкометальными гранитами. Низкие содержания редких элементов в жильных гранитах и пегматитах рассматриваемой зоны как по нашим данным так и данные геологов УТГУ подтверждают этот вывод. Тем не менее генетическое положение камерных пегматитов западного экзоконтакта Адуйского и Мурзинского массивов нельзя считать окончательно выясненным.

Жильные экзоконтактовые проявления (Каменское, Малорефтинское) характеризуются простой формой тел, небольшим числом стадий минерализации и простотой набора рудных элементов и могут быть отнесены к глубинным образованиям в отличие от менее глубинного Шамейского рудопоявления, характеризующегося полистадийностью и штокверковым характером минерализации. Флогопитовые слюдиты по своим особенностям занимают промежуточное положение что, по-видимому, связано с их формированием в зоне меланжа и долгоживущих разломов, т.е. в условиях очень напряженной тектонической обстановки (открытой системы). О пространственной, структурно-тектонической и возрастной близости поясов флогопитовых слюдитов и экзоконтактовых редкометальных пегматитов уже говорилось, что подчеркивает их тесную генетическую связь между собой и с пегматоидными гранитами Адуйского массива. Приведенный материал наряду с отсутствием в рудных полях раннего щелочного площадного метасоматоза при образовании щелочных метасоматитов и преджилый околотрещинный этап указывает на правильность отнесения флогопитовых слюдитов к редкометально-вольфрамовой формации, связанной с позднеорогенными глубинными гранитами.

Важными критериями генетической связи массивов III комплекса и ассоциирующих с ними рудопоявлений являются локализация последних в пределах массивов и соответственно более молодой возраст (по сравнению с Адуйским массивом) и меньшая глубина формирования. Граниты и метасоматиты характеризуются обычно низким абсолютным возрастом (216-297 млн. лет, см. табл. 5). Наконец, молодым массивам свойственно интенсивное развитие мощных тел ранних полевошпатовых метасоматитов альбититовой формации (по В.И. Смирнову), ассоциирующих везде с малоглубин-

ными гранитами (по А.И. Гинзбургу, В.И. Смирнову и др.), т.е. рассматриваемые проявления должны быть отнесены к редкометалло-молибденовой формации.

Наиболее четко генетические связи редкометаллоидной минерализации с соответствующими гранитными массивами подчеркиваются анализом геохимического материала. Граниты совершенно непродуктивного Каменского массива характеризуются наиболее низкими (обычно нижнекларковыми) концентрациями всех редких элементов как в породе, так и в слагающих ее минералах (см. табл. 47). При этом от ранних к поздним дифференциатам (вплоть до лейкократовых гранитов и пегматитов) Каменского массива накопления редких элементов не происходит, хотя содержание фтора в биотите увеличивается от 0,48 до 0,70%.

Накопление редких элементов от ранних дифференциатов к поздним, являясь важным показателем рудогенерирующей способности плутонов, свойственно массивам II и III комплексов. В Адуйском массиве от биотитовых гранитов подошвы (западная часть) к пегматоидным гранитам кровли (восточная часть) наблюдается увеличение содержания всех редких элементов (и фтора) в породах и минералах из них. В конечных продуктах внутрикамерной дифференциации — пегматоидных гранитах — содержание большинства редких элементов и фтора превышает их кларковые значения. Говоря о первичной геохимической специализации пегматоидных гранитов на редкие элементы, мы имеем в виду и то, что она может складываться и при влиянии авгометасоматической альбитизации и мусковитизации, столь характерной для пегматоидных гранитов. Таким образом, приуроченность зон редкометалловых пегматитов и флогопитовых слюдитов к восточному контакту массива не является случайной, а отражает направленную дифференциацию и накопление редких элементов с запада на восток плутона.

Рудная нагрузка редкометалловых пегматитов и слюдитов иллюстрируется поведением редких элементов при дифференциации гранитов массива. От западного контакта массива к восточному содержание ниобия увеличивается от 12 до 26 г/т, тантала — от 2 до 6 г/т, при этом по мере приближения к восточному контакту массива содержание магнетита, сфена, ильменита и концентрация в них ниобия быстро понижаются с появлением соответственно ильменорутила и затем колумбита. Ниобий концентрируется только в пегматитах в виде колумбита и во флогопитовых оторочках около них во флогопите. Его содержание в слюдитах и других экзоконтактовых пневматолито-гидротермальных проявлениях в 2-3 раза ниже кларка, что отражает отсутствие концентрации ниобия в постмагматическом растворе в связи с глубинными гранитами, свойственное и другим глубинным массивам Восточно-Уральского поднятия.

Наибольший интерес представляет рассмотрение поведения редких щелочей в ряду граниты-пегматиты-флогопитовые слюдиты (см. табл. 47). К пегматоидным гранитам апикальной части массива содержание редких щелочей нарастает как в гранитах, так и в минералах. Дальнейшее нарастание содержания редких щелочей проис-

ходит в эндоконтактовых и затем экзоконтактовых пегматитах и слюдитах, где оно достигает максимума. Металлогеническая специализация массива на редкие щелочи подчеркивается и нарастанием их содержания в минералах по мере приближения к апикальной части массива, где оно является максимальным в глубинной группе гранитных массивов.

Здесь следует отметить, что в экзоконтактовых пегматитах от ранней аплитовой зоны к поздней пегматоидной концентрации редких щелочей в калишпате и мусковите остаются постоянными или даже снижаются, что противоречит обычному увеличению содержания редких щелочей в этом направлении в пегматитах других регионов СССР [124]. Это наряду со слабой дифференцированностью пегматитовых тел, слабым развитием процессов поздней перекристаллизации и уменьшением содержания фтора свидетельствует об отделении летучих от пегматитового расплава еще вначале пегматитового процесса при образовании аплитовой зоны в результате интенсивной дегазации. Причиной этого может являться крайне нестабильная тектоноическая обстановка формирования пегматитов вблизи зоны меланжа и региональных разломов, где и локализуются флогопитовые слюдиты. Это приближает условия формирования слюдитов к условиям открытых систем, подтверждением чего являются отмечаемые А.И. Гинзбургом признаки гипабиссальности флогопитовых слюдитов.

Как известно, слюдиты по своему составу (широкому развитию плагиоклазитов вместо кварцевых жил) заметно отличаются от большинства пневматолито-гидротермальных образований, что и породило мнение (А.Е. Ферсман, К.А. Власов), что они являются десилифицированными пегматитами. Валовый состав слюдит-плагиоклазитовых тел действительно приближается к составу пегматитов (по подсчетам А.Ф. Золотухина и А.И. Шерстюка), однако, все другие соображения неопровержимо свидетельствуют о их пневматолито-гидротермальном генезисе. Специфический состав слюдитов, на наш взгляд, объясняется их возможным образованием из флюидов, отделившихся при дегазации пегматитовых расплавов, на что указывает не только их тесная пространственная связь, но и ряд вышерассмотренных особенностей пегматитовых тел. Подтверждением высокой концентрации редких щелочей в исходном пегматитовом расплаве экзоконтакта является их высокое содержание в слюдитовых оторочках пегматитовых тел.

Интенсивное удаление редких щелочей и фтора за пределы пегматитовых тел свойственно многим регионам СССР, причем намечается тесная связь между их концентрациями в слюдитах и пегматитах. Следует также отметить, что повышенные содержания редких щелочей свойственны и другим пневматолито-гидротермальным образованиям экзоконтакта, важным моментом отличия которых от флогопитовых слюдитов является их локализация в ином литологическом типе пород и в более стабильной тектонической обстановке. Во всем остальном в генетическом аспекте эти образования очень близки.

Граниты Зенковской дайки характеризуются наиболее высокими в районе содержаниями олова (9-13 г/т), в то время как граниты Кварцевогорской системы даек - минимальными (0,5-1,4 г/т, а фтора - 0,01%), что объясняется их выносом (дегазацией) при становлении Кварцевогорской системы даек, сибо приконтактовые неизмененные плаггиогнейсы содержат до 0,58% фтора и 30 г/т олова. Геохимическая специализация на олово гранитов Зенковской дайки и Кварцевогорской системы даек выражается и высоким содержанием олова в мусковите (140-400 г/т), в то время как мусковиты Шамейского массива по содержанию этого элемента (40-49 г/т) приближаются к гранитам Адуйского массива (7-80 г/т), т.е. закономерность расчленения Шамейского массива и Зенковско-Кварцевогорской дайковой системы в пределах III комплекса очевидна и по этим критериям. Противопоставляя по геохимическим данным граниты II и III комплексов, отметим также и то, что биотиты первых содержат 34-50 г/т олова, в то время как биотиты из гранитов Адуйского массива - 20-31 г/т, причем в наиболее поздних дифференциатах - пегматоидных гранитах и эндоконтактовых пегматитах - содержание олова в биотите (20 г/т) минимальное.

Типоморфным элементом для гранитов рассматриваемого региона является ниобий. В гранитах I и II комплекса его содержание обычно ниже кларка, достигая 26 г/т только в пегматоидных гранитах Адуйского массива. В гранитах III комплекса оно варьирует от близкларковых содержаний в гранитах Шамейского массива и Кварцевогорской системы даек до 59-61 г/т в редкометалльных гранитах Зенковской дайки. Магматические редкометалльные граниты и ранние полевошпатовые метасоматиты массивов III комплекса в отличие от метасоматитов II комплекса всегда характеризуются привносом ниобия (средние содержания соответственно 50-84 и 7-21 г/т). Следует отметить, что для поздних гранитов и ассоциирующих с ними рудопроявлений не характерны повышенные концентрации редких щелочей.

Наиболее важной особенностью рудопроявлений (Шамейского, Зенковского, Кварцевогорского), находящихся в одноименных массивах III комплекса, в отличие от рассмотренных выше образований, является интенсивное развитие ранних щелочных метасоматитов альбититовой формации (по классификации В.И. Смирнова) с появлением аксессуарной вкрапленности танталониобатов. Аляскиты Зенковской дайки относятся к типу магматических редкометалльных гранитов. Все эти образования характеризуются довольно низкими концентрациями тантала (см. табл. 47, в среднем до 11 г/т), однако, учитывая значительную степень дегазации некоторых из них, не исключено и наличие не выявленных тел редкометалльных гранитов, альбититов и пневматолиго-гидротермальных экзоконтактовых образований с более высокими концентрациями тантала.

Наличие штокверковой молибденовой минерализации в экзоконтакте Шамейского массива является дополнительным аргументом правильности отнесения данного типа минерализации к альбитит-

грейзеновой редкометалльно-молибденовой формации, связанной и в других регионах с малоглубинными гранитными массивами.

Таким образом, в районе Каменско-Адуйского плутона выделяются две формации позднепалеозойских гранитов, с которыми связана разнотипная редкометалльная минерализация. С поздними дифференциатами Адуйского массива глубинной гранитной формации генетически связаны редкометалльные пегматиты и пневматолито-гидротермальная минерализация с молибденитом редкометалльно-вольфрамовой формации. С более поздними малоглубинными мелкими массивами слабощелочного состава адамеллит-гранитного формационного типа, секущими гнейсо-гранитный комплекс, генетически связаны образования типа редкометалльных гранитов-альбитов с аксессуарными танталониобатами и штокверковая молибденит-кварцевая минерализация редкометалльно-молибденовой формации.

ШИЛОВСКО-КОНЕВСКИЙ РЕГИОН И РАЙОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Являясь южным продолжением Каменско-Адуйского региона, регион локализован в восточной части Восточно-Уральского поднятия, отделяясь от одноименного прогиба Боевско-Игишанской группой глубинных разломов. Геологическое строение района детально изучалось группой геологов-съемщиков во главе с М.С. Рапопортом [109], материалы которого, так же как и сотрудников лаборатории геохимии редких элементов (П.В. Покровского, З.И. Комаровой, В.А. Чашухиной), лежат в основе характеристики геологии и гранитоидов района.

Район слагается метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями ордовикско-нижнедевонского структурного яруса. Позднепалеозойские гранитные массивы локализованы в восточной части региона (Коневско-Карасьевская группа), где они контролируются Боевско-Игишанской группой глубинных разломов среднедевонского заложения, и в центральной части района (Шиловско-Аллакиозерская группа). Массивы Шиловско-Аллакиозерской группы приурочены к Шиловско-Карабольской зоне глубинных разломов, сформировавшихся, по-видимому, в рифтогенную стадию развития эвгеосинклинали. Обособленное положение занимает Газетинский массив, находящийся западнее, в пределах Аверинской зоны смятия.

Редкометалльная минерализация [114], ассоциирующая с этими двумя группами массивов (см. рис. 6), резко отличается по своему характеру. Коневско-Карасьевский плутон контролирует размещение молибден-вольфрамовых месторождений и рудопроявлений Биктимировской рудной зоны, в то время как в пределах Шиловско-Аллакиозерской группы массивов автором совместно с М.С. Рапопортом выявлены крупные тела ниобийсодержащих апогранитов [49-51].

Анализ гравитационных полей западной части района позволяет считать, что почти все массивы Шиловско-Карабольской зоны представляют собой продолжение Каменско-Адуйского плутона, фиксируя единую региональную зону позднепалеозойского гранитообразования. Только самые южные, Аллакиозерский и Аллабужский, массивы обра-

Таблица 48

Минералого-геохимические особенности гранитов и метасоматитов Каменско-Адуйского плутона, г/т

Этап	Геологическое положение массивов	Фаза	Характеристика гранитов и массивов	Химический состав		Биотит		Калишпат		Ассоциация аксессуаров	Танталониобаты	Nb/Ta в колумбите	MnO в колумбите	
				SiO ₂	K ₂ O, Na ₂ O	железистость	глиноземистость	триклинность	Na ₂ O по микроанализу					
Орогенный (I комп-лекс)	Конкордантные крупные массивы в зоне эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма	I	Каменский Гранодиориты и адамеллиты	66,6	0,47	48-51	19-25			<i>Mlt-Cfb-An- -Цр-Эп</i>	Нет			
		II	Биотитовые граниты Аляскиты	71,2 74,7	0,82 0,97	55	22							
Поздне-орогенный (III комп-лекс)		III	Адуйский Биотитовые граниты	72,1	1,20	71	25	0-0,5	0,5-0,7	<i>Mlt-Plm- -An-Цр-Kc- -Гр</i>	Нет	Ильмено- рутил	3,4	4,7
			Двуслюдяные граниты	73,2	0,98	69-72	24-26	0-0,5						
			Пегматоидные граниты	73,4	0,94	79	27	0-0,5						
			Эндоконтактовые пегматиты					0-0,7						
			Эзоконтактовые пегматиты											
Слюдиты околопегматитовые														
То же, вдали														
Мусковит-альбитовые метасоматиты														
Постгортенный (III комп-лекс)	Мелкие массивы, дайки и серии даек субмеридионального и северо-западного простирания со слабым контактовым метаморфизмом	IV	Зенковский Мелкозернистые аляскиты	74,3	0,81			0-0,9	1,0	<i>Mlt-Цр-Kc- -Гр</i>	Колумбит	6,5	8,7	
			Среднезернистые аляскиты	74,9	0,84			0-0,6						
			Пегматиты											
			Кварцевогорский Среднезернистые лейкократовые граниты	74,9	0,84									
			Кварц-альбитовые аляскиты	72,9	0,16									
			Калишпат-альбитовые метасоматиты ранние	(64,5)	(1,71)									
			Альбититы ранние	(64,7)	(0,07)									
			Шамейский Биотитовые граниты	72,1	1,15									
			Лейкократовые граниты	72,7	1,14	68	24	0,8-1,0						
			Ранние метасоматиты полевошпатовые	(65,0)	(0,87)			0,8-1,0						

Примечание. Таблица составлена по данным, полученным совместно с В.А. Чашухиной и В.Г. Вигоровой

Характеристика гранитов и массивов	Апатит			Пиропспес-сартин в гранате	Sn	Sn в		В граните					Рубидий			Литий	
	F, %	TR, %	$\Sigma Y/\Sigma Ce$			биогит	мусковит	Nb	Ta	Mo	F	TR, $\Sigma Y/\Sigma Ce$	гранит	биогит	калишпат	гранит	биогит
Каменский Гранодиориты и адамеллиты	3,8	0,04	0,31		1			8	1	1	600		78	365		18	
Биотитовые граниты	3,7	0,08	0,50		2	2		7	1	2	500		118	440		11	
Аляскиты	3,2	0,10	0,60	4,3/51							500		113	430		2	
Адуйский																	
Биотитовые граниты	3,0	0,53	2,0	3,0/48	3	31	10	12	2	2	700	131	190	1050	566	47	367
Двуслюдяные граниты	3,3-3,6	0,52	2,1		4	26	80	13	5	2	700	0,20	229	1050	1520	55	497
Пегматоидные граниты	3,7	0,50	1,3	1,6/35	5	20	7	26	6	3	1000		286	2000	1300	>40	1200
Эндоконтактовые пегматиты		0,45	1,7	2,0/38	5	20	64	30	5	2			284			40	
Экзоконтактовые пегматиты	3,9	0,37	0,8		6		110	99		2			530		2870	>43	
Слюдиты околопегматитовые								98		2							
То же, вдали								21		1							
Мусковит-альбитовые метасоматиты					6		12	7	2				338				
Венковский																	
Мелкозернистые аляскиты	3,8			0,7/50	10	50	400	61	10	3	600	117 1,3	460	1800	727	56	850
Среднезернистые аляскиты	3,1	0,40	1,9	1,0/54	9			59	11	15	500	138 1,6	295			>66	
Пегматиты					13			84	11	2							
Кварцевогорский																	
Среднезернистые лейкократовые граниты					1,4		140	19	2	2	100		266	1600		24	800
Кварц-альбитовые аляскиты					0,5			36	7	1	100		18			18	
Калишпат-альбитовые метасоматиты ранние					1,1			25	4	1	100		700			29	
Альбититы ранние					0,6			52	6	1	100		85			23	
Шамейский																	
Биотитовые граниты		0,15	0,27														
Лейкократовые граниты				1,6/64	4	34	49	15	3	5	1300	20 0,3-1,6	135	900	728	67	786
Ранние метасоматиты полевошпатовые					4		40	50	3	5	8400		155			>40	

зуют единое отрицательное гравитационное поле с Тюбукским массивом. Массивы в большинстве своем дискордантны, нередко имеют округлую форму с погружением структур к центру (тип опрокинутого конуса), характеризуются крайней невыдержанностью состава гранитоидов, среди которых преобладают породы граносиенит-гранодиоритового состава, и широким развитием структур гранитизации и контаминации (I комплекс).

От северных к южным массивам Шиловско-Карабольской зоны увеличивается концентрация порфиرو-бластических пород, уменьшается количество гранитных тел и возрастает глубина залегания предполагаемых по гравiorазведке глубинных гранитных плутонов. М.С. Рапопорт считает, что порфиробластез, приводящий к образованию сиенитов в южной части зоны, проявился после образования порфировидных и биотитовых гранитов, образующих в массивах дайки и мелкие тела в количестве, обычно не превышающем 20% (II комплекс). Наиболее поздними являются тела лейкократовых и аляскитовых гранитов (III комплекс), обычно находящихся в пределах сложно устроенных массивов, а также образующих небольшие самостоятельные массивы (Сосновский шток порфировидных гранитов и его сателлиты, Головыринская дайка розовых граносиенитов) и мелкие дайки. Наиболее крупным ($3,2 \times 3,5 \text{ км}^2$) является Сосновский шток лейкократовых порфировидных, иногда миароловых гранитов с телом аляскитивов в центральной части. Граниты секутся пегматитами, аплитами, гранит-порфирами. По-видимому, меньшей глубинностью (мезо-, гипабиссальная фация) характеризуются другие дайковые тела III комплекса.

Плутоны, находящиеся западнее (Газетинский) и восточнее (Коневско-Карасьевский) Шиловско-Карабольской зоны разломов, слагаются преимущественно биотитовыми гранитами при вертикальной мощности массивов до 8-10 км. Наиболее важный для нас Коневско-Карасьевский плутон состоит из массивов (Юго-Коневский, Карасьевский, Пьянковский, Игишанский), характеризующихся едиными геофизическими полями. По мере приближения к плутону степень метаморфизма увеличивается до эпидот-амфиболитовой фации. Карасьевский и Пьянковский массивы сложены слабо порфировидными биотитовыми гранитами, в Игишанском и Юго-Коневском массивах, кроме них, наблюдаются более поздние лейкократовые и аляскитовые граниты. По данным гравиметрии Юго-Коневский и Игишанский массивы соединяются на глубине 200 м в единый массив, который приурочен к одному из взбросо-сдвиговых нарушений Боевско-Игишанской зоны разломов, фиксируемых аномальной полосой локальных минимумов силы тяжести. По геофизическим данным в северной части над плавно погружающейся кровлей Коневско-Карасьевского плутона выступают Мыльниковское и Боевское слепые тела гребневидной формы (соответственно находящиеся на глубине 100-150 и 400 м).

Лейкократовые граниты Коневско-Карасьевского плутона по сравнению с аналогичными гранитами даек Шиловско-Карабольской зоны разломов характеризуются выдержанностью структуры, отсутствием

гранит-порфировых разновидностей в эндоконтактах тел, слабым развитием порфировых даек, низким содержанием альбита в виде пертитовых вростков в калишпате (соответственно 5-15 и 15-25%), высокой железистостью биотита (соответственно 75-80 и 50-55%), низким содержанием магнетита (соответственно 0,1-0,3 и 0,3-1,5%), что подтверждает их большую глубинность кристаллизации (соответственно мезоабиссальная и мезоабиссальная-гипабиссальная фации глубинности). Выделение М.С. Рапопортом малоглубинных поздних гранитов в пределах Шиловско-Карабольской зоны имеет важнейшее значение для понимания редкометальной металлогении региона. По-видимому, северным продолжением зоны является Шамейско-Зенковская группа массивов Каменско-Адуйского региона, доказательством чего является гипабиссальность условий их кристаллизации, нередко повышенная щелочность гранитов (сумма щелочей 8,3-9,0%), развитие метасоматитов группы апогранитов-альбититов с тантало-ниобиевой минерализацией.

Анализ материалов З.И. Комаровой и М.С. Рапопорта приводит к выводу, что наиболее важным петрохимическим отличием лейкократовых гранитов рассматриваемых двух зон является их щелочность. Сумма щелочей в аляскитах Юго-Коневского массива составляет 8,50-8,62, а в аляскитах Шиловско-Карабольской зоны - 8,79-9,62. В предшествующих аляскитам равномернозернистых гранитах Шиловско-Карабольской зоны также фиксируется повышенное количество щелочей (9,33-9,62%). Это подтверждает автономность гранитного магматизма двух зон, хотя по другим петрохимическим параметрам четкие различия не наблюдаются. Важно отметить, что биотиты всех разновидностей гранитов Коневско-Карасьевского плутона характеризуются большей железистостью по сравнению с биотитами из гранитов Шиловско-Карабольской зоны (соответственно 63-76 и 50-59%).

Граниты рассматриваемых двух зон отличаются и по эволюции типоморфных акцессорных минералов в процессе магматической дифференциации, заключающейся в том, что от биотитовых к лейкократовым гранитам в Шиловско-Аллакиозерской группе происходит смена сфен-ортитовой ассоциации на ильменитовую, в то время как в Коневско-Карасьевском плутоне имеет место противоположная направленность. Как уже говорилось, граниты двух групп резко отличаются по содержанию магнетита, а также $\Sigma Y / \Sigma Ce$ в сфене (в лейкократовых гранитах Шиловско-Аллакиозерской зоны - 0,40-1,70, в лейкократовых гранитах Юго-Коневского массива - 0,24). Лейкократовые граниты этих групп, как и в других комплексах, характеризуются разнообразным набором редкометальных и редкоземельных минералов.

Четкие различия двух зон фиксируются по поведению элементов-примесей. Содержание фтора в гранитах Коневско-Карасьевского плутона близко к кларку (в среднем 0,06-0,09%), в то время как в гранитоидах западной зоны в среднем составляет 0,04%, понижаясь от первого ко второму комплексу, что определяет полную непродуктивность этих гранитов. В отличие от глубинных гранитов,

характеризующихся кларковыми и нижекларковыми концентрациями ниобия, малоглубинные граниты III комплекса Шиловско-Аллакиозерской зоны в среднем содержат до 40 г/т ниобия, соответственно сопровождаясь ниобийсодержащими апогранитами с ильменорутилом. Формирование гранитоидных массивов I и II комплексов западной зоны сопровождалось и рассеиванием редких щелочей. Так, количество рубидия уменьшается от 180 до 130 г/т, лития - от 38,3 до 21,0 г/т. Однако малоглубинные граниты III комплекса уже заметно обогащены рубидием (253 г/т). Содержание рубидия в гранитах Коневско-Карасьевского плутона составляет 180-220 г/т, снижаясь до 140 г/т только в гранитах Пьянковского массива. Приведенные данные свидетельствуют о рассеянии редких элементов и фтора по мере эволюции глубинного гранитного магматизма западной зоны, что определяет их полную редкометалльную непродуктивность. В то же время повышенные концентрации ряда элементов в малоглубинных гранитах III комплекса западной зоны и в глубинных гранитах Коневско-Карасьевского плутона подчеркивают их редкометалльную продуктивность.

Таким образом, гранитные массивы рассматриваемых трех групп четко отличаются по глубинности образования, составу и эволюции элементов-примесей, что предопределило характер и степень их редкометалльной продуктивности. Коневско-Карасьевский плутон и массивы II комплекса Шиловско-Аллакиозерской группы относятся к гранитному формационному типу, в то время как лейкократовые граниты III комплекса Шиловско-Аллакиозерской группы - к адаметлит-гранитному формационному типу.

Глубинные гранитные массивы Коневско-Карасьевского плутона сопровождаются редкометалльно-молибден-вольфрамовой минерализацией Биктимировской рудной зоны. Месторождения характеризуются резко переменным соотношением вольфрама и молибдена. Жильный характер минерализации (переходящий в штокверк только в карбонатных породах), относительно простой состав жил и немногочисленность стадий минерализации, отсутствие ранних площадных метасоматитов при щелочном типе околотрещинного преджильного метасоматоза позволяют относить месторождения к редкометалльно-вольфрамовой формации. По палеогеографическим отстройкам [109] по глубинности выделяются две группы месторождений. Первая (2,5-4 км) включает месторождения (Пороховское и др.), находящиеся в породах кровли.

Во вторую группу (4-5 км) входят месторождения, локализованные в гранитах плутона. Повышенная глубинность формирования месторождений подтверждается и образованием максимального микроклина при формировании метасоматических колонок. Тесная генетическая связь месторождений с гранитным плутоном подчеркивается их локализацией в гранитах или над гребневидными слепыми выступами кровли плутона в тех случаях, когда они находятся во вмещающих породах при общей приуроченности месторождений к Бовеско-Игишанской зоне разломов. Близким является и абсолютный возраст гранитов и метасоматитов месторождений (270-290 млн.

лет). Генетическое единство гранитов плутона и месторождений подчеркивается и геохимическим материалом. Граниты и метасоматиты характеризуются кларковыми содержаниями ниобия (1,6–1,8 г/т), низкими концентрациями олова (соответственно 1,2–3,8 и 4,1–8,7 г/т). Преобразование гранитов сопровождается слабым привносом рубидия. Широкое развитие в связи с Коневско–Карасьевским плутоном пневматолиито–гидротермальной минерализации, по-видимому, и определяет практически полное отсутствие редкометалльных пегматитов.

Как уже говорилось, глубинные позднепалеозойские гранитоиды I и II комплексов западной зоны в результате их резко негативной геохимической специализации и рассеяния фтора и редких элементов при эволюции гранитного магматизма от I ко II комплексу являются совершенно непродуктивными. Гораздо больший практический интерес представляет мезо-, гипабиссальные лейкократовые граниты III комплекса, с которыми, как показано, в зоне поднятия связана минерализация редкометалльно–молибденовой формации. Проведенные нами исследования позволили выявить в пределах Шиловского массива и наметить в южной части Сосновского массива мощные зоны апогранитов с ильменорутилом и экзоконтактовых мусковит–кварцевых грейзенов, пространственно тесно ассоциирующих с шеелит–кварцевыми грейзенами. Продуктивность и специализация грейзенов остается невыясненной. Закономерная связь ильменорутитовых апогранитов с лейкократовыми гранитами третьего комплекса доказывается и вышекларковой концентрацией в них ниобия (35–45 г/т).

Широкое распространение даек лейкократовых гранитов III комплекса в южной части зоны позволяет полагать, что поисковые работы в этой части района могут привести к выявлению новых тел апогранитов–альбититов и экзоконтактовых грейзенов. При этом необходимо учитывать и то, что уже выявленные участки апогранитов и грейзенов тяготеют к узлам крупных разломов субширотного и северо–восточного простирания.

Таким образом, в пределах Шиловско–Коневского региона выделяются глубинные Коневско–Карасьевский плутон и массивы I и II комплекса Шиловско–Аллакиозерской группы, относящиеся к гранитному формационному типу. Минерализацией редкометалльно–вольфрамовой формации сопровождается только геохимически специализированный Коневско–Карасьевский плутон. Апогранитная и грейзеновая минерализация редкометалльно–молибденовой формации связана с более молодыми мезо-, гипабиссальными массивами лейкократовых гранитов III комплекса Шиловско–Аллакиозерской зоны, относящимися к адамеллит–гранитному формационному типу и образующими, по-видимому, единую зону с расположенной севернее Шамейско–Зенковско–Кварцевогорской группой массивов.

Южнее Шиловско–Коневского региона редкометалльно–молибден–вольфрамовая минерализация распространена крайне ограниченно. Она совершенно не фиксируется в пределах Султаевского, Сабанайского и Акакульского массивов. Первые два массива, судя по от-

сутствию пегматитов и широкому развитию дайковых и эндоконтактовых гранит-порфиров, относятся к мезо-, гипабиссальным образованиям адалеллит-гранитного формационного типа. Для Акакульского массива характерна противоположная картина, и наиболее рационально его отнести к глубинным образованиям гранитного формационного типа. Причина полной непродуктивности массивов, по-видимому, связана с их резко негативной специализацией на фтор (0,02-0,05%), причем например, в Султаевском массиве от ранних дифференциатов к поздним содержание фтора понижается от 680 до 380 г/т, что должно определять и отсутствие значительной концентрации редких элементов. Действительно, содержание редких щелочей, олова и молибдена в гранитах находится на уровне кларковых и нижекларковых значений. Исключение составляет ниобий, количество которого в малоглубинных массивах в 1,5-2 раза превышает кларк, составляя в гранитах Сабанайского массива 32,1 г/т, а в разных фазах гранитов Султаевского массива - 32,7-47,6 г/т. Однако высокое содержание в этих гранитах сфена и ильменита при пониженном фтора привело к полному рассеянию ниобия в акцессорных минералах (ильменит содержит 0,57-0,66% ниобия).

Гораздо больший интерес представляет Кременкульский массив, относящийся, судя по развитию гранит-порфировых фаций и отсутствию пегматитов, к группе мезо-, гипабиссальных гранитных массивов несколько повышенной щелочности адалеллит-гранитного формационного типа. Широкое распространение в массиве тел ранних мусковит-полевошпатовых метасоматитов и молибденит-кварцевой минерализации позволяет считать его перспективным объектом для дальнейших работ. Это же подтверждается и его геохимической специализацией на ниобий (43-101 г/т), фтор (0,08%), молибден (3,2 г/т), рубидий (380 г/т), цезий (5-11,5 г/т) при значительном привносе фтора, молибдена, рубидия, цезия при раннем щелочном метасоматозе. Повышенная концентрация ниобия в биотите (590 г/т) и ильмените (0,87%) при значительном содержании в гранитах ильменита привела к его полному рассеянию до формирования гидротермально-метасоматических образований.

Широкое распространение пневматолито-гидротермальных образований выявлено в последние годы в районе Кочкарской группы позднепалеозойских гранитных массивов, находящихся в восточной части Восточно-Уральского поднятия (см. рис. 8). Гранитные массивы, наиболее детально охарактеризованные Б.К. Львовым, локализируются в ядрах антиклинальных структур и обычно окружаются гнейсами и сланцами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации метаморфизма варламовской свиты предположительно протерозойского возраста. Исключение составляет Степнинский массив, залегающий в ядре Степнинско-Светлинской синклинали и прорывающий осадочно-вулканогенные породы среднего палеозоя (до визейских включительно).

Массивы региона достаточно определенно делятся на две группы. Первая представлена глубинными массивами гранитного формационного типа (Варламовский, Борисовский, Санарский, часть гранитов

Чесменского массива), тесно связанными с перекристаллизованными в верхнем палеозое метаморфитами варламовской свиты. Массивам свойственно широкое развитие внутренних конформных структур, структур гранитизации и постепенные переходы к вмещающим гнейсам. Сами граниты (двуслюдяные и биотитовые) обычно представлены гнейсо-гранитами (иногда адамеллито-гнейсами), массивные разновидности образуют отдельные мелкие согласные со структурами массивов тела. Степень развития структур гранитизации уменьшается от Борисовского к Варламовско-Демаринскому и далее Санарскому массиву; в последнем они фиксируются уже спорадически и только в периферических частях массива. Граниты и гнейсо-граниты рассматриваемых массивов характеризуются близким химическим составом, типичным для гранитов массивов глубинного гранитного формационного типа, крайне низкими содержаниями всех акцессорных минералов, в том числе ильменита и сфена.

В целом можно полагать, что формирование гранитных массивов, развитие которых завершается интенсивным пегматитообразованием, является заключительным этапом эволюции долгоживущего гнейсового комплекса. Хотя по минеральному составу пегматитовые образования не расчленяются, однако по геологическим пересечениям выделяется не менее двух фаз пегматитообразования, разделенных внедрением жильных лейкократовых гранитов. Не исключено, что наиболее ранняя фаза пегматитообразования может иметь средне- или нижнепалеозойский возраст. Экзоконтактовые пегматитовые тела тесно связаны с лейкократовыми и биотитовыми гранитами резко варьирующей текстуры и структуры, между ними фиксируются все постепенные переходы, и сами граниты, обычно характеризующиеся присутствием мечевидного биотита и граната (1-2%), несомненно, относятся к пегматитовой фации. Экзоконтактовые пегматитовые тела обычно имеют секущее по отношению к гнейсовому комплексу залегание при мощности 0,3-20 м и образуют дайковые пояса, окаймляющие гранитные массивы, общей длиной до 70-100 км. Впервые они были выделены Г.А. Шагаловым и отнесены им к постороженным образованиям. Однако, на наш взгляд, типично глубинный облик рассматриваемых гранит-пегматитовых тел не позволяет относить их к мезо-, гипабиссальным образованиям, хотя их секущее по отношению к гранито-гнейсовому комплексу положение дает возможность говорить о более позднем по сравнению с гнейсо-гранитным комплексом образовании после коренной перестройки структуры района. Абсолютный возраст этих образований (как и гранитных массивов), определенный различными методами, составляет 206-290 млн. лет. Необходимо отметить широкое развитие в пределах дайковых тел мусковитизации и альбитизации, с чем может быть связано нередко повышенное содержание в них молибдена. Однако какая-либо минерализация редкометалло-вольфрамовой формации в связи с глубинными гранитными массивами и гранит-пегматитовыми экзоконтактовыми образованиями не связана совершенно. Это объясняется аватектическим характером гранитных массивов и нижекларковыми концентрациями в гранитах

фтора (Варламовский массив - 0,025%, Санарский массив - 0,02-0,05%), ниобия (Варламовский массив - 11-14 г/т, Чесменский массив - 14, Санарский массив 16-25 г/т), олова и молибдена (Санарский массив - соответственно 2,7 и 0,3 г/т). Если говорить об относительной перспективности рассматриваемых массивов, то наибольший интерес представляет значительно эродированный Санарский массив, в эндоконтакте которого нередко наблюдаются (по нашим данным и А.С. Таланцева) мелкозернистые биотитовые и мусковитовые граниты с повышенным содержанием ниобия (47,2 г/т) и присутствием ильменорутила и экзоконтактные пегматиты которого характеризуются хотя и низкими, но максимальными по сравнению с другими глубинными массивами концентрациями акцессорных тантало-ниобатов. Граниты Санарского массива и рассмотренные гранит-пегматитовые тела района являются, по видимому, наиболее поздними дифференциатами глубинного гранитного магматизма, наложенного на гнейсовый комплекс.

Массивы второй группы (Черноборский, II фаза Чесменского, II-III фазы Степнинского) относятся к мезо-, гипабиссальным образованиям и соответственно должны быть отнесены к адалмеллит-гранитному формационному типу наиболее молодых гранитов региона. Последнее доказывается прорыванием аляскитами (тела площадью до 2 км²) такого типа гнейсо-гранитов Варламовского массива в районе пос. Чукса. Их меньшая по сравнению с первой группой массивов глубинность доказывается обычным отсутствием пегматитов при широком развитии эндоконтактных и дайковых гранит-порифров, роговиковым характером контактового метаморфизма и петрологическими особенностями пород. Сами граниты обычно характеризуются повышенным содержанием кремнезема (73-76%) и суммы щелочей (8,1-9,0%) при иногда субщелочном характере гранитов.

В связи с малоглубинными массивами второй группы нами совместно с В.А. Чашухиной выявлено широкое развитие ранних мусковит-полевошпатовых метасоматитов значительной мощности. Однако, как показали детальные исследования, накопление редких элементов в метасоматитах не происходит и их содержание в метасоматитах зачастую даже ниже, чем в материнских гранитах. По-видимому, это связано с негативной геохимической специализацией рассматриваемых гранитных массивов на фтор и редкие элементы. Так, содержание фтора в гранитах и метасоматитах составляет для Степнинского массива 0,02-0,05 и 0,08%, Черноборского массива - 0,01-0,04 и 0,02%, Чесменского массива - 0,02 и 0,03%. Граниты и метасоматиты Степнинского массива содержат всего соответственно 1,0-2,5 и 1,6 г/т олова, 1,4-1,6 и 17,5 г/т молибдена. Содержание рубидия в гранитах и метасоматитах Степнинского массива составляет 218-288 и 157 г/т, Чесменского массива - 196 и 281 г/т, Черноборского массива - 97-212 и 134 г/т. Формирование гранитов и метасоматитов не сопровождается и концентрацией лития, содержание которого соответственно составляет для Степнинского массива 18-19 и 13,4 г/т, Чесменского массива

ва - 7,9-13,3 и 32,7, Черноборского массива - 3,2-13,2 и 5,9 г/т.

Кроме указанных образований, в надкровлевой части Варламовско-Санарского плутона, между Санарским, Борисовским и Еремкинским массивами, в брахисинклинали III порядка локализовано Светлинское пьезокварцевое месторождение. По данным А.С. Таланцева, оно представлено приуроченными к зонам северо-западных разломов камерными пегматитами, находящимися в аплитовых дайках. Пегматитовое поле характеризуется обычной зональностью - по мере удаления от Борисовского массива увеличивается количество пегматитового материала относительно аплитового, происходит изменение состава пегматита от олигоклаз-калишпатового до калишпат-альбитового и мусковит-альбитового. Содержание ниобия в пегматитах составляет 23-60 г/т, тантала - 12-29 г/т, быстро понижаясь с глубиной. В аплитах (аплитовидных гранитах), составляющих 45% от объема пегматитового поля, содержание ниобия и тантала в 1,5-2 раза ниже, чем в пегматитах. По мере удаления от Борисовского массива пегматиты сменяются хрусталеносными кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией.

Южнее Кочкарского региона, в южной части Мурзинско-Суундукского мегантиклинория редкометальная минерализация распространена только в пределах Джабык-Карагайского, Суундукского и Башкироводольского массивов. Первые два массива относятся к типичным глубинным уральским плутонам, в то время как Башкироводольский массив является трещинным образованием гипабиссальной фации глубинности. Массивы - типичные представители гранитного и адамеллит-гранитного формационного типа соответственно. Обособленное положение занимает Кацбахский массив, находящийся в восточном крыле Магнитогорского прогиба в пределах Амамбаевской структурно-фациальной зоны, сложенной метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами S-D. Тем не менее по строению и составу гранитов он совершенно аналогичен другим массивам позднеорогенного гранитного формационного типа.

В пределах Джабык-Карагайского плутона крупные тела микроклин-альбитовых пегматитов с акцессорными и тантало-ниобатами выявлены только в южной части плутона. Широким распространением пегматиты пользуются в Суундукском плутоне и в Кацбахском массиве, однако здесь они совершенно непродуктивны. Пневматолито-гидротермальная минерализация представлена ферберит-кварцевыми жилами Байтукско-Аландской рудной зоны (см. рис. 6), находящимися в южной части Байтукского массива Суундукского плутона и приуроченными к сбросо-сдвиговому дизъюнктиву II порядка [115]. Месторождения и рудопроявления зоны относятся к редкометально-вольфрамовой формации, характеризующаяся простой формой жил, малостадийностью минералообразования, развитием околожильных щелочных метасоматитов мусковит-полевошпатового состава. К этой же формации относятся и мелкие рудопроявления северного и западного экзоконтакта Кацбахского массива, кварцевые жилы которых иногда содержат акцессорные молибденит, шеелит, висму-

тин, сульфиды. Очень слабая продуктивность Кацбахского массива, объясняется низкими содержаниями в гранитах фтора (0,04-0,05%), олова (2,8-3,0 г/т), рублидия (170-210 г/т), лития (15-26 г/т) и молибдена (1,1-2,5 г/т).

Иной тип минералообразования связан с гипабиссальными ультракислыми (см. табл. 2) гранитами Башкироводольского массива, характеризующегося широким развитием процесса грейзенизации (см. рис. 9). Однако мусковит-кварцевые грейзены и грейзенизированные граниты массива характеризуются крайне низкими содержаниями многих элементов (фтор - 0,09%, ниобий - 24 г/т, молибден - 3,8, рублидий - 180, литий - 4 г/т), что связано с низкими содержаниями этих элементов в лейкократовых и аляскитовых гранитах массива (фтор - 0,04%, ниобий - 25 г/т, молибден - 1,9, рублидий - 240, литий - 6 г/т). Единственным элементом, присутствующим в грейзенах в повышенном количестве является олово (46,6 г/т), что объясняется вышекларковым содержанием олова в гранитах (6,6 г/т). Слабая металлогеническая и геохимическая изученность Джабык-Карагайского и Суундукского гранитных плутонов не позволяет считать, что рассматриваемый район является бесперспективным на промышленную редкометальную минерализацию. В частности, известный интерес представляет изучение мелких массивов типа Башкироводольского, находящихся в восточном экзоконтакте Суундукского плутона.

Изложенный материал показывает, что на всех редкометальных объектах, расположенных севернее Башкироводольского массива, олово в гранитах и метасоматитах присутствуют в кларковых количествах, в то время как южнее, в пределах Орского Урала и Мугоджар, гранитам и метасоматитам, относящимся исключительно к гипабиссальным образованиям, свойственно значительно более высокое накопление олова. Это позволяет предполагать, что условия формирования мезо-, гипабиссальных гранитов и минерализации рассматриваемых двух частей Урала несколько различались.

Закономерности размещения редкометальной минерализации в Орской части Восточно-Уральского поднятия рассматривались Г.И. Самаркиным, Е.Я. Самаркиной, А.П. Казак и рядом других исследователей. Минерализация представлена преимущественно грейзеново-штокверковым гюбнерит-молибденитовым типом, хотя почти на всех рудопроявлениях распространены и жилы выполнения (рудопроявления Южно-Елизаветинское, Каменный Лог, Котансу, Боевка, Восток, Нижне-Ушкатинское и др.). В отличие от более северных регионов редкометальная минерализация ассоциирует исключительно с малоглубинными массивами, что, однако, нуждается в уточнении, особенно в отношении минерализации, связанной с Котансинским массивом. Другое ее особенностью является широкое развитие мусковит-кварцевых грейзенов при почти полном отсутствии альбититовых образований. Важно также еще раз отметить повышенные концентрации олова в грейзенах по сравнению с грейзенами и щелочными метасоматитами более северных районов.

Наиболее четко связь редкометальной минерализации с гипабиссальными образованиями доказывается для месторождения Восток, (см. рис. 10, 17, 18), находящегося в центральной части Шотинского гранитного интрузива, приуроченного к стыку Бала-Талдыкского горст-антиклинория, и Шотинского грабена южной части Адамовско-Мугоджарского мегантиклинория. Плутон вытянут в меридиональном направлении, ограничиваясь с запада зоной глубинных разломов, и состоит, по-видимому, из мелких разрозненных массивов. Северная часть интрузии слагается преимущественно мелкозернисто-среднезернистыми серыми глубинными биотитовыми гранитами, которые секутся серыми пегматитами и дайками лампрофиров. Последние сконцентрированы исключительно в зоне месторождения и представлены керсантами, мальхитами и биотит-амфиболовыми лампрофирами. Южная часть интрузии слагается более молодыми малоглубинными розовыми ультракислыми лейкократовыми среднезернисто-крупнозернистыми гранитами. Мелкозернистые розовые лейкократовые граниты прорывают все перечисленные разновидности гранитов. Приуроченность месторождения Восток к штоку гранит-порфиров, прорывающему контакт серых биотитовых и розовых лейкократовых гранитов характеризует тесную пространственную связь молибденовой минерализации с наиболее молодыми породами района - гранит-порфирами, приуроченными к долгоживущей субмеридиональной тектонической зоне.

Химические и петрологические особенности серых биотитовых гранитов, широкое развитие в связи с ними пегматитов позволяют относить их к глубинным образованиям гранитного формационного типа. Наоборот, лейкократовые граниты и гранит-порфиры характеризуются наличием зон закалок, отсутствием пегматитов или силекситовым их типом, высоким содержанием кремнезема (74-76%), что наряду с их петрологическими особенностями позволяет относить граниты к типичным гипабиссальным образованиям. Формирование глубинных и гипабиссальных гранитов разделено внедрением даек лампрофирового комплекса. Наиболее раннее образование глубинных гранитов подтверждается и значительной степенью их преобразования (интенсивная площадная хлоритизация, серицитизация и калишпатизация). Наиболее позднее (в верхнем палеозое) образование гранит-порфиров и связанной с ними минерализации доказывается низкими значениями абсолютного возраста (240-270 млн. лет) мусковита из метасоматитов.

Сложнее обстоит дело с датированием лейкократовых гранитов района месторождения Восток. Высокая степень их геохимической специализации и слабое развитие постмагматических изменений позволяют считать, что их формирование предшествовало образованию гранит-порфиров и соответственно было значительно оторвано от времени образования глубинных серых биотитовых гранитов. По-видимому, более древними являются аналогичные по внешнему облику и химическому составу лейкократовые и аляскитовые граниты, слагающие всю южную часть Шотинского массива (южнее месторождения), ибо они характеризуются исключительно интенсивно прояв-

ленной хлоритизацией и серицитизацией, а их гальки встречены в базальных конгломератах, подстилающих визейские известняки. В отличие от аляскитов месторождения они характеризуются крайне низкими концентрациями фтора (0,02%) и редких элементов и в них совершенно отсутствуют проявления молибденовой и редкометалльной минерализации.

Таким образом, лейкократовые гипабиссальные граниты массива гетерогенны по возрасту: граниты южной части массива до- или нижнекарбоновые и совершенно непродуктивны на редкометалльную минерализацию, в то время как лейкократовые граниты рудного поля, будучи тесно связанными с гранит-порфирами, являются верхнепалеозойскими и наиболее продуктивными на редкометалльную минерализацию. По классификации В.Д. Старкова, их можно отнести соответственно к каледонскому космополитскому и позднегерцинскому балаталдыкскому комплексам. Сам В.Д. Старков лейкократовые граниты Шотинского массива не дифференцирует и относит к космополитскому комплексу. Сказанное доказывает и довизейский возраст глубинных биотитовых гранитов, справедливо относимых В.Д. Старковым к эссежалскому комплексу, который как характеризующий начальный этап гранитного магматизма региона является совершенно непродуктивным.

Петрохимическая эволюция гранитов района месторождения выражена очень четко и заключается в увеличении содержания кварца и отношения альбита к калишпату. При этом от биотитовых к лейкократовым гранитам и далее к гранит-порфирам увеличивается содержание кремнезема от 71,26 до 74,19 и 76,20%; натрия - от 3,32 до 3,62% и уменьшается содержание глинозема от 14,26 до 13,25 и 12,49%, магния - от 0,91 до 0,64 и 0,26%, кальция - от 1,31 до 0,78 и 0,58%, калия - от 4,65 до 4,32 и 4,18% и железа. Граниты южной части Шотинского массива по содержанию кремнезема и алюминия, а соответственно и кварца имеют промежуточный состав между глубинными биотитовыми гранитами и гипабиссальными лейкократовыми гранитами рудного поля, характеризуясь исключительно низкими содержаниями кальция, магния и железа.

Граниты рудного поля и за его ближайшими пределами характеризуются высокой степенью геохимической специализации на фтор и редкие элементы. Так, биотитовые граниты за пределами рудного поля содержат 6,0 г/т олова, 2,9 молибдена, 86 г/т лития. Содержание малых элементов в лейкократовых гранитах и гранит-порфирах, частично затронутых аутометасоматическими изменениями составляет: ниобий - 40-50 и 30-58 г/т, фтор - 0,07 и 0,34%, олово - 7 и 21,8 г/т, рубидий - 369 и 398-542 г/т, литий - 68,2 и > 40 г/т. Различный характер лейкократовых гранитов рудного поля и южной части массива подчеркивается и низкими содержаниями в последних и гальках из них олова (2,7 и 2,2 г/т), молибдена (1,8 и 2,0 г/т) и ниобия (10,5 и 14,1 г/т). Рассматриваемые типы гранитов достаточно определенно различаются и по содержанию аксессуарных минералов.

Все другие рудопроявления молибденовой минерализации находятся вблизи или севернее месторождения Восток, контролируясь, по-видимому, телами наиболее молодых гранитов. В 1,5 км юго-восточнее рассматриваемого участка выделяется штокверковое молибденовое рудопоявление во вмещающих Шотинский массив гранито-гнейсах докембрийского возраста. Гранито-гнейсы обильно инъецированы жилами гранит-порфиров, лампрофиров и пегматитов. Довольно обычной особенностью многочисленных безрудных и сульфидно-кварцевых прожилков является микроскопически фиксируемые непрерывные или прерывистые калишпатовые оторочки. В 2 км северо-западнее участка находится еще одно молибденовое проявление в гранитах Шотинского массива. Оба рудопоявления детально не изучены в связи с низкими содержаниями молибдена, составляющими в юго-восточном штокверке обычно 0,02–0,04%, а в северо-западном – 0,002–0,006%.

В пределах северной части Среднеушкатинского массива и его ближайшего обрамления выявлено еще несколько участков развития молибденовой минерализации, которые находятся в северо-западном экзоконтакте Шотинского массива в ородовикских гнейсах и кристаллических сланцах, прорванных лампрофировыми, пегматитовыми и кварцевыми жилами и прожилками. На глубине 400–500 м по гравиметрии (по В.А. Большову) фиксируется крупное гранитное тело, под которым находится центральная часть штокверка. По-видимому, апофизой его является небольшой шток ультракислых позднепалеозойских гранитов, вскрытых в 200 м к западу от штокверка.

Штокверк вытянут в меридиональном направлении на 1,6 км (по Турманидзе), имеет груболинзовидную форму, полого погружаясь на юг. В различных профилях штокверковое оруденение прослежено на глубине 36–294 м. Минерализация представлена вкрапленностью молибденита в зонах рассланцевания и скальвания северо-западного, реже – северо-восточного простирания и в выполняющих их дымчатых кварцевых прожилках мощностью 0,5–0,7 см с преобладающими углами падения 45–50°. Крайне редко в этих зонах фиксируется интенсивная мусковитизация гнейсов вплоть до образования мусковитовых метасоматитов мощностью 1–10 см. Довольно часто мелко- и среднечешуйчатый молибденит, пирит, халькопирит встречается и в кварц-полевошпатовых жилах.

Все месторождения и рудопоявления Мугоджарского мегантиклинория ассоциируют с гипабиссальными гранитами адамеллит-гранитного формационного типа. Наиболее широким развитием вольфрам-молибденовое оруденение пользуется в западном борту Восточно-Мугоджарского мегантиклинория в гранитах и надкровлевой части Борлинского плутона и Ащисайского массива, контролируясь Борлинской группой глубинных разломов (см. рис. 11). Месторождения и рудопоявления этой зоны представлены гидротермальным, преимущественно штокверковым, типом при практически полном отсутствии изменений раннего щелочного этапа и этапа грейзенизации. Зато в гранитах интенсивное развитие получают процессы предрудной хло-

ритизации. В пределах штокверков, находящихся во вмещающих породах, метасоматические изменения отсутствуют совершенно.

Наибольший интерес представляет штокверковая минерализация, находящаяся в южной части Борлинского массива. Широкое развитие хлоритизации в пределах рудопроявления, жильно-штокверковый характер минерализации, отсутствие грейзеновых образований позволяет относить ее, в отличие от проявлений орской части Урала, к гидротермальному типу. Остальные проявления западной полосы представлены мелкими объектами, детально не изученными. Исключение составляет субмеридиональная зона молибденит-кварцевого штокверка длиной до 2 км, находящаяся в породах экзоконтакта в 2 км западнее Ащисайского гранитного массива. Штокверк локализован над гребневидным гранитным выступом Ащисайского массива, который в целом очень полого погружается на запад. В западном эндоконтакте массива установлены (по В.М. Бирюкову) четыре участка сильной грейзенизации и флюоритизации гранитов с шеелитовой минерализацией.

В пределах Центрально-Мугоджарской и Восточно-Мугоджарской зон редкометальная минерализация в основном связана с щелочными породами и в настоящей работе не рассматривается. Исключение составляет единственное молибден-вольфрамовое проявление в пределах Кайрактинского массива и тела ранних альбититов и альбитизированных гранитов с пирохлором, колумбитом, локализованных в самой восточной части поднятия - в пределах Акбулаксайского массива. Несомненно, что все проявления молибдена связаны с массивами космолюсайского комплекса (по В.Д. Старкову), в то время как в массивах балатаддыкского комплекса (например, в Восточно-Кайрактинском массиве) известны лишь очень слабые, хотя и многочисленные, геохимические аномалии молибдена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение зависимости метасоматизма и рудообразования от характера гранитного магматизма оказалось плодотворным для понимания как закономерностей размещения минерализации, так и состава формирующихся гидротерм. Восточный склон Урала явился благоприятным регионом для подобного рода исследований, поскольку здесь мы имеем гранитные массивы различной глубинности и состава, изучение которых наряду с имеющимися представлениями Д.В. Рундквиста, И.Н. Говорова, А.А. Маракушева, П.В. Ковалева позволило сформулировать основные положения связи послемагматического минералообразования с гранитным магматизмом.

В зависимости от геролого-тектонического положения, глубинности становления и состава гранитных массивов выделяются четыре метасоматические формации (см. табл. 1), каждая из которых включает в себя большое число фаций (колонок) стадий раннего площадного метасоматоза и околотрещинного кислотного выщелачивания. Общей закономерностью является увеличение щелочности послемагматического процесса с ростом глубинности материнских гранитов и их щелочности.

Наиболее глубинные образования — позднеорогенные мезоабиссальные герциньские гранитные массивы Урала и Калбы — сопровождаются формацией мусковит-полевошпатовых глубинных метасоматитов, предшествующей формированию вольфрамовой и оловянной жильной минерализации. Для формации характерно отсутствие фаций раннего площадного метасоматоза, околотрещинные фации представлены полизональными маломощными (до 1 м) колонками, внутренние зоны которых по гранитам слагаются переменным количеством мусковита, микроклина и альбита (см. табл. 6-11, рис. 12, 13, 16).

Формирование гипабиссальных гранитных массивов посторогенного этапа или этапа активизации сопровождается развитием как раннего площадного метасоматоза, так и околотрещинного преджильного метасоматоза стадии кислотного выщелачивания. С лейкократовыми гранитами нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O = 7,7-8,2\%$) связана грейзеновая формация, представленная фациями грейзенизированных гранитов раннего площадного этапа и многочисленными фациями (см. табл. 16-18, рис. 22) околотрещинных грейзенов (кварц-мусковитовые, кварц-топазовые и многие другие), причем ранние щелочные метасоматиты распространены ограниченно. С увеличением щелочности гранитов ($Na_2O + K_2O = 8,2-8,9\%$) и соответственно отношения в них полевого шпата к кварцу степень

щелочности послемагматического процесса увеличивается. В условиях закрытой системы образуются редкометальные магматические граниты и метасоматиты альбититовой формации (выделенной впервые А.А. Беусом), характеризующейся ограниченным развитием грейзеновых фаций. В условиях открытой системы формируются около-грейзинные фации формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов (см. табл. 19), по составу гождественных глубинным образованиям, однако для этой формации характерно развитие ранних щелочных метасоматитов; рудные элементы представлены вольфрамом и молибденом. Несомненно, что между формациями, так же как и между материнскими гранитами, существуют все постепенные переходы.

Аналогичная зависимость характера метасоматоза от глубинности гранитоидов наблюдается и для золоторудных месторождений, что впервые было отмечено Н.И. Бородаевским и С.Д. Шером. С уменьшением глубинности процесса увеличивается степень развития площадного метасоматоза и кислотность метасоматических парагенезисов. Схема подтвердилась и на примере уральских месторождений, причем в пределах березит-лиственитовой формации наблюдается аналогичная тенденция - увеличение отношения кварца к карбонату с уменьшением глубинности (см. рис. 30), что обусловлено зависимостью режима углекислоты от давления.

Петрохимическое обобщение имеющихся в литературе данных (см. табл. 26-33; рис. 31-35) по метасоматизму редкометальных и золоторудных месторождений свидетельствует о том, что грейзенизация гранитов происходит при привносе кремнезема и выносе калия, натрия и алюминия, в то время как щелочной метасоматоз и образование мусковит-полевошпатовых метасоматитов - при выносе кремнезема, привносе алюминия и калия (иногда натрия). Это наряду с имеющимися экспериментальными данными и термодинамическими расчетами (см. рис. 36-42) свидетельствует об уменьшении кислотности растворов и Si/Al в них по мере перехода от грейзенизации к щелочному метасоматозу, причем условия формирования грейзенов и мусковит-полевошпатовых метасоматитов близки по кислотности-щелочности, но отличаются меньшей величиной отношения алюминия к кремнезему в растворах. Березитизация происходит при близком к инертному поведению кремнезема и глинозема выносе натрия и привносе калия, что отвечает близнейтральному характеру растворов; при лиственизации наблюдается увеличение степени выноса кремнезема с увеличением глубинности процесса.

Таким образом, выявляется довольно тесная зависимость между петрохимическими особенностями гранитов и метасоматитов. Наиболее наглядно она иллюстрируется тенденцией прямой связи между содержанием алюминия и калия в гранитах и грейзенах для месторождений различных регионов СССР и Европы (см. рис. 4). Экспериментальные данные по распределению петрогенных компонентов между расплавами различного состава и флюидом крайне скудны, однако, по данным А.А. Маракужева, наблюдается прямая связь между содержанием щелочей во флюиде и расплаве. Гораздо более

определенным подтверждением указанной закономерности изменения характера метасоматизма и состав растворов от давления (при одинаковом составе гранитов) являются экспериментальные данные К.В.Бэрнема, который показал, что с увеличением давления во флюиде равновесно сосуществующим с расплавом гранита, значительно возрастает отношение нормативных полевого шпата к кварцу и концентрация гидроксильных ионов (см. рис. 41).

Изучение уральских месторождений и привлечение материалов по другим регионам СССР показало, что образование березитов и грейзенов, находящихся в материнских гранитоидах, происходит в одинаковом температурном интервале ($280-360^{\circ}$), определяясь составом материнских гранитоидов, и прежде всего режимом фтора. По мере приближения к грешине в пределах колонок, по-видимому, происходит увеличение давления на $0,3-0,5$ кбар при изотермичности колонок.

Изучение геохимии гранитов и метасоматитов многих уральских массивов позволило установить, что фтор и редкие элементы при кристаллизации гранитов с кларковым их количеством характеризуются ограниченной подвижностью, т.е. ведут себя не как вполне подвижные компоненты. Основным аргументом является наличие прямой связи между содержанием фтора и редких элементов в гранитах и метасоматитах, в то время как зависимость между содержаниями элементов в биотитах из гранитов и в метасоматитах выражена гораздо менее отчетливо, так же как и связь между концентрацией элементов в биотитах и рудоносностью гранитов (см. рис. 52-55). Элементы, коэффициент распределения которых между минералом-носителем (и расплавом) весьма высок (например, фтор и редкие щелочи), начинают интенсивно сбрасываться во флюид только после достижения значительных концентраций в минерале-носителе, что соответствует максимально рудоносным системам с вышекларковым содержанием элементов в расплаве в предкристаллизационный период. Сказанное позволяет считать, что геохимическим критерием потенциально рудоносных массивов является повышенное валовое содержание фтора и редких щелочей в автосоматически измененном граните, в то время как содержание элемента в минерале как критерий не имеет самостоятельного значения, ибо определяется не только концентрацией элемента в исходном расплаве, но и количеством минерала в породе.

Сказанное подтверждается изучением геохимии фтора и редких фторофильных элементов во многих гранитных массивах восточного склона Урала (см. табл. 43). Установлено, что в пределах двух формационных групп гранитных массивов различной глубинности их редкометалльная продуктивность возрастает по мере увеличения содержания фтора и редких элементов в гранитах, в то время как содержание элементов в биотите изменяется незначительно.

Таким образом, возможный характер минерализации определяется глубиной и составом гранитных массивов, в то время как их потенциальная рудоносность — степень геохимической специализации на фтор и комплекс редких элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И.В. О геохимической специализации гранитоидов. - *Геохимия*, 1978, № 12, с. 1802-1813.
2. Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И., Архангельская В.В. и др. Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, цезия, тантала ниобия), генетически связанных с гранитоидами. - В кн.: *Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов*. Иркутск, 1970, с. 146-189.
3. Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. М.: Недра, 1967. 199 с.
4. Аринштейн М.Б., Лисицин А.И. Некоторые особенности метасоматически измененных гранитов восточной части Мурзинско-Адуйской интрузии. - В кн.: *Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971, т. 4, с. 131-137.
5. Балицкий В.С., Зубкова Е.И. Аккумуляция кремнезема в гидротермальных растворах. - В кн.: *Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма*. Новосибирск: Наука, 1974, с. 114-119.
6. Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Л.: Наука, 1961, т. 1. 360 с.
7. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
8. Барсуков В.Л., Клинцева А.П. Экспериментальное моделирование постмагматических процессов изменения гранитов. - *Геохимия*, 1964, № 4, с. 404-411.
9. Берзина А.П., Сотников В.И. Формационный анализ гидротермально-измененных пород (на примере некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами). - В кн.: *Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири*. М.: Наука, 1972, с. 98-100.
10. Бескин С.М., Марин Ю.Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. - *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 204-222.
11. Беус А.А. О метасоматической зональности месторождений альбититовой формации. - В кн.: *Материалы 2-й конф. по околорудному метасоматизму*. Л.: ВСЕГЕИ. 1966, с. 186-187.
12. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
13. Бирюков В.М. О связи щелочного метасоматоза, грейзенизации и березитизации в метаморфических комплексах южных Мугодзар с позднекаледонским магматизмом. - В кн.: *Геология метаморфических комплексов Урала*. Свердловск: СГИ, 1976, вып. 127, с. 79-85.

14. Боголепов В.Г., Гриценко Л.К. Процессы калишпатизации на грейзеновых месторождениях Центрального Казахстана. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 4, с. 41–45.
15. Боголепов В.Г., Кузнецова В.Д., Гуляева А.П. Грейзены Казахстана и критерии оценки их перспективности. – В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1972, ч. 1, с. 220–255.
16. Бородаевский Н.И. и др. Новые данные о жильных породах и табашках Кочкарского рудного поля в связи с вопросами их генезиса и классификации. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971, т. 4, с. 163–170.
17. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Metallurgizdat, 1947. 264 с.
18. Бородаевский Н.И., Шер С.Д. Об околорудных изменениях в месторождениях золота. – Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 113–126.
19. Быбочкин А.М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М.: Наука, 1965. 236 с.
20. Бэрнем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 40–73.
21. Гинзбург А.И. Проблемы редкометалльных гранитов. – В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 7–27.
22. Гинзбург А.И., Апелъцин Ф.Р. Редкометалльные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры. – Геология руд. месторождений, 1970, т. 12, № 2, с. 25–37.
23. Гинзбург А.И. и др. Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1965, вып. 27. 171 с.
24. Гинзбург А.И., Иовчева Э.И. Критерии рудоносности гранитоидов (на примере бериллия). – В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с. 74–82.
25. Говоров И.Н. Значение геохимических исследований при изучении металлогении редких элементов. – В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 228–241.
26. Говоров И.Н. Фации гранитоидов и редкометалльное оруденение. – В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 73–79.
27. Говоров И.Н. К термодинамике процесса грейзенизации алюмосиликатных пород. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 15–27.
28. Голубев В.С., Шарапов В.Н. К неравновесной теории динамики метасоматоза. – В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М.: Наука, 1971, с. 69–90.
29. Горжевский Д.Н. О металлогеническом значении рудных формаций. – Геология руд. месторождений, 1964, № 6, с. 54–66.
30. Горжевский Д.С., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965. 300 с.
31. Готман Я.Д., Малахова В.М. Околожильные изменения гранитных пород вольфрамового месторождения в Казахстане. М.: Недра, 1965. 116 с.
32. Грабежев А.И. О методике пересчета химических анализов гранитоидов и метасоматитов на модальный состав. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969, т. 1, с. 184–186.
33. Грабежев А.И. Об амфиболитизации меланократовых жильных пород Кочкарского месторождения. – ДАН СССР, 1969, т. 186, № 5, с. 1163–1166.

34. Грабежев А.И. Особенности березитизации гранитоидов Шарташского массива на Среднем Урале. – В кн.: Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, Свердловск, 1970, вып. 86, с. 10–14.
35. Грабежев А.И. Об одинаковом интервале температур формирования уральских золоторудных и редкометалльных гидротермальных месторождений и соответственно березитов и грейзенов. – В кн.: Ежегодник 1972, Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1973, с. 154–157.
36. Грабежев А.И. Процессы метасоматизма пород Кочкарского золоторудного месторождения. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 3–23.
37. Грабежев А.И. Зависимость характера редкометалльной минерализации от фашиальности и состава гранитных массивов (на примере Восточно-Уральского поднятия). – В кн.: Магматизм и рудообразование. Алма-Ата: Наука, 1976, т. 2, с. 116–118.
38. Грабежев А.И. Поведение фтора при становлении рудоносных гранитоидных массивов Восточно-Уральского поднятия. – В кн.: Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 26–34.
39. Грабежев А.И. Редкометалльные формации восточного склона Урала. – ДАН СССР, 1977, т. 236, № 6, с. 1464–1467.
40. Грабежев А.И. Влияние состава малоглубинных гранитов на состав редкометалльных послемагматических метасоматитов. – ДАН СССР, 1978, т. 238, № 5, с. 1199–1202.
41. Грабежев А.И., Берзон Р.О., Нейкур Т.Л. Особенности метасоматизма пород восточноуральских золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами различной фашиальности. – В кн.: Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, с. 48–65.
42. Грабежев А.И., Вигорова В.Г., Чашухина В.А. Поведение фтора при кристаллизации гранитов. – Геохимия, 1979, № 1, с. 37–47.
43. Грабежев А.И., Коптяев А.Ф., Зейгермахер А.Д., Чашухина В.А., Червяковский С.Г. Метасоматизм пород Башкироводольского рудопоявления олова на Южном Урале. – В кн.: Тр. Второго Уральского петрографического совещания. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971, т. 4, с. 192–198.
44. Грабежев А.И., Покровский П.В., Вигорова В.Г., Чашухина В.А. Поведение редких элементов при гранитном и постмагматическом минералообразовании. – В кн.: Ежегодник 1975. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1976, с. 69–73.
45. Грабежев А.И., Покровский П.В. Особенности метасоматизма пород ряда редкометалльно-гюбнеритовых и золоторудных месторождений восточного склона Урала. – В кн.: Проблемы метасоматизма. Л.: Наука, 1969, с. 199–206.
46. Грабежев А.И., Покровский П.В. О геохимической зональности в распределении олова на Восточно-Уральском поднятии. – ДАН СССР, 1969, т. 189, № 3, с. 632–635.
47. Грабежев А.И., Покровский П.В. Связь характера метасоматизма и рудоносности метасоматитов пневматолито-гидротермальных месторождений Урала с фашиальностью гранитоидов. – ДАН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 168–171.
48. Грабежев А.И., Покровский П.В. и др. Натрий в калишпатах и мусковитах из метасоматических колонок гидротермальных месторождений Урала (по данным рентгеновского микроанализа). – Геохимия, 1974, № 8, с. 1179–1184.

49. Грабежев А.И., Покровский П.В., Рапопорт М.С., Чашухина В.А. О металлогенических зонах района Шиловско-Коневской группы гранитоидных массивов. - В кн.: Ежегодник 1970. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1971, с. 119-121.
50. Грабежев А.И., Покровский П.В., Чашухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимия ниобия и тантала в гранитах и метасоматитах Восточно-Уральского поднятия. - Геохимия, 1976, № 10, с. 1550-1559.
51. Грабежев А.И., Чашухина В.А. Редкометалльные (ниобийсодержащие) граниты Среднего Урала. - Геохимия, 1977, № 8, с. 1173-1182.
52. Грабежев А.И., Юников Б.А. Степень триклинности калиевого полевого шпата как один из критериев глубины формирования эндогенных рудных месторождений. - ДАН СССР, 1969, т. 188, № 1, с. 198-200.
53. Грабежев А.И., Юников Б.А. Калиевые полевые шпаты из метасоматитов вольфрамовых и золоторудных месторождений восточного склона Урала. - В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972, с. 221-232.
54. Грачева О.С. Грейзены Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1974. 171 с.
55. Григорьев Ив.Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1953, т. 28, вып. 1, с. 3-40.
56. Грязнов О.Н., Верховцев В.А. Орогенные рудоносные метасоматические формации Урала. - В кн.: Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, ч. 1, 1978, с. 6-8.
57. Дистлер В.В., Попов С.Д. Метасоматическая зональность и некоторые особенности геохимии молибдена Кудиканского месторождения Восточного Забайкалья. - В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966, с. 152-164.
58. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М.: Недра, 1972. 211 с.
59. Ермаков Н.П. Стадийность рудообразования, изменений пород и явление березитизации (по газово-жидким включениям в минералах). - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, с. 229-234.
60. Жариков В.А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарных полей западного Карамазара. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, т. 85, вып. 3, с. 344-358.
61. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. - Геология руд. месторождений, 1967, № 5, с. 75-90.
62. Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. М.: Наука, 1972. 160 с.
63. Заболотная Н.П. и др. О влиянии глубинности на особенности проявления грейзенизации (на примере бериллиевых месторождений). - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 121-128.
64. Зарайский Г.П., Зырянов В.Н. Экспериментальное исследование щелочного метасоматоза гранитов. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: "Наука", 1973, вып. 3, с. 119-156.
65. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б. Влияние KCl/HCl в растворе на типы метасоматитов стадии кислотного выщелачивания гранитов. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1977, вып. 6, с. 65-79.
66. Иванов С.Н. О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970, т. 9, с. 20-47.
67. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 257 с.

68. Казак А.П., Соколов Б.Л. Грейзены Орского Зауралья. - В кн.: Второе Уральское петрографическое совещание. Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1966, т. 5, с. 39-41.
69. Казыцын Ю.В. О необходимости выделения оксеталитов - новой формации околорудных метасоматитов. - В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 146-151.
70. Калинин А.С. Некоторые особенности грейзенового процесса на Комсомольском месторождении. - ДАН СССР, 1964, т. 157, № 6, с. 1379-1382.
71. Кларк С.П. Растворимость. - В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969, с. 385-405.
72. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн А.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
73. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование распределения лития и рубидия в системе онгонит - H_2O -HF. - Геохимия, 1977, № 6, с. 885-894.
74. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
75. Козлов В.Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района Восточного Забайкалья. - В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 48-96.
76. Колтун Л.И. Применение минералотермометрического анализа для изучения генезиса некоторых золоторудных месторождений Урала. - Тр. ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 2, с. 63-88.
77. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
78. Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 63-81.
79. Коржинский А.Ф. Околожильные изменения боковых пород Гумбейских месторождений шеелита. - В кн.: Вопросы геологии Урала. Свердловск, 1959, с. 17-43.
80. Коржинский А.Ф. Гидротермально-измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1967. 432 с.
81. Коржинский Д.С. Очерки метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 333-456.
82. Коржинский Д.С. Особенности послемагматических явлений в вулканогенных формациях в зависимости от глубинности. - ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5, с. 1194-1197.
83. Кормилицын В.В. Рудные формации и процессы рудообразования. Л.: Недра, 1973. 327 с.
84. Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.И. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. - В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1965, вып. 25. 147 с.
85. Кузнецов В.А. Рудные формации. - Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3-15.
86. Кузьмин М.И. и др. Поведение редких элементов при становлении гипабиссальных гранитных интрузий. - В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964, с. 5-19.
87. Куклин Н.В. Закономерности размещения и образования вольфрамовых месторождений на Урале. - Геология руд. месторождений, 1959, № 4, с. 111-120.

88. Куприянова И.И. О влиянии околожильных изменений на процессы рудоотложения при формировании некоторых бериллиевых месторождений. – В кн.: Минеральное сырье. М.: Недра, 1970, вып. 20, с. 59–74.
89. Лазько Е.М. и др. О температурных и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья. – В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М.: Наука, 1972, с. 15–23.
90. Львов Б.К., Ветрин В.Р., Кетрис М.П. Геологическое положение и петрографические особенности гранитоидов Джамбыкско-Суундукского района (Южный Урал). – В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964, т. 2, с. 54–95.
91. Ляхович В.В., Овчинников Л.Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. – В кн.: Геохимические критерии потенциальности рудоносности гранитоидов. Иркутск: СО АН СССР, 1970, с. 47–83.
92. Маракушев А.А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты. – Вест. МГУ. Сер. 4. Геология, 1973, № 5, с. 3–25.
93. Маракушев А.А. Магматическая эволюция и связь оруденения с интрузиями. – В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 5–16.
94. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О глубинности формирования гранитоидов. – В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 16. М.: Наука, 1964, с. 119–136.
95. Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залищак Б.Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием. – В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 5–72.
96. Наумов Г.Б., Дорофеева В.А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов. – Геохимия, 1975, № 2, с. 248–259.
97. Наумов Г.Б., Иванова Г.Ф. Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений. – Геохимия, 1971, № 6, с. 627–641.
98. Овчинников Л.Н. О максимальной глубине образования гидротермальных месторождений и возможных давлениях в этих условиях. – В кн.: Проблемы метасоматизма. Л.: Наука, 1969, с. 3–7.
99. Омеляненко Б.И. К вопросу о формациях и фациях низкотемпературных окolorудных метасоматитов. – В кн.: Тр. Первого МГК. М.: 1972, с. 393–418.
100. Онтоев Д.О. Основные черты и особенности химизма гидротермальных изменений вмещающих пород редкометалльных месторождений Джидинского рудного поля. – В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 207–216.
101. Павленко А.С. Щелочно-метасоматические процессы приконтактового типа. – В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7–74.
102. Петровская Н.В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. – Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 24–36.
103. Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 168 с.
104. Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 271 с.
105. Покровский П.В. О вольфрамоносности Урала и возможной классификации вольфрамовых месторождений. – В кн.: Тр. Уральск. науч. конф. М.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 59–74.

106. Покровский П.В., Грабежев А.И. Явления околотрещинного метасоматоза в породах рудных полей вольфрамовых месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971, т. 4, с. 199–225.
107. Покровский П.В., Грабежев А.И., Чашухина В.А., Бушляков И.Н. Определение минерального состава горных пород в иммерсионных препаратах. – Сов. геология, 1966, № 8, с. 120–140.
108. Пуртов В.К., Огородова В.Я., Анфилогов В.Н. О взаимодействии воды с вулканогенными породами при высоких температурах и давлениях. – Геохимия, 1979, № 10, с. 1544–1549.
109. Рапопорт М.С. Геология и магматизм района Шиловско-Коневской группы гранитоидных массивов на Среднем Урале. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Свердловск, 1971. 28 с.
110. Рожков И.С. Среднеглубинные месторождения золота. – Геология рудн. месторождений, 1971, № 5, с. 5–23.
111. Руб М.Г. Грейзены юго-западного Приморья и их генезис. – В кн.: Вопросы геологии и геохимии гранитных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1957, вып. 5, с. 97–163.
112. Руб М.Г., Коптев-Дворников В.С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. – В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск: СО АН СССР, 1970, с. 3–47.
113. Рудакова Ж.Н., Тихомиров Н.И. О связи оловорудных месторождений с интрузиями различных фаций глубинности. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970. ч. 99, № 6, с. 645–649.
114. Рундквист Д.В. Некоторые особенности морфологии и строения кварц-вольфрамитовых жил Среднего Урала. – Геология рудн. месторождений, 1961, № 1, с. 69–80.
115. Рундквист Д.В., Деисенко В.К. Некоторые особенности структуры и размещения эндогенной минерализации Джабык-Карагайского интрузива. – В кн.: Материалы по геологии и минералогии рудных месторождений СССР. Л., 1964, с. 85–103. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 103).
116. Рундквист Д.В. Характерные особенности грейзенов Урала по сравнению с грейзенами других регионов. – В кн.: Тез. докл. Второго Уральского петрографического совещания. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1966, ч. 5, с. 37–39.
117. Рундквист Д.В., Деисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 313 с.
118. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
119. Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.
120. Самаркин Г.И. Гранитоидные формации Суундукско-Ушкатиной зоны и некоторые черты их редкометальной металлогенической специализации: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Свердловск, 1970. 31 с.
121. Самойлов В.С. О возможном влиянии давления на кислотность минералообразующей среды. – В кн.: Ежегодник 1971. Иркутск: Ин-т геохимии, 1972.
122. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965. 590 с.
123. Соколова Н.Т., Ходаковский И.Л. О подвижности алюминия в гидротермальных системах. – Геохимия, 1977, № 6, с. 831–839.
124. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М.: Наука, 1971. 292 с.

125. Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибден-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 259 с.
126. Старков В.Д., Знаменский Н.Д. Гранитоидный магматизм Восточно-Мугоджарского поднятия. М.: Наука, 1977. 130 с.
127. Субботин К.Д. Редкометалльная минерализация метасоматитов зон активизации кристаллического фундамента, обрамляющих Русскую платформу. - В кн.: Редкие элементы, сырье и экономика. М., 1970, вып. 5, с. 14-21.
128. Таланцев А.С., Сазонов В.Н., Илясова Л.К. Р-Т условия формирования окопорудных метасоматитов месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. - В кн.: Ежегодник-1976. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии, 1977, с. 98-100.
129. Таусон Л.В., Козлов В.Д., Шерemet Е.М. Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации. - В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. М., 1972, т. 3, кн. 2, с. 7-26.
130. Уоллес С.Р. и др. Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо. - В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, т. 2, с. 217-263.
131. Усов М.А. Фации и фазы интрузивов. - В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 57-97.
132. Феодотьев К.М. Некоторые закономерности формирования в земной коре гидротермальных растворов. - В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966, с. 119-126.
133. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов Урала. М.: Наука, 1975. 288 с.
134. Хитаров Н.И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горной породой при повышенных температурах и давлениях. - Геохимия, 1957, № 6, с. 481-492.
135. Хитаров Н.И. Вопросы петрогенеза в свете экспериментальных данных. - Геохимия, 1958, № 6.
136. Хрущов Н.А. Классификация месторождений молибдена. - Геология руд. месторождений, 1959, № 6, с. 52-68.
137. Шавло С.Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958. 327 с.
138. Шаповалов Ю.Б., Зарайский Г.П. Экспериментальное исследование диффузионной метасоматической зональности при кислотном выщелачивании гранитов. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 314-330.
139. Шер С.Д., Лайпанов Х.Х., Нагорная Т.В. Классификация окопорудных метасоматитов на месторождениях золота в связи с геологическими условиями их образования. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 183-190.
140. Шерстюк А.И. О инфильтрационно-биметасоматическом образовании слюдитов. - В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматизма. М.: Наука, 1964, с. 217-225.
141. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 4, с. 385-393.
142. Штейнберг Д.С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971, с. 3-33.
143. Шерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.

144. Шерба Г.Н., Гукова В.Д., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П. Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибден-вольфрамовых месторождений Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964. 308 с.
145. Щербань И.П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
146. Anderson G.M., Burnham C.W. Solubilities of quartz, corundum and gold in aqueous chloride and hydroxide solutions. - Geol. Soc. America Spec. Paper N 82, 1965, vol. 4.
147. Burnham C.W., Tuttle O.F. Composition of the magmatic vapor phase. - Bull. Geol. Soc. America, 1960, N 12, vol. 71, p. 1837.
148. Chauris L. Les minéralisations pneumatolitiques du Massif Armoricain. - Mem. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, 1965, vol. 31. 217 p.
149. Hall A. Greisenisation in the Granite of Cligge Head, Cornwall. Proc. of the geol. assoc., 1971, vol. 82, pt 2, p. 209-230.
150. Hemley J.J., Jones W.R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. - Econ. Geol., 1964, vol. 59, N 4, p. 538-566.
151. Hotz P.E., Willden R. Geology and Mineral Deposits of the Osgood Mountains Quadrangle, Humboldt County, Nevada. - Prof. Pap. U.S. Geol. Surv. 431, 1964. 128 p.
152. Luth W.C., Tuttle O.F. The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas (Abstr.). - Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, vol. 48, N 1, p. 245.
153. Horey G.W., Hesselgesser J.M. The solubility of the some minerals in superheated steam at high pressures. - Econ. Geol., 1951, vol. 46, N 8, p. 821-835.
154. Munoz J.L., Eugster H.P. Experimental control of fluorine reactions in hydrothermal systems. - Amer. Mineral., 1969, 54, N 5-6, p. 943-959.
155. Rieder M. Stability and physical properties of synthetic lithium-iron micas. - Amer. Mineral., 1971, 56, N 1-2, p. 256-280.
156. Sainsbury C.L. Metallization and Post-Mineral Hypogene Argillisation. Lost River Tin Mine, Alaska. - Econ. Geol., 1960, vol. 55, p. 1478-1506.
157. Seck H.A. Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung. Koexistieren der Alkaliteldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1971, vol. 31, N 1, p. 67-86.
158. Smejkal V. Chemische Umwandlungen bei der Vergreisung der Gesteine in der Umgebung von Cinovec. Vest. ustr. geol., 1967, vol. 42, p. 23-31.
159. Williams G. The genetic significance of some tin-tungsten loges in Stewart Island, New Zealand. Econ. Geol., 1934, vol. 29, N 5, p. 411-434.

ПРИЛОЖЕНИЯ
 ПОВЕДЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
 ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ
 НА УРАЛЬСКИХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ

Приложение 1
 Изменение химического состава пород месторождений Боевско-Бик-
 тимировской рудной зоны при околотрещинном преджильном мета-
 соматозе, вес. %

Компонент	Юго-Ковневское				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	69,11	66,95	67,09	48,91	72,76
TiO ₂	0,42	0,38	0,41	0,34	0,06
Al ₂ O ₃	15,31	16,01	15,65	29,94	13,31
Fe ₂ O ₃	0,05	2,03	2,12	1,79	Нет
FeO	1,72	0,36	0,36	0,36	2,87
MnO	0,05	0,03	0,01	0,07	0,02
MgO	0,93	0,90	1,00	1,33	0,04
CaO	2,14	1,10	1,91	1,58	0,73
Na ₂ O	3,60	2,01	0,40	0,44	4,36
K ₂ O	4,00	5,64	6,12	10,20	4,71
F	0,23	1,67	1,90	1,95	0,01
S	0,03	1,42	1,49	0,74	0,05
CO ₂	0,77	0,23	0,11	0,15	0,81
H ₂ O	1,30	1,10	2,34	1,58	0,81
П.п.л.	-	-	-	-	-
Сумма	99,66	99,83	100,91	99,38	100,54
Зона	А	Б	В	Г	А
Расстояние от трещины, см	17-13	13-11	9-6	3-0	10-7
Объемный вес	2,64	2,65	2,70	2,73	2,57
Fe ³⁺ /Fe	0,03	0,84	0,84	0,82	-

Примечание. 1-4 - колонка мусковитизации (I тип) биотитового гранита: 1 - биотитовый гранит; 2 - метасоматит, в котором мусковитизирован биотит и часть плагиоклаза; 3 - кварц-микроклин-мусковитовый метасоматит; 4 - микроклин-мусковитовый метасоматит; 5-8 - колонка микроклинизации аляскита (IV тип): 5 - аляскит, 6 - мусковитизированный, пелитизированный аляскит, 7-8 - аляскит с частично микроклинизированным кварцем; 9-12 - колонка микроклинизации (II тип) биотитового гранита: 9 - гранит, 10 - сильно мусковитизированный и деанортитизированный гранит, 11 - зона десерицитизации и частичной микроклинизации кварца, 12 - альбит-микроклиновый метасоматит; 13 - метасоматит из промежуточной зоны колонки микроклинизации; 14-17 - колонка альбитизации биотитового гранита: 14 - гранит, 15 - гранит с интенсивной альбитизацией плагиоклаза и микроклина, 16 - метасоматит, характеризующийся интенсивным замещением серицита (и мусковита) альбитом и микроклином, 17 - микроклин-альбитовый метасоматит; 18 - биотитовый гранит; 19-20 - ме-

Юго-Коневское			Карасьевское			
6	7	8	9	10	11	12
73,10	66,56	64,82	70,82	70,34	62,64	59,24
0,05	0,05	0,06	0,28	0,29	0,28	0,29
13,41	14,38	16,15	14,36	14,23	17,53	20,55
Нет	2,16	1,28	0,74	1,19	1,44	1,38
2,01	1,65	1,72	3,00	1,97	1,21	1,03
0,03	0,02	0,03	0,09	0,09	0,08	0,12
0,04	Нет	0,08	0,40	0,44	0,28	0,40
0,79	0,34	0,34	1,25	1,42	1,09	0,97
4,07	3,03	3,65	3,92	2,17	1,75	2,58
4,52	7,53	8,29	4,49	5,87	10,23	11,23
0,28	0,11	0,30	Нет	Нет	Нет	0,06
0,19	1,98	1,33	-	0,26	1,20	0,91
0,47	2,31	1,25	0,34	0,33	0,60	0,41
0,60	0,55	1,03	0,87	1,46	1,30	0,99
-	-	-	-	-	-	-
99,56	100,67	100,33	100,56	100,06	99,63	100,16
Б	В	В	А	Б	В	Г
7-5	3-1	1-0	11-10	6-5	4-3	2-0
2,56	2,56	2,55	-	-	-	-
-	0,54	0,40	0,11	0,35	0,52	0,55

тасоматит промежуточной зоны с депелитизацией и десерицитизацией альбита, в пробе 20 половина микроклина альбитизирована; 21 - микроклин-альбитовый метасоматит; 22 - альбит-мусковитовый метасоматит; 23 - микроклин-альбитовый метасоматит; 24-27 - колонка мусковит-полевошпатового типа; 24 - гранит; 25-27 - метасоматит мусковит-полевошпатовый; 28-30, 31-34 - колонки мусковитизации биотит-альбитовых сланцев, по данным Н.П. Заболотной; 35-38 - колонка мусковит-флюоритового типа по известняку, по П.В. Покровскому; 35, 36 - известняк, 37 - перекристаллизованный известняк, 38 - мусковит-флюоритовый метасоматит; 39-43 - колонка мусковитизации альбит-биотитового сланца; 39,40 - альбит-биотитовый сланец; 41 - метасоматит промежуточной зоны; 42, 43 - кварц-флюорит-пирит-мусковитовый метасоматит; 44-46 - колонка мусковитизации биотитового сланца, по П.В. Покровскому; 44 - биотитовый сланец, 45, 46 - флюорит-биотит-мусковитовый метасоматит.

Приложение 1 (продолжение)

Компонент	Карасьевское				
	13	14	15	16	17
SiO ₂	68,78	72,08	72,58	72,62	61,50
TiO ₂	0,32	0,23	0,24	0,14	0,17
Al ₂ O ₃	15,05	14,00	14,38	14,50	20,87
Fe ₂ O ₃	1,12	0,68	1,12	0,75	0,54
FeO	0,03	0,87	0,47	0,29	0,34
MnO	0,08	0,03	0,05	0,04	0,10
MgO	0,32	0,33	0,28	0,33	0,65
CaO	1,15	0,92	1,06	1,23	0,40
Na ₂ O	1,91	3,72	2,85	5,20	6,68
K ₂ O	7,80	4,71	4,00	3,49	5,53
F	0,01	0,47	0,82	0,17	0,52
S	0,73	0,10	0,08	0,44	0,15
CO ₂	0,27	0,14	0,22	0,20	0,41
H ₂ O	0,79	1,07	1,71	0,88	1,55
П.п.п.	-	-	-	-	-
Сумма	98,36	99,35	99,86	100,28	99,41
Зона	В	А	Б	В	Г
Расстояние от трещины, см	-	16-11	9-8	6-4	1-0
Объемный вес	-	-	-	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,98	0,41	0,68	0,70	0,58

Приложение 1 (продолжение)

Компонент	Карасьевское				
	24	25	26	27	28
SiO ₂	70,53	62,16	55,64	56,72	58,63
TiO ₂	0,05	0,08	0,09	0,08	0,86
Al ₂ O ₃	19,07	22,17	24,6	22,27	19,68
Fe ₂ O ₃	0,77	2,30	1,55	1,29	8,06
FeO	0,96	-	0,26	0,68	0,65
MnO	0,02	0,07	0,18	0,14	0,04
MgO	0,25	0,29	0,96	0,58	1,32
CaO	1,24	1,22	1,35	1,40	-
Na ₂ O	4,14	1,41	3,98	4,39	1,32
K ₂ O	2,20	9,02	8,88	8,02	6,14
F	0,03	0,19	0,02	0,04	0,14

Пьянковское

	18	19	20	21	22	23
	71,26	70,04	75,31	63,88	58,80	66,27
	0,20	0,13	0,19	0,05	0,22	0,04
	15,32	16,58	13,14	19,97	22,28	19,47
	0,39	0,08	0,13	0,05	1,13	0,17
	1,80	0,65	0,43	0,50	0,43	0,38
	0,05	0,03	0,02	0,01	0,06	0,01
	0,29	0,49	0,08	0,08	0,12	0,25
	1,20	0,22	1,15	1,20	1,63	0,45
	4,35	4,96	5,53	7,93	4,69	5,10
	4,39	4,94	2,52	4,31	7,42	5,89
	Нет	Нет	-	-	Нет	0,10
	-	-	0,03	-	-	0,21
	0,46	0,21	0,25	0,22	0,44	-
	1,12	1,30	0,62	0,90	2,02	1,07
	-	-	-	-	-	-
100,83	99,63	99,40	99,10	99,24	99,41	
А	В	В	Г	Г	Г	
-	-	-	-	-	-	-
	2,57	2,49	2,51	2,59	2,43	2,41
	0,16	0,11	0,21	0,10	0,70	0,29

Северное

	29	30	31	32	33	34
	46,11	44,42	51,06	57,24	51,96	50,0
	1,26	0,94	1,27	1,13	1,33	1,40
	29,19	30,65	20,57	19,39	21,18	22,79
	5,03	4,18	7,79	4,31	2,52	5,16
	0,36	0,48	3,05	2,51	1,11	1,11
	0,04	0,04	0,08	0,16	0,11	0,12
	1,93	2,35	2,48	1,58	2,37	2,28
	-	-	2,92	1,25	2,70	2,72
	0,43	0,40	3,14	0,79	0,26	0,28
	9,84	10,46	2,92	6,96	8,36	8,60
	0,14	0,34	0,20	1,04	1,80	2,05

Приложение 1 (продолжение)

Компонент	Карасьевское					
	24	25	26	27	28	
S	0,13	1,95	0,84	0,12	-	
CO ₂	0,40	0,40	1,28	1,76	-	
H ₂ O	0,76	1,28	1,40	1,92	0,30	
П.п.п.	-	-	-	-	4,28	
Сумма	100,55	102,54	101,03	99,41	101,42	
Зона	A	B-B	Г	Г	-	
Расстояние от трещины, см	15-10	7-5	5-2	2-0	-	
Объемный вес	-	-	-	-	-	
Fe ³⁺ /Fe	0,42	-	0,85	0,63	0,91	

Приложение 1 (окончание)

Компонент	Северное					
	35	36	37	38	39	
SiO ₂	3,34	2,34	5,98	12,70	51,78	
TiO ₂	0,04	0,02	0,05	0,03	1,10	
Al ₂ O ₃	1,24	0,59	1,17	7,65	18,84	
Fe ₂ O ₃	0,53	0,50	0,92	0,42	10,24	
FeO	0,28	0,28	0,57	0,36	-	
MnO	0,03	0,07	1,06	0,12	0,28	
MgO	1,49	2,13	1,53	1,38	2,91	
CaO	51,63	52,09	47,96	35,10	2,92	
Na ₂ O	0,13	0,08	0,30	0,74	3,20	
K ₂ O	0,13	0,17	0,69	2,14	5,62	
F	0,26	0,32	1,37	32,42	1,10	
S	0,33	0,32	0,18	0,11	-	
CO ₂	38,93	40,80	37,0	1,26	1,92	
H ₂ O	0,48	0,48	0,72	1,56	-	
П.п.п.	0,89	0,12	0,12	4,14	2,71	
Сумма	99,73	100,31	99,62	100,13	102,62	
Зона	-	-	-	-	-	
Расстояние от трещины, см	-	-	-	-	30-26	
Объемный вес	2,63	2,63	2,64	2,94	2,67	
Fe ³⁺ /Fe	0,63	0,61	0,59	0,51	-	

Северное

29	30	31	32	33	34
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,20	0,32	0,88	0,47	0,52	0,36
5,00	5,03	4,15	3,45	4,14	4,17
99,53	99,61	100,51	100,28	98,36	101,04
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,93	0,89	0,70	0,61	0,67	0,81

Северное

40	41	42	43	44	45	46
53,68	52,78	50,80	53,06	58,56	61,18	43,36
1,12	1,02	1,08	1,10	0,94	0,74	0,81
18,49	17,17	18,55	18,47	18,92	17,87	27,58
9,75	10,23	8,95	7,84	1,70	3,85	6,24
-	-	-	-	6,02	0,70	0,28
0,21	0,21	0,07	0,05	0,20	0,14	0,23
3,19	2,99	2,78	2,04	0,91	0,82	0,86
1,43	1,77	2,42	2,27	4,27	2,92	3,73
2,00	2,00	0,18	0,18	4,87	0,31	0,78
6,26	6,72	7,36	7,08	1,53	5,52	8,66
1,75	1,96	2,70	3,21	-	-	-
-	-	-	-	0,02	2,78	4,14
0,16	0,22	Сл.	0,16	0,30	0,47	0,99
-	-	-	-	0,96	2,15	3,37
1,94	2,76	4,72	5,18	-	-	-
99,98	99,83	99,61	100,64	99,20	99,45	100,03
-	-	-	-	-	-	-
26-21	21-16	10-8	8-3	-	-	-
2,69	2,73	2,80	2,72	-	-	-
-	-	-	-	0,20	0,83	0,95

Приложение 2

Изменение химического состава пород в процессе раннего щелочного метасоматоза и грейзенизации на уральских рудопроявлениях альбититовой формации, вес.%

Компонент	Зенковская дайка					
	1	2	3	4	5	
SiO ₂	73,92	74,70	74,84	74,22	74,80	
TiO ₂	0,07	0,03	0,03	0,01	0,04	
Al ₂ O ₃	13,89	14,56	13,50	14,38	14,04	
Fe ₂ O ₃	0,37	0,28	0,35	0,21	0,33	
FeO	0,88	0,29	0,35	0,59	0,44	
MnO	0,08	0,04	0,22	0,03	0,03	
MgO	0,08	0,23	0,23	0,12	0,27	
CaO	0,97	0,53	0,65	0,75	0,43	
Na ₂ O	4,28	4,84	4,94	4,96	4,15	
K ₂ O	3,82	3,80	3,86	3,45	4,34	
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,05	0,02	0,09	
CO ₂	0,09	0,04	0,04	0,01	0,04	
F	0,10	0,04	0,04	0,07	0,15	
S	0,29	-	-	Нет	-	
H ₂ O	0,72	0,30	0,18	0,58	0,42	
Сумма	99,57	99,73	99,28	99,40	99,57	
Объемный вес		2,54	2,55		2,57	
Fe ³⁺ /Fe	0,27	0,87	0,48	0,25	0,40	
		Модальный состав				
Плагиоклаз	37,2 (№ 11,3)	39,6 (№ 7)	43,2 (№ 6)	41,3 (№ 9)	32,9 (№ 7)	
Ort ₈₅ Ab ₁₅	26,2	26,6	26,8	26,0	30,2	
Кварц	34,2	31,8	28,0	32,7	34,9	
Мусковит и акцессорин	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	

Примечание. 1, 2 - аляскит мелкозернистый серый; 3 - то же с метасоматически развивающимися минералами среднезернистого аляскита; 4 - аляскит среднезернистый светло-бурый; 5-7 - колонка, иллюстрирующая альбитизацию калишпата и кварца и перекристаллизацию серого мелкозернистого аляскита; 5 - аляскит мелкозернистый серый, 6 - аляскит среднезернистый, 7 - аляскит крупнозернистый белый; 8,9 - калишпат-альбитовый метасоматит (9) по среднезернистому светло-бурому аляскиту (8); 10 - калишпат-альбитовый метасоматит по среднезернистому аляскиту; средние составы: 11 - аляскит серый мелкозернистый (6 ан.); 12 - аляскит светло-бурый среднезернистый (2 ан.); 13 - калишпат-альбитовые метасоматиты по гранитам (2 ан.); 14 - двуслюдяные граниты (4 ан.); 15 - мусковитизированные граниты (3 ан.); 15 - микроклин-альбитовые метасоматиты (7 ан.), с учетом материалов М.Б. Аришштейна; 17-19 - аляс-

Зенковская даяка

6	7	8	9	10	11
74,54	73,00	74,94	64,92	65,16	74,30
0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04
14,30	15,34	14,30	19,76	19,76	14,24
0,25	0,30	0,19	0,10	0,13	0,31
0,44	0,44	0,22	0,29	0,29	0,47
0,05	0,06	0,03	0,06	0,05	0,08
0,30	0,23	0,07	0,23	0,38	0,22
0,53	0,75	0,53	0,53	0,53	0,77
5,08	5,60	4,96	6,04	6,80	4,82
3,60	3,30	3,50	6,70	6,20	3,79
0,07	0,07	0,07	0,21	0,07	0,06
0,04	0,09	0,04	0,04	0,04	0,06
0,04	0,09	0,05	0,04	Нет	0,08
-	-	-	-	-	0,29
0,56	0,46	0,36	0,60	0,36	0,44
99,83	99,76	99,66	99,55	99,80	100,97
2,59	2,57	2,53	2,48	2,55	2,56
0,35	0,38	0,43	0,23	0,28	0,16
Модальный состав					
41,9	47,7	41,0	46,8	51,2	
(№ 6)	(№ 8)	(№ 6)	(№ 6)	(№ 4)	
25,1	23,0	24,4	46,6	43,1	
31,0	27,3	32,6	4,6	3,7	
2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	

кит светло-бурый; 20 - то же, среднее из 2 ан.; 21 - альбит-калишпатовый метасоматит по гранитам; 22 - альбит-калишпатовый метасоматит по нему; 23 - альбит-калишпатовый метасоматит по граниту; 24 - то же, среднее из 3 ан.; 25-27 - кварц-альбитовый аляскит; 28 - то же, среднее из 3 ан.; 29 - альбитит по нему; 30 - калишпатит по нему; 31-35 - Степнинский массив, карьер в его северной части; 31 - биотитовый гранит; 32,33 - колонка раннего щелочного метасоматоза, соответственно осветленный мусковитизированный гранит внешней зоны и мусковит-альбитовый метасоматит внутренней зоны; 34,35 - колонка грейзенизации; соответственно грейзенизированный гранит и мусковит-кварцевый грейзен; 36-38 - Степнинский массив, гора Утиный Нос: 36 - аляскит, 2 ан.; 37,38 - ранний полевошпатовый метасоматит и грейзенизированный гранит; 39-46 - Галочья Гора: 39,40 - слабо альбитизированный мелкозер-

Приложение 2 (продолжение)

Компонент	Зенковская дьяка		Шамейский массив		
	12	13	14	15	16
SiO ₂	74,58	65,04	73,10	71,06	64,50
TiO ₂	0,03	0,03	0,11	0,18	0,35
Al ₂ O ₃	14,34	19,76	13,72	14,13	17,44
Fe ₂ O ₃	0,20	0,12	0,74	1,14	1,16
FeO	0,41	0,29	1,51	0,98	1,85
MnO	0,03	0,06	0,03	0,06	0,03
MgO	0,17	0,31	0,07	0,25	0,56
CaO	0,64	0,53	0,82	0,67	1,58
Na ₂ O	4,96	6,42	4,08	3,92	5,21
K ₂ O	3,48	6,45	4,31	4,52	4,52
P ₂ O ₅	0,05	0,14	0,05	0,13	0,16
CO ₂	0,09	0,04	0,37	0,92	0,38
F	0,03	0,04	0,15	0,13	1,35
S	-	-	-	-	0,04
H ₂ O	0,47	0,48	0,85	1,54	1,86
Сумма	99,48	99,71	99,91	99,63	100,99
Объемный вес	2,53	2,52	2,60	2,63	2,54
Fe ³⁺ /Fe	0,30	0,26	0,31	0,51	0,36

нистый и среднезернистый аляскит, 41 - среднее по ним, 2 ан.; 42,43 - сильно альбитизированный аляскит; 44 - среднее по сильно альбитизированным аляскитам (2 ан.); 45,46 - мусковит-кварцевые грейзены по аляскиту (45) и сланцу (46); 47 - биотитовые до лейкократовых граниты западной части массива (3 ан.); 48 - лейкократовые до аляскитов граниты восточной части массива (3 ан.); 49 - граносениты восточной части массива (3 ан.); 50 - гранито-гнейсы восточного экзоконтакта массива; 51 - калишпатизированные и альбитизированные гранито-гнейсы восточного экзоконтакта массива (4 ан.); 52 - мелкозернистые жильные породы восточного экзоконтакта (2 ан.); 53,54 - калишпатизированные и альбити-

Кварцевогорская система даек

17	18	19	20	21	22
73,64	75,12	72,88	73,88	64,68	64,15
0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01
14,55	13,83	14,91	14,43	19,27	19,53
0,03	0,17	0,13	0,11	0,10	0,01
1,55	1,20	1,57	1,44	0,99	2,04
0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
0,05	0,08	0,08	0,07	0,08	0,05
1,29	1,00	1,06	1,12	1,00	1,23
4,74	4,44	4,88	4,68	4,74	4,82
4,12	4,24	4,28	4,21	8,54	8,14
0,02	0,01	-	-	0,02	0,02
0,02	0,02	Не обн.	0,01	0,02	0,02
0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
-	-	-	-	-	-
0,15	0,13	0,24	0,17	0,20	0,32
100,22	100,30	100,13	100,20	99,68	100,37
2,56	2,54		2,55	2,53	
0,02	0,11	0,07	0,07	0,08	0,01

Модальный состав

зированные граниты и граносиениты восточного контакта массива; 55 - то же, среднее по 2 ан.; 56 - мусковит-полевошпатовый метасоматит по ним; 57 - лейкократовые граниты (2 ан.); 58 - альбит-калишпатовый оклотрещинный метасоматит по ним; 59,60 - ранний мусковит-полевошпатовый метасоматит по ним; 61 - то же, среднее по 2 ан.; 62 - аплит мусковитизированный голубовато-серый; 63 - лейкократовый гранит (4 ан.); 64,65 - ранний мусковит-полевошпатовый метасоматит; 66 - то же, среднее из 2 ан.; 67-69 - колонка около молибденит-кварцевого прожилка: 67 - лейкократовый гранит, 68 - зона альбитизации мощностью 0,5 см, 69 - зона калишпатизации мощностью 1 см.

Приложение 2 (продолжение)

Компонент	Кварцевогорская система даек				
	23	24	25	26	27
SiO ₂	64,78	64,53	73,12	73,56	71,96
TiO ₂	0,02	0,017	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	19,83	19,54	15,73	15,23	16,90
Fe ₂ O ₃	0,03	0,047	0,01	0,14	0,13
FeO	0,85	1,29	1,41	1,35	1,10
MnO	0,04	0,02	0,01	0,01	0,005
MgO	0,05	0,06	0,08	0,44	0,08
CaO	1,12	1,11	1,73	1,90	2,00
Na ₂ O	4,82	4,79	5,76	7,00	7,50
K ₂ O	8,02	8,23	2,14	0,52	0,60
P ₂ O ₅	0,01	0,017	0,06	-	-
CO ₂	0,02	0,02	0,05	Не обн.	Не обн.
F	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
S	-	-	-	-	-
H ₂ O	0,15	0,22	0,18	0,28	0,18
Сумма	99,75	99,90	100,30	100,46	100,49
Объемный вес	2,52	2,525	2,52	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,03	0,04	0,01	0,09	0,09

Приложение 2 (продолжение)

Компонент	Степнинский массив				
	34	35	36	37	38
SiO ₂	71,74	70,56	75,62	65,58	71,89
TiO ₂	0,38	0,36	0,11	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	14,43	15,48	12,34	17,81	13,56
Fe ₂ O ₃	1,80	2,92	0,21	0,61	1,62
FeO	0,75	0,75	2,29	2,19	2,41
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	0,40	1,22	0,12	0,26	0,70
CaO	0,23	0,34	0,80	0,57	0,40
Na ₂ O	4,33	0,95	4,28	5,90	2,04
K ₂ O	3,70	4,77	4,17	5,84	3,96
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,05	0,11	0,041
CO ₂	-	-	-	0,12	Нет

Кварцегогорская система даек			Степнинский массив		
28	29	30	31	32	33
72,88	64,72	64,30	71,18	72,64	64,36
0,01	0,01	0,01	0,35	0,38	0,36
15,95	21,79	18,65	14,68	14,70	19,16
0,09	0,01	0,04	1,06	1,14	1,33
1,29	0,92	1,27	1,65	0,60	2,70
0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
0,20	0,08	0,05	0,73	0,50	0,57
1,88	2,46	0,45	1,35	0,34	0,23
6,75	8,76	2,16	3,83	4,86	8,77
1,09	0,64	12,54	3,96	3,46	1,36
-	0,02	0,01	0,13	0,11	0,14
0,01	0,01	0,01	-	-	-
0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04
-	-	-	0,02	0,03	0,05
0,21	0,18	0,18	0,59	1,20	0,55
100,40	99,63	99,70	99,57	99,98	99,64
2,57	-	2,48	2,55	2,49	2,32
0,06	0,01	0,03	0,36	0,63	0,31

Галочья гора					
39	40	41	42	43	44
72,94	73,98	73,46	75,16	74,94	75,05
0,12	0,08	0,10	0,06	0,06	0,06
14,13	14,42	14,27	13,75	13,75	13,75
1,20	0,21	0,70	0,40	1,20	0,80
0,35	0,38	0,36	0,35	0,35	0,35
0,03	0,06	0,05	0,01	0,01	0,01
0,44	0,04	0,24	0,28	0,28	0,28
0,70	0,14	0,42	0,36	0,25	0,30
4,21	4,20	4,20	4,58	4,46	4,52
4,78	3,45	4,56	3,74	4,16	3,95
-	-	-	-	-	-
0,34	0,43	0,38	0,51	0,26	0,38

Приложение 2 (продолжение)

Компонент	Степнинский массив				
	34	35	36	37	38
F	0,04	0,07	0,02	0,12	0,12
S	0,10	0,02	0,02	0,01	0,02
H ₂ O	1,30	1,86	0,08	0,20	2,15
Сумма	99,30	100,41	100,12	99,46	99,07
Объемный вес	2,58	2,56	2,46	2,40	-
Fe ³⁺ /Fe	0,68	0,78	0,08	0,20	0,38

Приложение 2 (продолжение)

Компонент	Галочья Гора		Черноборский массив		
	45	46	47	48	49
SiO ₂	76,40	64,68	74,50	76,4	66,30
TiO ₂	0,18	0,40	0,137	0,06	0,28
Al ₂ O ₃	13,75	20,43	13,43	12,60	17,4
Fe ₂ O ₃	1,60	4,41	0,76	0,05	1,83
FeO	0,35	0,71	1,09	1,56	1,94
MnO	0,04	0,02	0,02	0,02	0,08
MgO	0,84	1,01	0,17	0,05	0,05
CaO	0,25	0,42	0,62	0,31	0,72
Na ₂ O	0,33	0,74	3,78	3,96	4,92
K ₂ O	4,16	3,95	4,23	4,48	5,38
P ₂ O ₅	-	-	0,007	0,05	0,08
CO ₂	0,54	0,49	0,10	0,10	0,10
F	0,40	0,45	0,02	0,01	0,01
S	-	-	0,05	0,05	0,05
H ₂ O	2,79	2,48	0,15	0,23	0,39
Сумма	101,63	100,19	99,07	99,93	99,53
Объемный вес	-	-	-	-	-
Fe ³⁺ /Fe	0,81	0,85			

Галочья гора

	39	40	41	42	43	44
	0,27	-	0,27	0,06	0,04	0,05
	-	Нет	-	-	-	-
	0,47	0,91	0,69	0,58	0,71	0,64
	99,98	99,20	99,70	99,84	100,47	100,14
	-	-	-	-	-	-
	0,76	0,30	0,64	0,51	0,76	0,67

Черноборский массив

	50	51	52	53	54	55
	66,2	66,5	73,90	66,8	68,3	67,5
	0,30	0,35	0,09	0,41	0,32	0,37
	15,9	18,3	14,55	17,9	16,9	17,4
	2,17	1,34	0,60	1,0	0,65	0,82
	2,52	1,32	1,01	0,63	1,51	1,07
	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01
	0,31	0,14	0,18	0,05	0,05	0,05
	1,14	0,49	0,52	0,49	0,65	0,57
	5,20	5,52	3,83	4,80	4,40	4,60
	4,83	5,02	4,17	6,35	5,99	6,15
	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05
	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01
	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
	0,27	0,44	0,27	0,40	0,66	0,53
	99,08	99,66	99,38	99,07	99,65	99,28
	-	-	-	-	-	-

Приложение 2 (окончание)

Компонент	Черноборский массив	Чесменский массив (пос. Беловка)						62
	56	57	58	59	60	61		
SiO ₂	65,8	75,2	65,0	65,2	65,3	65,2	74,26	
TiO ₂	0,36	0,09	0,07	0,12	0,13	0,12	0,03	
Al ₂ O ₃	19,5	13,1	19,6	19,7	20,0	19,80	14,46	
Fe ₂ O ₃	0,35	0,38	0,05	0,54	0,62	0,58	-	
FeO	0,51	1,19	0,94	1,08	0,64	0,86	0,73	
MnO	0,01	0,02	0,05	0,01	0,02	0,01	0,20	
MgO	0,15	0,13	0,05	0,13	0,05	0,09	0,13	
CaO	0,30	0,63	0,58	0,30	0,30	0,30	0,80	
Na ₂ O	4,54	3,50	4,70	5,43	5,81	5,62	5,15	
K ₂ O	7,14	4,36	7,47	6,13	6,31	6,22	3,50	
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,01	
CO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	
F	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,22	
S	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	
H ₂ O	0,69	0,37	0,50	0,54	0,77	0,65	0,38	
Сумма	99,58	99,18	99,23	99,41	100,15	99,68	100,01	
Объемный вес	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ³⁺ /Fe								

Приложение 3

Изменение химического состава пород в процессе грейзенизации и раннего щелочного метасоматоза на уральских рудопроявлениях грейзеновой формации, вес. %

Компонент	Месторождение Восток				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	70,64	73,60	71,26	72,38	69,92
TiO ₂	0,28	0,29	0,24	0,30	0,34
Al ₂ O ₃	14,50	13,47	14,26	13,25	15,24
Fe ₂ O ₃	0,92	0,28	1,18	1,00	1,07

Примечание. 1 - серый биотитовый гранит неизмененный; 2,3 - то же, слабо серицитизированный, соответственно 1 ан. и среднее из 6 ан.; 4-6 - то же, умеренно серицитизированный; 7 - то же, среднее из 3 ан.; 8 - то же, сильно серицитизированный; 9-12 - альбит-мусковитовый метасоматит ранний по граниту; 13 - то же, среднее из 4 ан.; 14-16 - мусковит-кварцевый грейзен околотрещинного этапа из альбанда вольфрамит-кварцевых (14,16) и молибденит-кварцевых (15) жил; 17 - то же, среднее из 3 ан.; 18-20 - розовый лейкохромовый гранит; 21 - то же, среднее из 3 ан.; 22 - полевошпатовый метасоматит раннего щелочного этапа по граниту;

Кременкульский массив

63	64	65	66	67	68	69
73,95	66,42	66,07	66,25	73,49	73,67	72,86
0,16	0,15	0,16	0,16	0,18	0,05	0,03
12,81	17,61	17,42	17,52	13,07	13,70	11,77
0,46	0,32	0,45	0,39	0,48	0,28	0,14
2,09	1,10	1,75	1,43	2,05	1,24	3,93
0,03	0,01	0,02	0,015	0,04	0,01	0,01
0,3	0,21	0,42	0,32	0,30	0,14	0,33
0,91	0,69	0,91	0,8	1,14	1,26	0,57
3,77	5,15	4,80	4,98	3,70	5,30	2,80
4,62	6,02	6,31	6,17	4,36	3,70	5,84
0,047	0,066	0,064	0,063	0,057	0,011	0,011
0,28	0,12	0,41	0,27	0,59	0,29	0,18
0,095	0,24	0,36	0,3	0,10	0,10	0,01
0,04	0,01	0,01	0,01	0,06	0,03	-
0,21	1,64	Не обн.	0,82	0,65	0,10	1,31
99,78	99,76	99,15	99,50	100,27	99,88	99,19
2,56	-	-	2,40	2,57	2,56	2,58
0,16	0,20	0,19	0,19	0,18	0,17	0,03

Месторождение Восток

6	7	8	9	10	11
71,72	71,34	69,94	58,32	53,23	56,58
0,22	0,28	0,26	0,24	0,45	0,55
14,06	14,18	14,24	19,19	20,10	17,65
0,36	0,81	1,40	3,61	4,04	3,59

23, 24 - розовый лейкократовый гранит, серицитизированный в околотре-
щинный этап; 25 - то же, среднее из 2 ан.; 26 - хлоритовый метасоматит
по граниту; 27-34 - гранит-порфир кварц-полевошпатовый; 35 - то же,
среднее из 8 ан.; 36 - сильно мусковитизированный гранит-порфир; 37,38 -
альбит-калийшпатовый метасоматит раннего щелочного этапа; 39 - то же,
среднее из 2 ан.; 40 - гранит двуслюдяной; 41,42 - мусковит-кварцевый
грейзен стадии выщелачивания; 43 - то же, среднее по ним; 44,45 - кварц-
мусковитовые грейзены стадии переотложения; 46 - то же, среднее по ним;
47-51 - колонки грейзенизации вмещающих пород; 47,48 - габбро-амфи-

Приложение 3 (продолжение)

Компонент	Месторождение Восток				
	1	2	3	4	5
FeO	1,80	2,08	1,04	1,75	1,98
MnO	0,09	0,05	0,08	0,15	0,08
MgO	1,14	0,77	0,91	0,77	1,22
CaO	1,93	0,45	1,31	0,62	1,86
Na ₂ O	3,75	2,70	3,32	2,86	3,34
K ₂ O	3,54	5,88	4,65	3,95	4,31
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,16	-	0,32
CO ₂	0,10	-	-	-	0,14
F	0,16	0,01	-	-	0,04
S	0,17	0,06	-	0,49	Сл.
H ₂ O	1,26	0,67	0,60	2,02	1,13
Сумма	100,39	100,46	99,01	99,54	100,99
Объемный вес	2,57	2,61	2,59	-	2,62
Fe ³⁺ /Fe	0,31	0,11	0,51	0,34	0,33

Приложение 3 (продолжение)

Компонент	Месторождение Восток				
	12	13	14	15	16
SiO ₂	64,62	58,94	77,56	82,38	80,60
TiO ₂	0,11	0,34	0,16	0,30	0,25
Al ₂ O ₃	19,43	19,09	12,09	9,72	9,91
Fe ₂ O ₃	1,36	3,15	0,67	1,28	1,27
FeO	0,13	1,36	0,88	1,01	0,88
MnO	0,01	0,20	0,16	0,09	0,08
MgO	0,28	1,17	1,02	0,52	0,62
CaO	1,68	1,87	0,14	Нет	0,32
Na ₂ O	5,60	3,79	0,06	0,13	0,24

болит и мусковитовый метасоматит по нему; 49,50 - биотитовый сланец и мусковитовый метасоматит по нему; 51 - мусковитовый метасоматит по сланцу; 52,53 - среднее по вмещающим породам (2 ан.) и мусковитовым метасоматитам (3 ан.) по ним 54-56 - Башкироводольский массив, соответственно аляскит (4 ан.), грейзеновый аляскит (6 ан.), мусковит-кварцевый грейзен (2 ан.); 57-61 - елизаветинский массив: 57,58 - мусковит-кварцевый грейзен по граниту и амфиболиту, 59-61 - разрез, по Н.Д. Шминке, соответственно биотит-эпидотовый сланец, мусковитизированный сланец и кварц-мусковитовый грейзен по нему, 62,63 - кварц-сери-

Месторождение Восток

	6	7	8	9	10	11
	2,12	1,95	1,05	1,03	2,30	2,00
	0,12	0,11	0,11	0,13	0,28	0,38
	0,84	0,94	1,06	1,16	1,69	1,56
	1,56	1,34	1,70	2,05	1,70	2,06
	3,50	3,23	2,26	3,09	3,46	3,03
	4,35	4,20	4,40	6,60	5,38	5,39
	-	0,20	0,13	0,18	0,36	0,39
	0,11	0,14	0,95	0,45	-	-
	-	0,04	0,40	0,10	-	-
	0,07	0,28	0,40	-	-	-
	1,40	1,51	1,72	2,90	4,60	4,80
	100,43	100,55	100,02	99,05	97,59	97,98
	2,62	-	-	-	-	-
	0,13	0,27	0,54	0,75	0,61	0,62

Месторождение Восток

	17	18	19	20	21	22
	80,18	74,44	73,78	74,34	74,19	70,06
	0,24	0,25	0,20	0,18	0,21	0,14
	10,57	12,96	12,72	14,08	13,25	16,98
	1,07	0,80	1,65	1,72	1,39	0,40
	0,92	1,50	1,50	0,48	1,16	0,75
	0,11	0,08	0,09	0,04	0,07	0,03
	0,72	0,65	0,81	0,45	0,64	0,33
	0,15	0,80	0,67	0,88	0,78	0,23
	0,16	3,62	2,93	3,41	3,32	5,0

цитовый грейзен по гранодиориту; 64, 65 - Каменный Лог, аляскит и мусковитизированный аляскит около шеелит-кварцевой жилы; 66 - среднезернистый лейкократовый гранит; 67 - то же, слабо серицитизированный и хлоритизированный; 68, 69 - альбит-хлоритовый метасоматит по среднезернистому граниту; 70 - то же, среднее из 2 ан.; 71 - серицит-альбит-хлоритовый метасоматит по среднезернистому граниту; 72 - мелкозернистый лейкократовый гранит (2 ан.); 73 - альбит-хлоритовый метасоматит по нему; 74 - серицит-альбит-хлоритовый метасоматит по нему.

Приложение 3 (продолжение)

Компонент	Месторождение Восток				
	12	13	14	15	16
K ₂ O	5,92	5,82	3,87	2,96	3,16
P ₂ O ₅	0,36	0,32	-	0,16	0,05
CO ₂	-	0,27	-	0,03	0,37
F	-	0,11	0,18	Нет	0,18
S	-	-	Нет	0,04	0,01
H ₂ O	4,06	4,09	2,41	1,59	1,60
Сумма	103,56	100,52	99,20	100,21	99,54
Объемный вес	-	-	2,63	2,61	2,55
Fe ³⁺ /Fe	0,90	0,68	0,41	0,53	0,56

Приложение 3 (продолжение)

Компонент	Месторождение Восток				
	23	24	25	26	27
SiO ₂	76,52	72,72	74,62	25,52	74,22
TiO ₂	0,16	0,18	0,17	1,73	0,18
Al ₂ O ₃	11,97	13,85	12,91	19,23	13,25
Fe ₂ O ₃	0,84	0,62	0,73	5,52	0,33
FeO	0,90	1,35	1,13	25,48	1,86
MnO	0,03	0,08	0,06	1,07	0,08
MgO	0,44	0,65	0,55	9,27	0,20
CaO	0,34	1,00	0,67	1,47	0,45
Na ₂ O	3,29	3,75	3,52	0,32	3,38
K ₂ O	4,16	4,49	4,33	0,30	4,58
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,06	0,29	0,13
CO ₂	0,15	0,25	0,20	Нет	0,33
F	0,17	0,16	0,17		0,01
S	-	0,06	0,03	0,01	0,11
H ₂ O	0,90	1,24	1,07	8,72	0,45
Сумма	99,92	100,46	100,22	98,93	99,56
Объемный вес	-	2,57	2,57	2,60	2,60
Fe ³⁺ /Fe	0,46	0,29	0,37	0,16	0,14

Месторождение Восток

	17	18	19	20	21	22
	3,33	3,96	4,33	4,67	4,32	4,98
	0,07	0,06	0,06	0,13	0,08	0,05
	0,13	Нет	Нет	-	-	Нет
	0,12	0,22	0,24	-	0,15	0,16
	0,02	0,02	0,08	-	0,03	0,03
	1,87	0,40	0,95	0,24	0,53	0,37
	99,66	99,76	100,01	100,62	100,12	99,51
	2,60	2,58	2,56	2,57	-	-
	0,51	0,32	0,50	0,76	0,52	0,32

Месторождение Восток

	28	29	30	31	32	33	34
	77,76	75,08	76,02	78,32	76,86	76,94	74,38
	0,04	0,08	0,13	0,06	0,06	0,05	0,14
	11,70	13,35	12,76	11,02	12,86	12,43	12,52
	0,24	2,27	0,22	0,26	0,10	0,12	0,94
	0,68	0,40	1,04	1,05	0,30	0,45	1,05
	0,04	0,02	-	0,03	0,03	0,05	0,10
	0,04	0,16	Сл.	0,40	0,28	0,24	0,73
	0,60	0,53	0,10	0,56	0,85	0,68	0,90
	3,02	3,45	3,95	3,29	4,33	4,36	3,17
	4,11	4,65	4,95	3,79	3,58	3,46	4,33
	-	0,06	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05
	-	-	-	Нет	Нет	Нет	Нет
	-	-	-	0,30	0,28	0,26	0,36
	0,45	-	-	0,20	0,15	0,06	-
	0,81	0,66	0,43	0,43	0,60	0,70	1,13
	99,49	100,71	99,63	99,72	100,29	99,81	99,80
	-	-	-	2,56	2,54	-	2,60
	0,23	0,84	0,16	0,18	0,23	0,18	0,45

Приложение 3 (продолжение)

Компонент	Месторождение Восток				
	35	36	37	38	39
SiO ₂	76,20	73,58	62,18	58,62	60,40
TiO ₂	0,09	0,16	0,02	0,22	0,12
Al ₂ O ₃	12,49	13,25	17,67	21,38	19,53
Fe ₂ O ₃	0,56	0,46	0,96	1,72	1,34
FeO	0,85	1,75	3,45	1,21	2,33
MnO	0,04	0,04	0,09	0,06	0,08
MgO	0,26	0,28	Нет	0,89	0,45
CaO	0,58	0,90	0,84	1,13	0,99
Na ₂ O	3,62	2,16	5,73	4,12	4,93
K ₂ O	4,18	4,78	6,24	7,20	6,77
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,07	0,34	0,21
CO ₂	0,04	-	-	Нет	-
F	0,15	0,09	0,01	0,69	0,35
S	0,12	0,55	0,30	-	0,30
H ₂ O	0,65	1,20	1,80	1,62	1,71
Сумма	99,87	99,33	99,36	99,20	99,51
Объемный вес	2,58	2,62	-	2,49	2,49
Fe ³⁺ /Fe	0,37	0,19	0,30	0,56	0,34

Приложение 3 (продолжение)

Компонент	Котансинский массив				
	46	47	48	49	50
SiO ₂	68,54	51,62	41,66	46,20	44,66
TiO ₂	0,06	1,05	0,63	0,64	0,41
Al ₂ O ₃	19,65	16,75	24,89	14,30	21,97
Fe ₂ O ₃	0,89	2,69	2,30	2,36	2,70
FeO	1,11	4,28	1,62	5,17	2,66
MnO	0,03	0,04	0,07	0,32	0,17
MgO	0,16	6,84	3,29	10,62	6,66
CaO	0,19	7,98	6,63	4,47	3,45
Na ₂ O	0,50	3,19	0,91	0,24	0,30
K ₂ O	5,30	2,59	9,59	7,92	9,12
P ₂ O ₅	0,05	0,37	0,43	0,37	0,20
F	0,15	0,36	Нет	Нет	0,18

Котансинский массив

	40	41	42	43	44	45
	73,77	74,72	76,58	76,65	69,66	67,42
	0,04	0,11	0,06	0,09	0,05	0,06
	14,32	14,46	14,88	14,67	19,06	20,24
	0,76	1,28	0,37	0,83	1,02	0,75
	0,29	2,36	0,59	1,48	0,59	1,62
	0,02	0,05	0,02	0,35	0,02	0,04
	0,12	0,16	0,19	0,18	0,08	0,23
	0,70	0,21	0,21	0,21	0,16	0,21
	3,71	0,36	0,36	0,36	0,36	0,64
	4,12	4,12	3,96	4,04	5,32	5,28
	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,09
	0,10	0,29	0,10	0,20	0,08	0,22
	0,14	Нет	0,09	0,05	Нет	0,09
	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03
	0,89	1,43	2,21	1,82	2,80	3,18
	99,01	99,60	99,64	100,00	99,25	100,10
	2,66	2,65	2,67	2,66	2,51	2,54
	0,70	0,33	0,36	0,34	0,61	0,30

Котансинский массив

Башкироводольский массив

	51	52	53	54	55	56
	45,14	48,91	43,82	76,10	76,40	82,82
	0,69	0,85	0,58	0,11	0,09	0,11
	25,31	15,53	24,06	12,25	12,05	8,90
	3,67	2,53	2,89	0,49	0,54	0,64
	1,33	4,73	1,87	2,20	1,87	1,69
	0,07	0,18	0,10	0,02	0,05	0,01
	3,25	8,73	4,40	0,19	0,13	0,27
	3,02	6,23	4,37	0,23	0,30	0,24
	0,54	1,72	0,58	3,78	3,50	0,21
	8,96	5,26	9,22	4,67	4,23	3,37
	0,32	0,37	0,32	-	-	-
	Нет	0,18	0,06	-	-	-

Приложение 3 (продолжение)

Компонент	Котансинский массив				
	46	47	48	49	50
CO ₂	0,05	0,10	6,00	4,70	3,40
S	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04
H ₂ O	2,99	1,93	3,64	2,00	4,44
Сумма	99,69	99,80	101,67	99,33	100,34
Объемный вес	2,53	2,60	2,73	2,77	2,77
Fe ³⁺ /Fe	0,42	0,36	0,56	0,29	0,48

Приложение 3 (продолжение)

Компонент	Елизаветинский массив				
	57	58	59	60	61
SiO ₂	81,30	58,80	53,04	55,16	54,20
TiO ₂	0,07	1,18	0,50	0,37	0,56
Al ₂ O ₃	10,54	18,30	18,26	20,86	22,13
Fe ₂ O ₃	0,96	5,75	2,64	8,21	3,58
FeO	0,93	1,65	6,10	1,26	3,90
MnO	0,06	0,08	0,12	0,06	0,12
MgO	0,50	2,18	5,26	1,95	2,71
CaO	0,02	Нет	5,50	3,70	2,50
Na ₂ O	0,18	0,22	2,20	1,79	Нет
K ₂ O	3,39	6,55	4,70	5,53	7,39
P ₂ O ₅	0,02	0,22	-	-	-
F	0,24	0,46	-	-	-
CO ₂	0,43	0,96	-	-	-
S	0,01	Нет	-	-	-
H ₂ O	1,66	3,51	-	-	-
Сумма	100,31	99,86	98,32	98,89	97,09
Объемный вес	2,62	2,57	2,64	2,58	2,51
Fe ³⁺ /Fe	0,49	0,76	0,28	0,85	0,45

Котансинский массив			Башкироводольский массив		
51	52	53	54	55	56
2,30	2,40	3,90	0,06	0,25	0,12
0,02	0,02	0,02	-	-	-
4,76	1,97	4,28	0,20	0,51	0,83
99,40	99,61	100,47	100,30	99,92	99,21
-	-	2,75	2,51	2,49	2,63
0,71	0,32	0,58	0,17	0,21	0,25

Боеткинский массив		Елизаветинский массив		Борлинский массив (участок Итастыблак)		
62	63	64	65	66	67	68
63,30	54,96	67,10	72,18	74,27	74,50	71,96
0,39	0,65	0,24	0,18	0,21	0,23	0,21
19,77	23,90	18,30	14,57	12,40	12,66	12,62
1,86	3,32	1,28	0,88	Н.о.	0,13	0,04
1,03	1,33	0,64	1,72	3,44	1,96	4,42
0,02	0,03	0,05	0,06	0,04	0,02	0,03
1,70	1,86	0,34	0,36	0,69	1,74	3,02
0,38	0,43	0,56	0,28	0,32	0,59	0,22
0,32	0,36	1,79	3,45	4,17	4,33	4,49
6,70	8,08	6,08	4,44	3,73	2,01	0,72
0,01	0,01	0,21	0,12	-	-	-
0,09	0,39	0,33	0,15	Не обн.	Не обн.	Не обн.
0,67	0,55	0,89	0,41	0,04	0,06	0,03
0,01	0,01	0,02	Нет	-	-	-
2,80	4,28	2,11	1,01	0,60	1,29	1,79
99,05	100,16	99,94	99,81	99,91	99,52	99,41
2,34	2,42	2,54	2,52			
0,62	0,69	0,64	0,32		0,06	0,008

Приложение 3 (окончание)

Компонент	Борлинский массив (участок Игастыблак)					
	69	70	71	72	73	74
SiO ₂	51,56	61,56	66,78	75,16	61,77	53,58
TiO ₂	0,21	0,21	0,28	0,15	0,20	0,21
Al ₂ O ₃	18,97	15,80	14,19	12,21	15,06	19,42
Fe ₂ O ₃	0,70	0,37	0,37	0,90	0,55	1,12
FeO	6,19	5,31	4,99	2,73	5,56	4,98
MnO	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,05
MgO	10,61	6,82	4,11	0,31	7,54	8,29
CaO	0,32	0,27	0,32	0,50	0,11	0,32
Na ₂ O	5,07	4,78	4,21	3,48	4,62	3,48
K ₂ O	0,32	0,52	1,88	4,64	0,24	4,20
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
CO ₂	Не обн.	-	Не обн.	-	Не обн.	Не обн.
F	0,22	0,13	0,10	0,05	0,19	0,17
S	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	5,75	3,77	2,81	3,85	4,08	4,94
Сумма	99,92	99,58	100,08	100,70	99,98	100,76
Объемный вес						
Fe ³⁺ /Fe	0,09	0,06	0,06	0,23	0,08	0,20

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Часть I	
СВЯЗЬ ХАРАКТЕРА МЕТАСОМАТИЗМА С ГЛУБИННОСТЬЮ И ПЕТРОГЕННЫМ СОСТАВОМ ГРАНИТОВ	7
Глава I. Формационное расчленение метасоматитов редкометальных месторождения	7
Глава II. Краткая характеристика гранитных массивов различной фашиальности и сопровождающей их редкометальной минерализации (Восточно-Уральское поднятие)	29
Гранитоиды повышенной основности	30
Гранитные массивы и редкометальная минерализация	31
Глава III. Основные особенности зональности колонок различных метасоматических формаций	47
Колонки формации глубинных мусковит-полевошпатовых метасоматитов	47
Колонки грейзеновой формации	63
Колонки формации гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов	88
Общая характеристика полевошпат-аргиллизит-серицитовой формации	91
Метасоматизм проявлений альбититовой формации Восточно-Уральского поднятия	93
Глава IV. Особенности метасоматизма пород шеелит-кварцевых месторождений, ассоциирующих с гранитоидами различной фашиальности	109
Глава V. Миграция петрогенных элементов при метасоматозе как показатель состава растворов	116
Глава VI. Условия формирования метасоматических фаций и возможное соотношение петрогенных элементов в гидротермальных растворах	167
Глава VII. Некоторые причины различного состава растворов	176
Глава VIII. Изменение состава минералов как показатель условий формирования колонок	186
О диффузионном и инфильтрационном характере колонок и степени равновесности	186
Триклинность калишпата и глубина формирования метасоматитов	196
О близком интервале температур образования редкометальных околотрещинных метасоматитов и березитов-лиственитов	198
О режиме температуры в пределах метасоматических колонок	207

Часть II

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РУДОНОСНЫХ МАССИВОВ	211
--	-----

Часть III

СВЯЗЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ С МАГМАТИЗМОМ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ . .	226
--	-----

Глава IX. Минерализация редкометально-вольфрамовой и редкометально-молибденовой формаций	228
Каменско-Адуйский регион	228
Шиловско-Конеvский регион и районы Южного Урала	240

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	254
----------------------	-----

ЛИТЕРАТУРА	257
----------------------	-----

Приложения

ПОВЕДЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ НА УРАЛЬСКИХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ	266
--	-----

Анатолий Иванович Грабежев

МЕТАСОМАТИЗМ, РУДООБРАЗОВАНИЕ И ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ

Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии УНЦ АН СССР

Редактор *Д.В. Павлов*. Редактор издательства *Л.М. Бекасова*

Художественный редактор *Т.И. Алексеева*. Технический редактор *Г.П. Каренина*

ИБ № 21477

Подписано к печати 04.06.81. Т - 09022. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 18,3 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 21,1. Тираж 650 экз. Тип. зак. 148
Цена 3р. 20к.

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

3 p. 20 к.

3685

у