

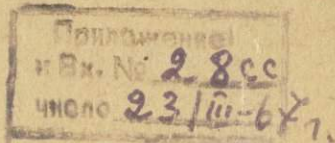
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
МЕЖВЕДОМСТВЕННАЯ КООРДИНАЦИОННАЯ КОМИССИЯ
ПО ЗАКОНОМЕРНОСТЯМ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Сов. Секретно

Экз. № 131

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В АЛТАЕ-САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

НОВОСИБИРСК - 1966



379

Приложение
и Вх. № 28сс
число 23/III-67г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геологии и геофизики
МЕЖВЕДОМСТВЕННАЯ КООРДИНАЦИОННАЯ КОМИССИЯ
ПО ЗАКОНОМЕРНОСТЯМ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Сов. Секретно

Экз. № 131

5782
ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В АЛТАЕ-САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

(Труды совещания по геологии и геохимии редких
элементов, состоявшегося 10-14 ноября 1965 г.
в г. Новосибирске)

Новосибирск,
1966



Ответственный редактор
Член-корреспондент АН СССР

Ф.Н. ШАХОВ

Ф.Н. Шахов
Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

МАГМА И РУДЫ

Общие положения

В практике часто случается, что из двух или нескольких гранитоидных массивов одного возраста и одной формации "рудноносным" является только один. Такие факты позволяют геологам сомневаться в связи оруденения с гранитоидным массивом и часто возникают предположения о выходе рудоносных растворов из глубокого очага, из которого пришла и сама магма. Ещё больше сомнений о связи с магматическим процессом вызывают руды, развитые в районах, где близко к полям месторождений не устанавливается интрузивных тел. Это особенно касается группы телемагматических (по Ниггли) месторождений. Главной причиной таких колебаний в определении процесса, создавшего оруденение, нам кажется, является недостаточность представлений об образовании магм, особенно гранитоидных.

Поскольку сам процесс и условия магмообразования пока недоступны непосредственному наблюдению, постольку то или иное представление о них можно рассматривать как гипотезу, достоверность которой наиболее удачно подтверждается нашими сведениями о геологии гранитных тел и рудопроявлений. Такая гипотеза и излагается в настоящей статье.

Р о ж д е н и е м а г м ы

В ряде статей мне приходилось излагать свои взгляды на процесс рождения гранитоидных магм (Шахов Ф.Н., 1956, 1960). Мне казалось, как и большинству геологов, наиболее достоверным палингенное их происхождение. Магматический расплав возникает в этих условиях близким к эвтектике и поэтому будет последовательно принять, что все анхизэвтектические магмы, вплоть до габброидных могут возникать подобным образом.

Как следствие этого представления нами было высказано предположение, что большие тела батолитового типа следует рассматривать как очаги, возникшие примерно на том месте, где их ныне вскрыла эрозия. Естественно поэтому, что движение в этом случае гранитоидной магмы может происходить только вверх и искать ещё более глубокие очаги для магмы гранитоидных батолитов нет оснований.

Позволю себе привести некоторый материал, который наиболее легко вкладывается в эти представления.

Приуроченность гранитов к смятию, подмеченная ещё В.И. Вернадским (1954), становится совершенно обязательной поскольку состав гранитоидной магмы отражает состав вмещающих батолиты пород. Не будет столь парадоксальным, как думал Барт, его заключение, что "возникновение разнообразия изверженных пород обусловлено осадочными процессами" (Барт Т.Ф., 1962). С этим вполне увязывается и наш вывод, что нужно ожидать связи между составом горных пород, окружающих гранитоидные тела и составом пород плутона (Шахов Ф.Н., 1960). Совершенно естественными и достоверными представляются нами и идеи А.Б. Ронова (1964), приведшие его к сопоставлению разнообразия интрузивных и вулканических пород континентов с развитием осадочных процессов.

Нужно ли говорить, что допущение палингенного происхождения гранитоидных масс исключает необходимость ломать голову над проблемой перемещения вверх огромных по объему вязких магм из нижних глубоких горизонтов и проблемой образования занимаемой ими обширной камеры. Принимая обрушение кровли как главнейший

фактор механизма внедрения магмы и образования плутонов, А.Баддингтон (1963) вынужден был заметить, что "и по происшествии полувека гипотеза обрушения нуждается в подтверждении...". Может быть уже пора от неё отказаться? Рождение крупных магматических плутонов на месте делает понятным и естественным указание этого же автора, что у крупных батолитовых линейных тел гранитоидов докембрия часто отсутствуют резкие контакты с метаморфическими породами. К этому следовало бы добавить, что обыкновенно около даек, апофиз и других тел дополнительных инъекций изменение боковых пород бывает слабо проявлено и имеет характер метасоматических преобразований пород, напоминающих гидротермальный метаморфизм.

За последнее время появился ряд работ (Клепнер и Уайент, 1958; Сухоруков и др., 1964, Щербаков Ю.Г., 1964, 1965), отмечающих развитие руд урана, золота, бора и других элементов в областях распространения пород, обладающих повышенными кларками этих элементов. В этих породах залегают и интрузивы, считающиеся для руд материнскими. Такое соответствие в составе эндогенной минерализации и осадочных пород несомненно свидетельствует о генетической связи магмы с вмещающими её тело породами. Открывается возможность проследить детальными исследованиями (что мы и предполагаем делать) поведение и других элементов. Эти исследования несомненно позволят внести значительную ясность в представление о процессе миграции вещества в период становления магматического тела.

Движение огромных масс, возникшего где-то на большой глубине, особенно вязкого кислого расплава, мало вероятно, но в случае образования в каком-нибудь участке сиала гранитоидного расплава ни в коем случае не исключается его движений из очага вверх по появляющимся вновь и старым трещинам и разломам с образованием апофиз, даек, интрузивных гипабиссальных тел и др. "малых интрузий". Эти перемещения могут приводить к изменению состава магмы. В.В. Потапьеву удалось доказать явления дифференциации при движении кристаллизующегося гранитного расплава (Потапьев В.В., 1965). Предстоит ещё большая работа по изучению специфических черт состава, дифференциации и преобразовании вмещающих пород этими движущимися расплавами.

Итак, геология магматического процесса благоприятствует принятию палингенного происхождения магм. Зато принятие этой гипотезы требует пересмотра некоторых сложившихся представлений. Главнейшие из них заключаются в следующем.

I. Метаморфизм, как региональный, так и контактовый, должен предшествовать процессу локализации магмы и её кристаллизации. Если обыкновенно соглашались с тем, что развитие гнейсов предшествует образованию гранитов и можно наблюдать переходы одних пород с другими, то образование роговиков обыкновенно рассматривают как следствие нагрева пород интрузирующей магмой, т.е. как более поздний процесс, чем рождение магмы.

Нам представляется, что в процессе развития так называемого контактового метаморфизма должны играть основную роль межзерновые, в том числе и "коннатные" (по В. Линдгрёну и Р. Дэли) растворы. Будучи в своем составе уравновешены с веществом их заключающей породы, эти растворы, в случае их мобилизации, должны обладать значительной способностью к перекристаллизации. Увеличение интенсивности этого процесса связано с местным локальным усилением движения растворов и может привести к развитию магматического расплава. Происхождение растворов, содействующих появлению магмы может быть сложным. Они могут являться теми же межзерновыми растворами, усиленное движение которых было вызвано местной интенсивной мобилизацией, но они могут быть и глубокого происхождения и даже связаны с более глубоко залегающими участками магмообразования. Эти представления создают большую перспективу для точных геохимических и экспериментальных исследований.

2. В общем случае образование магматического расплава очень тесно связано с местной мобилизацией растворов, причиной движения которых прежде всего следовало бы считать повышение температуры. Не вдаваясь в обсуждение очень дискуссионного вопроса об источниках тепла, хочется обратить внимание на фактическую сторону этого вопроса. Ещё Р. Дэли (1936) показал, что "в любом горном хребте количество и наблюдавшиеся размеры батолитов имеют стремление быть прямопропорциональными интенсивности орогенического смятия". Можно думать, что рождению магмы благоприятствуют процессы, развязывающие энергию движения: подвижные

пояса, крупные разломы, геосинклинальные зоны. Возникающие магматические тела как бы совершают и противодействуют этим движениям.

3. Рудное вещество и летучие магма усваивает из окружающих пород и глубин подвижного пояса. Следовательно, в окружении тела мы должны искать главные материалы, обусловившие его состав. Рождается магма при температурах (для данного расплава) очень пониженных летучими и, вероятно, в той или иной мере ниже температуры её кристаллизации. В этих случаях кристаллизация магматического расплава в значительной мере должна быть обусловлена уходом летучих.

О с н о в н ы е ч е р т ы э в о л ю ц и и р о ж д е н н о г о м а г м а т и ч е с к о г о р а с п л а в а

Состав осадочных пород, на месте которых развилось тело анхизвтектического магматического расплава, в общем случае может не отвечать его составу. Отсюда неминуемо мы должны допустить, что в начальные стадии жизни рождающегося расплава должна иметь место его дифференциация.

Обыкновенно породы анхизвтектического состава занимают центральные части массивов. В краевых частях наблюдаем мы так называемые "гибридные породы" и иногда говорят об образовании гибридных магм ("гибридизм"). Количество этих пород в разных массивах различно и, можно думать, оно зависит от состава вмещающих интрузив пород. Весьма вероятно, что в сумме состав пород интрузива грубо равен составу пород, развитых на том месте, где он образовался. Большой интерес должны представлять исследования, поставленные с целью установления такого баланса и отступлений от него.

Вместе с тем нужно учитывать, что в процессе обособления анхизвтектического расплава должно иметь место движение — уход лишнего избыточного против эвтектики материала в составе летучих растворов. При обособлении гранитоидной магмы наиболее заметным должен быть уход железа, магния и кальция. Перемещение этих элементов летучими растворами в ранние стадии становления

плутона несомненно имеет место. Ему близок процесс "базификации." Кажется вероятным, что именно в этот период образуются скарны. Частое и обильное развитие этих образований в формациях богатых известью, в породах наиболее далеких по составу от гранитоидных магм, в какой-то мере подтверждает наше предположение. Интересно отметить, что по наблюдениям Эсколя (17) палингенные граниты в гнейсах не сопровождаются скарновыми зонами. Он приводит этот факт как отличие палингенных гранитов от интрузивных. Нам кажется, что это обстоятельство легче объясняется близостью состава гнейсов и гранитов. Впрочем, следует отметить, что в формациях докембрия пегматиты и скарнового типа породы обычно пространственно гораздо сильнее разобщены с интрузивами, чем подобные образования более позднего палеозойского возраста.

Магматические тела, рожденные в области подвижных зон, могут занимать обширные пространства и протягиваться на значительные глубины. Такую сложную, порою плитообразную форму рисовал Клоос (H. Cloos, 1923) у батолита Баварского леса и Эсколя (P. Escola, 1932) для массива рапакиви в Финляндии. Если одно крупное тело или цепочка тел распространяется на значительную глубину, например, порядка десятка километров, состав пород в них может изменяться. Для решения этого, вероятно, очень непростого вопроса мы пока имеем мало материала, но предполагая, что с увеличением глубины в земной коре увеличивается температура, имеем право думать, что на глубине могут возникать и более высокотемпературные анхизтектические расплавы. Развитие основных магм в глубоких горизонтах гранитоидных массивов позволило бы понять обильное распространение в районах гранитных батолитов даек основного состава. Естественно при этом предполагать, что при выплавлении основных магм летучими растворами уже должны сбрасываться щелочи.

Палингенного происхождения магматический расплав гранитоидного состава должен быть насыщен летучими, уход которых в общем случае вызывает кристаллизацию. Последняя протекает очень быстро на границах тел и значительно медленнее с удалением от границы. Так возникают породы "закалки". Поскольку уход летучих является причиной кристаллизации можно думать, что последняя протекает быстрее, чем предполагают, если вычисляют её длитель-

ность, основываясь на представлении об охлаждении магмы, интродуцированной в холодные породы.

Но более детальные исследования гранитоидных массивов, особенно многофазных, дают основания думать, что раскристаллизация массива полностью — процесс очень медленный и прерывистый. Механизм этого процесса изложен в работе В.В. Потапьева (1965) и в пределах данной статьи я не смогу его обстоятельно изложить. Позволю себе только отметить, что пульсационная кристаллизация особенно ярко проявляется в верхних частях плутонов и иногда в апофизах из верхних частей. С глубиной время и протяженность (в глубину) кристаллизации в пределах фаз увеличиваются. По моему мнению, нет необходимости развитие многофазных гранитоидных тел связывать с инъекцией расплавов из очага, расположенного в областях симы или верхней мантии.

В.В. Потапьев (1965) на основе изученных им массивов пришел к выводу, что разные фазы сопровождаются различными по составу рудными месторождениями. Интересно отметить, что у пород разных фаз можно наблюдать интрузивные контакты, показывающие, что кристаллизации пород новой фазы предшествовало движение расплава. Но нового метаморфизма при этом практически не наблюдается и может быть потому, что физико-химическая обстановка, при которой кристаллизовались породы предыдущей фазы мало отличается от начала кристаллизации последующей. Вероятно потому в комплексах пород смежных фаз встречаются совершенно одинаковые по составу и структуре образования. Роговики, образовавшиеся в раннюю стадию, облегают единой общей зоной многофазное тело гранитоидов.

Руд о б р а з у ю щ и е р а с т в о р ы

На протяжении процесса образования магматического расплава и последующего процесса образования пород можно отметить деятельность горячих растворов трех типов. К первому относятся растворы, участвующие в образовании регионального и контактового метаморфизмов и содействующие образованию магматического расплава. Эти процессы ярко выражены и свидетельствуют о большом количестве растворов, вернее об их множественности. Ко второму

типу относятся растворы, уходящие из магмы в процессе пульсационной кристаллизации. Они могут быть обильны и обладают склонностью следовать возникающим тектоническим структурам. Условно к этой группе мы относим растворы, покидающие магму в периоды сбрасывания излишнего против эвтектики вещества. К третьему типу растворов мы относим летучие, уходящие из остаточных магматических растворов. Процесс образования остаточных расплавов часто оспаривается. Во многих интрузивах он отсутствует и, наконец, даже в тех случаях, когда пегматиты бывают развиты, по масштабам отход из них летучих не столь велик, чтобы придавать большое значение участию их в процессе образования руд.

Мы уже отмечали ранее, что растворы, создающие метаморфизм и магму, по составу в массе своей близко отражают состав пород, из которого выплавляется магма. В ряде случаев они им насыщены, эти растворы деятельны пока их мобилизует процесс повышения температуры и главным типичным результатом этой деятельности следует считать перекристаллизацию. Они могут перемещать и концентрировать локально вещество пород. Вероятно, этими растворами создаются промышленные кварцево-гематитовые руды типа Кривого Рога. Они повинны в образовании всех месторождений, относимых к группе метаморфических, где минералообразование происходит с повышением температуры. Но едва ли можно с этими растворами связывать образование руд, где появление минералов происходит в порядке снижения температуры их образования. Падение температуры для этого типа растворов означает в общем случае прекращение процесса их мобилизации.

Растворы, отходящие от магмы, имеют отдаленным источником своего состава те породы, из которых возникла магма. Обособление их и формирование их состава происходит в очень сложном "технологическом" процессе, многие черты которого пока мало известны. Несомненно, что отложение руд и преобразование пород этими растворами происходит в процессе, характеризующемся падением температур. Эта группа растворов создает большую часть рудных месторождений.

Очень неясны, а порою разноречивы высказывания об источнике вещества, отлагаемого растворами магматического происхождения. До сих пор ещё распространено мнение, что рудный материал цели-

ком выносятся из магмы. В частности, на этой позиции построены представления П. Ниггли (1933) и Г. Шнейдергена (1955). Нужно сказать, что растворы, исходящие из магмы, не бывают уравновешены с породами, в которые они попадают. Об этом свидетельствует наблюдаемый нами гидротермальный метаморфизм. Естественно, что на пути к равновесию они должны менять свой состав. Во всяком случае можно думать, что по мере взаимодействия растворов с породами они становятся менее химически активными, а способность к отложению минерального вещества у них увеличивается.

Таким образом, в деятельности рудоносных растворов устанавливаются два совершенно отличных периода: период гидротермального метаморфизма, в пределах которого возникают метасоматические месторождения и период отложения минерального вещества на дальнейших путях их движения. Так возникают трещинные жилы.

Месторождения первой группы обыкновенно возникают в результате пространственной перегруппировки минерального вещества изменяемых пород. Тела их могут следовать структурам и даже обладать жиллообразной формой. Их следует считать метасоматическими не потому, что главным способом отложения минерального вещества в них является метасоматоз, а потому, что они рождаются в процессе гидротермального метаморфизма. Вещество руд этих месторождений несомненно имеет разные источники. Причем можно думать, что главным источником являются породы, попавшие в сферу гидротермальных преобразований. Разные источники, по нашему мнению, имеет и рудный материал жил (Шахов Ф.Н., 1964).

Вопрос этот ранее не ставился и на эту тему почти нет исследований. Несомненно работы в этой области будут иметь большое значение. Но и то, что мы знаем, заставляет нас допустить участие в составе руд эндогенного происхождения вещества, изменяемых растворами пассивных пород, в том числе и осадочных. Нам представляется, что особо актуальной темой ближайших исследований должно явиться выявление степени участия рудных элементов в процессе гидротермального метаморфизма и их источников.

Г л а в н ы е в ы в о д ы

I. В образовании магматических анхизтектических магм, особенно гранитоидных, главную роль играют породы, выщачивающие батолито-подобные тела. Они в широкой мере определяют состав магматических пород.

2. Палингенного происхождения магмы могут возникать на самых различных глубинах от горизонтов симы до верхов сиала, изменяясь с глубиной в сторону образования основных анхизвектических расплавов.

3. В процессе формирования плутона отделение однородного анхизвектического расплава вызывает образование пород "гибридной" зоны, промежуточной по составу между магматическими породами и роговиками. В этот момент, особенно для становления гранитоидных массивов, имеет место сбрасывание летучими фемических элементов — Mg , Ca и Fe , а для габброидных расплавов — щелочей.

4. Главное рудообразование обязано растворам, покидающим магму в процессе пульсационной кристаллизации. Руды могут возникать, отвечая по времени разным фазам.

5. Горячие растворы в момент выхода из магматического расплава, отражают состав магмы, а, следовательно, и тех пород, из которых она возникла. Но в процессе последующего гидротермального метаморфизма состав рудообразующих растворов несомненно меняется. Поэтому руды, образованные гидротермальными растворами, могут содержать металлы различного происхождения. Это обстоятельство не должно быть использовано для отрицания их эндогенного происхождения. Изучение же этого вопроса, по нашему мнению, должно иметь большое значение для теории рудных месторождений и практики поискового дела.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баддингтон А. — Формирование гранитных тел. Изд. ин. литер. Москва, 1963
2. Барт Т.Ф. — Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. Геохимия, № 4, 1962.
3. Вернадский В.И. — Очерки геохимии. Избр. соч. т. I, стр. 69, Москва, 1954.
4. Дэли Р.О. — Изверженные породы и глубины Земли. Москва, 1936.
5. Клеппер и Уайент — Урановые провинции. Матер. конфер. по мирному использованию атомной энергии, т. 6, 1958.
6. Ниггли П. — Генетическая классификация магматических рудных месторождений. Геолразведиздат. Москва, 1933.

7. Потапьев В.В. - Граниты Кольванского массива и связанное с ним оруденение. Сб. "Геология и геохимия рудных месторождений Сибири". Новосибирск, 1965.
8. Ронов А.Б. - Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. Геохимия, № 8, 1964.
9. Сухоруков Ф.В., Лапин Б.Н., Симонова В.И. - Бор в девонских вулканических породах Горного Алтая. Геохимия, № 12, 1964.
10. Шахов Ф.Н. - К вопросу о происхождении гранитных магм. Минералогический сборник Львовского геол.общ. № 10, 1956.
11. Шахов Ф.Н. - О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых", Москва, 1960.
12. Шахов Ф.Н. - Геология жильных месторождений. Москва, 1964.
13. Щербаков Ю.Г. - О корреляционной зависимости рудных комплексов, связанных с гранитоидами, от состава вмещающих их формаций. Докл. АН СССР, т. 156, № 2, 1964.
14. Щербаков Ю.Г. - Генетические черты золоторудных месторождений в Горном Алтае. Сб. "Геология и геохимия рудных месторождений Сибири". Новосибирск, 1965.
15. Щербаков Ю.Г., Пережогин Г.А. - К геохимии золота. Геохимия, № 6, 1964.
16. Cloos H. Das Batolithenproblem. Fortschr. der Geol. und Paleont., Berlin, 1923.
17. Escola P. On the Origin of Granitic Magmas. Miner. und Petrogr. Mitteil., Bd. 42, Heft 5/6, 1932.
18. Schneiderhöhn H. - Erzlagertstätten. Jena, 1955.

ЗАВИСИМОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ОТ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН

Группа так называемых редких металлов, в которую объединяют большую часть сравнительно мало распространенных и относительно слабо концентрирующихся элементов, геохимически неоднородна. Она охватывает элементы с различным строением и свойствами. Поэтому распределение их в породах и формациях земной коры крайне неодинаково, и месторождения их возникают при разных геологических условиях и, в частности, в связи с разными магмами. Закономерности образования и размещения месторождений редких металлов в значительной мере приближаются к закономерностям, присущим для металлов, не относимых к числу редких, но обнаруживающих сходные с ними строение и свойства. Например, поведение редких элементов-гидролизатов Ga, Zr, Hf, Nb, Ta, Th во многом определяется концентрацией в расплавах и растворах главных петрогенных элементов-гидролизатов Ti и Al . Подобным образом редкий стронций во многих процессах следует за нередким кальцием, кадмий — за нередким цинком и т.д. Физические и химические свойства элементов, как известно, определяют их поведение в геохимических процессах, условия концентрации и рассеяния, формы нахождения в породах, типы образуемых ими соединений и черты изоморфизма. Но какое свойство как редких, так и распространенных элементов наиболее универсально характеризует важнейшие моменты геологической их истории? Есть ли такое свойство, рассмотрение которого позволило бы в общем виде понять принципиальные причины специфической металлоносности разных магм и разных по строению и составу структурно-формационных зон рудоносных регионов? Таким свойством элементов есть все основания считать их распределение в различных геосферах Земли и геохимических системах более высоких порядков. В отличие от физических и химических свойств это свойство геохимическое и определяется оно не только строением атомов и ионов, но и всем ходом тектоно-геохимического развития и эволюции планеты.

Наиболее важные для поставленной задачи черты распределения в Земле химических элементов выявляются при анализе частных кларков и, главным образом, кларковых отношений. Под кларковым отношением мы подразумеваем количественное отношение среднего содержания элемента в любой геохимической системе (базальтоиде, гранитоиде, атмосфере, гидросфере, глинистом сланце, дуните и т.д.) к его среднему содержанию в исходной системе, т.е. системе, физико-химическому преобразованию которой обязана своим происхождением рассматриваемая. Отношения кларков генетически связанных геохимических систем определяются периодическими свойствами элементов (Ю.Г. Щербаков, 1965). Это правило позволяет оценить всю информацию о распределении элементов с позиции периодического закона и тем самым выявить свойства, предопределяющие формирование тех или иных геохимических систем. Отсюда, как увидим, вытекает и возможность установления причин разнообразия магм и связанных с ними рудных месторождений в структурно-формационных зонах различного состава и строения.

Классификация элементов на основе их распределения в главных геохимических системах Земли с привлечением в качестве дополнительных классификационных признаков кларковых отношений дает количественную оценку направленности и итога миграции каждого элемента в процессах расщепления и дегазации первично метеоритного вещества мантии, при дифференциации основных магм, при образовании гранитоидов путем переплавления пород сиала и при формировании глинисто-сланцевых комплексов (Ю.Г. Щербаков, 1965). Разные по источнику рудного вещества месторождения как побочный продукт названных процессов вписываются в общий баланс вещества в ходе химического развития Земли, фиксируемый соответствующими кларковыми отношениями. Так металлоносность гипербазитов чистой линии ограничена элементами наиболее концентрирующимися в мантии, т.е. элементами первой группы (фиг. 1).

Это элементы, главным образом, переходные, обладающие высокими потенциалами ионизации, химически инертные и образующие более или менее тугоплавкие минералы. Редкие в этой группе представлены платиноидами. Металлоносность базальтоидов охватывает состав 1 и 2 групп (фиг. 1) и ограничивается элементами, частный кларк которых в любых теоретически возможных кислых дифференциатах основных магм ниже, чем в исходных основных магмах, т.е. элементами

$$\frac{C_f}{C_v} < 1.$$

																H	He												
																1													
																2													
																3													
																4													
Li		Be														B	C	N	O	F	Ne								
5.0	0.1													2.5	0.3	16.0	1.2	13.2											
2.7	13.8													3.0	3.0	1.1	1.1	2.2											
4.0	7.5													20.0	100.0	33.3	1.2	1.4											
0.7	1.8													0.2	0.03	0.03	0.9	1.6											
Ha		Mg														Al	Si	P	S	Cl	Ar								
2.8	0.3	2.8														6.7	1.3	2.8	0.02	0.7									
1.4	0.1	0.9														0.9	1.3	0.5	1.3	1.0									
0.3	0.3	1.2														1.2	1.0	0.6	10.0	3.2									
4.2	0.4	0.4														0.7	1.4	0.9	0.1	1.5									
K		Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr											
9.8	4.8	4.0	16.0	2.9	0.08	1.0	0.3	0.06	0.01	1.0	2.6	6.0	0.2	6.7	0.005	6.0	0.6												
4.0	0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.3	0.3	0.1	0.05	0.2	0.5	1.1	0.9	0.8	1.0	0.6	0.6												
2.8	0.4	0.4	0.5	0.7	0.5	0.3	0.4	0.4	0.6	1.7	1.3	1.7	1.3	3.3	12.0	12.0	2.0												
1.5	0.6	0.3	0.5	0.3	0.3	0.9	0.8	0.3	0.08	0.4	0.8	0.7	0.7	0.2	0.08	0.3	0.3												
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe												
9.0	44.0	25.0	3.3	56.7	2.3				0.2	1.1	1.9	220.0	1.5	10.0	0.002	12.5													
4.4	0.7	1.7	2.0	1.0	0.7				0.5	0.5	0.5	1.2	2.0	0.3	1.0	0.8													
4.4	1.0	1.5	2.0	1.4	1.4					1.0	1.6	1.4	6.7	2.0	4.0	4.0													
1.0	0.7	1.1	1.0	1.0	0.5					0.5	0.3	0.9	0.3	0.1	0.1	0.4													
Os	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn												
10.0	50.0	90.0	2.0	24.0	6.7	0.9			0.05	0.04	0.03	200.0	40.0	2.3															
5.0	2.8	2.2	1.0	7.3	1.5	0.9				0.5	0.9	7.9	2.5	1.4															
12.0	2.7	1.5	6.0	7.3	2.6					0.6	4.4	5.0	2.5	1.4															
0.4	1.0	1.5	0.2	1.0	0.8					0.9	0.2	1.5	1.0	1.0															
Er		Ra	Ac	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm																			
				75.0		3.2																							
				6.0		7.0																							
				3.7		6.4																							
				1.6		1.1																							
Ge	Er	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dj	Ho	Kr	Tu	Yb	Lu																
90.0	40.0	33.3		25.0	12.5	12.5	16.0	5.7	14.3	10.0	5.0	10.0	17.1																
2.2	3.0	2.3		1.8	1.5	1.8	3.1	3.4	2.0	2.0	1.5	2.0	1.6																
1.1	1.3	1.2		1.3	1.0	1.3	1.1	2.3	1.0	1.3	1.3	1.5	1.2																
2.0	2.4	2.0		1.4	1.5	1.4	2.8	1.5	2.0	1.6	1.2	1.3	1.4																

Примечание. Группы элементов с максимальной концентрацией: 1- в метеоритах, 2- в базальтоидах, 3- в глинах и глинистых сланцах, 4- в атмосфере и гидросфере. Отношения частных кларков: базальтоидов и метеоритов μ/M (Sn 1.5), гранитоидов и базальтоидов μ/V (Sn 2.0), сланцев и базальтоидов μ/V (Sn 6.7), гранитоидов и сланцев μ/S (Sn 0.3)

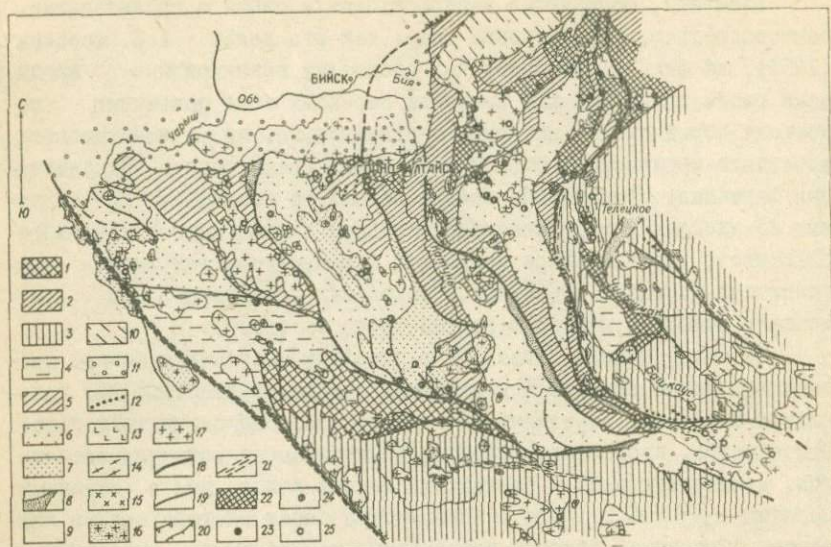
5482

Элементы, образующие месторождения в связи с гранитоидами, самостоятельно, т.е. подобно тому, как это делал А.Е. Ферсман (1953), на фиг. 1, не выделены, поскольку гранитоидные магмы нами рассматриваются как продукты переплавления различных по составу пород сиалы, которые, следовательно, могут унаследовать различную металлоносность. В частности, гранитоиды в вулканогенных формациях существенно средне-основного состава и граувакковых комплексах эвгеосинклиналей сопровождаются месторождениями элементов, частный кларк которых в основных породах выше, чем глинистых сланцах, кварцевых и аркозовых песчаниках. Это элементы в основном первой и второй групп на фиг. 1.

Из числа редких элементов в подобной обстановке помимо платиноидов можно ожидать концентрации скандия и ванадия. Для гранитных массивов, возникших за счет песчано-сланцевых толщ, главным образом, миогеосинклиналей характерны месторождения элементов, накапливающихся в глинистых сланцах более, чем в основных породах $\frac{C_c}{C_v} > 1$. Это в большинстве своем многовалентные элементы, образующие сложные кислородные комплексы или гидроксильные соединения, легко сорбируемые высокодисперсными минералами глин и потому накапливаемые глинистыми отложениями. В их числе наряду с нередкими оловом, сурьмой, вольфрамом, ураном, барием и др. мы встречаем наиболее обширную ассоциацию редких элементов: литий, бериллий, редкие земли, тантал, ниобий, цирконий, гафний, торий, галлий, индий и таллий.

Отмеченные геохимические закономерности общего порядка, прослеживаясь в рудных провинциях самого различного возраста и строения, могут быть привлечены для выяснения не только состава источников рудного вещества, но определения примерных глубин его мобилизации.

Горный Алтай, по данным В.А. Кузнецова (1963), представляет сложную систему структурно-формационных зон, характеризующихся различным набором отложений, различными их мощностями, периодами консолидации, специфическими чертами магматизма и оруденения (фиг. 2). Бийско-Катунская структурно-формационная зона является наиболее древней по времени консолидации и относится В.А. Кузнецовым к салаирскому этапу. Сложена она преимущественно синийскими карбонатными и существенно вулканогенными зеленокаменными



Ф и г. 2. Схема эндогенной рудоносности Горного Алтая на тектонической основе В.А. Кузнецова (1963)

1 - выступы (Теректинский) протерозоя синия (?); 2 - структурно-фациальная зона салаирского этапа консолидации (Бийско-Катунская); 3-4 - структурно-фациальные зоны каледонского этапа консолидации; 4 - наложенные прогибы в их пределах; 5-7 - структурно-фациальные зоны раннегерцинского этапа консолидации; 5 - горст-антиклинальные структуры; нижний структурный ярус герцинской (Ануйско-Чуйской) зоны; 6 - средний структурный ярус Ануйско-Чуйской зоны; 7 - синклинальные структуры, верхний ярус этой зоны; 8 - приразломные прогибы; 9 - герцинская структурно-фациальная зона Рудного Алтая; 10 - герцинско-мезозойский, Чумышско-Ненинский прогиб (ю. окраина Кузнецкого прогиба); 11 - кайнозойские прогибы; 12-17 - интрузивные комплексы; 12 - гипербазитовые пояса салаирского (кембрийского) этапа; 13 - салаирские гранитоидные комплексы; 14 - каледонские гранитоидные комплексы; 15 - раннегерцинские (девонские) гранитоидные интрузии; 16 - гранитоиды Змеиногорского типа (комплекса); 17 - герцинские граниты калбинского типа (комплекса); 18 - региональные (глубинные) разломы; 19 - другие крупные разломы; 20 - границы прогибов; 21 - зоны смятия; 22 - диабазо-спилитовые отложения нижнего кембрия; 23 - месторождения золота и других элементов с $\frac{C_c}{C_v} < 1$; 1; 24 - м-ния элементов $\frac{C_c}{C_v} \approx 1$; 25 - месторождения элементов $\frac{C_c}{C_v} > 1$.

толщами нижнего и, в меньшей мере, среднего кембрия. Терригеновые отложения в Бийско-Катунской зоне представлены в основном граувакками. В отношении рудоносности зона характеризуется исключительно высокой насыщенностью проявлений золотой и медной минерализации. Специальными исследованиями в регионе был установлен несколько повышенный кларк золота в эффузивах (Ю.Г. Щербаков, 1964). К северо-востоку от рассматриваемых районов Горного Алтая столь же определенная приуроченность генетически и по возрасту разнообразного золотого оруденения к существенно спилито-диабазовой формации нижнего кембрия прослеживается на сотни километров в пределы Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Здесь же расположено большинство известных в Кузнецком Алатау магнетитовых месторождений в скарнах и зон колчеданной, медно-колчеданной и колчеданно-полиметаллической вкрапленной минерализации. Иными словами, ассоциация металлов, испытывающих эпигенетическую концентрацию в пределах Бийско-Катунской зоны и, главным образом, в собственно вулканогенных отложениях повышенной основности, характеризуется теми элементами, частный кларк которых в базальтоидах значительно выше, чем в осадочных породах. Металлы с обратным кларковым соотношением здесь скольконибудь заметных концентраций не образуют.

Резко отличный состав геосинклинального выполнения в пределах зон каледонского и герцинского этапа консолидации обуславливает развитие соответственно иного состава эпигенетического оруденения. Песчано-сланцевые толщи кембро-ордовика и девона в Чарышско-Терехтинской, Ануйско-Чуйской и Телецкой зонах и расположенные в них гранитоидные массивы несут бериллиевую, вольфрамовую, танталовую, литиевую и молибденовую минерализацию. Здесь мы видим эпигенетическую концентрацию металлов, частный кларк которых в глинисто-сланцевых отложениях существенно превышает их кларк в базальтоидах. При этом показательно, что стратиграфическая мощность рассматриваемых толщ в большинстве случаев не превышает первых километров. Нормальная их мощность в складчатых районах несомненно значительно больше и, по-видимому, именно она и должна приниматься во внимание при ориентировочном подсчете максимальных глубин выноса рудных компонентов. Совмещение в рудных комплексах элементов, кларки которых повышены в

основных породах, с элементами, более концентрирующимися в глинистых породах, имеет место на площадях, где в нормальном разрезе верхнего или верхних структурных этажей представлены генетически и по составу резко отличные комплексы пород — носители разных сингенетических концентраций металлов. Подобная ситуация имеет место как в пределах прогибов типа Коргонского, Куратинского или Уйменско-Лебедского, так и в положительных структурах типа Онгудайского горста, примером чему является редкометалло-полиметаллическое Яломанское месторождение.

При совмещении в одном месторождении или рудном поле элементов, вынесенных из разных источников, в определении относительной глубины их расположения определенная помощь может оказать анализ ионных плотностей рудообразующих металлов. Данные по многим районам приводят к выводу о существовании обратной зависимости расстояний переноса элементов от их ионных плотностей. Ассоциация, например, в рудах элементов, характеризующихся высокими ионными плотностями (U — 76; W — 140; Mo — 83; Th — 65; Sn — 94) из числа имеющих более высокий кларк в глинистых сланцах, чем в базальтоидах с элементами, отличающимися низкими ионными областями, но более накапливающимися в основных породах (Au — 18; Ag — 17; Cu — 29,7; Zn — 27,3; Fe — 26; Co — 29,7), наблюдается в районах, где песчано-сланцевые отложения подстилаются эффузивными. Наиболее характерно такое соотношение для золото-урановых и золото-вольфрамовых месторождений региона. Сочетание в рудах, залегающих среди вулканогенных толщ, элементов, концентрация которых в этих толщах повышена, с элементами, более накапливающимися в глинисто-сланцевых породах и имеющими к тому же невысокие ионные плотности, имеет место, когда эффузивные горизонты подстилаются осадочными или часто перемежаются с ними в разрезе. Региональный анализ геологических условий позволяет подобным образом представить себе происхождение полиметаллических месторождений с примесью бария, ртути, сурьмы и теллура.

Отмеченные закономерности выявляются пока довольно в общем виде, и многие особенности их нуждаются ещё в дальнейшем исследовании. Однако, уже теперь не оставляет сомнения, что корреляционная зависимость состава эпигенетических месторождений от

состава, взаимного расположения и мощностей, выполняющих геосинклиналь отложений, является функциональной. Объяснить её можно только унаследованием эпигенетическими месторождениями сингенетичной металлоносности вулканогенно-осадочных формаций. Изучение самого факта, условий, способов и масштабов подобного унаследования должно способствовать развитию геохимических принципов прогноза различных по составу рудных месторождений, в том числе и редкометальных.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кузнецов В.А. - Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 13. Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая, 1963.
2. Ферсман А.Е. - Избранные труды т. II, 1963.
3. Щербаков Ю.Г. - Периодичность кларковых отношений и геохимическая эволюция земной коры. ДАН СССР, т. 161, № 2, 1965.
4. Щербаков Ю.Г. - Геохимическая классификация элементов. ДАН СССР, т. 164, № 4, 1965.
5. Щербаков Ю.Г., Пережогин Г.А. - К геохимии золота. Геохимия, № 6, 1964.

В.В. Потапьев
Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

СВЯЗИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МНОГОФАЗНЫМИ ГРАНИТНЫМИ МАССИВАМИ

Исследования, ведущиеся в течение нескольких лет, начиная с 1958 года в лаборатории геохимии редких элементов ИГиГ СО АН СССР, позволили развить идею Ф.Н. Шахова (1960, 1961) о пульсационном характере кристаллизации гранитной магмы. В результате детального изучения целого ряда преимущественно кислых редкометаллоносных массивов биотитовых гранитов Алтае-Саянской области, Забайкалья и Урала была получена характеристика основных черт становления многофазных гранитоидных тел, обусловленного процессом прерывистой кристаллизации расплава. Основным выводом о формировании сложных, так называемых многофазных гранитоидных тел в результате прерывистой кристаллизации единого расплава, заполнявшего магматическую камеру, при охлаждении и периодическом (пульсационном) отделении летучих соединений позволил ограничить представление об интрузии магмы в этом процессе образованием куполов II порядка, гребней и апофиз гранитов, возникающих в разные фазы кристаллизации, в связи с возобновляющимися тектоническими движениями. Полученный новый материал по особенностям строения и условиям формирования гранитоидных тел поставил перед необходимостью пересмотра и некоторых представлений о характере связи оруденения с гранитоидами.

В предлагаемой статье рассматривается вопрос о положении гидротермальной минерализации в процессе становления многофазного гранитного массива и анализируется материал с точки зрения

возможности установления в этом процессе редкометального оруденения.

После отхода от упрощенных представлений В.Эммонса, который считал, что руды образуются только при кристаллизации верхних частей батолитов, наметилась противоположная тенденция связывать рудную минерализацию, особенно её главную, промышленную часть с заключительным этапом формирования гранитоидных тел. Многие исследователи, начиная с С.С. Смирнова (1955) источником гидротерм считают корневые участки крупных гранитоидных массивов или глубинные очаги, где по их мнению происходит дифференциация магмы, которая ведет к обособлению ультракислого, богатого щелочами, легколетучими и кислыми компонентами расплава и в конечном счете к образованию рудоносных растворов (В.С.Коптев-Дворников, 1952).

Геологическим основанием для вывода о связи оруденения с заключительными этапами формирования гранитоидных массивов послужили наблюдения над взаимоотношением даек и руд. Во многих рудных полях те и другие встречаются совместно и тесно сближены во времени. Поэтому, при изучении связи гидротермального оруденения с гранитами необходимо знать генетические взаимоотношения руд с дайками и положение даек в процессе становления гранитоидных тел. Действительно ли в многофазных гранитных массивах дайки образуются только в конце их кристаллизации и занимают самостоятельный, так называемый "дайковый" этап, и достаточно ли имеется оснований для такого вывода?

Дайки и положение их в многофазных гранитных массивах

Деление Брёггером и Розенбушем жильных пород на асхистовые и диасхистовые дайки в настоящее время большинством исследователей не принимается, но в то же время остается несомненным наличие в связи с гранитными массивами двух групп даек.

Дайки первой группы имеют состав, приближающийся к составу обычных гранитов и органически входят в комплекс пород, слагающих массивы. Сюда относятся дайки гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, аплитов, фельзитов, гранофиров и им близких пород.

Дайки второй группы имеют более основной состав, это лампрофиры в понимании Г. Розенбуша и породы, близкие по составу базальтам и диоритам, связь которых с массивами гранитов менее тесная и проявляется не всегда. Несмотря на частую близкую пространственную и временную связь гидротермального оруденения, генетически связанного с гранитоидами, с дайками второй группы, их здесь рассматривать не будем, так как проведенное В.С. Соболевым сравнительное изучение железистости фемических минералов базальтоидных и гранитоидных пород "исключает всякую возможность связывать генезис лампрофиров непосредственно с гранитной магмой".

По мнению В.С. Соболева (1950), а также Вегмана (1950) и Д.С. Коржинского (1960) дайки лампрофиров и близких им пород основного состава образуются из базальтоидной магмы, инъекции которой совпадали во времени с периодом зарождения очагов гранитоидной магмы в сиале и их кристаллизации. Проникновение базальтоидного расплава сквозь очаги гранитной магмы сопровождается явлением ошелачивания, что и послужило, по заключению Д.С. Коржинского, причиной возникновения таких своеобразных пород, как лампрофиры. Согласно представлению Ф.Н. Шахова (1966) в зонах магматического плавления на разных уровнях земной коры могут одновременно возникать очаги магм разного состава, что объясняется выплавкой в разных термодинамических условиях разных по составу эвтектик. Очаги основных магм, соответствующие более высокотемпературным эвтектикам, должны располагаться ниже очагов гранитной магмы и инъекции их, согласно этому предположению, должны проникать чаще всего в уже раскристаллизованные или частично раскристаллизованные гранитоидные тела, что и наблюдается в природе.

Наличие в природе двух отличных по составу, геологическому положению и генетически самостоятельных групп даек в какой-то мере отразилось и в систематике, предложенной недавно В.С. Коптевым-Дворниковым (1952), основанной на результатах исследований О.С. Полквой (1950) в Центральном Казахстане. Эта систематика получила в настоящее время широкое распространение. В.С. Коптев-Дворников выделяет два самостоятельных этапа образования жильных пород, генетически связанных с гранитоидами. К первому

этапу относятся дайки гранитов, аплитов, аплитовидных гранитов, ко второму этапу — дайки гранит-порфиров, диоритов, габбро-порфиритов, лампрофиров. Подобное деление в возрастном отношении может быть и справедливо для исследованных массивов Центрального Казахстана, но с генетической стороны формально. Хорошо известны случаи, например, в Забайкалье, когда дайки основного состава, относящиеся по классификации В.С. Коптева-Дворникова ко II этапу, образуются раньше даек гранитного состава, в том числе раньше даек аплитов. Нельзя согласиться и с тем, что В.С. Коптев-Дворников дайки аплитов и гранитов, нормальных по составу и аплитовидных, относит к I этапу, а дайки гранит-порфиров ко II этапу, так как многократно описаны случаи, когда те и другие породы слагают единые тела и связаны непрерывными взаимопереходами.

Дайки группы гранитов, гранит-порфиров, аплитов, гранофиоров и им близких по составу пород обычно входят в состав гранитных массивов или залегают в непосредственной от них близости. Часть из них по составу почти не отличается от пород массива, с которыми они ассоциируют, и их генезис обычно трактуется как результат повторных внедрений того же расплава. Другие, как например, аплиты образовались при дифференциации расплава, генезис их сложнее и всегда привлекал особое внимание.

А.Е. Ферсман (1960) рассматривал аплиты как результат кристаллизации остаточного, "пегматитового" расплава.

Источником аплитов, по мнению А.Н. Заварицкого (1956) является не особый пегматитовый расплав, а сама гранитная магма, прошедшая этап частичной кристаллизации.

Вывод А.Н. Заварицкого о происхождении аплитов из гранитной магмы, испытавшей частичную кристаллизацию, является несомненным шагом вперед, так как объясняет многие особенности распространения аплитов, в частности, их залегание в виде мощных тел, тесно связанных непрерывными переходами с нормальными по составу гранитами, что невозможно объяснить кристаллизацией аплитов из специфического пегматитового расплава или внедрением особых порций глубинной магмы. Но вместе с тем до настоящего времени остается неизученным механизм дифференциации, который мог бы обеспечить периодическое отделение лейкократового "оста-

точного" расплава от кристаллизирующейся магмы. "Вопрос сводится к тому, — как справедливо указывал ещё в 1934 году Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1934) — как перейти от микродифференциации внутри одной породы к макродифференциации исходной магмы на отдельные породы" (стр. 30). "Для значительной дифференциации в крупных размерах кристаллизационная дифференциация в чистом виде неприменима" (там же). Для осуществления её необходим какой-то особый механизм.

При пульсационной кристаллизации гранитоидных тел особенно благоприятные условия для дифференциации магмы создаются при образовании апофиз, когда возникают движения расплава. В апофизах Кольванского массива наблюдался и был детально изучен непрерывный переход по мере удаления от устья апофиз нормальных по составу гранитов в гранит-порфиры, а затем в аплиты. По мере удаления от массива в порфировых породах апофиз наблюдается постепенное уменьшение количества вкрапленников вплоть до полного их исчезновения и изменение состава пород в сторону обогащения их кремнеземом и щелочами. На векторной диаграмме точка состава пород последовательно перемещается из поля нормального гранита в поле гранитового аплита. Протоклаз вкрапленников и сегрегация крупных порфировых выделений, нередко с обломанными краями, в скопления, вытянутые по простиранию апофиз, говорят о дифференциации расплава именно в процессе его движения.

Непрерывный переход нормальных по составу гранитов в апофизах в гранит-порфиры, аплиты, кварцевые порфиры, гранофиры, отмечается многими исследователями в самых различных регионах, ещё со времен Г. Розенбуша (1934), наблюдавшего переход гранита в гранит-порфир, а затем в кварцевый порфир в апофизе массива Рамберг, длина которой достигает 8 км, а ширина 8-15 м. По данным Еллера (Eller Jean, 1959), в апофизах массивов порфировидных герцинских гранитов провинции Шан-дю-Фе устанавливается переход к микрогранитам, гранофирам и фельзитам. В Ингодинском районе В.Забайкалья, по данным Е.И. Долмановой (1959), от интрузии гранитов новокиммерийского времени отходят многочисленные апофизы, сложенные нормальными по составу и аплитовидными гранитами, гранит-порфирами, аплитами, кварцевыми порфирами и сферолит-порфирами, которые, как поясняет автор, сменяют друг друга по простиранию. То же самое отмечает М.М. Повилайтис (1961)

для района Тырны-Ауз. В Северо-Западном Алтае постепенный переход в апофизах, отходящих от штоков среднезернистых гранитов в гранит-порфиры и гранофиры описал Ю.А. Кузнецов (1951). Помимо Кольванского массива, это явление отмечалось нами в Тигирекском массиве, а Я.А. Косалсом (1964) в Убино-Белореченском. Приведенные примеры, количество которых можно было бы увеличить, взяты из самых разнообразных регионов. Они показывают, что переход нормальных по составу гранитов в апофизах в гранит-порфиры, гранофиры, аплиты, кварцевые порфиры и другие "типично-дайковые" породы представляется явлением не исключительным, а широко распространенным. Рассмотренный на примере Кольванского массива механизм дифференциации расплава указывает на закономерный характер появления хорошо дифференцированных разностей "дайковых" пород именно в апофизах, где благодаря движению расплава, инфильтруемого в периодически возникающие трещины стенок камеры, создаются благоприятные условия для его дифференциации.

В детально изученных многофазных Кольванском и Хангилай-Шилинском массивах переход гранитов в гранит-порфиры и аплиты установлен в апофизах гранитов всех хорошо обнаженных фаз. То же самое указывает Я.А. Косалс для Убино-Белореченского массива. Интересные данные приведены в работе В.Е. Гендлера (1959) по Усть-Беловскому массиву. Им установлено, что этот массив образован широкой группой пород от габбро-диоритов до гранитов включительно, с промежуточными разностями, представленными диоритом, кварцевым диоритом, тоналитом, гранодиоритом и адамеллитом. Граниты слагают ядерную часть, а по мере приближения к периферии располагаются все более основные разности, то есть массив имеет отчетливо выраженное концентрически-зональное строение. В массиве имеется много даек аплитов: гранит-аплитов, адамеллит-аплитов, гранодиорит-аплитов, тоналит-аплитов. Во всех случаях дайки отдельных разностей аплитов секут только более основные породы внешних зон. По мнению автора становление массива происходило в несколько периодов (очевидно, в несколько фаз - В.П.), но без дополнительных поступлений расплава, в единой магматической камере. "Период формирования даек ... по времени равен всему времени становления гранитоидного массива ... до застывания последних участков тела". Автор не рассматривает происхождение

даек аплитов, но приведенные им материалы позволяют сделать вывод, что и в Усть-Беловском массиве дайки разных по времени образования аплитов также, очевидно, являются апофизами пород разных фаз прерывисто-кристаллизовавшегося тела.

Поздние дайки гранитов, гранит-порфиров, аплитов, секущие граниты хорошо обнаженных фаз, петрографически аналогичны породам апофиз гранитов. Исследователям гранитоидных массивов хорошо известны довольно часто встречающиеся случаи перехода даек биотитовых гранитов в аплитовидные, аплитовидных гранитов в гранит-порфиры, гранит-порфиров в аплит-порфиры или аплиты. В качестве примера можно привести описанный недавно К.Л. Бабаевым (1954) переход даек гранитов в аплиты в Алтын-Тауском массиве Западного Узбекистана. Поэтому естественно думать, что эти дайки также представляют собой выходы различно дифференцированных апофиз гранитов, срезанных дневной поверхностью на разных уровнях. В некоторых массивах, как например, Кольванском и Белокурихинском (В.В. Потапьев, 1965; Г.А. Чернов, 1965) обнаруживается концентрически - зональное расположение различных по составу даек, что может быть следствием среза дневной поверхности пучка радиально расходящихся апофиз от купола, не вскрытых эрозией гранитов. Наконец, во многих рудных районах в процессе разведки и эксплуатации месторождений устанавливается, что дайки аплитов, гранит-порфиров и других им близких пород, которые считались самостоятельными образованиями, на глубине сливаются и переходят в крупные массы нормальных по составу биотитовых гранитов. Такова "судьба" микроаплитов и гранофиров "дополнительных инъекций" на Кольванском месторождении. В качестве ещё одного примера можно привести слияние на глубине штоков и даек гранит-порфиров в районе медно-молибденового месторождения Алмалыкского района в Узбекистане, описанное И.А. Айзенштатд и др. (1960).

Вопрос о происхождении дайковых пород и отношении их к породам, слагающим массивы имеет, как известно, свою историю и можно было бы напомнить, что ещё в самом начале региональных петрографических работ и первых обобщений ряд исследователей решительно возражал против выделения даек в генетически самостоятельную группу. Против этого возражали такие петрографы как Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и Брэггер. Б.К. Поленов, отмечая петро-

графическое сходство пород даек с породами краевых фаций массивов и не имея возможности их различать, предложил выделить особую группу "эндоконтактовых пород" (Б.К. Поленов, 1899). По существу это предложение с некоторыми оговорками, учитывая многофазный характер формирования гранитоидных массивов, выглядит актуально и ныне.

Геологические и термодинамические условия в разные фазы кристаллизации массива не могли быть постоянными и это как-то должно было отразиться на формировании апофиз. Для ранних фаз кристаллизации особенно первой, по-видимому, характерно более глубокое проникновение апофиз и кристаллизация расплава в них при более интенсивной потере летучих. Такие породы, как кварцевые порфиры, гранофиры и фельзиты обычно присутствуют в апофизах гранитов I фазы, а в апофизах гранитов более поздних фаз чаще встречаются типичные мелкозернистые аплиты. Не исключено, что на определенных глубинах место аплитов в апофизах будут занимать пегматиты.

Таким образом, как показывает изложенный материал, для отнесения даек, как гранитных, так и пород основного состава, к самостоятельному, так называемому "дайковому" этапу, замыкающему процесс формирования многофазных гранитоидных тел нет достаточных оснований. Поздние дайки гранитов, гранит-порфиров, аплитов, секущие породы хорошо обнаженных фаз гранитоидного тела, по-видимому, в большей части представляют собой срезы апофиз слабо эродированных позднее кристаллизовавшихся гранитов, слагающих глубокие части тела.

Инъекции самостоятельных даек аплитов и им близких пород, если и возможны, то их значение в процессе формирования гранитоидных тел и ассоциированного с ними оруденения не должно переоцениваться. Лейкократовые граниты, гранит-порфиры, аплиты, закономерно возникая в результате дифференциации расплава апофиз нормальных по составу гранитов, в многофазных телах могут сопровождать кристаллизацию гранитов каждой фазы и в каждую фазу могут свои особенности.

Положение гидротермального оруденения в процессе становления многофазных гранитоидных тел

Анализ положения гидротермального оруденения в детально изученных гранитоидных телах (Колыванский, Хангилай-Шилинский, Суундукский и др.) показывает, что оруденение, как и дайки, в процессе становления многофазного массива может появляться неоднократно, сопровождая кристаллизацию пород разных, а в отдельных случаях всех фаз многофазного тела.

В Колыванском массиве (Алтай) с кристаллизацией гранитов I фазы связано образование кварцевых жил с сульфидами, расположенных во вмещающих породах. По гранитам I фазы развиваются грейзены и кварцевые жилы с молибденовым и вольфрамовым оруденением. Их прорывают граниты II фазы, на которые в свою очередь наложена бериллиевая минерализация, генетически связанная с кристаллизацией гранитов III фазы. Последние рассечены дайками гранит-порфиров и лейкократовых гранитов, несущими в кварцево-рудном обособлении сингенетичную гранитам тантало-ниобиевую минерализацию.

В Хангилай-Шилинском массиве (Забайкалье) с кристаллизацией гранитов I фазы связано образование вольфрамово-оловянных и оловянных рудопоявлений кварцево-жильного и штокверкового типов (Увальное, Приваловское, Локкермановское, Бурун-Кинкильда и др.). С кристаллизацией гранитов II фазы генетически связана существенно вольфрамовая минерализация, наложенная на граниты I фазы (апикальная часть грейзенизированных и альбитизированных пород Спокойнинского купола, рудопоявление Незаметное). Кристаллизация гранитов III фазы сопровождалась мощным бериллиевым и вольфрамово-бериллиевым оруденением, развивающимся в гранитах II и отчасти I фазы (месторождение Спокойное и кварцево-жильные рудопоявления в центральной части массива). Гидротермально-измененные и оруденелые породы Спокойнинского месторождения рассечены дайками биотитового гранита и гранит-порфира, которые по геологическому положению и петрографическому составу тождественны дайкам, секущим породы первых двух фаз в других частях массива, появились после очередного этапа тектонических движе-

ний и их следует, таким образом, рассматривать как выходы апофиз гранитов, кристаллизовавшихся в III фазу. В западной части массива получил мощное развитие этап тантало-ниобиевого оруденения (Орловское месторождение). Характерный сопровождающий его комплекс гидротермальных изменений (альбитизация, амазонитизация, лепидолитизация) наложен не только на граниты I и II фаз, но и на секущие их дайки - апофизы гранитов III фазы, что связано, по-видимому, с поступлением растворов самостоятельной IV фазы кристаллизации магматического очага, достоверные выходы гранитов которой пока не известны и, может быть, ещё не вскрыты эрозией. В тех случаях, когда в зону деятельности растворов поздних этапов оруденения попадали рудные тела более ранних этапов наблюдается их гидротермальный метаморфизм. Так, вольфрамитсодержащие кварцевые жилы месторождения Бурун-Кинкильда (I этап) в зоне тантало-ниобиевой минерализации Орловского месторождения интенсивно перекристаллизованы; перекристаллизованный кварц замещается альбитом, по которому в свою очередь развивается лепидолит, а вольфрамит в связи с перекристаллизацией приобретает резко повышенные, несвойственные для вольфрамитов I этапа оруденения, содержания тантала и ниобия (Ta_2O_5 - 0,75%, Nb_2O_5 - 0,96% против Ta_2O_5 - (0,015-0,006%) и Nb_2O_5 - (0,08-0,004%) в других рудопоявлениях I этапа).

В Суундукском массиве (Урал) с кристаллизацией биотитовых гранитов II фазы связана золото-вольфрамовая минерализация кварцево-жильного типа (месторожд. Айдырлинской группы). Она развивается в кварцевых диоритах краевого сателлита массива в местах прорыва их дайками лейкократовых гранитов - выходами апофиз гранитов, кристаллизовавшихся позднее диоритов. Сами биотитовые граниты II фазы Суундукского массива в субмеридиональной полосе длиной около 15 км и шириной в 1,5-2,0 км по линии Карабута-Аландский рассечены большим количеством даек лейкократовых гранитов, местами сливающихся в крупные тела, мощностью до 0,5-1,0 км и протяженностью до 1-2 км и представляющими в совокупности, по данным изучавшего их Е.И. Клевцова (1942-43), сложно расчлененный гребнеобразный выход крупных масс нижележащих гранитов. Биотитовые граниты II фазы в полосе Карабута-Аландский интенсивно минерализованы - альбитизированы и грейзенизированы с об-

разованием зон грейзенов и кварцевых жил с висмута-вольфрамовым оруденением.

Минерализация биотитовых гранитов II фазы в полосе Карабута-Аландский связана с внедрением расплава апофиз гранитов III фазы и их кристаллизацией, так как оруденение захватывает и окончание апофиз-даек лейкократовых гранитов. В центральной части Суундукского массива в ядрах куполообразных поднятий, биотитовые граниты и секущие их дайки лейкократовых гранитов пронизаны пегматитами микроклинового и альбит-микроклинового состава с бериллом и тантало-ниобиевыми минералами, группирующимися в два пегматитовых поля. Пегматитовые поля имеют изометричные очертания и перекрывают Карабута-Аландскую зону висмута-вольфрамовой минерализации. Учитывая различие условий, необходимых для образования гидротермальных жил и пегматитов, можно достаточно уверенно предполагать их возникновение в Суундукском массиве в разные фазы кристаллизации, причем пегматиты, как более глубоинные образования, возникали в более поздние фазы, когда фронт кристаллизации расплава сместился уже достаточно глубоко. Косвенно это предположение подтверждается приуроченностью пегматитовых полей к ядрам наиболее глубоко эродированных куполообразных поднятий массива и перекрытием ими зоны висмута-вольфрамовой минерализации в пространстве. Точных данных о гидротермальных проявлениях, связанных с I фазой кристаллизации Суундукского массива не имеется. В восточном экзоконтакте массива довольно часто встречаются кварцевые жилы с арсенопиритом, а в одном случае, на широте п. Новая Москва, наблюдалось, как апофиза гранодиоритов краевой части тела рассекает кварцевую жилу, мощностью в 5 см, залегающую в гнейсах контактового ореола. Уже один этот факт определенно говорит о проявлениях гидротермальной деятельности в самом начале формирования массива, с которой, возможно, и связано образование кварцевых жил с арсенопиритом.

Дополнительные геологические наблюдения, подтверждающие вывод о связи гидротермального оруденения с кристаллизацией гранитов разных фаз в многофазных массивах могут быть приведены из различных регионов.

По данным А.В. Дружинина и В.С. Колесниченко (1964) в Восточном Забайкалье, в районе п. Этыка, кварцевые жилы с вольфра-

митом залегают в гранитах I фазы и осадочных породах, но срезаются гранитами II фазы, на которые, в свою очередь, наложена тантал-ниобиевая минерализация. А.Д. Каленов (1952) на одном из месторождений МНР описывает кварцевые жилы с вольфрамитом, которые пересечены штоком мелкозернистых гранитов и его апофизами. Последние в свою очередь пересекаются кварц-флюоритовыми жилами. Близкие соотношения отмечает М.М. Повилайтис (1964) в массиве Куу в Центральном Казахстане, где вольфрамит-кварцевые жилы и грейзены пересечены аплитовидными гранитами, по которым развиваются новые грейзены. По данным В.А. Калужного в массиве гранитов Центральной части Калбинского хребта выделяются две разновидности близких по составу, но различных по структуре пород, представленные среднезернистыми равномернотернистыми и крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами. Первые рассечены кварцевыми жилами с касситеритом и бериллом, вторые являются более молодыми и касситерит-берилловое оруденение в них не проходит, являясь, очевидно, более ранним. По данным В.Н. Котляр (1964), в Тырны-Аузе оруденение развивается в Эльджуртинских гранитах, которые на глубине прорываются такими же по структуре и составу породами, более поздней фазы.

Рассмотренный материал таким образом, не подтверждает укрепившееся в литературе представление о приуроченности гидротермального оруденения лишь к заключительным этапам формирования многофазных гранитоидных тел. Но это не значит, что во всех массивах кристаллизация гранитов каждой фазы будет сопровождаться рудной минерализацией и в практике поисковых работ хорошо известны тела вообще не несущие оруденения. Устанавливая связь гидротермального оруденения с прерывистым движением летучих, обуславливающим пульсационный характер кристаллизации расплава, скорее приходится думать, что наиболее интенсивное оруденение будет связано с кристаллизацией гранитов ранних фаз, когда происходит особенно энергичное отделение легколетучих соединений, как это наблюдается в Кольванском массиве. Но рудоносные массивы ранних фаз обычно уходят во вмещающие породы, обуславливая пространственный разрыв рудных и магматических тел и, как известно, установление связей оруденения с гранитоидами в этих случаях представляет собой исключительно трудную задачу.

Отделение летучих в каждую фазу кристаллизации происходит также неоднократно, что может быть одной из причин стадийности процесса рудообразования. Особенно мощное отделение летучих бывает в начале очередной фазы кристаллизации, когда происходит образование апофиз и краевых зон гранитов с их характерными неравномернозернистыми, преимущественно мелкозернистыми структурами. В Кольванском массиве ореол вольфрамовой минерализации, связанный с кристаллизацией гранитов II фазы, наложен на граниты I фазы и их вмещающие породы, а также частично захватывает окончания апофиз II фазы (Плитнинское месторождение). Вместе с тем наблюдается внедрение хорошо раскристаллизованных порфирировидных гранитов той же II фазы в минерализованную зону Кольванского месторождения. Этот факт определенно свидетельствует о развитии гидротермальной минерализации под действием летучих в самом начале кристаллизации гранитов II фазы.

В Хангилай-Шилинском массиве удастся установить, что кварцевые и полевошпатово-кварцевые жилы образуют окончания апофиз гранитов I фазы и, являясь неразрывно связанными с ними структурами ритмичной кристаллизации, принимают участие в формировании вольфрамо-оловянных месторождений первого этапа оруденения, где они были описаны изучавшими месторождения специалистами (Лулева, 1953) в качестве жил ранней "дорудной" стадии. Они также несут рудную, в частности вольфрамовую и оловянную минерализацию, но убогую. В то же время сами апофизы гранитов I фазы служили проводниками растворов собственно рудной стадии этой группы месторождений. В процессе движения по апофизе растворы грейзенизировали граниты, обогащались кремнеземом, который был отложен затем в кварцевые жилы в окончаниях апофиз и в прилегающих вмещающих сланцах. Случаи обособления рудоносных гидротермальных растворов с образованием кварцево-рудного гнезда в материнском граните окончания апофизы гранитов наблюдались нами в Кольванском массиве и известны также из работ М.М. Повилайтис, (1961). Другой случай избирательного движения рудоносных растворов по апофизе гранитов с последующим "растеканием" их в окончании апофизы и при выходе из неё в виде "жил окварцевания" описал Г.Л. Поспелов (1962). По-видимому, с аналогичным явлением столкнулись Ив.Ф. Григорьев и Долманова (1955), отмечая переход апофизы гранит-порфира в кварцево-рудный прожилок.

Таким образом, частая локализация оруденения вблизи окончания апофиз гранитов (и даек) и их обычное тесное сближение во времени проявления могут быть как результатом отделения растворов при кристаллизации самого расплава апофиз, так и результатом избирательного движения растворов, отделяющихся при кристаллизации гранитов глубоких частей тела, но в ту же фазу кристаллизации. Главная рудная минерализация бывает обусловлена, по-видимому, растворами, выделяющимися при кристаллизации гранитов глубоких зон.

Ярко выраженная связь рудоносных растворов с процессом пульсационной кристаллизации расплава устанавливается также при анализе строения метасоматически измененных гранитов в вершинах куполов. В крутых куполах, как и в крутовосходящих апофизах, гранитная магма особенно обогащена летучими и кристаллизация гранитов нередко совершается с очень частыми перерывами, обусловленными прерывистым отделением летучих соединений. В качестве примера можно привести Спокойнинское вольфрамо-бериллиевое месторождение.

Месторождение Спокойное расположено в вершине крутого купола Хангилай-Шилинского гранитного массива. Граниты купола обнажены на поверхности в виде штока, диаметром около 0,25 км и хорошо вскрыты эксплуатационным карьером. Кристаллизация расплава в куполе происходила в обстановке частого отделения летучих, что стимулировалась периодически возобновлявшимися движениями по субмеридиональной зоне разлома, к пересечению которой с широтным разломом приурочен купол. Прерывистое отделение летучих содействовало кристаллизации расплава и приводило к ступенчатому смещению фронта кристаллизации, в связи с чем в куполе возникла серия зон гранитов различной зернистости, грубо параллельных поверхности кровли (В.В. Потапьев, 1965).

Месторождение представлено альбитизированными и грейзенизированными гранитами с вкрапленностью вольфрамита и берилла. В формировании месторождения устанавливается два этапа, соответствующие двум фазам кристаллизации гранитов.

В первый этап испытали сильную грейзенизацию граниты I фазы, слагающие верхнюю эндоконтактную часть купола, с отложением в них мелкокристаллического вольфрамита. Необычайно сильная и

притом сплошная, вне зависимости от трещиноватости, грейзенизация гранитов позволяет думать о близком источнике больших масс летучих кислотных компонентов, которые поступали, по-видимому, "пропаривая" толщу гранитов I фазы из непосредственно подстилающего их расплава. Это предположение подтверждается и тем, что граница сильно грейзенизированных и оруденелых вольфрамитом пород апикальной части купола совпадает с границей гранитов I и II фаз кристаллизации.

Второй этап оруденения наступил после кристаллизации гранитов II фазы. Подача летучих происходила с больших глубин, и, состав летучей фазы, по-видимому, изменился. Грейзенизацией прошла слабее, преимущественно вдоль трещинных зон, поражающих одновременно граниты обеих фаз, гораздо сильнее проявилась альбитизация. Преобладающий рудный минерал II этапа — берилл, в подчиненном к нему количестве выделялся вольфрамит. Он выделялся позже берилла, в связи с наложением на альбитизированные граниты грейзенизации и, главным образом, в стадии формирования кварцевых жил.

Интересные наблюдения были получены Г.В. Ицикзон (1956) при изучении одного из оловорудных месторождений Дальнего Востока, расположенного в апикальной части штока гранит-порфиров. В первый этап минерализации, во время кристаллизации эндоконтактной зоны штока происходило удаление летучих во вмещающие породы и их метасоматическое преобразование. Во второй этап активная часть магматического очага отодвинулась вглубь, а по гранитам эндоконтактной коры развивались кварцево-мусковитовые грейзены. В третий этап фронт кристаллизации расплава сместился ещё глубже, в это время на раскристаллизованную часть штока и ранние грейзены налагался процесс рудного метасоматоза. По наблюдению автора "положение метасоматических образований в интрузии фиксирует мощность закристаллизованной части магматического очага, отодвинутой вглубь, по сравнению с предыдущим этапом" (Г.В.Ицикзон, 1956, стр. 95). В этой работе тонко подмеченные детали строения сложно минерализованной апикальной части штока указывает на пульсационный характер кристаллизации расплава и во многом напоминают строение Спокойнинского купола Хангилай-Шилинского массива.

Вольфрамо-бериллиевое месторождение Спокойное, как и оловянное месторождение, описанное Г.В. Ицксон, дают примеры тесной пространственной связи оруденения с материнскими породами, служившими источниками растворов при пульсационной кристаллизации расплава. Случаи такой тесной связи оруденения с материнскими породами, по-видимому, не так уж редки, но их не всегда удается правильно расшифровать, так как помимо плохой обнаженности рудных районов первичные взаимоотношения пород и руд могут испытывать разнообразные дополнительные осложнения. На Колыванском месторождении, рудные тела которого располагаются в апикальной зоне крутого гребня, по строению и условиям формирования во многом сходного со Спокойнинским куполом и штоком, описанным Г.В. Ицксон, источником рудоносных растворов также служил расплав, непосредственно подстилающий минерализованные породы. Но картина первичных взаимоотношений здесь осложнена последующими движениями расплава, в связи с чем позднее кристаллизовавшиеся порфиroidные граниты прорывают рудную зону. Кроме того, в отличие от Спокойнинского месторождения, представляющего собой граниты, метасоматически измененные под кровлей вмещающих пород, минерализация в Колыванском гребне происходила в линейных трещинных зонах, в связи с чем рудоносные растворы имели возможность удалиться на большее расстояние от своего источника. При формировании месторождений в обстановке ещё более значительных тектонических движений рудоносные растворы могли уходить ещё дальше, но и тогда в отдельных случаях удается установить их достаточно тесную связь с пульсационно кристаллизовавшимися материнскими породами. Примером таких месторождений, формировавшихся в обстановке интенсивных тектонических движений, могут служить Калгутинское (Г.Алтай) и Джидинское (З.Забайкалье) молибденово-вольфрамо-бериллиевые месторождения, характеризующиеся сложным сочетанием разновозрастных двоек и различных по составу рудных жил.

Калгутинский гранитный массив имеет крутые, около $45-50^{\circ}$, контакты, падающие в сторону вмещающих пород и по форме и своему расположению в участке пересечения разломов напоминает крутой купол крупного тела. По данным Я.А. Косалса (1964), развитие гидротермальной минерализации в массиве, чередующейся с об-

разованием даек, происходило в следующей последовательности: 1. дайки гранит-порфиров; 2. кварцевые жилы с вольфрамитом и молибденитом; 3. кварцевые жилы с молибденитом, вольфрамитом и разнообразными сульфидами; 4. дайки и штоки микрогранитов и аплитовидных гранитов, после которого происходило образование мощного грейзенового штока с молибденитом, на глубине 100-120 м грейзены переходят в альбитизированные граниты с бериллом; 5. кварцевые жилы с вольфрамитом, молибденитом, бериллом; 6. кварцевые жилы с вольфрамитом, бериллом, лепидолитом и большим количеством сульфидов; 7. дайки микрогранит-порфира, после которых вновь следуют кварцевые жилы с молибденитом и вольфрамитом; 8. кварцевые жилы с тонкокристаллическим вольфрамитом. Дайки, мощность которых достигает 5 м, а длина 1-2 км и рудные жилы приурочены к крупным разрывным нарушениям, пересекающим в различных направлениях весь массив. Однако анализ распределения дайковых пород в массиве привел М.С. Баклакова (1945) к выводу, что "становление кислых дериватов магмы имело "поток", почти совпадающий с апикальной поверхностью гранитного массива, точнее расположенный несколько выше (200-300 м) от этой поверхности". Этот вывод исключает возможность предположения о внедрении расплава даек из очень больших глубин. Очевидно, движения расплава, которые привели к образованию даек и отделению рудоносных растворов, связаны со ступенчатым смещением фронта кристаллизации самого выступающего на поверхность купола Калгутинского массива, подобно тому, как это наблюдается в Спокойнинском куполе Хангилай-Шилинского массива. Но тектонические движения при кристаллизации Калгутинского массива содействовали более значительным движениям (инъекциям) расплава с образованием многочисленных апофиз. По существу такой же вывод сделан и М.М. Повилайтис при изучении Джидинского месторождения.

В формировании Джидинского месторождения М.М. Повилайтис (1966) выделяет три последовательные "фазы" минерализации, прерываемые внедрением многочисленных даек аплитов, аплит-порфиров, микросиенитов: молибденовую, редкометалльную (молибдено-бериллиевую) и вольфрамовую, каждая из которых распадается на несколько стадий. Отчетливая геохимическая специализация оруденения различных фаз минерализации, но вместе с тем тесное сближе-

ние их во времени, устанавливаемое по данным абсолютного возраста, привели автора к заключению о "многократном поступлении растворов со все больших глубин".

Итак, источником рудоносных растворов в многофазных гранитных массивах являются те летучие, которые освобождаются при пульсационной кристаллизации расплава, обуславливая многоэтапный характер оруденения. Отделение летучих происходит в каждую фазу кристаллизации неоднократно, что является одной из причин стадийности рудообразования. Значительная роль в рудообразовании принадлежит тем летучим, которые в больших количествах освобождаются в начале очередной фазы кристаллизации. Их удаление стимулирует процесс кристаллизации расплава и вызвано периодически возникающими благоприятными условиями, главным образом, в связи с развитием тектонических структур и нарастанием внутреннего давления в расплаве летучей фазы. Отделение летучих в начале очередной фазы кристаллизации сопровождается значительными инъекциями расплава, застывающего в виде апофиз гранитов различной длины и мощности. В крутовосходящих апофизах, где создаются особенно благоприятные условия для дифференциации расплава, отделение растворов может происходить при кристаллизации самого расплава апофиз. Возникающие при этом гидротермальные жилы в некоторых случаях несут рудную минерализацию, но убогую. Чаще апофизы служат проводниками рудоносных растворов, поступающих при кристаллизации гранитов более глубоких частей тела, но в ту же фазу кристаллизации, где они отделяются от расплава в виде летучих соединений, которые преобразуются затем в гидротермальный раствор в процессе просачивания через породы апофиз. Взаимодействие с породами апофиз влияет на состав растворов и они могут дополнительно обогащаться различными, в том числе рудными компонентами. Особенно активное отделение летучих происходит при кристаллизации расплава в куполах. Интенсивное метасоматическое изменение гранитов апикальных частей куполов и образование в них рудных жил совершается под воздействием летучих, отделяющихся от непосредственно подстилающего их расплава.

Особенности пространственного размещения оруденения в рудных полях многофазных гранитоидных массивов находятся в тесной зависимости от их внутреннего строения.

Четкая горизонтальная зональность свойственна лишь рудным полям гранитоидных тел ясного зонального строения. Так, Кольванский массив кристаллизовался в ядре крупной антиклинальной структуры в относительно спокойных тектонических условиях при отсутствии прямого воздействия движений по крупным разломам. Фронт кристаллизации распространялся в нем довольно симметрично, сверху вниз, к центру магматического очага, что и обусловило при пульсационном её характере и прерывистом отделении рудоносных растворов отчетливую, можно сказать классически выраженную, концентрически-зональную структуру рудного поля. В Хангилай-Шилинском массиве движения по субмеридиональным зонам разломов содействовали систематическому смещению фронта кристаллизации расплава, по мере распространения её на глубину, с востока на запад, в связи с чем рудопроявления поздних этапов также последовательно смещаются в том же направлении (В.В. Потапьев, 1965). В массивах сложного строения, кристаллизовавшихся в участках пересечения разломов и в обстановке постоянно возобновлявшихся по ним тектонических движений, как например, в Калгутинском массиве, наблюдается сложное пространственное совмещение рудных тел различных этапов оруденения.

Рудная специализация фаз.
Место редкометальной минерализации в процессе
гидротермального оруденения многофазных гранитных
массивов.

Мысль о рудной специализации интрузий, высказанная и поддержанная многими исследователями, оказалась чрезвычайно плодотворной и позволила вплотную подойти к решению вопроса о специфике рудной минерализации отдельных регионов.

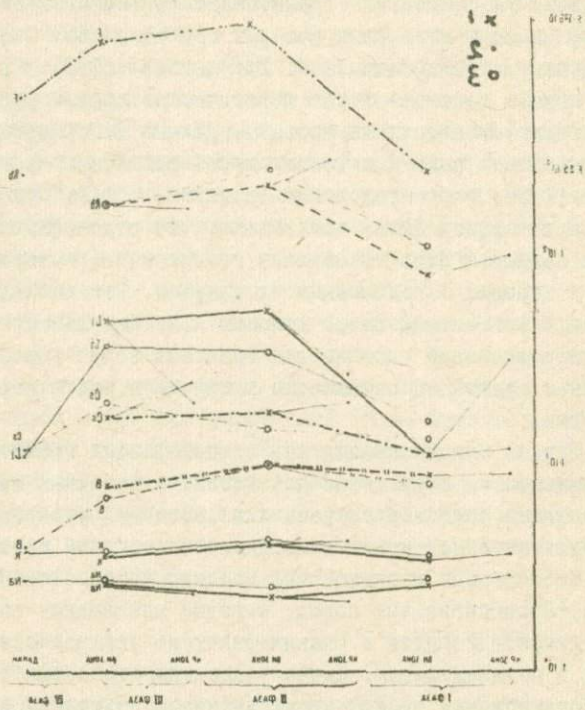
Изложенный в предыдущих разделах материал показывает, что в многофазных гранитоидных массивах каждая фаза гранитов может сопровождаться своей особой по составу рудной минерализацией. Представление о рудной специализации интрузивов должно быть дополнено представлением о рудной специализации фаз.

Рассмотрение вопроса о причинах рудной специализации интрузивов не входит в нашу задачу. Лишь отметим, что признание

рождения гранитоидных магм в сиале неизбежно влечет за собой и признание унаследования гранитоидами металлогенических свойств пород, за счет плавления которых они возникли. Изотопные и геохимические исследования А.И. Тугаринова (1963) в ряде случаев дают прямые доказательства генетических связей руд с породами, вмещающими гранитоидные массивы. Данные Ю.Г. Щербакова (1963) о распределении золота в толщах пород различных провинций, Я.А. Косалса (1964) о распределении бериллия, и Ф.В. Сухорукова (1964) — бора в породах Алтая показывают, что рудоносными на эти элементы являются лишь те массивы гранитоидов, которые располагаются в породах с повышенным их кларком. Эти наблюдения перекликаются с известными ранее данными А.П. Никольского о закономерностях размещения оловоносных гранитов и для решения вопроса о причинах рудной специализации интрузивов имеют первостепенное значение.

Рудная специализация фаз в многофазных гранитных массивах проявляется на фоне первично специализированных интрузивов и обусловлена отщеплением разных по составу рудоносных растворов при пульсационной кристаллизации гранитоидной магмы.

Многофазные гранитоидные массивы часто сложены сериями резко дифференцированных пород, нередко меняющихся по составу от гранодиорит-диоритов в ранних фазах до ультракислых аляскитовых пород в поздних фазах. Такая тенденция изменения состава пород при формировании гранитоидных массивов подмечена давно. О ней писали ещё В. Эммонс, Р. Дэли, П. Ниггли, и она отражает, очевидно, общую направленность процесса дифференциации гранитоидного расплава на данном эрозионном уровне. Редкометаллоносные гранитоидные массивы сложены более однообразным комплексом пород, представленным нередко исключительно гранитами, имеющими повышенную кислотность и бедными темнокветными минералами, среди которых часто встречаются только один биотит, в количестве, не превышающем 4–6%. Однако, детальное петрографическое и геохимическое исследование пород Кольванского массива, типичного представителя редкометаллоносных интрузивов Алтая, показали, что и здесь расплав в процессе формирования массива претерпел дифференциацию. Процесс дифференциации расплава прошел достаточно глубоко и сказался в распределении не только элементов поро-



Ф и г. I. Изменение содержаний щелочей и элементов-минерализаторов в гранитах Кольванского массива. Средние содержания: 2 - в гранитах внутренних зон; 2 - в участках краевых зон; 3 - в породах фаз в целом. Жирными линиями на рисунке показано изменение содержания щелочей и элементов-минерализаторов во внутренних зонах, полужирными - в породах фаз в целом, полужирными короткими - в краевых зонах.

образующих минералов, но также редких щелочей и элементов-минерализаторов (фиг. 1). Точка состава пород на диаграмме А.Н. Заварицкого последовательно перемещается с переходом от I фазы к IV фазе из поля нормального по составу гранита в поле гранитного аплита. Правда, нужно учесть, что граниты IV фазы представлены дайками-апофизами, где расплав испытал во время инъекции дополнительную дифференциацию, но все же тенденция изменения состава расплава при переходе от фазы к фазе выражена достаточно хорошо. Следовательно можно считать, что процесс пульсационной кристаллизации гранитных тел происходит в обстановке изменения состава расплава. В этом, очевидно, заключается главная причина отщепления различных по составу рудоносных растворов при кристаллизации гранитов разных фаз.

Механизм дифференциации расплава в многофазных гранитных массивах ещё не изучен. Можно лишь сказать, что принцип кристаллизационной дифференциации при объяснении причин изменения состава расплава при переходе от фазы к фазе не должен переоцениваться. Тот факт, что на тройной диаграмме: кварц-кислый плагиоклаз - калиевый полевой шпат точка состава гранитов Кольванского массива при переходе от I ко II фазе пересекает поле тройной эвтектики определенно свидетельствует о невозможности объяснения состава расплава только лишь одним принципом кристаллизационной дифференциации. Вероятно, движение летучих при пульсационной кристаллизации многофазных тел не только влияло на изменение условий кристаллизации расплава, но и способствовало его дифференциации (Г.Н. Аношин, В.В. Потапьев, 1965).

В таблице I приведено распределение компонентов руд месторождений Кольванского массива по этапам оруденения, соответствующим фазам кристаллизации. Все компоненты руд каждого этапа разбиты на три группы: 1) главные, которые при промышленной ценности месторождения являются или могли бы стать основным ценностями месторождения являются или могли бы стать основным объектом добычи; 2) второстепенные, которые можно было бы извлекать попутно и 3) встречающиеся редко и в незначительных количествах. В особой графе показаны "минерализаторы" и летучие компоненты, наиболее характерные для каждого этапа. При таком построении табл. I наглядно отображает последовательность изменения состава оруденения в процессе формирования массива.

Т а б л и ц а I

Распределение компонентов руд Кольванского массива по этапам оруденения

Этапы оруденения. Фазы кристаллизации	Компоненты руд			
	Главные	Второстепенные	Встреч. редко и незначительно.	Минерализаторы
I	Cu, Pb, Zn	Au, Ag	Ni, Co, As, Sb, Hg, Bi, Mo, W	Cl, S, (B)
II	W, Mo	Bi, Cu, Zn (Pb)	Au, Ag, Be	B, S (S)
III	Be	W, Mo	Cu, Bi, Nb, Ti, Ta	F (B)
IV	Nb, Ti, Ta	Be	W, Mo, Zr	(F)

В связи с результатами, полученными при изучении Кольванского массива, Я.А. Косалец (1964) провел ревизию всех рудных полей Горного Алтая с редкометальной минерализацией. По его данным в большинстве редкометаллоносных гранитоидных массивов (Убинно-Белореченском, Белокурухинском, Талицком и др.) бериллиевая минерализация проявилась позже этапа вольфрамового оруденения и также связана с кристаллизацией гранитов самостоятельной фазы. Тигирекский массив имеет иной характер рудной специализации. Анализ материала по связи рудной минерализации с гранитами Тигирекского массива показывает, что здесь бериллиевая минерализация также как и в Кольванском массиве, связана с кристаллизацией гранитов III фазы, но следует после этапа магнетитового оруденения возникшего при кристаллизации гранитов I фазы: на юго-за-

падном участке Инского железорудного месторождения наблюдается внедрение в рудные скарны порфировидных гранитов II фазы (В.А. Вахрушев, 1965) которые в свою очередь в районе г. Разработной прорываются гранитами III фазы со шлирами пегматитов с бериллом (В.В. Потапьев, 1965).

В Калгутинском массиве наблюдается более сложная картина. Из-схемы формирования Калгутинского месторождения кратко изложенной в предыдущем разделе, видно, что молибденовое, вольфрамовое и бериллиевое оруденение сложно чередуются во времени и проявляются неоднократно, в разные этапы, не обнаруживая такой четкой и закономерной последовательности, как это наблюдается в Кольванском и большинстве других массивов Алтая. Подобная "неопределенность" в изменении состава оруденения при многофазной кристаллизации характерна и для Джидинского месторождения (Я.А. Косалс, А.Н. Дмитриева, 1966; М.М. Повилайтис, 1966). Вероятно, на последовательность изменения состава рудообразующих растворов оказывают существенное влияние условия кристаллизации магматического очага, в частности, время перерыва между фазами кристаллизации. Если в Кольванском массиве интервалы между фазами кристаллизации достигают, по-видимому, двух-трех десятков миллионов лет, то на Джидинском месторождении все три этапа оруденения, по данным М.М. Повилайтис (1966) укладываются в интервал (I40-I47) \pm 8 млн. лет.

В Хангилай-Шилинском гранитном массиве, хотя он и расположен в другом регионе и имеет иной возраст, рудная специализация фаз обнаруживает во многом сходство с установленной на Алтае (табл. 2). Бериллиевая минерализация здесь следует позже этапов оловянного и вольфрамового оруденения, а тантало-ниобиевая - позже бериллиевая. В Суундукском гранитном массиве на Урале бериллиевая и тантало-ниобиевая минерализация также проявлена после этапов вольфрамового (золото-вольфрамового и висмута-вольфрамового) оруденения (табл. 3). Такая общая направленность в последовательности изменения состава оруденения, связанного с кристаллизацией гранитов разных фаз массивов, расположенных в различных регионах, имеющих различный возраст и в значительной мере различный в целом для интрузива характер рудной специализации, очевидно не случайна. Обращает на себя внимание тот факт,

Т а б л и ц а 2

Распределение компонентов руд Хангилай-Шилинского массива
по этапам оруденения

Этапы оруденения	Главные	Второстепенные	Встречены редко и в незначительном количестве	Ведущие кислотные и щелочные компоненты растворов
I	Sn, W	Cu, Pb, Zn	Bi, As, Mo, Be	B, F K (Na)
II	W	Be	Cu, Pb, Zn, Bi, As, Sn	F Na
III	Be	W	Nb, Ta, Li, Rb, Cs	
IV	Ta, Nb	Li, Rb	Cu, Pb, Zn, Bi, As Sn, W, Be Cs, U, Th, TR	Na, Li

Распределение компонентов руд
Суундукского массива по этапам оруденения

Этапы ору- денения (фазы кри- сталлизации)	К о м п о н е н т ы р у д			
	Главные	Второстепенные	Встречаются редко и не- значительно	Минерал- лизато- ры
I	?	?	?	?
II	Au	Cu, Pb, Zn, W	As, Bi, Mo	B
III	W	Bi, Mo	Cu, Pb, Zn, Au, Be	F
IV	Be	Nb, Ta	W, Bi, Mo	(F)

что во всех трех массивах - Кольванском, Хангилай-Шилинском и Суундукском - в поздних этапах оруденения отчетливо наблюдается усиление в процессе гидротермальной деятельности активности фтора по сравнению с бором.

Т.С. Лавринг (1961), основываясь на экспериментальных данных, анализе материала по вулканическим эманациям и теоретических расчетах пришел к выводу о следующем порядке выделений летучих из расплава CO_2 и H_2S (или CO и SO_2), хлориды, фториды. Этот порядок вполне согласуется с последовательностью преимущественного участия летучих компонентов в гидротермальных процессах разных этапов оруденения, установленной по геологическим данным в Кольванском массиве (табл. I). Об изменении содержания различных элементов-минерализаторов и щелочных элементов в расплаве магматического очага по мере его раскристаллизации позво-

ляет говорить и изучение распределения их содержаний в гранитах разных фаз (фиг. I). Вместе с тем, в некоторых случаях удается установить, что заметного различия в содержании отдельных рудных элементов, в том числе участвующих в оруденении, в биотитовых ("неизмененных") гранитах разных фаз не имеется. Это положение достаточно твердо установлено для золота, определение которого выполнено с применением методики высокочувствительного радиоактивационного анализа (Г.Н. Аношин, В.В. Потапьев, 1966), и находит подтверждение при изучении распределения содержаний тантала и олова (табл. IV). Эти данные позволяют думать, что возможно, основная причина рудной специализации фаз заключается в различии состава летучих компонентов разных фаз кристаллизации.

В изучавшихся редкометаллоносных гранитоидных массивах обнаруживается ещё одна любопытная особенность, касающаяся изменения характера постмагматических процессов, связанных с разными фазами кристаллизации: ранние этапы оруденения характеризуются сильно проявленными стадиями грейзенизации, а в поздних этапах грейзенизация выражена заметно слабее, но сильное развитие получают стадии щелочного метасоматоза — альбитизация и микроклинизация. Особенно отчетливо эта особенность проявилась в Хангилай-Шилинском массиве, поздние этапы оруденения в котором сопровождаются сильной альбитизацией, амазонитизацией, лепидолитизацией. Из таблицы распределения компонентов руд по этапам оруденения Хангилай-Шилинского массива (табл. П) видно преобладание роли в ранних этапах более летучих кислотных компонентов, а в более поздних — щелочей. Для объяснения причины возрастания щелочности растворов в поздних этапах оруденения может быть привлечена гипотеза Д.С. Коржинского (1960, 1964) об "опережающей волне кислотности". Опережающая волна кислотности может возникнуть вследствие дифференциальной подвижности в расплаве разнообразных летучих соединений при подъеме потока их из глубоких частей магматического очага и создать условия для преимущественного отделения от расплава в ранние фазы кристаллизации более летучих кислотных компонентов.

Кроме того, в Хангилай-Шилинском массиве довольно отчетливо удается отметить последовательность нарастания интенсивности

Т а б л и ц а 4

Распределение содержаний тантала и олова (в г/т)
в биотитовых гранитах Кольванского массива

I фаза				II фаза				III фаза			
Проба	Ta	Sn	Au	Проба	Ta	Sn	Au	Проба	Ta	Sn	Au
396/I	5,7	I	0,0008	304/I	4,9	II	0,0015	402/I	4,9	I	0,0012
518/I	4,9	4	0,0005	179/I	4,9		0,0010	419/I	4,9	I	0,0010
537/2	3,3	I	0,0017	701/I	4,9	6	0,0008	403/I	4,1	I ^{6X}	0,0014
577/2	4,1	7 ^X	0,0011	702/I	5,7	2	0,0009	595/I	5,7	I	0,0017
64 586/9	4,1		0,0023	613/6	5,7	3	0,0020	403/3	5,7		0,0008
				663/I	5,7	2	0,0020	700/I	5,7		0,0006
ср.сод.	4,4	2	0,0013	ср.сод.	5,3	5	0,0014	ср.сод.	5,2	I	0,0012
Биотит	1,7			Биотит	1,8			Биотит	1,3		
Пол.шпат	0,5			Пол.шпат	0,2			Пол.шпат	0,2		
Кварц	0,2			Кварц	0,2			Кварц	0,2		
Сумма	1,5			Сумма	1,1			Сумма	0,9		

x) Аномально высокие пробы, неучаствующие в подсчетах средних содержаний.

перехода из магмы в растворы щелочных элементов и изменение роли их в рудоносных растворах разных фаз кристаллизации. Для растворов, отделяющихся в ранние фазы кристаллизации (I и II), характерна высокая активность калия и натрия, для растворов III фазы кристаллизации — лития, рубидия и цезия. Эти наблюдения хорошо согласуются с результатами исследования гранитоидных массивов с пегматитовыми проявлениями. Анализируя обширный мировой материал по гранитным пегматитам, Н.А. Солодов (1962) пришел к выводу о существовании следующего устойчивого ряда выделения главных щелочных элементов из магматического очага: $K-Na-Li$ что и обусловило, по его мнению, наличие в природе четырех главных типов пегматитов: микроклинового, микроклин-альбитового, альбитового и альбит-сподуменового, каждый из которых характеризуется специфическим набором редких элементов. "Практически — пишет Н.А. Солодов, — это осуществляется путем последовательного внедрения в породы отдельных порций пегматитового расплава в разной степени обогащенных тем или иным щелочным элементом. Сначала из магматического очага, генерирующего пегматитовые расплавы, отщепляются порции, резко обогащенные калием, из которых образуются микроклиновые пегматиты. Затем качественный состав очага постепенно изменяется, обогащаясь натрием и литием, вследствие чего последовательно появляются калий-натриевые, специфически натриевые и натрий-литиевые пульсации расплава" (Н.А. Солодов, 1962; стр. 205). "Существование пульсаций качественно различного состава — продолжает автор, совершенно однозначно подтверждается случаями пересечения микроклиновых пегматитов альбитовыми жилами, а последних альбит-сподуменовыми".

Таким образом, исследователи пегматитов приходят к выводам, во многом созвучным с выводами, полученными нами при изучении гранитоидных тел с гидротермальной минерализацией, в частности, о наличии рудной специализации различных поступлений пегматитового расплава и направленности её изменения. "Основная масса редких элементов — по мнению Н.А. Солодова — содержалась в исходном пегматитовом расплаве уже в момент его внедрения", так как "любое предположение о последующем наложении рудоносных растворов, откуда бы оно не происходило — из магматического очага, из центра жил или из каких-либо других мест — не в состоянии

объяснить закономерного распределения редкометальной минерализации". Материал, излагаемый Н.А. Солодовым позволяет думать, что поступление различных порций пегматитового расплава также обусловлено пульсационным характером кристаллизации гранитоидной магмы в специфических условиях формирования гранитоидных тел с пегматитовыми проявлениями.

Для целей прогноза и поисков бериллиевых и тантало-ниобиевых месторождений важное значение имеет установление связи их с поздними фазами кристаллизации гранитоидных тел. На Алтае твердо установлено проявление тантало-ниобиевой минерализации позже этапов вольфрамовой и бериллиевой минерализации только в одном, Колыванском массиве. Если учесть, что подобное место тантало-ниобиевое оруденение занимает в процессе кристаллизации гранитоидных тел в Забайкалье - в Хангилай-Шилинском и Этыкинском массивах, с которыми связаны крупные месторождения тантала, а также в Суундукском массиве на Урале, - данные в пользу закономерного характера связи тантало-ниобатов с поздними фазами кристаллизации и появления их после формирования месторождений олова, вольфрама и бериллия представляются серьезными. С этим выводом хорошо согласуется обычное расположение тантало-ниобиевых рудопроявлений в центральных частях рудных полей гранитоидных массивов концентрически зонального строения. Так, немногочисленные тела пегматитов с тантало-ниобатами в Белокурихинском массиве приурочены именно к центральной части выходов гранитов (Я.А. Косалс, 1964). По данным Л.Каэн (1958) в крупнейшей танталоносной провинции в Конго, где месторождения тантало-ниобатов также связаны с гранитами, "распределение минерализации вокруг гранитных массивов везде одинаково и оно зависит, главным образом, от глубины эрозионного среза массива; это обуславливает связь определенных рудных ассоциаций с определенным типом гранитов. В районе Калима, согласно наблюдений Варламова (N. Warlamoff, 1950) тантало-ниобаты встречаются только вдоль контактов и во внутренней части крупных гранитных массивов, там где эти последние эродированы наиболее сильно; касситерит имеется по обе стороны от контактов, но концентрируется, главным образом, в апикальных частях; вольфрамит встречается в той же зоне, что и касситерит; антуанит и ферберит, которые образуются из ше-

елита, концентрируются в самой верхней части Касситеритовой зоны". В районе Кама-Кампене "оруденение от гранитов к периферии распределяется следующим образом: зона с тантало-ниобатом, иногда зона со смешанными тантало-ниобато-касситеритовыми рудами и золотом, зона с золотом" (Л.Каэн, 1958, стр. 500). В Нигерии концентрически-зональное строение молодых гранитов плато Джос сопровождается зональным распределением минерализации. Согласно Х.Д. Хаагу (Haag, 1943) выделяется три зоны: зона I, самая внешняя, охватывает краевые части массивов и породы экзоконтакта, минерализована вольфрамитом; средняя зона - касситеритом; внутренняя - охватывает глубоко зондированные части массивов, минерализована колумбитом. По заключению Ф.Р. Апельцина и Л.Г. Фельдмана (1958, стр. 37) там "до сих пор не находят объяснения некоторые особенности локализации колумбита в гранитах, а именно: резко преобладающие его концентрации в гранитах определенного типа (одной из фаз), которые не многим отличаются от других гранитов массива, в частности, количеством и типоморфными свойствами биотита".

С нашей точки зрения отмеченные особенности размещения тантало-ниобатов в указанных районах Конго и Нигерии не только непонятны, но естественны, если тантало-ниобиевая минерализация связана также и там с самостоятельными фазами кристаллизации гранитоидных тел.

Последовательность изменения состава оруденения, выявленная при изучении гранитоидных массивов Алтая, Забайкалья и Урала, в общих чертах близка той последовательности, какую дает в виде обобщенной схемы для гранитных плутонов А.Е. Ферсман (1953, 1960), но при этом необходимо подчеркнуть, что схема последовательности рудообразования не может быть общей, обязательной для всех массивов, также, как может меняться состав летучих.

А.Е. Ферсман, а до него И. Фогт, П. Ниггли и В.М. Гольдшмидт показали, что последовательность изменения состава рудообразующих погоннов соответствует ряду уменьшения упругости пара летучих соединений тяжелых металлов. Экспериментальными исследованиями Л.Н. Овчинникова (1963) доказана возможность выноса газами (парами воды) из расплава природного гранита целого ряда рудных элементов, в том числе свинца, меди, серебра, вольфрама,

бериллия и др. Примечательно, что в опытах Л. Н. Овчинникова устанавливается дифференциальная подвижность рудных элементов при выносе их газами из гранитоидного расплава, причем свинец и медь оказываются более подвижными, чем вольфрам, что вполне согласуется с последовательностью поступления этих элементов в сферу гидротермальной деятельности по данным геологического анализа. Вместе с тем, уже давно известно, что металлы, концентрирующиеся в месторождениях, могут извлекаться из вмещающих пород, в том числе гранитов, при их гидротермальном метаморфизме, а некоторые исследователи даже считают, что вмещающие породы, в частности сами граниты, могут быть главным источником целого ряда рудных элементов гидротермальных месторождений (А. А. Беус, Л. В. Таусон, 1962, 1963).

По мнению А. А. Беуса, высокое сродство бериллия и тантала с кислородом является причиной того, что эти элементы сохраняются до конца в кристаллизующемся расплаве и изоморфно входят в породообразующие минералы (полевые шпаты и слюды). Впоследствии при воздействии гидротермальных растворов на раскристаллизованный гранит, бериллий извлекается из полевых шпатов, тантал — из биотита, переносятся растворами и в определенной обстановке образуют концентрации. Поведение олова в связи с высоким сродством его как с кислородом, так и серой может быть различно. Олово может выноситься газами непосредственно из магмы, но также и концентрироваться в расплаве. И действительно, в Хангилай-Шилинском массиве главная оловянная минерализация связана с I фазой кристаллизации и сосредоточена в зоне экзоконтакта в ассоциации с большим количеством сульфидных минералов, но вместе с тем некоторая концентрация олова наблюдается и в ассоциации с танталом-ниобатами, в связи с IV фазой кристаллизации. Этот факт должен учитываться при поисках танталовых месторождений в поясах оловянной минерализации.

Все эти данные свидетельствуют о том, что источники металлов при формировании гидротермальных месторождений могут быть различными для разных металлов и в разных случаях. В этом направлении ещё предстоит большая работа.

Формирование гидротермальных месторождений является, как известно, многостадийным процессом и наблюдаемая картина распределения компонентов руд по этапам оруденения осложнена взаимодействием растворов с вмещающими породами (Ф. Н. Шахов, 1964).

Гидротермальные изменения вмещающих пород, сопровождающие редкометалльное оруденение в гранитах, обстоятельно изучены с петрографической и геохимической стороны А.А. Беусом (1963) с использованием им физико-химических положений о кислотно-основном взаимодействии в растворах, разработанных Д.С. Коржинским. По схеме А.А. Беуса процесс высокотемпературного гидротермального изменения гранитоидов развивается при последовательной смене активности оснований, что вызывает переход от стадии ранней микроклинизации (калишпатизации) к стадии ранней альбитизации и грейзенизации, а затем к стадии поздней альбитизации и поздней микроклинизации.

СХЕМА РАЗВИТИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ В МНОГОФАЗНОМ МАССИВЕ

(по результатам изучения Кольвапского и Хангай-Шилинского массивов)

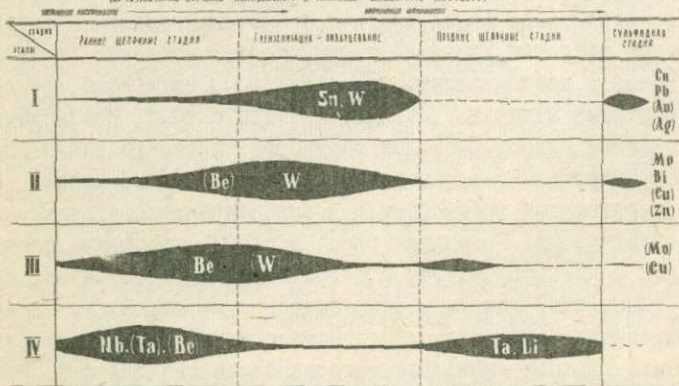


Схема А.А. Беуса правильно освещает многие наблюдаемые в природе явления, в частности, связи с определенными стадиями гидротермального изменения пород накопления определенных рудных элементов, в том числе редких, и получила заслуженное признание и широкое применение при поисковых работах. Вместе с тем, изложенный в работе материал показывает, что все разнообразие рудопроявлений того или иного гранитного массива и особенности гидротермального изменения вмещающих пород связывать с прохождением одной волны постмагматических растворов неверно. Схема А.А. Беуса для многофазных гранитных массивов должна приниматься как полициклическая со своими специфическими чертами гидротермального метаморфизма вмещающих пород и оруденения, свойственными каждой фазе кристаллизации. На фиг. 2 в качестве примера, иллюстрирующего это положение, приведена схема развития гидротермального метаморфизма и оруденения в многофазном массиве по результатам изучения Кольвапского и Хангай-Шилинского массивов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Айзенштадт Н.А., Вольфсон Н.Б., Денисов С.А., Мусин Р.А.
О генетической связи медно-молибденового оруденения Алмалыкского района с интрузиями и их значение для поисков медных руд. Узб.геол.журн. № 3, 1960.
- Аношин Г.Н., Потапьев В.В. - Щелочи и элементы-минерализаторы (В, F) в гранитах Кольванского массива. Геология и геофизика, № 7, 1965.
- Аношин Г.Н., Потапьев В.В. - Золото в гранитах Кольванского и Хангилай-Шилинского массивов, по данным радиоактивационного анализа. Геохимия № 9, 1966.
- Апельцин Ф.Р., Фельдман Л.Г. - Колумбитоносные граниты. Геология месторождений редких элементов, вып. 2, 1958.
- Бабаев К.Л. - Петрография Алтын-Тауского гранитоидного массива. Изд. АН Уз. ССР, Ташкент, 1954.
- Баклаков М.С. - Калгутинское молибдено-вольфрамовое месторождение в Горном Алтае. Сов. геология, № 8, 1945.
- Беус А.А. - Геохимический анализ явлений высокотемпературного постмагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. Сб. Химия земной коры, т. I, Изд. Наука, М, 1963.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситния А.А., Субботин К.Д.
Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд. АН СССР, 1962.
- Вахрушев В.А. - Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд. Наука, М., 1965.
- Гендлер В.Е. - Аплитовые дайки Усть-Беловского массива. БМОИП, геол. отд., т. 34, вып. 6, 1959.

- Григорьев Ив.Ф. и Долманова Е.И. - Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометального оруденения. Вопросы геологии Азии, т. П, Изд. АН СССР, М., 1955.
- Долманова Е.И. - Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. Тр. ИГЕМ. Изд. АН СССР, в. 23, 1959.
- Дружинин А.В., Колесниченко В.С. - О возрастном взаимоотношении вольфрамового и оловянного оруденения в Куккульбейском рудном районе. (Вост. Забайкалье). Геология рудных месторождений; №. I, 1964.
- Заварицкий А.Н. - Граниты и аплиты. Избр. тр. т. I, Изд. АН СССР, М., 1956.
- Ицксон Г.В. - Гидротермальные изменения вмещающих пород оловянного месторождения. М., 1956.
- Каленов А.Д. - Геология месторождений ред. мет. и некоторые особенности металлогении С-В Монголии. Автореферат диссертации на соискание уч. степени доктора г-м.н. М., 1952.
- Каэн Л. - Геология Бельгийского Конго. И.Л., М., 1958.
- Коптев-Дворников В.С. - К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Ц.Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геологич. № 4, 1952.
- Коржинский Д.С. - Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. Тр. П, петрограф. совещ. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Коржинский Д.С. - Режим кислотности при постмагматических процессах. Сб. проблемы генезиса руд. Докл. сов. геол. межд. геол. конгр., XXII сесс. Недра, М., 1964.
- Косалс Я.А. - Геология и геохимия бериллиевых месторождений Горного Алтая и связь их с гранитными интрузиями.. ОФ ИГиГ. СО АН СССР, 1964.
- Косалс Я.А., Дмитриева В.Н. - О связи многоэтапного оруденения и гидротермального метаморфизма с многофазным гранитным массивом. Тр. Бур. отд. Всес. Мин. Общ., 1966, (В печати).

- Котляр В.Н. - О новых аспектах, вопросах и направлениях в изучении эндогенного рудообразования. ЗВМО, вып. 5, 1964.
- Кузнецов Ю.А. - Порфировые интрузии Северо-Западного Алтая и их фациальность. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1951.
- Лавринг Т.С. - Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. Сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. I. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. - Проблемы генезиса магматических пород и пути к её разрешению АН СССР, Л., 1934.
- Овчинников Л.Н. - О роли газов в постмагматическом рудообразовании. Сб. конф. проблемы постмагм. рудообр. т. I, Прага, 1963.
- Повилайтис М.М. - Новые данные о гранитоидных телах с ритмично-зональным строением. Геол. рудн. м-ний, № 5, 1961.
- Повилайтис М.М. - К истории формирования гранитного массива Куу в Ц. Казахстане и связанного с ними вольфрамowego оруденения. Геол. рудн. мест. № 3, 1964.
- Повилайтис М.М. - Новые данные о возрасте Джидинского молибдено-вольфрамowego месторождения. ДАН СССР, т. I, 166, № 2, 1966.
- Поленов Б.К. - Массивные породы Северной части Витимского плоскогорья. Изв. Сиб., общ., естеств., 27, в.5, 1899.
- Полквой О.С. - Образование жильных пород кислых интрузий. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 107, 1950.
- Поспелов Г.Л. - Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующихся систем. Геология и геофизика, № II, 12, 1962.
- Потаньев В.В. - Граниты Колыванского массива и связанное с ними оруденение. Сб. Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Сиб. отд. изд-ва Наука, Н-сибирск, 1965.

- Потапьев В.В., Маликова И.И. - Положение редкометального оруденения в процессе становления многофазного гранитного массива. Изв. Заб. отд. географ. общ-ва СССР, в. 4, Чита, 1965.
- Потапьев В.В. - Многофазные граниты Алтая и связи с ними редкометального оруденения Оф ИГиГ СО АН СССР, 1965.
- Розенбуш Г. - Описательная петрография. И.Л., 1934.
- Смирнов С.С. - К вопросу о зональности рудных месторождений. Избр. труды. 1955.
- Соболев В.С. - Значение железистости физических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львов. геол. общ-во, № 4, 1950.
- Солодов Н.А. - Внутреннее строение и геохимия редкометальных пегматитов. Изд. АН СССР, 1962.
- Сухоруков Ф.В., Лапин Б.М., Симонова В.И. - Бор в девонских вулканогенных породах Горного Алтая. Геохимия № 12, 1964.
- Тугаринов А.И. - О причинах формирования рудных провинций. Химия земной коры. Тр. конфер. посвящ. 100-летию со дня рожд. В.И. Вернадского, т. I, Изд. Наука, М., 1963.
- Ферсман А.Е. - Законы эволюции в химии земной коры. Изд. тр. т. II, Изд. АН СССР, М., 1953.
- Ферсман А.Е. - Пегматиты избр. тр. т. VI, Изд. АН СССР, М., 1960.
- Ферсман А.Е. - Пегматиты. избр. т. VI. Изд. АН СССР. М., 1960.
- Чернов Г.А. - Геологическое строение и тектоника Белокурихинского массива и месторождения термальных радоновых вод. Диссерт. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н., Новосибирск, 1965.
- Шахов Ф.Н. - О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. Тр. П., петрограф. совещ., Изд. АН СССР, М., 1960.

- Шахов Ф.Н. - Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири. Геология и геофизика, № 10, 1961.
- Шахов Ф.Н. - Геология жильных месторождений. АН СССР, 1964.
- Шахов Ф.Н. - Магмы и руды. Геол. и геофиз. № 10, 1966.
- Щербаков Ю.Г. - О геохимической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими их породами в Зап. Сибири. Геохимия, № 9, 1963.
- Щербаков Ю.Г. - Геохимические условия золотоносности гранитоидов Западной Чукотки. Сб. Золотоносность Дальнего Востока, г. Владивосток, 1966. (в печати).
- Eller Jean - Paul Von. Contribution a l'etude des facies magmatiques du granite de Natwiller et du granite du Kagenfels (Champ-du-Feu) corteques filoniens."Bull. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine", 12, N 2, 1959.
- Haag H.Z. - Wolfram in Nigeria, With notes on Cassiterite, Wolframite and columbite zons. Trans. Inst. Min. Metall. v. 52, 1943.
- Warlamoff N. - Types de gisements de cassiterite du Maniema et du Ruanda. Ann. C.S.K. Congus Scient. Elisabethvielle, 1950.

Н.И. Рафиенко, Я.А. Косалс
СНИИГГиМС, Институт геологии и
геофизики СО АН СССР

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО РАЗМЕЩЕНИЯ
В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Проведенные в последнее десятилетие поисковые и разведочные работы Трестом № 1, ЗСТУ, КГУ, ИГУ и тематические исследования ИГиГ СО АН СССР, ИМГРЭ, ВИМСом, ГЕОХИ, СНИИГГиМСом, ВСЕГЕИ позволили выявить и систематизировать бериллиевые месторождения на территории Алтае-Саянской складчатой области. Подобно другим регионам Союза и за рубежом на этой территории бериллий связывается не только с гранитными пегматитами, но при определенных физико-химических условиях в присутствии летучих компонентов, таких как фтор, хлор, бор - бериллий уходит в пневматолитовую фазу и концентрируется вместе с молибденом, вольфрамом, оловом, висмутом в продуктах пневматолита и гидротермальных жилах (табл. I). Для всей этой территории наиболее крупные скопления бериллия связаны исключительно с постмагматическими образованиями в связи с кислыми, субщелочными и щелочными гранитами.

Магматические проявления
бериллия

В магматический этап заметного накопления бериллия не происходит. Содержание его в нормальных разностях бериллиеносных гранитов колеблется от 0,0003 до 0,0008%. Некоторое накопление рассеянного бериллия, незначительно превышающее его среднее

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДНЕНИЯ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Генетические типы м-ний	Главные рудные минералы	Второстепенные	Вмещающие породы	Магматические комплексы, с которыми связано оруднение	Некоторые геохим. особенности		Примеры месторождений	Практическое значение
					главные рудные эл.-тн.	сопутствующие		
I. Магматические проявления бериллия			Граниты	Калбинский	Be	Ta, Nb, Th U		Не имеет
II. Пегматитовые месторождения			Граниты	Калбинский	Be	Ta, Nb, Mo	Тигирекское	Не имеет
Шпоровые гранитные пегматиты	Берилл	Берtrandит	Граниты, оланцы	Калбинский	Be	Ta, Nb, Th, U	Тигирекское, р-н. Тельцкозого озера	Не имеет
Мусковит-микроклиновые	Берилл						Тельцкозое озеро В. Саян	Комплексные Be-Ta перспективны.
Мусковит-альбитовые и альбитовые	Берилл-колумбит-танталит	Фергусонит, касситерит	Граниты, оланцы	Калбинский (P ₂)	Be, Ta	Nb, Th, U		
Сподумен-альбитовые и лепидолит-альбитовые	Берилл, сподумен	Лепидолит	Граниты, оланцы	Калбинский, Саянский (P ₂)	Li, Be	Ta, Nb, U, Th		
Биотит-микроклиновые	Гадолитин, фергусонит		Субделочные граниты	Сотхольский (D ₂)	Be, Ta, Nb	Y, U, Th	Тува	
III. Пневматолито-гидротермальные месторождения								
A. В алмосиликатных породах								
Бериллоносные апограниты	Берилл	Берtrandит, поликраз, колумбит	Граниты	Калбинский	Be, Ta, Nb	Mo, R, Li	Горный Алтай (Белорецкое, Кедровское, Казандинское, Курановское, Калгутинское и др.)	Комплексные Ta - Be и Mo - Nb - Be перспективны.
Грейзены	Берилл	Молибден, вольфрамит, колумбит	Граниты	" "	Be, Ta	Nb, Li, Mo, U, Th, Bi		
Кварцево-жильные	Берилл	" "	" "	" "	Be, Ta	U, Th, Bi		
Штокверковые	Берилл, шезлит	Молибденит, вольфрамит	Гранодиориты оланцы	" "	Be, Nb, Mo	Cu, Bi, Pb, Zn		
B. В карбонатных породах								
Бериллиевоносные скарны	Гельвин, шезлит	Берилл, вольфрамит	Граниты, известняки	Калбинский	Be, W, F	Mo, B, Cu, Pb	Белорецкое (Г. Алтай), Саянское, (В. Саян)	" "
Метасоматические флюоритовые породы в экзоконтакте (известняках) с субделочными и делочными гранитами	Фенекит, берtrandит, лейкофан	Гельвин, бастнезит, бритаолит	Известняки	Сотхольский (D ₂) Окуневский делочных и субделочных гранитов.	Be	Ta, Nb, Y, U, Th	Тува (Улуг-Тонек) В. Саян	Слабо изучены, но имеют перспективы
B. В эффузивах.								
Флюоритизированные и альбитизированные девонские эффузивы и их туфы.			Девонские эффузивы и их туфы.		Be			Не имеет

содержание в порфировидных биотитовых гранитах, наблюдается в более поздних дифференциатах герцинских гранитоидов: мелкозернистых аплитовидных гранитах, гранит-порфирах и аплитах. Коэффициент концентрации бериллия увеличивается в 1,5-2 раза. Нахождения его в материнских гранитах, обусловлено как изоморфным вхождением в решетки полевых шпатов (олигоклаз-андезин) и биотита, так и тонкой аксессуарной примесью. Сколько-нибудь значительных концентраций бериллия в магматическом процессе нигде не установлено.

Пегматитовые месторождения

Резкое обогащение бериллием наблюдается в пегматитовых жилах. Последние концентрируются в определенные рудные пояса такие, как Горно-Алтайский, Телецко-Чулышманский, Урикско-Ииский, Сангиленский, приурочиваясь обычно к тектоническим нарушениям и характеризуются свойственной им минерализацией. Возраст интрузивных комплексов, с которыми связываются редкометалльные пегматиты, не одинаков. В Восточном Саяне редкометалльные пегматиты с оловянно-литиево-бериллиевой минерализацией связаны с саянским (Pt_3), в Туве с сютхольским (D_2) и Горном Алтае с калбинским (C_3-P) интрузивными комплексами. Обычно пегматиты локализируются в зонах интенсивного метаморфизма и смятия вмещающих терригенных и осадочно-метаморфических толщ докембрия и кембро-ордовика.

В Горном Алтае пегматиты приурочены в основном к порфировидным биотитовым и лейкократовым гранитам, подверженным в той или иной степени альбитизации, мусковитизации и грейзенизации. Помимо жильных редкометалльных пегматитов, в бериллоносных грейзенизированных альбитизированных гранитах известны сингенетические или фациальные пегматиты, представленные небольшими шпировидными пегматоидными обособлениями, имеющими постепенный переход во вмещающие граниты.

Бериллоносные пегматитовые образования относятся как к типу блоковых и полнодифференцированных мусковит-микросилиновых пегматитов, часто с заметным развитием альбит-мусковитового замещающего комплекса (Курановское, Тигерекское), так и недифференцированных и бериллоносных фациальных пегматоидных шпир. Струк-

тура большинства пегматитовых тел мелкозернистая, чаще пегматоидная со слабым развитием в центральных частях зоны блокового микроклина и кварца. В жильных телах со слабо выраженной дифференциацией наиболее отчетливо выражены аплитовидная зона и графическая, переходящая в пегматоидную. Берилл приурочен к альбит-мусковитовому замещающему комплексу и к участкам пегматоидной структуры.

Аналогичное строение имеют пегматитовые тела Восточного Саяна и Нагорья Сангилен. Минеральный состав их — кварц, микроклин, плагиоклаз, мусковит, биотит, магнетит, сподумен, альбит, мусковит, касситерит, гранат, апатит, турмалин, монацит, топаз, флюорит, рутил, циркон, ортит, тантало-ниобаты, сульфиды и др. Постоянным компонентом редкометалльных пегматитов является уран и торий. Несмотря на общее сходство рассматриваемых пегматитов, в пределах разных регионов наблюдаются существенные различия в минеральном составе и в редкометальной минерализации. В одних случаях бериллоносные пегматиты характеризуются тантало-ниобиевой и редкоземельной минерализацией (Тува), в других — молибдено-вольфрамовой с бериллием, танталом (Горный Алтай), в третьих — оловянно-литиевой (В.Саян).

Берилл распределен в пегматитовых телах неравномерно. Красные мелкозернистые и графические разности обычно его не содержат. Наибольшие скопления берилла приурочены к зонам альбитизации, крупнокристаллические его разности концентрируются на границе зоны блокового кварца и микроклина или зоны среднезернистого пегматита алографической структуры. Значительные скопления берилла связаны с альбитизацией и грейзенизацией пегматитов. Такими некоторыми пегматитовыми жилами Белокурихинского, Тигирекского гранитных массивов и Прителецкого района, ассоциирующие с турмалином, гранатом, флюоритом, монацитом, поликразом, колумбитом, цирконом, апатитом, рутилом, топазом. С альбит-мусковитовым замещающим комплексом связано тантало-ниобиевое (колумбит), литиевое (сподумен, литиофилит) и редкоземельное оруденение.

По характеру редкометальной минерализации пегматитам замещения близки пегматиты некоторых массивов, приуроченные к бериллоносным грейзенизированным и двуслюдяным гранитам. В районах гидротермальных редкометалльных и вольфрамово-молибденовых

месторождений берилл встречается в шпировидных пегматоидных обособлениях и пегматитовых "выпотах" в ассоциации с турмалином, мусковитом, молибденитом, иногда висмутином, образуя кристаллы и зернистые агрегаты.

Слабая примесь бериллия устанавливается в пегматитах среди щелочных пород Восточной Тувы, на севере Кузнецкого Алатау и В. Саяна. Пегматиты в этом случае слагаются нефелином, микроклином, щелочной роговой обманкой, биотитом с примесью редкоземельных элементов, пироклора, циркона, эвдиалита, литиевой слюды, гадолинита, фергусонита, торианита и др.

Основной практический интерес бериллоносные пегматиты с танталом могут иметь в Горном Алтае (Талицкий, Белокурихинский, Тигирекский, Абаканский массивы), Восточном Саяне (Урикско-Ийский грабен) и Северо-Западном Прибайкалье (Абчадская пегматитовая зона).

Пневматолито-гидротермальные месторождения

А . В а л ю м о с и л и к а т н ы х п о р о д а х

Накопление бериллия в пневматолито-гидротермальных месторождениях, как известно, связано с явлениями послемагматического изменения гранитов, в частности с их микроклинизацией, мусковитизацией, альбитизацией и грейзенизацией. Значительно шире встречается берилл в кварцевых и полевошпат-кварцевых жилах в ассоциации с сульфидными минералами. Месторождения пневматолито-гидротермального типа концентрируются преимущественно в Горном Алтае в связи с позднегерцинским интрузивным комплексом.

Определенный интерес в Горном Алтае представляют б е р и л л о н о с н ы е а п о г р а н и т ы. Они имеют ярко выраженный лейкократовый облик и представляют собой в той или иной степени мусковитизированные, альбитизированные и грейзенизированные порфиroidные микроклиновые граниты, иногда превращенные в двуслюдяные и мусковитовые разности. Минеральный состав их соответствует составу аляскитовых гранитов, в которых основными минералами являются кварц, альбит, калиевый полевой шпат и мусковит. В отличие от неизмененных разностей метасоматические граниты характеризуются повышенным содержанием бериллия (до 1000

раз выше кларка), реже вольфрама, молибдена; присутствием, помимо берилла, в качестве новообразований флюорита, турмалина, топаза, апатита, граната, слюды, молибденита, вольфрамита и тантало-ниобатов (колумбита, поликраза, эвксенита и др.).

Берилл в апогранитах известен в Белокурихинском, Талицком, Талово-Тургусунском, Убино-Белореченском, Орочанском и др. массивах, где он образует мелкокристаллическую вкрапленность и только в редких случаях встречаются крупные кристаллы, достигающие нескольких сантиметров в длину, или небольшие мономинеральные жилки вдоль трещин отдельности гранитов. В тесной ассоциации с бериллом находится пирит. В районе Каракольского месторождения в среднезернистых порфировидных мусковитовых гранитах встречаются участки густо пропитанные алмандином и обогащенные тонкой вкрапленностью берилла. Это новый для Алтая тип бериллиевого оруденения, обнаруженный в последние годы в различных районах мира и в СССР.

С куполами и зонами грейзенизированных альбитизированных бериллоносных гранитов тесно связаны тела грейзенов и кварцевых жил с бериллом, молибденитом, вольфрамитом и тантало-ниобатами (колумбит-танталитом). Характерно, что в грейзенизированных разностях гранитов, грейзенах и кварцевых жилах, тантал преобладает над ниобием. Отношение Ta: Nb колеблется от 1:1 до 10:1, что позволяет рассматривать месторождения подобного типа весьма перспективными комплексными тантало-бериллиевыми и вольфрамово-бериллиевыми.

В пространственном размещении отдельных разностей метасоматически измененных гранитов устанавливается следующая вертикальная метасоматическая зональность (сверху вниз):

- 1) полевошпат-кварц-слюдистые, иногда слюдисто-кварцевые грейзены с бериллом, молибденитом и колумбит-танталитом;
- 2) интенсивно грейзенизированные граниты с редкой вкрапленностью берилла, молибденита и колумбита;
- 3) грейзенизированные альбитизированные граниты с бериллом и поликразом;
- 4) слабо грейзенизированные альбитизированные граниты и трещинные тела альбитов с бериллом, поликразом и колумбитом;
- 5) альбитизированные микроклинизированные граниты с бериллом;

6) микроклинизированные и мусковитизированные граниты, иногда с пегматоидными шлирами с бериллом и колумбитом;

7) слабо микроклинизированные граниты.

Мощность отдельных зон колеблется от 0 до 200 м, причем она возрастает сверху вниз. Общая мощность (по вертикали) метасоматически измененных гранитов, по-видимому, более 700 м.

Распределение берилла и тантало-ниобатов в метасоматически измененных гранитах тесно связано с процессами микроклинизации альбитизации и грейзенизации, что подтверждается накоплением их в одних и отсутствием в других разностях гранитов. Берилл, поликраз и колумбит концентрируются в альбитизированных слабо грейзенизированных разностях гранитов. По мере усиления грейзенизации количество берилла и поликраза в гранитах уменьшается, а вместо последнего появляется колумбит. В интенсивно грейзенизированных разностях гранитов берилл редок, а основным минералом-концентратором является мусковит, содержащий от 0,003 до 0,05% бериллия. Обогащение бериллом, иногда колумбит-танталитом наблюдается в грейзенах полевошпат-кварцево-слюдистого состава в апикальных частях тел метасоматически измененных гранитов.

Содержание BeO в метасоматически измененных гранитах колеблется от 0,0003% (микроклинизированные граниты) до 0,005–0,2%, (среднее около 0,08%) в бериллоносных альбитизированных и грейзенизированных гранитах.

Жильные пневматолито-гидротермальные месторождения бериллия преимущественно распространены в западной части Алтае-Саянской складчатой области. Обычно они являются комплексными, в которых наряду с бериллием часто существенное значение приобретают такие ценные компоненты как тантал, вольфрам, молибден и висмут. Эти месторождения на бериллий изучались лишь в последнее время (1954–1960 гг.). Большинство из них относится к берилловой, берилл-вольфрамитовой и берилл-вольфрамит-молибденитовой формациям. Характерной чертой рассматриваемых месторождений является многостадийность их образования. Берилл выпадает в наиболее раннюю стадию, затем отлагается вольфрамит, шеелит, молибденит и полиметаллы. В конце гидротермального этапа выпадают сульфиды меди, теллуриды и карбонаты.

Кварцевые и полевошпатово-кварцевые жилы преимущественно выполняют трещины скалывания, реже отрыва и прослеживаются на значительную (до 300 м) глубину по падению. В пространстве они образуют либо одиночные, либо кулисообразные тела.

Жилы локализуются как в пределах самих массивов, главным образом, эндоконтактных частей грейзенизированных и альбитизированных гранитов, так и в экзоконтактах, но нигде не выходят за пределы контактового воздействия. В отдельных случаях при благоприятной структурной обстановке (разломы, зоны дробления и интенсивной трещиноватости) бериллоносные жилы встречаются до 1-2 км от материнских гранитных массивов во вмещающих их роговиках и песчано-сланцевых отложениях, образуя штокверковые и сложнопостроенные жильные зоны. Вмещающие породы часто микроклинизированы, грейзенизированы, окварцованы, серицитизированы и пиритизированы.

Основной редкометалльный минерал - берилл широко встречается в кварцевых жилах Казандинского, Каракольского, Калгутинского, Кремлевского, Белорецкого, Усть-Кантегирского, Обкольского и др. участках в парагенетической ассоциации с кварцем, вольфрамитом, шеелитом, молибденитом, флюоритом, мусковитом и другими минералами. Размещение его в кварцевых жилах существенно отличается от пегматитовых и грейзеновых тел, причем в жилах, различных по мощности, простиранию и морфологии и в различно измененных околожильных породах распределение берилла различно. Последний в жилах образует небольшие гнезда, одиночные кристаллы, скопления мелких зерен неправильной формы, имеющих вид плотных зернистых масс, радиально-лучистые агрегаты и друзоподобные скопления. Иногда встречаются параллельные срастания нескольких тонких кристаллов. Отмечается приуроченность берилла к зальбандам жильных тел. В жильных телах с интенсивно выраженными грейзенизированными зальбандами берилл концентрируется как в центральных частях жил, так и в их зальбандах. В тонких прожилках берилл часто выполняет всю их мощность. Отмечается также увеличение содержания берилла на отдельных участках в местах пережимов, в апофизах, при выклинивании жил, в местах их ветвления и сопряжения с оперяющими трещинами. Основная масса бериллоносных жил располагается среди интрузивных пород, главным образом, лейкократовых гранитов приуроченных к адикальным частям

массивов. Значительно реже бериллоносные жилы встречаются среди роговиков и метаморфических сланцев (Верхне-Слюдянское, Токаревское, Узарсайское и др.). Бериллоносные жилки сложены кварцем, иногда в них встречается полевой шпат, кальцит, мусковит. В тесной ассоциации с бериллом встречаются флюорит и мусковит. В отдельных случаях маломощные рудные тела состоят всецело из мусковита и берилла. Величина кристаллов берилла в кварцевых прожилках самая разнообразная и колеблется в направлении длинной оси от нескольких мм до 10 см, редко более, обычно 0,5-3 см.

Аналогичное распределение берилла имеют штокверковые зоны Алейского и Узарсайского месторождений. Берилл в них встречается в маломощных кварцевых и кварцево-полевошпатовых прожилках с флюоритом и мусковитом в виде мелких игольчато-призматических или длинностолбчатых кристаллов длиной от нескольких мм до 1 см редко более, при 1-3 мм в поперечнике. В парагенезисе с бериллом на Алейском участке встречается топаз. Содержание бериллия, в этих штокверках достигает 0,1%, среднее около 0,05%.

Б. В карбонатных породах

Бериллиеносные скарны встречаются на Алтае (Белорецкое и Экипетское м-ния), реже в В.Саяне (Сейбинское), представляя собою нормальные реакционные образования, на которые в результате воздействия высокотемпературных фторсодержащих растворов, обогащенных бериллием и вольфрамом, наложен более поздний минеральный парагенезис. Скарновые тела с бериллиевой минерализацией приурочены к контакту интрузий калбинского (Горный Алтай) или сейбинского комплексов (В.Саян) и образуются чаще всего в экзоконтактных зонах по мраморизованным, кремненным известнякам, полимиктовым песчаникам и известково-глинистым сланцам. Наибольший интерес для поисков бериллия представляют скарны экзоконтактных зон Убино-Белореченского, Талово-Тургусунского, Синкшинского и Сейбского массивов. Они образуют неправильные тела различной формы и размеров, следующие форме интрузивного контакта, реже представлены маломощными пластообразными телами, приуроченными к линейновытянутым зонам трещиноватости. По составу скарны разделяются преимущественно на гранатовые, пироксеновые, везувиановые, гранат-пироксеновые, гра-

нат-пироксен-везувиановые, в которых в том или ином количестве находятся наложенные минеральные ассоциации эпидот, актинолит, тремолит, хлорит, мусковит, а также флюорит, магнетит, шеелит, гельвин, реже берилл. Бериллий встречается либо в виде изоморфной примеси в везувиане, гранате, эпидоте, пироксене, амфиболе, мусковите, либо в форме минеральных образований — берилла, гельвина, хризоберилла в полевошпато-флюорито-слюдисто-кварцевых прожилках и флюорит-слюдистых породах, секущих скарны. Очень характерен парагенезис бериллийсодержащих минералов с флюоритом, полевым шпатом, кварцем и мусковитом. Основная масса бериллия связывается в виде гельвина, очень редко встречаются берилл, гентгельвин, лейкофан, фенакит, даналит и хризоберилл. В скарнах, подвергшихся интенсивной пневматолито-гидротермальной переработке, содержание флюорита достигает иногда десятков процентов, помимо гельвина отмечается шеелит и молибденит; широкое развитие получает низкотемпературная ассоциация сульфидов — пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, висмутина и др. Таким образом, бериллиевая минерализация всюду является наложенной на скарны, о чем свидетельствует также жильная форма бериллиеносных прожилков, разъедание гельвином и бериллом граната, везувиана и пироксена. Формирование флюорит-слюдистых и флюоритовых пород, кварц-полевошпатовых прожилков с гельвином в скарнах сопряжено во времени с формированием грейзеновых и кварцево-жильных тел с бериллом в грейзенизированных и альбитизированных гранитах. Здесь вмещающая среда оказывает существенное влияние на образующиеся минеральные парагенезисы. Содержание BeO в скарнах наиболее изученного Белорецкого месторождения составляет 0,5%, среднее около 0,08%.

Детальными разведочными работами установлено, что вертикальный диапазон распространения гельвинового оруденения в скарнах превышает 500 м, причем наблюдается тенденция смены минерализации сверху вниз от поздних стадий к более ранним. Этим обусловлено зональное распределение рудных жил и прожилков по вертикали: в интервале 0—100 м преимущественно развиты кварцевые и флюорит-кварцевые прожилки с гельвином; 100—250 м кварц-флюорит-полевошпатовые; 250—350 — кварц-полевошпат-флюоритовые, флюорит-слюдистые и слюдисто-флюоритовые; 350— более 400 м флюори-

товые, слюдисто-флюоритовые, слюдистые и др. В контактовой зоне с гранитами (до 80 м) развиты слюдисто-флюоритовые и флюорит-слюдистые породы и кварц-флюорит-полевшпатовые жилы с бериллом и гельвином.

В последние годы в Восточном Саяне и Туве выявлен — новый тип бериллиевой минерализации — метасоматические флюоритовые залежи с лейкофаном, берtrandитом и фенакитом, проявившейся на контакте щелочных гранитов Сейбинского, Улуг-Танзекского и др. массивов и известняков. Это тонкозернистые темно-фиолетовые до черного цвета породы, состоящие из флюорита (до 90%), лейкофана (до 10%), фенакита, даналита и берtrandита (до 1%). В небольших количествах в них присутствуют также скаполит и альбит. Размер бериллиевых минералов колеблется в пределах 0,02-0,2 мм, очень редко достигает 1 мм.

Кроме бериллиевой минерализации, флюоритовые тела содержат редкоземельную, ниобиевую и ториевую минерализацию. Это новый генетический тип бериллиевого оруденения для Алтае-Саянской складчатой области, известный на Урале, Дальнем Востоке и недавно выявленный в Бурятии с крупными запасами и уникальными по качеству фенакит-берtrandитовыми рудами, связанными с субщелочными и щелочными гранитами.

Наличие бериллия в экзоконтактах щелочных и субщелочных гранитов дает основание говорить об отделении летучих и в первую очередь фтора из щелочных расплавов и выносе ими бериллия. Этот тип бериллиевой минерализации несомненно представляет большой научный и практический интерес.

Присутствие на отдельных участках повышенных против кларка количеств бериллия в девонских флюоритизированных и альбитизированных кислых эффузивах и туфах Минусинской и Рыбинской впадин позволяет говорить о новом типе бериллиевого оруденения данной территории, к сожалению совершенно не изученного.

Как видно из рассмотренного материала, основные промышленные месторождения бериллия относятся к пневматолито-гидротермальному типу и размещаются в западной части Алтае-Саянской складчатой области. В восточной части этой территории заслуживают внимание редкометалльные (с бериллом) пегматиты В. Саяна и лейкофансодержащие флюоритовые залежи Копско-Окуневской тектони-

ческой зоны. Все бериллиевые месторождения генетически связываются с интрузивными комплексами в В.Саяне — саянским и сейбинским, в Туве — сютхольским (сангиленским), в Горном Алтае — калбинским. Из них наиболее продуктивным для бериллия являются более молодые интрузивные образования.

Большинство массивов калбинского комплекса приурочено к ядрам крупных антиклинальных структур. В основном это антиклинории или горстовые поднятия (Белокурихинский, Талицкий, Тиггерекский и др.), сложенные песчано-сланцевыми флишеидными формациями кембро-ордовика. Значительно реже, бериллиеносные гранитные массивы залегают в наложенных мульдах (Калгутинской, Каргонской и др.), выполненных девонскими вулканогенно-осадочными толщами кислого состава.

Анализируя размещение бериллиевого оруденения на рассматриваемой территории (возраст интрузивных рудоносных комплексов, структурный контроль, литолого-фациальные и геохимические особенности рудовмещающих толщ), можно выделить ряд рудных районов перспективных на бериллий: Алейский, Тигерекско-Кольванский, Талицкий, Белокурихинский, Чойский, Холзуно-Чуйский, Прителецкий, Урииско-Ийский, Копско-Окуневский и Мантегирский, в пределах которых располагаются основные месторождения и рудопроявления бериллия всех генетических типов. Возраст бериллиевого оруденения в рассматриваемых районах колеблется в широком интервале: от верхнепротерозойского в В.Саяне до герцинского в Горном Алтае, при этом более молодое оруденение преимущественно размещается в последнем регионе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учитывая все вышеизложенное, поиски бериллиевого оруденения следует направить:

I. На выявление прежде всего бериллоносных апогранитов, грейзенов и кварцево-рудных жил в эндоконтактных зонах гранитных массивов калбинского комплекса (Алейского, Кольванского, Талицкого, Убино-Белореченского, Белокурихинского, Калгутинского, Таштаузекского, Юстыдского, Улаганского, Орочаганского, Талово-Тургусунского и др.) с комплексной молибдено-вольфрамо-бериллиевой и тантало-ниобиевой минерализацией.

2. Перспективными на бериллий также являются экзоконтактовые зоны бериллиеносных гранитных массивов со штокверковыми месторождениями, залегающие в породах преимущественно карбонатного состава или гранитоидах повышенной основности над куполами метасоматически измененных герцинских гранитов. В этих случаях создаются благоприятные условия для нейтрализации кислых фторсодержащих растворов с массовым распадом фтористых комплексов и образованием флюорита, гельвина, фенакита, лейкофана, берилла и бертрандита.

3. Заслуживает самого тщательного изучения и новый тип бериллиевого оруденения — метасоматических флюоритовых залежей с лейкофаном, фенакитом, бертрандитом в экзоконтактах щелочных и субщелочных пород с карбонатными осадками Восточного Саяна, Тувы, а также Кузнецкого Алатау. Содержание бериллия в месторождениях этого типа колеблется от 0,1 до 2%, что ставит их в ряд весьма перспективных.

4. Бериллиевое оруденение всех генетических типов характеризуется тесной ассоциацией бериллиевых минералов с флюоритом и мусковитом, содержащих соответственно 0,0005–0,003% и 0,003 – 0,05% бериллия. Это позволяет рассматривать их как минералы-индикаторы и использовать при геохимических поисках бериллиевого оруденения.

5. Все проявления бериллиевой, а также танталовой минерализаций сопровождаются повышенной гамма-активностью от 50 до 2000 гамм и более, что необходимо учитывать при поисках бериллиевых и танталовых месторождений. Отсюда все аномалии, выявленные при попутных поисках и работами специализированных экспедиций, обязательно нужно проверить на бериллий, тантал и ниобий.

Н.И. Рафиенко

СНИИГГМС

ВЫДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ С ЦЕЛЮ СОСТАВЛЕНИЯ
ПРОГНОЗНОЙ КАРТЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
НА РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

В В Е Д Е Н И Е

Огромная территория Алтае-Саянской складчатой области, ограниченная на западе Обь-Зайсанской геосинклиналью, на севере Западно-Сибирской низменностью, Сибирской платформой и на востоке Восточным Саяном, содержит большое количество месторождений редких элементов (молибдена, вольфрама, олова, тантала, ниобия и бериллия и других металлов), часть месторождений которых уже в настоящее время разрабатывается или может быть рентабельно отработана. Особый интерес эти элементы приобрели в последние годы в связи с увеличением масштабов их промышленного использования, что ставит перед геологами задачу научно обоснованного и целенаправленного ведения поисковых и поисково-разведочных работ. Большое значение в деле практической их реализации будет иметь составление прогнозной карты на эти металлы. Масштаб её должен быть не мельче 1:500000, а отдельных рудных районов врезками и 1:200000.

Как показывает опыт составления подобных карт для Рудного Алтая, Казахстана и других регионов, основой для прогнозно-металлогенической карты должна явиться геолого-структурная карта масштаба 1:500000, к которой будет составлено несколько опорных карт, таких как тектонического районирования, складчатых и

разрывных нарушений, магматических комплексов, структурных ярусов, литолого-формационных, метасоматически измененных пород, металлометрической и шлиховой съемки, магнитной, гравитационной и радиометрической съемки, карт глубин становления интрузий, эрозийных срезов и др. Прогнозная карта явится обобщением имеющихся материалов по рудоносности Алтае-Саянской складчатой области и даст наглядное и объективное представление о закономерностях пространственного размещения редких металлов. По мере накопления новых материалов она будет пересоставляться и уточняться.

Прогнозная карта выполняется на восковке, что позволит совмещать её с другими вспомогательными картами. На ней показываются категории перспективных редкометалльных площадей, структурно-металлогенические зоны, рудные районы, узлы и рудные формации. При этом в основу берется следующее положение, что выделенные металлогенические категории обладают одинаковым характером тектонического, литологического и магматического развития и поэтому несут сходную минерализацию. Таким образом, прогнозная карта отразит металлогеническое районирование территории и даст наглядное размещение рудных редкометалльных формаций и их промышленных категорий. Поскольку рудные формации находятся в тесной генетической связи с магматическими комплексами, их можно объединить в рудные комплексы, например, саянский, сейбинский, сорский, калбинский и т.д.

В свое время С.С. Смирнов (1937) отмечал, что специфическое развитие на обширной территории месторождений определенного типа лучше всего может быть объяснено специализированным характером интрузий, и, что определенным магматическим комплексам отвечают и определенные комплексы минеральных месторождений (Смирнов, 1964). Такое пространственное совмещение рудных и магматических комплексов обусловлено их генетическими связями, что показано в работах П.Ф. Иванкина и др. (1961), В.А. Кузнецова, (1963) и др. Поскольку рудные комплексы тесно связаны с магматическими, то и металлогения рудных комплексов зависит от геотектонического размещения отдельных интрузивов, глубины их становления, особенностей состава вмещающих пород и т.д.

В настоящей работе рудная формация берется за основное металлогеническое звено на прогнозной карте. Однако среди геологов до сих пор нет четко установившегося её определения. Одни исследователи за основу выделения рудной формации берут содержание того или иного металла, другие - разделяют их по минералогическому признаку, третьи - объединяют генетический тип и рудную формацию, четвертые выделяют по геохимическому принципу и т.д. Реже выделяются рудные формации различные по генетическим особенностям, отношению к магматическим комплексам и к тектоническим структурам. Например, Д.И. Горжевский (1964) в выделении рудной формации большое внимание уделяет геологической среде, считая, что "месторождения одного и того же металла Fe, Cu, Sn и т.д. могут быть характерны для структурно-фациальных зон различного типа и характера, а конкретные рудные формации этого полезного ископаемого распространены в пределах только определенных структурно-фациальных зон". В большинстве случаев в основу выделения формации все же кладется признак устойчивой минеральной ассоциации, образующейся в сходных геологических условиях.

В других случаях геологи, стремясь более полно осветить известные минеральные ассоциации, прибегают к выделению многих семейств или рудных формаций, состав которых часто отражает стадийность единого рудного процесса, обусловленного тектоническими и физико-химическими условиями рудоотложения. Следует сказать, что рудная формация имеет более широкий смысл и обычно объединяет несколько стадий минерализации с генетически родственной и однотипной минерализацией. Она характеризует определенный металлогенический профиль рудных зон и районов. Характер рудных формаций меняется как в пространстве, так и во времени. Например, среди бериллиеворудных образований докембрийского возраста преобладают пегматитовые формации Северного Прибайкалья и В.Саяна, в нижнем и среднем палеозое наряду с пегматитовыми резко возрастает роль кварцево-жильных, в герцинское время господствуют кварцево-жильные, грейзеновые и скарновые. При этом, если следовать от Сибирской платформы на юго-запад, то роль молодых рудных формаций все возрастает, что, видимо, находится в соответствии с общим необратимым развитием земной коры. Отметим здесь, что под рудной формацией мы понимаем месторождения, обра-

зующиеся в сходной геологической обстановке независимо от времени их образования и имеющие постоянные минеральные ассоциации. Под последним понимаются минералы, образованные в близких физико-химических условиях, отражающих одну или несколько парагенетических ассоциаций с близкими минералого-геохимическими особенностями определенного периода эволюции состава минералообразующих растворов. Эти устойчивые минералы или группы минералов, близкие по составу и характеру соотношений с другими минералами и характеризуют рудные формации.

Последние в окончательном варианте прогнозной карты предполагается увязать с тектоническим режимом, геологической историей структурно-формационных зон и магматическими комплексами.

Анализ редкометалльных формаций в пределах однотипных пород показывает, что рудные формации теснейшим образом связаны между собой, что позволяет их объединять в рудные комплексы и группы формаций. Под рудным комплексом понимается совокупность рудных формаций, генетически связанных с определенным магматическим комплексом или формацией осадочных и метаморфических пород и обладающих при этом определенными чертами сходства. Родственные рудные формации объединяются в группы формаций. Редкометалльные формации различных групп четко отличаются свойственными им минеральными особенностями. При этом часто наблюдается преимущественное развитие одной какой-либо группы формаций в том или ином рудном районе. Например, пегматитовой, скарновой, грейзеновой и т.д.

Рудные формации показывают генетические, минералогические и геохимические особенности месторождений, в которых находит отражение и характер рудовмещающей массы. На прогнозной карте генезис формации будет показан определенной формой знака, состав их усложнением внутри значка, а величиной значка масштаб оруденения. Морфология рудных тел будет характеризоваться дополнительными обозначениями к основному знаку. Генетическая связь с рудным комплексом будет характеризоваться цветной контурной обводкой основного значка формации. Поскольку формации будут увязаны с интрузивными комплексами, на карте получит отражение и геологическая обстановка формирования месторождений. Примерная схема, по которой будут увязаны рудные формации приводится ниже:

Положение рудных комплексов в различных типах структурно-фациальных зон	Рудные комплексы	Рудные формации	Условный знак	Примеры месторождений
---	------------------	-----------------	---------------	-----------------------

В настоящем сообщении рассмотрим несколько подробнее только основные редкометалльные молибденовые, вольфрамовые и оловянные рудные формации Алтае-Саянской складчатой области, кратко указав их связь с тем или иным интрузивным комплексом.

Р е д к о м е т а л ь н о - р е д к о з е м е л ь н ы е м а г м а т и ч е с к и е ф о р м а ц и и

Магматическая группа формаций, связанная с аксессуориями в кислых гранитах

Известно, что редкие и рассеянные элементы имеются в любой магматической породе в том или ином количестве, но для их повышенной концентрации требуется определенное отличие от физико-химических свойств от таковых породообразующих элементов и, главным образом, Na, K, Mg, Ca, Al, Fe, Si, O, B. Поэтому магматические образования этой формации представлены обычно участками массивов изверженных пород, содержащих повышенные количества аксессуарных минералов. Однако, скопления редких элементов магматического происхождения в связи с гранитами для данной территории из-за их низкого содержания не представляют практического интереса.

Магматическая группа формаций, связанная с аксессуориями в щелочных породах

Эта группа формаций, в противоположность рассмотренной выше, уже представляет определенный интерес. Особого внимания в ней заслуживают нефелиновые сиениты Кузнецкого Алатау (Кия-Шалтырское месторождение) и Восточной Тувы (чикский комплекс), Восточ-

ного Саяна (лугагский комплекс), при переработке которых могут извлекаться все редкие и рассеянные элементы, заключенные в нефелине и в первую очередь гафний. Некоторый интерес представляют также рибекитовые граниты и гранит-порфиры, содержащие повышенные количества редких и редкоземельных элементов. Чаще всего это калиевые граниты, содержащие рибекит, гастингсит, эгирин или сиениты с аналогичными минералами. В пределах Горного Алтая щелочные породы известны в Айском массиве, содержащие шорломит, циркон и ниобаты; в Елиновском (циркон, пироклор, фергусонит); Аскатинском (малакон, флюорит, тантало-ниобаты); Майорском (ловчоррит?, циркон); Шебалинском (циркон, чевкенил); в басс. Игульмень (фергуссонит); в р-не Белухи (торит) и др.^ж

Эти массивы щелочных пород прорывают условно герцинские граниты и являются более молодыми. Типоморфными элементами щелочных пород Горного Алтая являются редкие земли, Nb, Ta, Zr, Th, U, Hf. Кроме Горного Алтая, циркониево-редкоземельное оруденение встречается в щелочном интрузивном комплексе Восточного и Западного Саянов и Восточной Туве. Оруденение представлено вкрапленностью циркона, монацита, перовскита и пироклора. В нефелиновых и щелочных сиенитах сангиленского интрузивного комплекса встречается повышенное содержание ниобия.

Редкометалльные пегматитовые формации

Редкометалльная пегматитовая группа формаций,
связанная с гранитами

Месторождения этой группы формаций до самого последнего времени являлись источником получения лития, бериллия, цезия, тантала, частично касситерита, ниобия и редких земель. Однако, неравномерное содержание металла и обычно прихотливая форма пегматитовых тел, а также небольшие размеры отрицательно сказывались на их отработке, в связи с чем они все больше вытесняются

^ж Рассматриваемая автором группа формаций относится к постмагматическим образованиям, так как рудная минерализация связана с процессами альбитизации и другими процессами (прим. ред.).

месторождения других генетических типов.

Пегматитовые тела Алтае-Саянской складчатой области в своем расположении обычно концентрируются в пегматитовые поля и рудные узлы, а последние объединяются в пегматитовые пояса. Такими пегматитовыми поясами являются Горно-Алтайский, Телецко-Чулышманский, Урикско-Ийский и Сангиленский. Пегматитовые пояса приурочиваются обычно к тектоническим нарушениям и характеризуются определенной, свойственной им минерализацией.

По М.А. Чурилину и М.И. Ивашовой в пределах Телецко-Чулышманского пояса выделяются Коныйское, Прителецкое, Чульчинское, Чейбак-Кольское, Кулашское, Марыкское, Богояшское, Курайское, Тонгулакское, Атур-Кольское пегматитовые поля. Пегматитовые поля связываются с гранитоидами предположительно герцинского возраста.

Горно-Алтайский пегматитовый пояс включает пегматиты, связанные с гранитами Белокурихинского, Саракокшинского, Талицкого, Тургусунского и Нарымского массивов, сложенные биотитовыми порфиоровидными, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами калбинского комплекса и плагиогранитами, гранитами и гнейсо-гранитами кубадринского комплекса. Пегматитовые тела располагаются в апикальных частях интрузивных тел или в зонах эндо- и экзоконтактов, образуя рудные узлы и поля. В северо-западной части Горного Алтая пегматитовые поля локализуются преимущественно среди массивов позднегерцинских гранитов. Среди них выделяются как жильные, так и фациальные разности, связанные постепенными переходами с вмещающими их гранитами. Пространственное их размещение определяется положением жильных тел интрузивных массивов. Обычно пегматиты локализуются в периферических зонах герцинских гранитов, реже во вмещающих породах и характеризуются небольшими размерами со слабо выраженной зональностью. Лишь в редких случаях, как это имеет место в пределах Белокурихинского и Тигирекского интрузивных массивов, пегматиты образуют четко выраженное зональное строение. Пегматиты имеют калинатровый состав и содержат берилл, колумбит, эвксенит и др. минералы. Отмеченные пегматиты не имеют самостоятельного промышленного значения и только в Белокурихинском и Тигирекском массивах с ними связаны рудные тела берилловой пегматитовой формации. Значительная часть пегматитов рассматриваемой территории относится к фациаль-

ным и связана постепенными переходами с вмещающими их гранитами. Пегматиты формируются как с гранитами главной фазы становления интрузива, так и с последующими лейкократовыми гранитами, аплитами и гранит-порфирами, при этом преимущественное развитие они получают с последними разностями.

В южной части Горного Алтая в пределах Тигерекско-Чуйской зоны смятия располагаются пегматитовые поля Южно-Чуйского и Катунского хребтов. По А.Н. Леонтьеву (1963) отдельные поля этих пегматитов и пегматитовых гранитов тяготеют к кулисообразно расположенным участкам биотито-роговообманковых гнейсов в полосе преобладающих кристаллических сланцев биотито-кварцевого состава. Большинство жил имеет следы огнейсования, а некоторые из них собраны в мелкие складки вместе с вмещающими гнейсами. Оруденение в них представлено редкоземельной минерализацией.

Таким образом, пегматиты проявились в большинстве массивов верхнепалеозойского возраста Горного Алтая, однако крупные скопления их известны лишь в северной части Чарышско-Теректинской структурно-формационной зоны, преимущественно в связи с после-складчатой формацией герцинских гранитов средних и малых глубин в Белокурихинском, Кольванском, Тигирекском, Талицком и других гранитных массивах. Редкометалльная минерализация представлена отдельными зернами берилла, ортита, поликразы, колумбита, танталита, циркона, монацита, эвксенита и касситерита. В зависимости от преобладания тех или иных парагенетических ассоциаций и выделяются редкометалльные формации — берилловая, колумбит-берилловая, эвксенит-танталит-редкоземельная и т.п., при этом, характерна смена касситерита и сподумена бериллом с примесью вольфрамита и молибденита с северо-востока на юго-запад от Сибирской платформы. Например, пегматитовые тела Белокурихинского массива содержат берилл, иногда колумбит и вольфрамит, но не несут сподумена, касситерита или содержат их в очень ограниченном количестве, зато Урикско-Ийские пегматиты, располагающиеся вблизи юго-западного края Сибирской платформы содержат их преимущественно.

Пегматитовые редкометалльные формации разобщены в пространстве и времени. Более древними являются касситеритовые и альбит-сподуменовые формации восточной части Алтае-Саянской горной

области. Пегматиты Восточного Саяна по С.П. Плешанову связаны с линейно вытянутыми зонами, контролируемыми трещинами скалывания (Урикское, Гольцеево, отчасти Окинское); с межпластовыми трещинами скольжения в зонах смятия метаморфических пород (Окинское, отчасти Белореченское, Бельское); с трещинами разрыва, приуроченными к ядру складки в месте перегиба основного антиклинала (Белореченское, Бельское, Студенческое). Наиболее распространены линзообразные тела, осложненные раздувами, пережимами и апофизами. Пегматитовые тела, приуроченные к сколовым трещинам имеют пластообразную форму и наиболее выдержаны по простиранию, нередко прослеживаясь на 400-600 м. Они представляют наибольший практический интерес. Состав пегматитов, по А.С. Назаровой и Г.П. Луговскому - плагиоклаз, микроклин, кварц, сподумен, альбит, берилл, касситерит, гранат, мусковит, апатит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, трифилит, литиофилит, танталит, колумбит, турмалин, хризоберилл, циртолит, фергусонит (?), амблигонит, лепидолит, бавенит (?), фенакит (?), ильменит, вилотенит (?), дюренит, лазурит (?), триплит (?), флюорит, онкозин, бертрандит, ортит, нигерит, молибденит, сиклерит, поролит, пурпурит, даяллит, виванит, монтмориллонит, скородит, родохрозит, торбернит, гипс и целситы.

Урикско-Ийские пегматиты характеризуются повышенным содержанием лития, бериллия, олова, тантала и ниобия, низкими - редких земель, цезия и циркония. Они объединяются в берилло-сподуменовые (Урикское поле), колумбито-сподумено-касситеритовые (Бельское), колумбито-берилловые (Окинское) формации. Пегматитовые жилы с касситеритом, сподуменом и колумбитом встречаются в связи с саянским гранитным комплексом (В.И. Павлинов, П.И. Шамес и др.). Наличие касситерита в пегматитовых телах саянской интрузии отмечается в бассейне р. Уды и других местах (Бельское сподумен-касситеритовое, Сайхан-Жилгинское берилл-касситеритовое и другие рудопроявления). По правому притоку р. Белой Тагны встречены колумбитоносные пегматиты среди белореченской свиты, генетически связанные также с саянским интрузивным комплексом. Особый интерес представляет альбит-сподуменовая пегматитовая формация, рудные тела которой приурочены к зоне нарушения, образуя четко выраженный пегматитовый пояс. К альбит-сподуменовой пегматитовой формации относится Белореченское литиево-танталовое

месторождение. Пегматитовые жилы в нем залегают в основном согласно с вмещающими андалузитовыми и кварц-биотитовыми сланцами большереченской свиты (Pt br) и связаны, видимо, с гранитами 2-й фазы саянского интрузивного комплекса (А.Г. Баянов и др., Е.Е. Федосеев). В жилах интенсивно развита альбитизация вплоть до образования альбититов. К этой же формации относится и Хэртэ-Жалгинское пегматитовое рудопроявление (А.С. Колтун).

Все редкометалльные пегматитовые формации Восточного Саяна локализируются в пределах узкого пояса протяженностью более 100 км и шириной, примерно, 3-5 км в непосредственной близости от Главного Саянского разлома. Редкометалльный пояс на юго-востоке начинается с участка Сарьдар и пегматитов Чертовогорского массива, далее прослеживается через Урикское месторождение и Хэртэ-Жалгинское рудопроявление к Белозиминскому месторождению.

К северу от Большереченского месторождения, по А.И. Таскину и Г.М. Гундобину, наблюдается резкое расширение пояса и образование двух новых ветвей: Гольцово-Тагнинской и Хунди-Гольской, Гольцово-Тагнинская ветвь приурочена к зоне передового разлома и прослеживается в северо-западном направлении. Хунди-Гольская ветвь контролируется зоной Главного Саянского разлома, вдоль которого вытянут одноименный массив.

В Западном Прибайкалье известны формации керамических пегматитов с редкоземельной минерализацией.

Редкометалльные пегматитовые формации также известны в юго-восточной Туве, где они образуют два пегматитовых пояса. По В.Г. Хрякину, С.П. Гавриловой и Н.С. Саисоновой, южный пояс ограничен северным крылом и восточным переклиналным замыканием качикского антиклинория, а северный пегматитовый пояс ограничен южным и западным крылом каргинской антиклинальной зоны. При этом, на севере Сангиленского нагорья редкометалльные пегматитовые формации пока обнаружены только в западной части каргинской антиклинальной зоны.

Редкометалльная пегматитовая группа формаций, связанная со щелочными породами

Пегматиты этой формации образуют жильные и линзообразные тела среди щелочных пород в Восточной Туве, на севере Кузнецкого Алатау и В.Саяна. Они слагаются нефелином, микроклином, щелочной роговой обманкой, биотитом, с примесью редкоземельных минералов, пироклора, циркона, эвдиалита, литиевой слюды, сфена, тантало-ниобатов и торита. Пегматитовые тела обычно не выходят за пределы материнских интрузий и их гибридных разновидностей.

Щелочные пегматиты, по данным И.А. Нечаевой, А.В. Ильина и В.М. Моралева, А.В. Григорьева и др., установлены в верховье реки Цоригин-гол-Црайган-гол с циртолитом, монацитом, гатчеттолитом, торитом, цирконом и др. минералами. Щелочные пегматиты с цирконом, торицирконом, ортитом, ксенотимом известны в Восточном Саяне в связи с лутакскими комплексом (Тагашетское, Боровское и др.).

В пегматитовых жилах щелочного состава Буланкульского массива (Кузнецкий Алатау) встречается вкрапленность оранжита, циркона, ксенотима, апатита и сфена, а в районе Тырдановского улуса в пегматитах имеется вкрапленность эвксенита, колумбита, ксенотима, монацита, торинита и сфена.

Эта группа формаций в Алтае-Саянской складчатой области развита слабо и пока не имеет практического интереса.

Р а н н и е э п и м а г м а т и ч е с к и е Ф о р м а ц и и

Формации бериллоносных апогранитов

Наличие вкрапленности берилла в герцинских гранитах Горного Алтая отмечается в работах А.В. Кривчикова, В.Г. Пентелькова, А.Н. Леонтьева, Ж.Д. Никольской, В.Г. Ребезова, Е.Ф. Котик и др., Н.И. Рафиенко, Я.А. Косалс и др. Метасоматические процессы с бериллиевым оруденением обычно здесь развиваются в апикальных частях интрузивных тел, с глубиной в них интенсивность рудоме-

метасоматического процесса резко падает. Такие участки с метасоматическим оруденением известны в Талицком, Белокурихинском, Убинно-Белореченском, Талово-Тургусунском, Таштузекском и др. массивах. При этом, интенсивность метасоматического изменения усиливается в участках тектонических нарушений, представленных обычно разломами и зонами повышенной трещиноватости, что отчетливо наблюдается в Талицком интрузивном массиве, где редкометальное оруденение приурочивается к тектоническим нарушениям восточной эндоконтактной зоны. Характерно и то, что на ранних стадиях метасоматического процесса идет широкое развитие по объему метасоматоза, а к началу гидротермального процесса метасоматические образования сосредотачиваются вдоль трещин, формируя жилы и оруденелые трещины. В настоящее время определенный практический интерес в Горном Алтае представляют участки с тонковкрапленным бериллом, известные в двуслюдяных, мусковитовых, аплитовидных гранитах и гранит-порфирах в связи с их альбитизацией и грейзенизацией. Берилл в них обычно сопровождается вольфрамитом и молибденитом.

Распределение берилла в гранитах неравномерное. Обычно выделяются небольшие тела 1-3, 3-5 м, обогащенные вкрапленностью берилла, чередующиеся с безрудными участками. Содержание берилла в альбитизированных разностях колеблется в пределах 0,1% и более, в мусковитовых 0,1-0,01-0,05%, в двуслюдяных гранитах, 0,01-0,001%, в аплитовидных гранитах и гранит-порфирах 0,001%, реже более, причем, в трещиноватых участках содержание берилла выше. Таким образом, увеличение содержания берилла в гранитах обязано трещиноватости, способствовавшей проникновению высокотемпературных растворов, влиявших в свою очередь на расширение метасоматических процессов.

Формация редкоземельных альбититов

Эта группа редкометальных формаций связана с щелочными и субщелочными гранитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами или вмещающими породами, превращенными в альбититы. Она проявляется в фациях эндоконтактов, участках разрывных нарушений и зонах трещиноватости в пределах Аскатинского, Элиновского, Майорского

и др. интрузивных массивов Горного Алтая, в массивах Восточного Саяна (Аржекайское, Казырское и Савинское рудопроявления) и Восточной Тувы (Улуг-Танзекское). Тантало-ниобиевое оруденение в метасоматических образованиях щелочных альбитизированных гранитоидов широко распространено на Чернореченском участке в многочисленных маломощных жильных телах (Майоровский массив). Содержание пятиоксида тантала в этих образованиях достигает 0,013%. В Коровихинском и Теремковском массивах также широко распространены альбитизированные граниты с минералами тантала и ниобия (эвксенит, колумбит). Широкое проявление формация редкоземельных альбититов имеет в Западном и Восточном Саянах. С массивами Казырского габбро-щелочного и лутагского щелочного комплексов Восточного Саяна интенсивно проявлена альбитизация с цирконий-редкоземельно-ниобиевым оруденением (Верхне-Манское). Кроме того, альбитизация проявлена в связи с огнитским гранитоидным комплексом.

Альбититы образуют небольшие участки или зоны в щелочных сиенитах Арысканского, Крыжинского, Березовского, Кинзелюкского и др. массивов, состоящие из альбита, незначительного количества кварца, микроклин-пертита, флюорита, астрофилита и др. В начале альбит образуется вокруг калиевого полевого шпата и плагиоклаза, затем процесс усиливается до полного их замещения. Первичный амфибол при этом замещается арфведсонитом, появляется игольчатый эгирин. Вдоль зон тектонических нарушений, альбитизация заходит настолько далеко, что образуются метасоматические альбититы. Автометасоматическое изменение заканчивается окварцеванием и флюоритизацией, реже турмалинизацией (Савинское рудопроявление). Из редких и редкоземельных минералов в щелочных метасоматитах устанавливается циркон, циртолит, торит, уранинит, иттриалит, фергусонит, пирохлор, чевкинит, монацит, ортит, анатаз, сфен, апатит, эвксенит, рутил, ксенотим, колумбит, а также флюорит. Как правило, редкие земли и иттрий образуются в породах бедных кальцием. В верховьях р. Жин-Хем (Тува), по И.А. Нечаевой, щелочные и альбитизированные аляскитовые граниты содержат циртолит 118 г/т, флюорит 370 г/т, монацит 6 г/т, знаки теддита, оранжита, циркона 1344 г/т, колумбита 530 г/т, эвксенита-поликраза 160 г/т, пирохлора 130 г/т. В верховьях р. Левое Ко

(В.Саян) в аплитовидных гранитах и кварцевых сиенитах нижнепалеозойского возраста широким распространением, по данным Туманова А.Е., пользуется пироклор.

Комплексная молибдено-редкоземельная минерализация в альбититах выявлена в Кара-Адырском месторождении (по правому притоку р. Сальбельдер). Месторождение, по И.А. Нечаевой и М.А. Жукову, расположено в приконтактной зоне массива нефелиновых и щелочных сиенитов, залегающих в мраморах нижнекартысской (Pt_2 *cr*) подsvиты. На месторождении выделяется крупное линзовидное тело, по И.А. Нечаевой караадыриты, среди которых встречаются нефелинсодержащие разности. Линзовидное тело сложено белыми существенно альбититовыми породами и окружено мелкозернистыми калиево-полевошпатовыми альбитизированными породами с рассеянной вкрапленностью молибденита и магнетита. В альбититах установлены флюорит, циркон, галенит, ловчоррит, торидит, гатчетолит, халькопирит, сфен, апатит, пирит, пирротин, ильменит, шеелит и сфалерит. При этом, редкоземельное оруденение приурочено в основном к тем альбититам, которые содержат эгирин, авгит, щелочной амфибол, биотит, нефелин и кварц. Химическими анализами устанавливается содержание редких земель в белых альбититах 0 - 0,54%. Редкоземельное оруденение обычно интенсивнее проявлено в участках наибольшего развития альбитизации. Определенный интерес представляет эта формация для восточной части Алтае-Саянской складчатой области, где широко развиты щелочные породы (кара-адырский, чикский, лутагский, огнитский интрузивные комплексы).

В альбититах, генетически связанных с массивами щелочных гранитов, обычно развиты титано- и тантало-ниобаты: фергуссонит, эвксенит, приорит, пироклор и др. (Арыкское месторождение). В альбититах, образованных по щелочным нефелиновым сиенитам, интенсивнее развивается пироклор и бритолизит.

Определенный интерес представляют альбитизированные и флюоритизированные девонские эффузивы быскарской и имирской свит Восточного Саяна на бертрандитовое оруденение, а также альбитизированные и амазонитизированные щелочные граниты Партагальского массива, приуроченного к стыку Уйбатско-Сорской и Тамалыкско-Юлинской структурно-металлогенетических зон (Кузнецкого Алатау).

Метасоматически измененные породы с рибекитом встречаются в виде небольших тел как в центральной, так и в краевой части массивов, к которым приурочено редкоземельное пироклор-циртолитовое оруденение. Небезынтересны щелочные породы Тырданова улуса (восточный склон Кузнецкого Алатау), подвергшиеся интенсивному щелочному метасоматозу — нефелинизации, альбитизации и эгеринизации. В них появляется щелочной амфибол и редкоземельное оруденение.

В северо-западной части Кузнецкого Алатау в последние годы обнаружены штокообразные тела альбитизированных щелочных гранитов позднедевонского интрузивного комплекса с танталом, ниобием, бериллием, редкими землями и торием (Кундусульский и Мало-Таскыльский штоки).

Все это свидетельствует о том, что формация редкоземельных альбититов широко проявилась на юге Сибири и представляет несомненный интерес.

Карбонатитовая редкоземельная формация

В пределах рассматриваемой территории карбонатитовые редкоземельные месторождения выявлены в восточной её части: Горной Шории и Восточном Саяне. Близкое к карбонатитам оруденение известно на восточном склоне Кузнецкого Алатау в районе Бородинского радиоактивационного участка, содержащего фосфаты редких земель.

Известно, что все карбонатитовые месторождения Восточной Сибири располагаются в зонах крупных региональных разломов или вдоль стыков древних разновозрастных образований, в участках проявления щелочных и ультраосновных пород. В настоящее время в Восточном Саяне известно четыре карбонатитовых массива ультраосновных щелочных пород: Белозиминский, Большетагнинский, Среднезиминский и Жидойский, из которых наибольший интерес представляет Белозиминский массив, приуроченный к региональной зоне разлома северо-западного простираения вдоль контакта кварцито-сланцевой свиты верхнего протерозоя и песчаниково-конгломератовой свиты нижнего кембрия, залегающей в узкой грабен-синклинали. Сложен массив пироксенитами, щелочными пироксенитами, мельтейгит —

ийолит-уртитами, нефелиновыми сиенитами. Карбонатиты Восточного Саяна детально изучены Ю.Б. Лавреневым, Л.К. Пожарицкой, Н.И. Любимовым, В.И. Морозовым, А.А. Фроловым и др. Они занимают центральную часть массива в виде штока, а также образуют кольцевую систему жил вокруг него, представляя сложную систему карбонатных жил и прожилков, между которыми силикатная часть метасоматически изменена в существенную карбонатную. Состав карбонатитовых образований: кальцит, авгит-эгирин-авгит, апатит, титаномагнетит, оливин, флогопит, амфибол, фтор-apatит, анкерит, магнетит, пирротин, пирит, пирохлор, монацит, бастнезит, колумбит, паризит, альбит, эпидот, крокидолит, гематит, флюорит, сфалерит, кварц. По Л.К. Пожарицкой, образование карбонатитов происходило в три стадии: в первую произошло образование кальцитовых жил и прожилков с обильным проявлением кальциевого метасоматоза; во вторую происходит железо-магниевый метасоматоз и в третью - перекристаллизация образованных ранее карбонатитов с развитием в них карбонатов и фосфатов редких земель.

Из всех карбонатитовых месторождений Белозиминское является уникальным по содержанию редких земель. Другие, имея много общего с Белозиминским, резко уступают ему, как по масштабам оруденения, так и по содержанию редкоземельных элементов.

Большетагнинский массив расположен на северо-восточном продолжении той же зоны разломов, что и Белозиминский, в 12 км от последнего. Массив имеет также концентрически зональное строение. Центральная часть сложена карбонатитами, периферическая - ийолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами. Большую роль играют жилы пикритовых порфириров - альнеитов, достигающие десятков метров мощности и значительного протяжения.

Среди карбонатитов выделяются крупнозернистые порфирировидные разности, обогащенные гематитом (до 30%), иногда до карбонат-гематитовых руд (70-80% гематита). Пирохлоровое оруденение в них приурочено к узко локальным зонам с высоким содержанием ниобия.

Среднезиминский массив приурочен к разлому близко параллельному Главной зоне разлома, контролирующей Белозиминский и Большетагнинский массивы и представляет собой переслаивание жил канкринитовых сиенитов, карбонатитов и реликтов сланцев далдарминской свиты. Характерным для него является широкое развитие

канкринитовых сиенитов. Карбонатиты слагаются кальцитовыми и сидерит-анкеритовыми разностями. Оруденение незначительное, представлено пирохлором с участием гатчеттолита. Канкринитовые сиениты обогащены цирконом.

Жидойский массив расположен в зоне тектонического нарушения краевой части Сибирской платформы. По А.А. Коневу массив залегает среди биотитовых и пироксен-биотитовых гнейсов и состоит из пироксенитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов. Карбонатиты и нефелиновые сиениты встречаются и за пределами массива в радиусе до 1,5 км. Состав карбонатитов: кальцит, апатит, пироксен, бастнезит.

Близкое к карбонатитам, по данным Е.А. Шнейдера, М.А. Елисеева и Н.Л. Сапронова, известно Лево-Четское рудопроявление редких земель в В.Саяне, расположенное в среднем течении одноименной речки и приуроченное к зоне дробления красных гранитов лугагского комплекса (Д₂). Граниты здесь метасоматически изменены и состоят из белого и розового кальцита и красного полевого шпата. В зоне дробления отмечается интенсивная гематитизация встречаются вкрапленники галенита, халькопирита, а по трещинам в гранитах — слабо радиоактивная землистая порода (до 50 мкр/ч). Спектральным анализом устанавливается присутствие иттрия, лантана, тория, урана, мышьяка, свинца и молибдена.

Скарновые формации

Месторождения скарновых формаций довольно широко распространены в Алтае-Саянской складчатой области. По составу они разделяются на две большие группы: магнезиально-скарновую и известково-скарновую. Магнезиально-скарновая группа формаций в основном характеризуется магнетитовыми и боратовыми рудами. Редкие элементы для неё не характерны и обнаруживаются в рудах как примеси, в связи с чем здесь она не рассматривается.

Известково-скарновая группа формаций

Месторождения известково-скарновой группы формаций играют важную роль в рудном балансе рассматриваемой территории. С ними связаны крупные промышленные месторождения шеелита восточного

склона Кузнецкого Алатау, а также многие месторождения и рудопроявления молибдена, меди, полиметаллов и др. в Восточном Саяне, Горном Алтае и Горной Шории. Скарновые тела образуются как непосредственно в зоне контакта между интрузивной и вмещающей породой, что хорошо видно в районе Уленьского и Туимского рудных узлов, так и во вмещающих породах, где они приурочены к слоистости, рассланцовке, прослойкам известняков среди сланцевой толщи и тектоническим нарушениям (Уйбатское, Перевалочное и др.). Скарны в этом случае имеют форму пластообразных залежей, линз и линейно-вытянутых тел. В небольших количествах скарны образуются в интрузивных породах, приурочиваясь к трещинам отдельности, тектоническим нарушениям, а также мелким трещинам, способствовавшим развитию широкого фронта метасоматических процессов (Лафиринское, Инейское и др.). Минеральный состав скарновых тел разнообразен. Однако, основными минералами их являются гранат и пироксен, реже скаполит, волластонит и везувиан.

Парагенетические ассоциации скарновых минералов, а также их количественные отношения позволяют выделить следующие типы скарнов: пироксеновый, гранатовый, пироксен-гранатовый, скаполитовый, гранат-волластонитовый, везувиановый, везувиан-гранатовый и др. В зависимости от преобладания того или иного рудного компонента выделяются известково-скарновые шеелитовая, молибденитовая, шеелито-молибденитовая, редкометалльная и др. формации. Очень характерно низкое содержание в них рассеянных и редкоземельных элементов. Наибольший интерес для рассматриваемой территории представляет формация шеелитоносных скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау и Горного Алтая.

Формация лейкофансодержащих флюоритовых залежей^{х)}

Формация лейкофансодержащих флюоритовых залежей известна на стыке Восточного и Западного Саянов на левом берегу р. Казыр.

^{х)} Как видно из описания, флюорит-лейкофановая минерализация проявляется самостоятельно и связана с альбитизацией. Она накладывается на скарны и имеет много общего с нижеописанной слюдисто-флюорит-кварцевой формацией гельвиноносных апокарбонатных грейзенов. (Прим. ред.).

Рудопоявления приурочены к контакту известняков овсянниковской свиты (Pt₃ov) с массивами рибекитовых гранитов окуневского (сейбинского) интрузивного комплекса (γ Pz₃). Последние состоят из микроклин-пертита, кварца, рибекита, иногда, эгирин-авгита и аксессуарных минералов: циркона, флюорита и магнетита. Постмагматическими процессами граниты интенсивно альбитизированы, особенно вдоль многочисленных тектонических трещин. Кроме того, в эндоконтактах массива обнаружены зоны эльпидитизации (Е.А. Шнейдер, Б.П. Зубкус, Н.Л. Сопронов).

Бериллиевая минерализация (по Р.Г. Жданову и Ю.И. Шеломову) приурочена к флюоритовым залежам и флюоритсодержащим скарнам (скаполитового, волластонитового, диопсидового, пироксен-амфиболового и гранатового составов). Рудные тела имеют неправильную линзовидную и жилкообразную форму. Мощность их изменяется в пределах 0,2-5,2 м; длина по простиранию 6-53 м. Количество флюорита в жилах и скарнах колеблется от 36, 27 до 64,02%, а во флюоритсодержащих скарнах от 0,5 до 19,41%. Основным бериллиевым минералом является лейкофан, содержание которого в породе меняется от I до 12%, из других минералов встречаются гельвин, гентгельвин и даналит. Содержание окиси бериллия, по данным бороздовых проб, 0,08-2,24%, при среднем из 69-0,35%. Во флюоритсодержащих скарнах окись бериллия составляет 0,005-1%. Кроме бериллия, в пределах этого месторождения, известны пирротин-галенитовые залежи, циркониевая редкоземельная и ториевая минерализации. Циркониевая минерализация приурочена к зонам дробления рибекитовых гранитов и связана с эльпидитом. Мощность зон достигает 30 м, простирание 400 м. Эльпидит распределен достаточно равномерно, содержание его I-20%. Содержание ZrO₂ колеблется от 0,01 до 0,6%.

Редкоземельная и ториевая минерализация приурочена к флюоритовым телам Окуневского месторождения, что ещё больше повышает ценность этой формации. Рудные минералы представлены бритолитом, торинитом, оранжитом и иттрофлюоритом. Кроме того, флюоритовые тела содержат повышенные количества ниобия, тория, иттербия и лантана. Содержание суммы окислов редких земель, по химанализам бороздовых проб, составляет 0,05-10,52%, при этом окиси церия 0,11-3,66%, а суммы окислов иттриевой группы 0,24-

2,78%. В целом, редкие земли иттриевой группы для этого месторождения преобладают над цериевой в 1,5-2 раза.

Второе рудопроявление этой формации Сухой Лог находится на правом берегу р. Казыра в 3 км к СВ от Окуневского месторождения на продолжении рудной зоны в пределах Копско-Окуневского тектонического нарушения субширотного простирания. Рудопроявление, по Р.Г. Яданову, приурочено к контакту небольшого массива рибекитовых гранитов с известняками и сланцами верхнего протерозоя и представлено 8 небольшими залежами флюорита и флюоритизированных скарнов с лейкофаном, мощностью 0,3-7 м. Содержание окиси бериллия 0,048-0,7%. Редкие земли содержатся в небольших количествах, сумма их не превышает 0,8%.

Г р е й з е н о в а я ф о р м а ц и я

Слюдисто-флюорито-кварцевая формация гельвиноносных апокарбонатных грейзенов

В процессе метасоматического преобразования скарнов, роговиков и известняков Белорецкого месторождения (Западный участок) происходит образование характерных флюорит-слюдистых, слюдисто-флюорито-полевошпатовых и кварц-флюоритовых жил с гельвином, пиритом, халькопиритом, пирротинном, шеелитом, галенитом и сфалеритом, редко бериллом. (Я.А. Косалс, 1959, 1964). Эта своеобразная редкометальная минерализация является наложенной на скарны и во времени сопряжена с образованием грейзеновых и кварцево-жильных тел с бериллом в альбитизированных и грейзенизированных гранитах. Бериллий здесь привносился в зоны апокарбонатных грейзенов, отлагаясь в виде гельвина, реже берилла в апокарбонатных жильных выполнениях и особенно флюорито-слюдистых и слюдисто-флюорито-кварцевых прожилках. Длина жильных тел очень незначительная 5-20 м; мощность их 0,01-0,2 м. Главный рудный минерал - гельвин встречается в виде вкрапленности, маломощных прожилков, прожилковых скоплений, линз и гнезд по всей массе жил размером от долей мм до десятка сантиметров. Сульфиды, ассоциирующие с ним, являются тоже поздними и секут все жильные минералы. Фтор, как основной компонент редкометальных прожилков

привносился в огромных количествах, о чем свидетельствует наличие флюорита, иногда слагающего половину прожилков.

Редкометалльная грейзеновая группа формаций связанная с гранитоидами

Грейзены и грейзенизированные породы с редкометалльным оруденением широко известны в Горном Алтае — в Калгутинском, Талицком, Белокурихинском, Убино-Белореченском; в Кузнецком Алатау — Саралинском; в В.Саяне — Бuedжyльском и др. массивах. Оруденение в них преимущественно берилловое с примесью тантало-ниобатов, молибденита и вольфрамитa приурочено к линейно-вытянутым зонам дробления и трещиноватости, в участках пересечения с тектоническими структурами иных направлений. Степень грейзенизации на различных участках самая различная от еле заметной грейзеновой слюдки, до типичных грейзеновых тел с флюоритом, топазом, бериллом и др. редкими минералами. Подобный грейзеновый шток можно видеть на Калгутинском, Курановском и других месторождениях. Грейзеновые тела чаще всего находятся в тесной взаимосвязи с кварцево-рудными жилами. В этих случаях они образуют оторочки около кварцевых жил, являясь по составу кварцево-мусковитовыми. Мощность околожилных грейзенов обычно 0,3—1 м, редко более. Околожилные грейзены, как и грейзеновые тела, постепенно переходят в грейзенизированные и неизменные граниты. Мощность грейзенов не является постоянной и, обычно, не зависит от мощности жил. Околожилные грейзены развиваются почти на всех молибдено-вольфрамо-бериллиевых месторождениях. Берилл в грейзенах и грейзенизированных гранитах представлен светло-желтыми мелкопризматическими кристаллами гексагональной формы или их сростками, развивающимися по трещинам основного кварц-полевошпатового минерального вещества. В околожилных грейзенах берилл располагается обычно перпендикулярно стенкам трещин, образуя так называемые берилловые "щетки" (Каракольское месторождение). Помимо берилла, околожилные грейзены содержат молибденит, вольфрамит, иногда тантало-ниобаты. Содержание бериллия в грейзенах колеблется от тысячных до сотых долей процента. Следует заметить, что грейзены и грейзенизированные породы интенсивно развиваются

по кислым разностям гранитов конечных фаз становления интрузий в сютхольском, джойском, огнитском, сорском и калбинском интрузивных комплексах.

Широкое распространение грейзеновой формации с редкометальным оруденением отмечается в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в связи с тыгертышским и буюджульским интрузивными комплексами в районах Улень-Туимского, Ипчульского, Пухтаскыльского, Саралинского и других массивов, сложенных адамеллитами, биотитовыми и аляскитовыми гранитами.

Г и д р о т е р м а л ь н ы е ф о р м а ц и и

Гидротермальная группа формаций, связанная с гранитоидами, является самой распространенной на территории Алтае-Саянской складчатой области, и почти все известные промышленные месторождения относятся именно к ней. В возрастном отношении здесь встречаются месторождения, приуроченные как к докембрийскому, так и к салаирскому, каледонскому и герцинскому возрастам. В температурном отношении их можно отнести к высоко-, средне- и низкотемпературным рудным образованиям. Основной формой рудных тел являются жилы, реже встречаются штокверки, прожилково-вкрапленные зоны и залежи. Рудные тела обычно слагаются кварцем, полевым шпатом, кальцитом, флюоритом, турмалином, бериллом, вольфрамитом, шеелитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, магнетитом, касситеритом, золотом и др. В зависимости от преобладания той или иной минеральной ассоциации и выделяются рудные формации: берилловая, берилл-молибденит-вольфрамитовая, молибденитовая, шеелитовая, золото-шеелитовая, молибденит-халькопиритовая, сульфидно-касситеритовая, карбонатно-редкоземельная, шеелитоносных кварцитов и т.д. В отдельных рудных полях (Казандинское, Белорецкое и др.) намечается смена формаций с бериллием, вольфрамом, молибденом и полиметаллами в пространстве и во времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог фактическому материалу по рудным формациям, можно сказать о существовании специализированных магматических комплексов, часть из которых является редкометаллоносными. При этом, отмечается повышенная редкометалльная рудоносность интрузивных комплексов, приуроченных к заключительным этапам развития тектоно-магматических циклов, в которых максимальная концентрация месторождений приурочивается чаще к тем интрузивным комплексам, которые располагаются в зонах стыков различных структурных элементов.

Геохимическая специализация магматических комплексов является, по-видимому, следствием гетерогенности и строения отдельных регионов области, проявленной в пространстве и времени. Но все интрузивные комплексы гранитоидов, одного или разных тектонических циклов в одинаковой мере рудоносны. Бериллий-молибдено-вольфрамо-висмутовая минерализация Горного Алтая обязана своим существованием — преимущественно специализированному калбинскому комплексу, медно-молибдено-вольфрамовая минерализация Кузнецкого Алатау тыгертышскому и сорскому, молибдено-вольфрамовая минерализация Восточного Саяна — ольховскому, буюдзульскому и огнитскому, редкометалльная минерализация Западного Прибайкалья ирельскому, Западного Саяна — джойскому, редкоземельная Тувы — таннуольскому, сютхольскому интрузивным комплексам и т.д. Приуроченность редкометалльного оруденения в отмеченных регионах к определенным интрузивным комплексам свидетельствует и о геохимической среде магнообразования. При этом оловянные, вольфрамовые и молибденовые месторождения обычно связываются с гранитоидами повышенной основности, а редкометалльно-редкоземельные с лейкократовыми и кислыми гранитами, в которых степень геохимической специализации увеличивается от более древних к молодым интрузивным комплексам. Геохимическое своеобразие отдельных регионов находит свое отличие не только в основном металлогениче-

ском облике рудных районов, но и в составе элементов-примесей и в аксессуарных минералах. Например, флюориты Горного Алтая, по В.В. Ляховичу, содержат элементы цериевой группы, а Тувы иттриевой. Цирконы Горного Алтая отличаются от Восточно-Саянских отсутствием цериевых редких земель. С другой стороны ряд элементов, определяющих геохимический облик региона, является проходящим через все магматические комплексы, как бериллий для Горного Алтая, или только характерным для определенного возраста интрузивов, как например, молибден халькопирит-молибденитовой формации, который не известен в докембрии Восточного Саяна и широко распространен в каледонских и герцинских интрузивах Кузнецкого Алатау и Горного Алтая.

Это обусловлено, по-видимому, как химизмом сиала, в котором возникла палингенная гранитная магма, так и дифференциацией магматического расплава, в результате чего апикальные части обогащаются легколетучими компонентами такими как Be, Li, Mo, W, U, Th, F, что в конечном счете приводит к образованию месторождений этих металлов. Процессы такой эманационной дифференциации широко распространены в калбинских гранитоидах Горного Алтая, тыгертшских-Кузнецкого Алатау, сютхольских-Тувы, где накопление редких элементов отчетливо повышается в конечных фазах сложных батолитовых массивов, когда образуются мелкозернистые лейкократовые граниты, фациальные пегматиты, участки с миароловыми текстурами, выделяются акцессории, т.е. происходит перемещение легколетучих компонентов, а вместе с ними и рудного вещества. Градиент специализации повышается очень сильно, например, для бериллия в 5-10 раз. Очень характерна для всей территории повсеместная связь редкоземельной минерализации с мелкими щелочными массивами (Тува, Саяны, Горный Алтай), формирующимися в конце складчатости. Особое значение в распределении редкометалльного оруденения оказывает и структурная обстановка территории. Большинство из выявленных редкометалльных формаций приурочивается к зонам сочленения разновозрастных структур, таких как Сибирская платформа и Урикско-Ийский грабен, Дербинский антиклинорий и Казыр-Кизирский синклиний, Бийско-Катунская, Уйменно-Лебедская и Телецкая структурно-формационные зоны и т.д. В отдельных случаях намечается четкая приуроченность редкометалль-

ных рудных формаций к зонам активизации и сочленения межгорных прогибов (восточная часть) или геосинклинальным поднятиям (западная часть территории). Несомненный интерес для металлогении рассматриваемой территории представляют и поперечные к геологическим структурам дизъюнктивы нарушения, в В.Саяне, Кузнецком Алатау, Г.Алтае, не нашедшие ещё должного отражения в литературе, но играющие, по-видимому, исключительно важную роль. Все это свидетельствует, что образование месторождений определенных формаций или групп формаций тесно связано с осадконакоплением, магматизмом, тектонической структурой и метаморфизмом. Поскольку развитие подвижных зон Алтае-Саянской складчатой области происходило одновременно и неодинаково на всей территории, то уже в самом зарождении геосинклинали возникли участки различной подвижности (Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Горный Алтай) и различной металлогенической специализации, которые в дальнейшем оформились в виде определенных металлогенических зон и рудных районов с характерными для них рудными формациями.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абдуллаев Х.М. - О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. Сов. геология, № 5, 1960.
- Абдуллаев Х.М. - Принципы выделения структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов. Узб. геол. журнал, № 4, 1961.
- Бетехтин А.Г. - Понятие о парагенезисе минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949.
- Бетехтин А.Г. - Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Зап. Всес. мин.общ. вторая серия, ч. 80, вып. 2, 1951.
- Бетехтин А.Г. - О минераграфии. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1945.

- Бетехтин А.Г. - О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд. АН СССР, 1953.
- Билибин Ю.А. - Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданович К.И. - Рудные месторождения. С-Пб, т. I, 1912.
- Булытников А.Я. - Золоторудные формации и золоторудные провинции Алтае-Саянской горной области. Тр. Томского Гос. ун-та, т. 102, 1948.
- Вольфсон Ф.И. - Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат. 1962.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.И. - Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Недра, 1965.
- Горжевский Д.И. - О металлогеническом значении рудных формаций. Геол. рудных месторожд., т. 6, № 6, 1964.
- Захаров Е.Е. - К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1953.
- Захаров Е.Е. - О некоторых закономерностях в регионально-геологическом размещении руд черных и цветных металлов. В кн.: "Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых". Изд. АН СССР, т. I" 1958.
- Захаров Е.Е. - Опыт металлогенического районирования Европы. В кн. "Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых". Изд. АН СССР, т. 2, 1959.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В. - О металлогенических типах эндогенного оруденения на Рудном Алтае. Изд. АН СССР, 1960 (Тр. Алт. ин-та АН Каз. ССР, сб. УШ).
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузубный В.С. - Рудные формации Рудного Алтая. Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1961.

- Константинов Р.М. - О грейзеновом типе оловянного оруденения в экзоконтактах гранитов и жил в Восточном Забайкалье. Госгеолтехиздат. Тр. МГРИ, т. 28, 1955.
- Константинов Р.М. - Изучение эндогенных рудных месторождений при крупномасштабных металлогенических исследованиях. В кн. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов". Недра, 1965.
- Константинов Р.М. - Некоторые вопросы изучения эндогенных рудных формаций при металлогенических исследованиях. В кн. "Вопросы металлогении". Недра, 1965. (Межд. геол. конгресс, 22 сессия. Доклады сов. геологов, проблема 16).
- Костин Н.В., Петрова Е.А. - Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометальной минерализацией. Тр. ВИМС "Минеральное сырье, вып. I, 1960.
- Кузнецов В.А. - Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. В кн. "Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая", 1963.
- Лабазин Г.С. - Рудные комплексы и типы эндогенных месторождений подвижных зон и их распределение в ходе геологического развития этих зон. Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. 1957.
- Леонтьев А.Н. - Пегматитолокализирующие структуры и зональность одного из полей редкометальных пегматитов. Тр. ИМГРЭ, вып. 16, 1963.
- Магакъян И.Т. - Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. Всес. мин. общ-ва, 2-я серия, вып. 4, 1950.
- Материиков М.П. - Генетические группы и формации оловянных месторождений. Сов. геология. № II, 1964.

- Нехорошев В.П. - Проявление каледонской орогении на Алтае. В кн. "Каледонская орогения". Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгресса, проблема 19, Изд. АН СССР, 1960.
- Никольская Ж.Д., Попов В.Е., Трофимов В.А. - История тектонического развития и районирования Горного Алтая. Матер. по геол. и пол. ископ. Алтай и Казахстана, Л., 1963.
- Петровская Н.В., - Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР. МГК XXI сессия. Проблема 16. Генетические проблемы руд. Госгеолтех - издат, 1960.
- Радкевич Е.А. - Генетические типы касситеритово-сульфидных месторождений. Тр. ИГН, вып. 134, 1952.
- Смирнов С.С. - Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. ИАН СССР, сер. геол., № 5, 1937.
- Смирнов С.С. - Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1964.
- Татаринов П.М. - Условия образования месторождений рудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
- Татаринов П.М., Магакьян И.Г. - Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. Всес. мин. общ-ва, 1949.
- Томсон И.Н., Константинов Р.М. - О соотношениях между рудными формациями на примере некоторых рудных районов Тихоокеанского рудного пояса. Геол. рудн. м-ний., № 4, 1961.
- Усов М.А. - Краткий курс рудных месторождений. Изд. Кубуч, Томск, 1933.
- Шаталов Е.Т. - Некоторые предложения о принципах классификации рудоносных площадей. Узб. геол. журнал, № 6, 1961.
- Шаталов Е.Т., Орлова А.В., Яблоков К.В., Дюков А.И., Томсон И.Н. - Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Недра, 1964.

- Шахов Ф.Н. - Принципы систематики эндогенных рудных месторождений. Геология и геофизика, № 10, 1962.
- Шахов Ф.Н. - Геология жильных месторождений. Изд-во - Недра", 1964.
- Шнейдерхен Г. - Рудные месторождения. Изд-во иностр. литерат. 1958.
- Щербаков Д.И. - Принципы и методы составления металлогенических карт. Сов. геология, № 5, 1945.
- Эммонс В. - Отношение металлогенических жильных систем к массивам изверженных пород. Гос. геол.разв. Изд. 1933.
- Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов, представленные на первую сессию Совета по теории образования и размещения эндогенных рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1964.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ
И ГРАНИТОВ НА ОСНОВЕ ИХ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ
(на примере месторождения Восточного Забайкалья и Саяна)

Технологические исследования руд представляют обязательный этап в процессе разведки месторождений. Эффективность обогащения и металлургической переработки руд теми или иными методами определяется технологическими свойствами руд, которые теснейшим образом связаны с условиями их образования, вещественным составом, текстурно-структурными особенностями, морфологией рудных тел и т.д.

Следовательно, положив в основу геолого-минералогические факторы, определяющие технологию обогащения в процессе разведки месторождений, можно выделять технологические типы руд и закономерности их распределения. Это позволяет наиболее правильно направлять технологические исследования и производить подсчет запасов по типам руд, что в свою очередь облегчает технико-экономическую оценку и последующее проектирование горнодобывающего предприятия.

В данной статье сделана попытка выявить главные геолого-минералогические факторы, определяющие технологические типы редкометалльных руд на примере изучения редкометалльных пегматитов и гранитов Восточного Забайкалья и Саяна.

В заключение даются некоторые рекомендации по изучению руд для целей их технологической типизации.

В Восточно-Саянской и Восточно-Забайкальской редкометалльных провинциях широкое распространение получили редкометалльные пегматиты: литиевые, бериллиевые, ниобиево-танталовые, оловянные и др. Изучаемые Иргиредметом пегматитовые месторождения в своем геологическом строении, морфологии пегматитовых тел и их вещественном составе имеют наряду с отличиями и много общих принципиальных черт.

Прежде всего следует отметить, что редкометалльные пегматиты приурочены к областям сочленения разноподвижных участков земной коры, имеющих различное геологическое строение и историю своего развития. Так, в Восточном Забайкалье (табл. I) Кулундинское, Чалотское и Андриановское месторождения располагаются в нижнеюрских песчаниково-сланцевых отложениях вблизи восточной и юго-восточной окраины Агинского срединного массива.

Редкометалльные пегматиты Восточного Саяна приурочены к грабену, сложенному верхнепротерозойскими и, в меньшей мере, нижнепалеозойскими породами. Грабен, являющийся региональной пегматитоконтролирующей структурой, вытянут в северо-западном направлении и расположен среди архейских интенсивно метаморфизованных пород. В пределах его расположены Белореченское, Бельское, Урикское, Гольцовое месторождения и ряд рудопроявлений редкометалльных пегматитов. Вмещающими породами редкометалльных пегматитов Белореченского, Бельского и Гольцового месторождений являются сланцы. По составу сланцы довольно разнообразны, отмечаются кварцево-биотитовые, двуслюдистые, андалузито-биотитовые, гранато-биотитовые, кварцево-хлорито-биотитовые и др. Вмещающими породами редкометалльных пегматитов Урикского месторождения являются амфиболиты и, в меньшей мере, различного состава сланцы.

Материнские пегматитоносные интрузии представлены биотитовыми, реже биотитово-роговообманковыми гранитами. При этом в ряде месторождений (в частности, на Кулундинском и Чалотском) устанавливается тесное петрохимическое и генетическое родство всех магматических продуктов пегматитоносной интрузии и определенная последовательность в её становлении: штоки биотитовых и биотитово-роговообманковых гранитов, дайкообразные тела лейкократовых (гранитово-мусковитовых) мелкозернистых гранитов, редкометалльных пегматитов, аплитов и кварцевых тел.

Возраст пегматитоносной интрузии в Восточном Забайкалье установлен как посленижнеюрский (прорывает нижнюю юру), а в Восточном Саяне устанавливается только её нижняя возрастная граница — верхний протерозой.

На месторождениях, как правило, отмечается большое количество пегматитовых жил, достигающих 25-250. По морфологии и условиям залегания пегматитовые жилы характеризуются большим раз-

нообразиям, зависящим от пегматито-вмещающих полостей, которые приурочиваются к трещинам скалывания, отрыва, кливажа, отслоения и нередко их комбинаций.

Размеры пегматитовых тел различные. По простиранию отдельные пегматитовые тела прослеживаются до 1000 м, а их группы (жилные зоны) до 3000 м. Мощность колеблется от 0,5 до 8-12 и более метров.

В пегматитах выделяются следующие структуры первичной кристаллизации - аплитовидная, графическая, апографическая, среднезернистая, крупнозернистая, блоковая и директивная (кварцево-сподуменовая). Процессы замещения развиты весьма широко в пегматитах всех месторождений Восточного Забайкалья и Восточного Саяна и характеризуются следующими замещающими комплексами: кварцевым, мусковитовым, альбитовым, грейзеновым и лепидолитовым.

Структуры первичной кристаллизации и замещающие комплексы распространены в большинстве пегматитовых тел крайне неравномерно в результате чего пегматитовые тела иногда значительно отличаются по вещественному составу, что зависит в основном, видимо, от тектонической обстановки в период становления пегматитов, расстояния от магматического очага, формы пегматитовмещающих полостей и изменения качественного состава пегматитовых расплавов-растворов, выделяющихся из магматического очага, во времени. Все эти факторы, по-видимому, и определяют пространственную обособленность (зональность) пегматитов с различной редкометальной минерализацией на ряде месторождений редкометальных пегматитов.

Прежде, чем перейти к вопросу технологической типизации руд редкометальных пегматитов, следует остановиться на принципиальных вопросах технологии обогащения этого вида сырья.

Технология обогащения рассматриваемых руд строится с расчетом комплексного извлечения всех ценных компонентов и с учетом характера минерализации.

Для извлечения крупных кристаллов сподумена применимо обогащение в тяжелых суспензиях. В этом случае сподумен крупнее 5-10 мм отделяется в суспензиях, а мелкий класс, а также в отдельных случаях легкая фракция крупного класса, подвергается флотации. Обогащение в тяжелых суспензиях применяется в США на

		Характеристика месторождений редко металльных пегматитов												
Месторождения	Район	Вмещающие породы	Материнские интрузии	К-во пегматитовых тел	Форма тел	Размеры тел, протяженность - М, угол падения	Технологические типы руд	Структурно-текстурные парагенетические комплексы		Кол-во ценного элемента, связанного с ведущим минералом	Содержание полезных компонентов в %	Извлечение в %		
								Первичной кристаллизации	Метасоматоза			Содержание в концентрате, в %		
Малокулиндинское				200-220	Плитообразн. линзы, уплощенные линзы, чечевица, сигаро и бочкообразные тела.	L = 50-400м (до 900м); M = 0,2-8 м ∠ = 45-80°	I. Берилловый с танталит-колумбитом, турмалином, слюдой и гранатом	Средне- и крупнозернистые кварц-полевошпатовые с турмалином, бериллом и слюдой.	Мелкозернистые, массивные и полосчатые кварц-альбитовые с турмалином, гранатом и бериллом	BeO с бериллом - 90%	BeO = 0,04 Ta ₂ O ₅ = 0,007	BeO $\frac{71-68}{7,5-9}$		
								2. Танталит-колумбитовый с бериллом и мусковитом	Средне и крупнозернистые кварц-полевошпатовые с танталит-колумбитом и мусковитом	Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅ с танталитом-колумбитом 95%	Ta ₂ O ₅ = 0,01-0,02 BeO = 0,037	Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅ $\frac{80}{37,7}$ BeO $\frac{52-56}{5-6}$		
								3. Сподоуменовый с бериллом, танталит-колумбитом и мусковитом.	Среднезернистый кварц сподоуменовая реактивная зона	Мелкозернистый кварц альбитовый с турмалином и мусковитом	Не исследовались			
Чалотское	Ороговившие песчаники			50-60	Плитообразная с раздувами	L = 150-2000м M = 5-20 (в раздувах до 600м) ∠ = 35-45°	Танталит-колумбитовый с бериллом, слюдой, гранатом и турмалином	Мелкозернистый, крупнозернистый, кварц-альбитовый с танталит-колумбитом, турмалином и слюдой	Мелкозернистый, кварц альбитовый с танталит-колумбитом -95-97% BeO с бериллом - 93,7%	Ta ₂ O ₅ = 0,006-0,01 BeO = 0,04	Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅ $\frac{32-40}{62}$ BeO $\frac{60}{5}$			
Седловское	Песчано-сланцевые отложения и конгломераты			3 пегматитовые зоны	Серии ветвящихся, кулисообразных жил с апофизами	L = 1000-1100м M = 0,2-4 м (жилыныны M = 60 м) ∠ = 60-80°	Танталит-колумбитовый с касситеритом, бериллом, слюдой и гранатом.	Средне и крупнозернистые кварц-полевошпатовые со сподоуменом, мусковитом и гранатом	Неравномернозернистые кварц-альбитовые с лепидолитом и танталит-колумбитом	BeO с бериллом - 80%	Ta ₂ O ₅ = 0,013 Nb ₂ O ₅ = 0,012 SnO = 0,06 BeO = 0,034 Li ₂ O = 0,08	Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅ $\frac{47-48; 40-43}{61-66}$ Sn $\frac{80}{70}$ BeO $\frac{62,5}{7,0}$ Li ₂ O $\frac{44}{4,97}$ Хвосты бериллиевой флотации (выход 90%) могут служить сырьем для керамической промышленности	Танталониобиевый концентрат Касситеритовый концентрат Берилловый концентрат Сподоуменный продукт	
Урикское				30-35	I. Плитообразные ветвящиеся жили, сообразные с апофизами и раздувами 2. Штокообразные с жильными апофизами	L = 400-500 м M = 1-10 м ∠ = 70-90° L = 1000-1200 м M = 10-40 м ∠ = 70-90°	1. Сподоуменовый с бериллом, танталит-колумбитовый с турмалином 2. Берилловый со сподоуменом, танталит-колумбитом и турмалином	Крупнозернистые кварц-полевошпатовые со сподоуменом, бериллом и турмалином. Крупнозернистые кварц-полевошпатовые с бериллом, сподоуменом и турмалином.	Мелко и среднезернистые массивные и полосчатые кварц-альбитовые с бериллом, танталит-колумбитом и турмалином Мелкозернистые полосчатые кварц-альбитовые с бериллом, танталит-колумбитом и турмалином	Li ₂ O со сподоуменом 87%. BeO с бериллом 90-92% Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅ с танталитом, колумбитом 95%	Li ₂ O = 1,00% BeO = 0,047% BeO = 0,06-0,08% Li ₂ O = 0,05-0,5% Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅ = 0,014%	Li ₂ O $\frac{68}{4}$ BeO - $\frac{68-70}{0,2}$ BeO $\frac{60,6}{4,7}$ BeO $\frac{20}{0,09}$	сподоуменовый концентрат	
Белореченское	В. Саянское			15-20	Жилы неправильной формы с раздувами, пережимами и меняющимся падением	L = 120-700 м M = 5,0-50 м ∠ = 60-70°	Сподоуменовый с бериллом, танталит-колумбитом, касситеритом и слюдой.				BeO 40-50 2,8-5,0 продукт	Берилловый продукт		
Бельское	В. Саян			20-25		L = 100-700 м M = 1,5-40 м ∠ = 35-70°	Сподоуменовый с касситеритом, бериллом и слюдой	Крупнозернистые до блоковой кварц-полевошпатовые со сподоуменом, бериллом и слюдой	Мелкозернистые, массивные кварц-альбитовые с амблигонитом и мусковитом	Li ₂ O со сподоуменом 72%. Ta ₂ O ₅ с танталит-колумбитом 99%	Li ₂ O = 0,65-0,70% BeO = 0,03% Ta ₂ O ₅ = 0,005% SnO ₂ = 0,022%	Li ₂ O $\frac{70}{5}$ BeO $\frac{61}{0,13}$ Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅ $\frac{62,9}{62,5}$		
Гольцовое				45-50	I. Плитообразные жилы 2. Линзовидные жилы 3. Клинообразные жилы	L = 400-800 м M = 1-14 м ∠ = 45-90°	I. Танталит-колумбитовый с бериллом, касситеритом, сподоуменом и слюдой. 2. Сподоуменовые, с бериллом, танталит-колумбитом, касситеритом, турмалином и мусковитом.	Крупнозернистые кварц-полевошпатовые со сподоуменом, бериллом и слюдой Неравномернозернистые кварц-альбитовые с турмалином	Неравномернозернистые кварц-альбитовые с касситеритом и мусковитом I. Кварц-альбитовый с танталит-колумбитом и бериллом 2. Кварц-мусковитовый с касситеритом	Li ₂ O со сподоуменом Li ₂ O = 0,4-0,65 SnO ₂ = 0,10-0,35 BeO = 0,02-0,03	Li ₂ O = 0,80-1,0 BeO = 0,04 Ta ₂ O ₅ = 0,006-0,015 Sn = 0,03-0,04	Не изучалось	80,6 Li ₂ O $\frac{5,0}{5,0}$ Li ₂ O + BeO $\frac{58,5; 1,1}{4,5; 3,78}$ Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅ $\frac{47,8}{65}$ Sn $\frac{67,1}{48,6}$	

фабриках в Кинге-Маунтине, Кейстроунсе и на месторождении Эдисон, производительностью 1200, 300-400 т/сутки. Объем руды, идущей на флотацию, при этом сокращается до 40-50% и получается готового сподуменового концентрата 25-30%. Для мелкокристаллических руд с крупностью зерен сподумена -2 мм единственно приемлемым методом является флотационный метод.

Берилл в пегматитах отмечается в виде крупных и мелких кристаллов. Для берилла, кристаллы которого достигают более 25 мм, возможно применять рудоразборку (Индия). Для более мелких кристаллов берилла наиболее перспективным методом обогащения является флотация. Вследствие близости флотационных свойств берилла и сподумена они переходят в коллективный сподуменово-берилловый концентрат. Селекция этих минералов в дальнейшем весьма трудоемка и во многом зависит от соотношения этих минералов в концентрате. Более благоприятными для селекции являются концентраты, где отношение сподумена к бериллу менее 4.

Извлечение танталит-колумбита и касситерита осуществляется гравитационными методами. Причем, при более крупных размерах кристаллов этих минералов схема обработки проводится в более простом аппаратном оформлении, а следовательно и более экономически выгодно, что позволяет перерабатывать бедные руды. В случае тонкой вкрапленности минералов процесс обогащения удорожается и в этом случае руды должны быть более богатыми.

Для комплексных руд, содержащих сподумен, берилл, танталит-колумбит и касситерит, вопрос извлечения всех этих компонентов решен положительно с применением гравитационно-флотационных схем обогащения.

Накопившийся в Ирриредмете материал по изучению геологии редкометаллических пегматитовых месторождений, вещественному составу, структурно-текстурным особенностям, внутреннему строению, морфологии пегматитов, а также по разработке технологии обогащения руд, позволяют рекомендовать принципиальный подход к выделению технологических типов руд.

В основу выделения технологических типов руд редкометаллических пегматитов были положены следующие признаки (табл. 2).

1. Ведущий ценный минерал, т.е. минерал, являющийся главным в руде. Содержание элемента, связанного с ним, удовлетворя-

Т а б л и ц а 2

Основные признаки, определяющие технологические типы
редкометалльных перматитовых руд

Признаки	Т и п ы			
	Сподуменовые	Берилловые	Танталит-колумбитовые	Касситеритовые
По ведущему минералу				
По сохранности и чистоте поверхности минералов	а) Чистые неизменные минералы б) Измененные вторичными процессами	а) Чистые неизменные минер. б) Покрытые гидроокислами		
По размерам минералов	а) Крупнокристаллические, более 10 мм. б) Мелкокристаллические, менее 10 мм.	а) Крупнокристаллич. более 25мм б) Мелкокристал. менее 25 мм.	а) Крупнокристалл. более 0,5 мм. б) Мелкокристалл. менее 0,5 мм.	а) Крупнокристал. более 0,5 мм. б) Мелкокристалл. менее 0,5 мм.
По примесям полезных компонентов	а) С бериллом. б) С танталит-колумбитом. в) С касситеритом	а) Со сподуменом б) С танталит-колумбитом в) С касситеритом	а) С бериллом б) С касситеритом	а) С танталит-колумбитом б) С бериллом
По примесям компонентов, мешающих технологическому процессу.	а) С турмалином	б) Со слюдой	в) С гранатом	г) С флюоритом

ет кондициям. По этому признаку редкометалльные пегматиты делятся на сподуменовые, берилловые, танталит-колумбитовые и касситеритовые.

2. Чистота поверхности минералов. Для сподумена и берилла важно давать характеристику чистоты поверхности кристаллов, так как наличие налетов гидрокислов железа и марганца, а также других примазок влияет на флотационные свойства этих минералов.

3. Размер ценных минералов. По этому признаку руды делятся на крупнокристаллические и мелкокристаллические. Такое разделение определяется методикой обогащения.

4. Примеси ценных минералов. Редкометалльные пегматиты, как правило, содержат несколько ценных минералов. Поэтому при опробовании пегматитов необходимо проводить анализы на бериллий, литий, тантал, ниобий, олово и др. компоненты, а при разработке технологии обогащения предусматривать комплексное извлечение всех ценных минералов. В ряде случаев отмечается возможность использования нерудных минералов (хвостов обогащения) в керамической промышленности.

5. К примесям компонентов, мешающих технологическому процессу, следует отнести турмалин, слюды, гранат и флюорит. Эти минералы при наиболее экономичных методах обогащения гравитации, обогащении в суспензиях и флотации поступают в концентраты и требуют значительного количества различных операций по перераспределению концентратов, тем самым усложняя и удорожая технологию обогащения.

Кроме этих признаков, определяющих технологический тип руды редкометалльных пегматитов, необходимо учитывать и такие не нашедшие своего отражения в таблице, как мощность рудных тел, мощность и протяженность безрудных участков, характер внутреннего строения пегматитов, позволяющих наметить методы экономически выгодной отработки данного типа руд. Не следует опускать и такой вопрос, как химико-минералогическая характеристика приконтактных изменений как пегматитов, так и вмещающих пород, ибо последние также будут в какой-то мере поступать в рудную массу при отработке и влиять на режим обогащения.

На основании вышеизложенного, нами под технологическим типом руды редкометалльных пегматитов понимается руда, обладающая

определенными структурно-текстурными особенностями, химико-минералогическим составом, размерами ценных минералов, для которой могут быть установлены экономически выгодные методы добычи и технологической переработки.

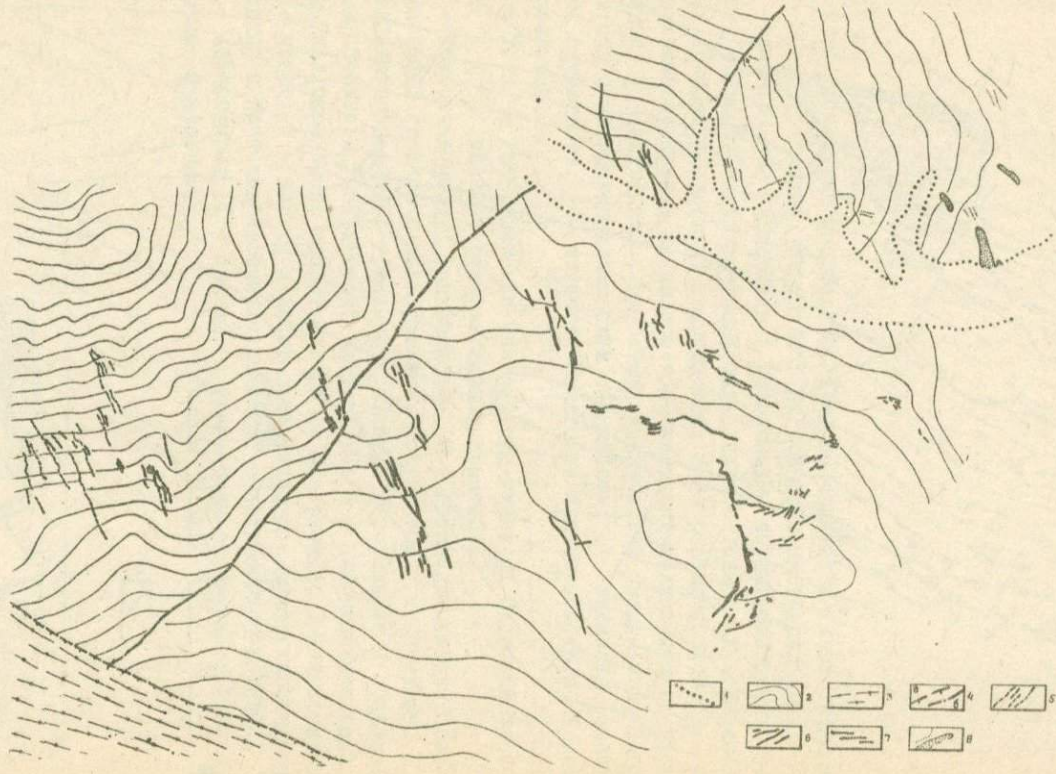
Редкометалльные пегматиты обладают разнообразными структурно-текстурными особенностями и химико-минералогическим составом, но для каждого месторождения они являются более или менее определенными.

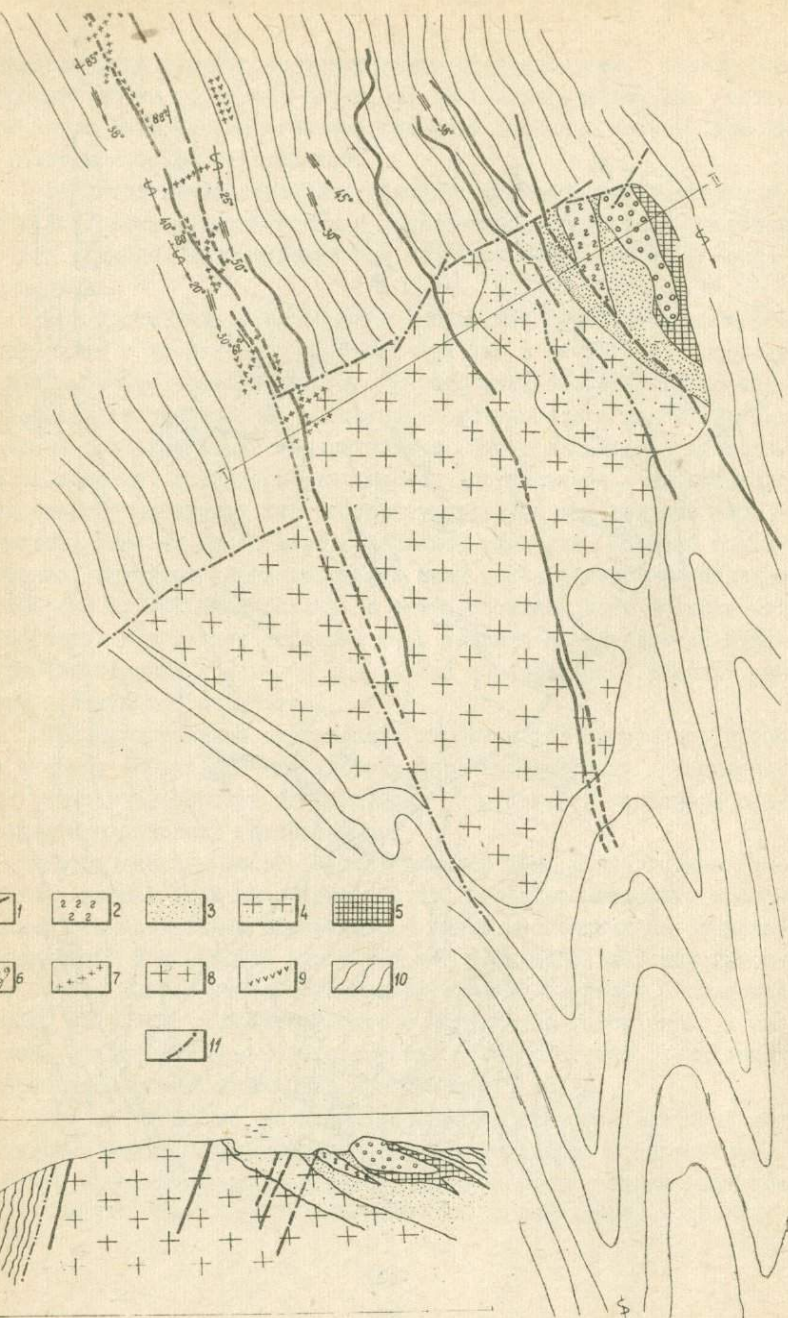
При достаточно внимательном знакомстве с пегматитами в естественных и искусственных обнажениях уже в начальные периоды разведки можно выявить наиболее широко развитые структурно-текстурные парагенетические комплексы и установить с какими из них связана редкометалльная минерализация. Это в дальнейшем позволяло производить структурно-текстурное картирование внутреннего строения пегматитовых жил, соотносясь с уже выделенными комплексами, уточняя их по мере накопления минерала. Масштаб картирования, наиболее удовлетворяющий этим целям обычно применялся 1:200 или 1:500. Картирование в таком масштабе дает возможность отобразить внутреннее строение тел, выявить преобладающие структурно-текстурные комплексы и в случае необходимости решить вопросы селективной отработки.












При картировании внутреннего строения тел отбирались пробы по каждому структурно-текстурному парагенетическому комплексу для изучения вещественного состава, форм связи и характера распределения полезных компонентов.

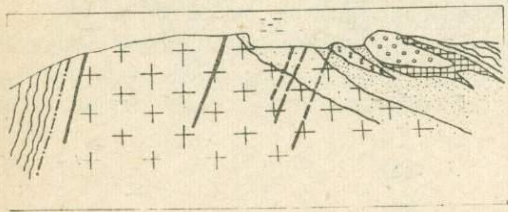
Необходимость этого обуславливается тем, что полезные элементы - литий, бериллий, тантал и др. образуют несколько собственных редкометалльных минералов, а также рассеянных по породообразующим. Для решения этого вопроса отбирались минералогические пробы. Иногда минералогическими пробами служили бороздовые пробы, но взятые в пределах одного структурно-текстурного комплекса, от которых в минералогическую пробу поступал материал сокращенной части бороздовой пробы минус 5 мм.

Такой подход при изучении пегматитов позволил выделить пегматитовые жилы со специфичными для них полезными компонентами, структурно-текстурными особенностями, минералогическим составом, наличием тех или иных вредных примесей. В дальнейшем проводи-





- | | | | | |
|---|--|--|--|--|
|  1 |  2 |  3 |  4 |  5 |
|  6 |  7 |  8 |  9 |  10 |
| | | | |  11 |



Ф и г. 1. - Схема распределения технологических типов редкометалльных пегматитов на Урикском месторождении.

I - сланцеватые амфиболиты с прослойками порфиروبластовых гнейсов, сланцев (кварцево-глинистых, углисто-глинистых, двуслюдяных графитизированных) и кварцитов; 2 - ортоамфиболиты; 3 - берилловые пегматиты со сподуменом, танталит-колумбитом и турмалином; 4 - пегматиты с крупнокристаллическим сподуменом; 5 - пегматиты с мелкокристаллическим сподуменом; 6 - элементы залегания пегматитов; 7 - элементы залегания сланцеватости в параамфиболитах.

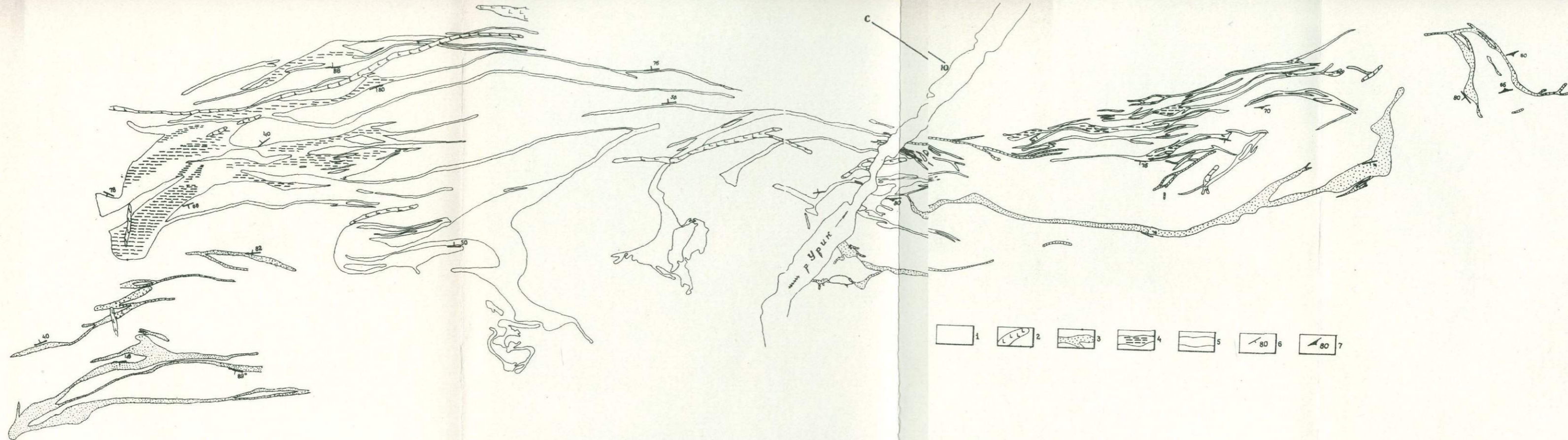
Ф и г. 3. - Распределение минеральных типов на Спокойнинском массиве редкометалльных гранитов.

I - кварцевые жиды с вольфрамитом; 2 - кварцево-мусковитовый и кварцевый грейзен с вольфрамитом, колумбитом и висмутином; 3 - альбитизированный и грейзенизированный метасоматит с вольфрамитом, бериллом, колумбитом, висмутином; 4 - альбитизированный и грейзенизированный гранит с теми же минералами; 5 - микроклин; 6 - кварц; 7 - аплиты и аплит-пегматиты; 8 - слабо альбитизированные и грейзенизированные граниты, практически безрудные; 9 - лампрофиры; 10 - сланцы (с элементами залегания); II - разрывные нарушения.

Таблица 8.

Характеристика руд редкометалльных гранитов крупных месторождений Восточного Забайкалья.

Место-рождения	Район	Высшие породы	Интрузивные породы	Форма рудных тел	Размеры рудных тел, протяжен-ность, м. длина падения	Минеральные и текстурно-структурные особенности пород	Технологические типы руд	Количество ценного элемента, связанного с ведущим минералом.	Содержание полезных компонентов в %	Извлечение в %		
										Содержание в концентрате, в %	Грубый концентрат	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II		
Орловское	Восточное Забайкалье	Слапцы	Шток измененных гранитов олохой формы	Апикальная часть западной половины массива	Юго-западная часть массива размером около 500-700м в поперечнике	а/Литионит-амазонит-альбитовый эпегритизация с микролитом и мента-литидитом, б/Мусковит-альбитовый аборгрит с мелкочешуйчаты зеленым мусковитом. в/Двуосидной и перфировидный гранит безрудный.	Микролитовый с танталит-колумбитом	Ta ₂ O ₅ и Nb ₂ O ₅ с танталит-колумбитом 30%, 79%; с микролитом 70%, 21%.	Ta ₂ O ₅ -0.019 Nb ₂ O ₅ -0.015	Ta ₂ O ₅ 62.28	Грубый концентрат	
										0.66		Nb ₂ O ₅ 65.32
										Кандиционные концентраты, полученные при доводке: колумбит-литовый		
									Ta ₂ O ₅ 57/34	Ta ₂ O ₅ 37/36		
									Nb ₂ O ₅ 90/31	Nb ₂ O ₅ 11.9/8.2		
Этнокинское	Песочно-сланцевые отложения олов.-борной святи	Шток измененных гранитов площадью 1,12 км.	Рудная залежь подковообразной формы по восточному и северному контакту массива.	Протяженность 3 км, мощность (от с до сточному и северному) 0.401 км ² .	а/мелкозернистые кварц-альбитовые породы (24% от площади рудной залежи; Ta ₂ O ₅ -0.013%) б/среднезернистые альбитизированные амезонитовые граниты однородной текстуры (15.1%; Ta ₂ O ₅ -0.0148%), в/мелкозернистые альбитизированные амезонитовые граниты (2.6%; Ta ₂ O ₅ -0.0240%) в/среднезернистые альбитизированные амезонитовые граниты текстовой текстуры (78.4% от площади рудной залежи, сод. Ta ₂ O ₅ -0.0126%)	Микролитовый с танталит-колумбитом	Ta ₂ O ₅ и Nb ₂ O ₅ с танталит-колумбитом 18% и 70%; с микролитом 82% и 30%	Ta ₂ O ₅ -0.012-0.020 Nb ₂ O ₅ -0.02 Sn -0.02 Rb -0.23	Ta ₂ O ₅ 81.2	16.3	84-86	10
									84-86	10	56-59	40-44
										Флотационный микролитовый колумбит.		
									Ta 0.58	12		
									20.5	24.5	8.4	
									Nb ₂ O ₅ 10	60		
									5.65	32		
Среднее	Славянка	Шток измененных гранитов сложной формы.	Апикальная часть северо-восточного, слабо вытянутой в меридиональном направлении	Протяженность 600-700м, мощность 100-200 м, падение к В. угол падения 40-50°	а/альбитизированные и грейзизированные граниты, б/кварцево-мусковитовый грейзис, в/мусковитовый грейзис, г/кварцевые жилы и кварцевое обособления с округлой микроклина	Вольфрамитовый с бериллом	WO ₃ -90% с вольфрамом, ВеО с бериллом - 75%	WO ₃ -0.28% ВеО-0.026%	WO ₃ 64%	Вольфрамитовый концентрат		
									70.4%		ВеО 5.6%	
									35%	Берилловый концентрат		



Ф и г. 2. - Схема распределения технологических типов редкометалльных пегматитов на Мало-Кулундинском месторождении.

1 - границы четвертичных отложений; 2 - изостраты, изолинии, отсекающие пласты равной мощности (М60м), в нижнеурских отложениях; 3 - палеозойские метаморфические сланцы; 4 - линии разрывных нарушений (а - надвига, б - зоны расщепления и сдвига); 5 - олигоклаз-альбитовые недифференцированные и незамещенные пегматиты с незначительным содержанием танталит-колумбита (Ta_2O_5 - 0,003-0,008%); 7 - средне- и крупнозернистые до блоковых, дифференцированные и замещенные пегматиты с бериллом, танталит-колумбитом, турмалином, слюдой и гранатом; 8 - пегматиты, замещенные танталит-колумбитовые с бериллом и мусковитом, в отдельных участках слодуменовые с бериллом, танталит-колумбитовые с мусковитом.

лось испытание малых технологических проб с этих пегматитовых жил, что позволило сгруппировать их в отдельные технологические типы, по которым бралась общая технологическая проба уже для разработки технологии обогащения.

Примерами, иллюстрирующими вышеизложенное, могут служить схемы распределения технологических типов редкометалльных руд на Урикском и Мало-Кулиндинском месторождениях пегматитов (фиг. 1 и 2).

Кроме пегматитов, перспективной минерально-сырьевой базой на ряд редких элементов (тантал, ниобий, бериллий, рубидий, цезий и др.) являются в настоящее время метасоматически измененные граниты (Беус и др., 1962). В технологическом отношении они изучены меньше пегматитов, однако имеющийся материал показывает, что и на месторождениях редкометалльных гранитов может быть проведена технологическая типизация руд на основе вышеизложенного методического подхода.

В Восточном Забайкалье метасоматически измененные граниты известны в пределах Восточно-Забайкальского прогиба, Агинского массива, Газимур-Урюмканской, Пришилкинской, Даурской антиклинальных зонах и др. (Бабкин, Gladkov, Темников, 1963; Темников, Gladkov, 1963). Интрузии амазонитовых гранитов обнаружены и за пределами Восточного Забайкалья - в Бурятии, Восточном Саяне, бассейне Витима. По-видимому, их внедрение и формирование обусловлено активизацией рассматриваемой территории в мезозойское время, сводовым короблением, проявившимся на обширной площади Прибайкалья и Забайкалья (Темников, Gladkov, 1963).

В Восточном Забайкалье к настоящему времени выявлено более 170 массивов метасоматически измененных гранитов. В большинстве случаев они представляют собой штоки, плито- и дайкообразные тела небольших размеров, залегающих в песчано-сланцевых отложениях, реже интрузивных породах. Редкометалльное оруденение генетически связано с процессами щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания - микроклинизацией, альбитизацией и грейзенизацией. Наиболее крупными и хорошо изученными являются Этыкинское, Орловское, Спокойнинское, Урда-таптанайское, Джалирское, Косинское и ряд других редкометалльных массивов. Из них первые три являются промышленными объектами. Краткая характеристика техно-

логических свойств руд этих месторождений приведена в таблице 3 и фиг. 3.

Технология переработки редкометалльных гранитов принципиально не отличается от технологии редкометалльных гранитов. Извлечение танталит-колумбита, микролита и касситерита также осуществляется в основном гравитационными методами. Тонковкрапленные редкометалльные и комплексные руды перерабатываются по комбинированным схемам или флотационным методом, с попутным извлечением всех ценных составляющих.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабкин А.С., Гладков В.Г., Темников Ю.И. - О некоторых закономерностях локализации мезозойских пегматитов и метасоматически измененных гранитов с редкометалльным оруденением в Восточном Забайкалье. *Вопр. геол. рудн. мест. Забайкалья, Тр. ЗабНИИ, Чита, 1963.*
2. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. - Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). *Изд. АН СССР, М., 1962.*
3. Темников Ю.И., Гладков В.Г. - О некоторых вопросах пространственного размещения метасоматически измененных гранитоидов (апогранитов) в Забайкалье. *Зап. Заб. отд. геогр. общ. СССР, вып. XXII, 1963.*

В.А. Даргевич, Е.И. Евдокимов,
Г.В. Нестеренко, В.М. Цибульчик
СНИИГГИМС, НГУ, ИГиГ СО АН СССР

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ РОССЫПИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В пределах Алтае-Саянской области и примыкающей части Западно-Сибирской низменности известны только многочисленные россыпные месторождения и проявления редких металлов: циркония, церия, иттрия, тантала, ниобия, олова и титана. В дальнейшем изложении мы для краткости будем и месторождения и проявления именовать россыпями.

По возрасту (табл. I) они разделяются на четвертичные и дочетвертичные, главным образом, мел-палеогенового возраста. По генезису каждая из этих групп подразделяется на ряд генетических типов, связанных между собой промежуточными звеньями: элювиальный, элювиально-делювиальный, делювиально-коллювиальный, аллювиальный, аллювиально-озерный и прибрежно-морской. Представители этих типов имеются в пределах Алтае-Саянской области и Западно-Сибирской низменности.

Так, к элювиальным и элювиально-делювиальным россыпям (остаточные россыпи кор выветривания) относятся Барзасская ильменит-рутиловая и Почитанская ильменитовая россыпи (Кузнецкий Алатау) апт-альбского возраста, представляющие собой частично перемещенные и перемытые коры выветривания амфиболитов в первом случае и габбро - во втором. К типу элювиально-делювиальных следует отнести и Кольванские россыпи олова в Новосибирской области, которые образованы в результате недалекого перестолжения

Систематика мезозойских и кайнозойских редкометалльных россыпей и россыпных рудопроявлений

Таблица I

Возрастные группы	Генетические ряды	Генетические типы	Морфологические подтипы четвертичных россыпей и рудопроявлений	Характер источников	Удаленность от источника	Возраст	Рудные полезные минералы	Промышленная оценка	Примеры россыпей и россыпных рудопроявлений
Четвертичные	I континентальный ряд	Дельтавно-аллювиальные и дельтавно-элювиальные	Верховья рек, склонов, долин и логов	Продукты физического и химического разрушения относительно богатых источников	На источниках и на незначительном удалении (до 10-15 км от источника).	Q	Ильменит, циркон, колумбит, танталит-касситерит.	Санктпетербургского значения не имеет	Рудопроявления восточной окраины Центрального массива, Асу-Булак.
		Аллювиальные	Долинные, русловые, реже террасовые	Россыпи "древних" долин, реже промежуточные коллекторы (дочетвертичные осадки, меловые коры выветривания) продукты физического разрушения богатых источников.		Q ₃₋₄	Ильменит, циркон, монацит, колумбит, танталит, касситерит		Р. Кувандык, р. Башедак, р. Асу-Булак, р. Зол. Итат, р. Громотуха и др.
		"Древних", приподнятых или погребенных долин.	Верхнепалеоценовая красноватая кора выветривания на относительно богатых источниках.	N ₂₋₄		Колумбит-танталит-касситерит-ильменит-циркон, монацит-ксенотим-циркон	Асу-Булак, рудопроявления р-на Талицкого массива.		
	I континентальный ряд	Элювиальные и элювиально-дельтавные (остаточные россыпи коры химического выветривания)	Относительно богатые локальные источники (амфиболиты, габбро и др.)	На источниках	Cr, ap ₁ -alb _J	Имеют промышленную ценность	Ильменит, рутил, касситерит	Березовская, Починская, Берчикульское, Мольванское (Новосибирская обл.)	
		Аллювиальные (предгорных аллювиальных равнин)	Площадная кора выветривания палеозойских пород.	До 30-60 км от источников	Cr ₁ -ap ₁ -Fe ₁		Ильменит-циркон	Николаевская, Афанасьевская, Ненинская свиты.	
		Аллювиально-озерные (аллювиально-старичные)	Площадная кора выветривания палеозойских пород.	До 40-100 км	Fe ₂ ³ +Fe ₃ ¹		Лейкоксенит-ильменит-циркон	Промышленного значения не имеет	Туйлинское, Новомихайловской свиты.
2 регрессивный ряд	Прибрежно-морские	Площадная кора выветривания палеозойских пород.	До 20-30 км	Fe ₂ ³ -Fe ₃ ¹ Fe ₃	Имеют промышленную ценность	Ильменит, циркон, лейкоксен, рутил, монацит	Имеют промышленную ценность	Туган, Верх-Ирменская	
	Озерно-аллювиальные (вторичные)	Промежуточные коллекторы-прибрежно-морские россыпи палеогена	От промежуточных источников единицы и первые десятки км, от первосточников сотни км.	Fe ₃		Ильменит, циркон, лейкоксен, рутил	Промышленного значения не имеет	Медяковское и др. проявления Новомихайловской свиты	
	3 трансгрессивный ряд	Прибрежно-морские (вторичные)	Промежуточные коллекторы - подстилающие осадки.	" " "		Fe ₃	Ильменит, циркон, лейкоксен, рутил	" " "	Тара, Ново-Александровское и др. россыпные рудопроявления.

мел-палеогеновой коры выветривания порфириовидных гранитов, содержащих кварц-касситеритовые прожилки и зоны оловоносных грейзенов. В эту же группу следует отнести проявления в районе озера Берчикуль, которое представлено слоем сильно выветрелых делювиальных глин с повышенным содержанием ильменита. Эти глины залегают под юрскими угленосными отложениями на габбро.

Делювиальный и делювиально-аллювиальный (ложковый) типы россыпей четвертичного возраста представлены, как правило, мелкими проявлениями, развитыми в горных областях на сравнительно богатых источниках. К ним, например, относятся цирконовые рудопроявления верховий рек и склонов в районе восточного контакта Центральной интрузии (в Мартайге), современные ложковые монацитоносные отложения в системе р. Башелак, колумбитоносные отложения Феоктистова ключа (юго-восточный контакт Талицкого массива), делювиальные и ложковые отложения на Асу-Булакском месторождении в Калбе и др.

Аллювиальный тип россыпей весьма широко представлен в рассматриваемой области как среди современных (четвертичных), так и среди древних, мел-палеогеновых образований. При этом, две отмеченные выше группы аллювиальных россыпей довольно резко отличается между собой по условиям образования и, как следствие, по строению и вещественному составу. Четвертичные россыпи обычно связаны с песчано-галечными и песчано-валунными отложениями горного аллювия. Соответственно в них преобладают крупные зерна тяжелых полезных минералов. По условиям залегания и относительному возрасту среди них в свою очередь можно выделить россыпи современных долин (русловые, косовые, террасовые) и россыпи "древних" долин, либо приподнятых относительно современных, либо не выраженных в рельефе, погребенных под верхнечетвертичными отложениями, от которых они отличаются красно-бурым цветом, несколько большей глинистостью и, иногда, заметно большей выветрелостью обломочного материала. Россыпи древних долин предположительно имеют возраст верхний плиоцен-нижнечетвертичный. Они значительно богаче верхнечетвертичных и современных россыпей. В их формировании, по нашему мнению, очень существенную роль сыграла своеобразная красноцветная верхнеплиоценовая кора выветривания. Большая часть верхнечетвертичных и современных аллюви-

альных россыпей приурочена к сероцветным отложениям и образована за счет перемива вышеуказанных россыпей "древних" долин. В эту группу россыпей следует отнести россыпи месторождения Асу-Булак. Здесь выделяются россыпи "древних" и современных долин, русловые, террасовые и ложковые. Современные россыпи залегают в пределах древней долины на красно-бурых глинистых галечниках, содержащих повышенные количества танталита и касситерита.

Известны также подобные аллювиальные рудопроявления монацита в районах Талицкого (Алтай) и циркона - Центрального массивов гранитоидов (Кузнецкий Алатау).

Меньшая часть четвертичных россыпей возникла в результате размыва апт-альбской коры выветривания (р. Золотой Китат, Ургадат), ильменито- и циркононосных отложений апт-альба (р. Чебула) или богатых коренных источников (р. Громатуха).

Четвертичные россыпи разных типов обычно имеют полимиктовый состав как тяжелой, так и легкой фракции.

Существенно отличаются от четвертичных аллювиальные россыпи мел-палеогенового возраста. Они сформированы в равнинных реках предгорных районов. Повышенные концентрации полезных минералов, которые обычно представлены более мелкими зернами, приурочены, как правило, к пескам, которые залегают в кровле базальных песчано-галечных или песчаных горизонтов. Среди обломков минералов и пород присутствуют главным образом устойчивые к химическому выветриванию разновидности: кварц, кремнистые породы и кварциты. В тяжелой фракции преобладают: ильменит, циркон, рутил и лейкоксен, реже присутствуют эпидот и другие менее устойчивые к выветриванию минералы. Замечено, что концентрация полезных минералов наблюдается в пачках, имеющих небольшую мощность (3-5 метров).

Примером подобных россыпей является Николаевская россыпь в Чулымско-Енисейской впадине, приуроченная к отложениям кийской свиты апт-альбского возраста.

Аллювиально-озерные, в том числе аллювиально-старичные россыпи, обычно незначительны по размерам и убоги по содержанию. Они приурочены к песчаным, алевроитовым и песчано-глинистым отложениям олигоценного и, возможно, эоценового возраста. По минералогическому составу они существенно не отличаются от выше-

описанных аллювиальных россыпей предгорных равнин. Отличие состоит, главным образом, в ещё меньшей размерности зерен полезных и породообразующих минералов, а также в большей их удаленности от первоисточников. В качестве примера можно назвать Тулинскую ильменит-цирконовую россыпь эоцен-олигоценового возраста в Чулымо-Енисейской впадине.

Все перечисленные выше типы россыпей, элювиально-делювиальный, аллювиальный и аллювиально-озерный, относятся к выделяемому нами первому континентальному генетическому ряду россыпей (Даргевич В.А. и др., 1960).

На описываемой нами территории очень редко встречаются простые прибрежно-морские россыпи, но значительным распространением пользуются сложные, комплексные россыпи, которые имеют сложный генезис и состоят из двух-трех простых генетических типов совмещенных в одном разрезе. Именно, к таким относится ряд наиболее крупных ильменит-цирконовых россыпей южной окраины Западно-Сибирской низменности (Туганская группа в Томской области, "Заячье" в Казахстане и другие).

В Туганской россыпи выделены в толще кварцевых каолинизированных песков, на первый взгляд кажущейся однородной, три горизонта: нижний, собственно пляжных песков, который фациально замещается к западу от россыпи морскими глинами и представляющий основную часть промышленной россыпи. Они образовались, как было доказано детальными исследованиями А.И. Григорьевой (1959, 1960), в пляжной зоне морского залива. Пляжные пески развиты на двух гипсометрических уровнях, представляющих собой, по нашему мнению, тектонические ступени. Выше этих песков (на нижней тектонической ступени) залегают пески буроватой окраски того же состава, что и подстилающие пляжные. Они образовались в основном за счет перемива пляжных богатых песков в условиях лагуны и в отдельных участках дельт рек, впадающих в эту лагуну. На одном из участков россыпи (Кусковском) эти бурые пески вошли в блок подсчета запасов. Ещё выше по разрезу встречаются линзы песков явно аллювиального генезиса со спорово-пыльцевыми комплексами среднеолигоценового возраста, обогащенные россыпными минералами. В составе песков всех трех горизонтов в тяжелой фракции преобладают ильменит, циркон, лейкоксен и рутил, в значительных ко-

личества присутствуют монацит и ксенотим. Таким образом, в разрезе Туганских россыпей выделяется три горизонта отложений различного генезиса: I - отложения морского генезиса; 2 - пляжные отложения, образовавшиеся при максимальной трансгрессии. Они слагают основную часть промышленной россыпи; и 3 - отложения лагунно-дельтового происхождения, сформировавшиеся при регрессии моря и освобождении территории от его вод. Последние также характеризуются повышенным содержанием россыпных минералов. Они относятся нами ко второму, регрессивному ряду россыпей.

Ряд мелких проявлений озерно-аллювиального генезиса образовались при вторичном перемыве ранее широко распространенных россыпей типа Туганских, материал которых был вынесен реками в пределы Западно-Сибирской низменности на значительные расстояния от источников. Примером таких вторичных озерно-аллювиальных россыпей могут служить Медяковские и другие проявления Карасукского района Новосибирской области. Они относятся нами также к россыпям Второго, регрессивного генетического ряда.

Кроме того, на территории Западно-Сибирской низменности известны россыпи Третьего, трансгрессивного генетического ряда, в разрезах которых пляжные образования залегают на континентальных и перекрыты более глубоководными отложениями. К этому ряду относится Тарская ильменит-цирконовая россыпь олигоценового возраста.

Тарская россыпь, приуроченная к толще зеленовато-серых алевроитов и кварцевых песков, как бы выполняет впадины между поднятиями, которые на тектонической карте выделяются как валы (Ростовцев и др., 1964). Отложения впадин представляют собой осадки крупного бассейна Знаменского моря, что доказывается наличием в них большого количества зерен глауконита, спикул губок и комплекса диатомовых водорослей, содержащего морские формы. Очертания этих впадин в плане и соотношение их с положительными структурами заставляет говорить о наличии во время отложений знаменской свиты морского пролива и островов в этом участке. Пески продуктивного горизонта образовались в проливе и отчасти на примыкающих к нему островных пляжах за счет перемыва слагающих эти острова песчано-глинистых отложений новомихайловской свиты среднеолигоценового возраста, почти повсеместно слабо обогащен-

Размещение россыпей разных типов по зонам

	Алтае-Саянская область		Западно-Сибирская	низменность
	Горные области	Переходная зона	Крайние части низменности	Удаленные части низменности
Возрастные группы	Четвертичные	Палеогеновые Четвертичные, Меловые	Четвертичные, Палеогеновые, Меловые, Юрские	Палеогеновые
Генетические ряды	Первый континентальный	Первый континентальный	Первый континент. Второй, регрессивн. Третий, трансгресс.	Второй, регрессивн. Третий, трансгрессивный
Генетические типы	Элювиально-делювиальный, аллювиальный	Элювиально-делювиальный, аллювиальный	Аллювиальный, Прибрежно-морской, Лагунно-дельтовый	Озерно-аллювиальный Прибрежно-морской
Состав	Ta, Nb, Ce, Y, Sn	Sn, Zr, Ti	Ti, Zr, Ce, Y	Ti, Zr
Примеры	Асу-Булак (Калба) Р-н Талицкого массива (Алтай), р-н восточной окраины	Золотой китат	Берчикульские проявления. Николаевская россыпь	
	Центральнинского массива, (Кузнецкий Алатгау) Кундат	Барзас, Колыванская россыпь	Туганская группа Верх-Ирменская россыпь	Тарская россыпь Карасунские проявления

ных россыпными минералами: ильменитом и цирконом. Россыпь перекрыта несколько более глубоководными алеврито-глинистыми осадками нижнезнаменской подсистемы.

Намечаются определенные закономерности в распределении россыпей по площади в зависимости от их генезиса, состава и возраста (табл. 2)

В пределах горных частей Алтае-Саянской области распространены россыпи преимущественно четвертичного возраста дельвиального, аллювиального и смешанного генезиса, так называемого, Первого, континентального ряда. По составу это в основном россыпи редких металлов (тантала, ниобия, церия, олова, реже титана и циркония), а именно россыпи Асу-Булак, рудопроявления районов Талицкого и Центрального массивов р. Кабырза и др.

В переходной зоне между горной областью и Западно-Сибирской низменностью в отдельных участках сохранились от размыва россыпи элювиального, элювиально-дельвиального и ложкового генезиса, связанные с мезозойскими корами выветривания.

В краевой части низменности известны россыпи аллювиального (Николаевская) и аллювиально-озерного (Туйлинская), а также сложные по генезису россыпи Второго, регрессивного ряда (Туганская группа). Эти россыпи по возрасту относятся к меловой и палеогеновой эпохам.

В более удаленных от горного обрамления частях Западно-Сибирской низменности встречаются вторичные прибрежно-морские и озерно-аллювиальные россыпи, относимые нами к трансгрессивному ряду и к конечным стадиям регрессивного ряда. Эти россыпи имеют олигоценый возраст (Тарская, Медниковское проявление). Они характеризуются ильменит-цирконовым составом.

Таким образом, можно говорить о площадной приуроченности россыпей разного возраста, состава и генезиса к разным зонам.

Рассматривая распределение россыпей в стратиграфическом разрезе можно отметить, что они отмечаются в четвертичных, палеогеновых, меловых и юрских образованиях. Однако, наиболее крупные россыпи ильменит-цирконового или монацит-ильменит-цирконового состава приурочены к отложениям ант-альбского, эоцено-олигодского и верхнеолигодского возраста. Эти эпохи в геологической истории Западной Сибири характеризуются климатичес-

кими и тектоническими условиями благоприятными для формирования мощной толщи коры глубокого химического выветривания. Наиболее значительные по масштабам россыпи палеогенового возраста связаны с отложениями максимальной палеогеновой трансгрессии (эоцено-нижний олигоцен), а также последней палеогеновой трансгрессии (верхний олигоцен), что обусловлено, по всей вероятности, с появлением благоприятных фациальных условий.

Четвертичные россыпи также приурочены к нескольким стратиграфическим горизонтам. Наиболее древние - к плиоцен-нижнечетвертичным отложениям древних речных долин; более молодые - к верхнечетвертичным отложениям современной гидросети.

Россыпи разного генезиса, состава и возраста различным образом связаны с материнскими источниками.

Четвертичные россыпи, как правило, формируются в непосредственной близости от источников и являются часто поисковым признаком для обнаружения коренных месторождений. Так, редкометалльные россыпи группы Асу-Булак образовались вблизи своих коренных источников - полей редкометалльных пегматитов, редкометалльное проявление ключа Феоктистова - непосредственно ниже по склону Казандинского эндогенного месторождения (рудопоявления), ильменитовые и титаномагнетитовые проявления рч. Громатухи - неподалеку от ильменит-титаномагнетитового раббро Таскыльско-го массива и т.д. Вместе с тем, как выше отмечалось, многие древнечетвертичные (2-4) россыпи возникли за счет перемива красноцветной древесно-глинистой верхнеплиоценовой коры выветривания, развитой на продуктивных комплексах, а более молодые (5-7) - в результате перетолжения первых (древнечетвертичных).

Тесная и прямая связь с источниками устанавливается и для остаточных россыпей разновозрастных кор выветривания, которые располагаются, как правило, на локальных сравнительно богатых источниках.

Мел-палеогеновые аллювиальные, аллювиально-озерные (первичные) и прибрежно-морские россыпи краевой части Западно-Сибирской низменности сформированы в результате перемива площадной коры выветривания с более или менее значительной территории, включающей ряд локальных источников, которыми являются магматические, метаморфические и осадочные породы горного обрамления.

Они удалены от источников обычно на несколько десятков километров. При этом, основным благоприятным фактором следует считать не наличие отдельных богатых источников, а исключительно благоприятные гидродинамические и климатические условия.

Россыпи более глубоких частей низменности нередко образуются за счет размыва близких по возрасту отложений или россыпей, связь с материнскими источниками — исходными породами часто не устанавливается. В отличие от россыпей краевой части низменности, которые тяготеют к региональной положительной структуре, сложенной домезозойскими породами, они нередко приурочены к склонам и подошве более мелких положительных структур мезокайнозойского чехла низменности и формируются при перемыве подстилающих отложений, слагающих эти структуры.

Итак, четвертичные и древние россыпи в своем распространении подчиняются различным закономерностям. Первые приурочены преимущественно к горной области (Алтаю, Горной Шории, Кузнецкому Алатау), вторые — главным образом к окраинным частям Западно-Сибирской низменности. Распространение четвертичных россыпей определяется размещением в пространстве коренных источников россыпных минералов и их кор выветривания. Распределение древних россыпей зависит, в первую очередь, от размещения кор выветривания в разрезе и фаций перспективных горизонтов в пространстве.

На этих основных закономерностях основано построение карт прогнозов на россыпи редких элементов для Алтае-Саянской области и южных окраин Западно-Сибирской низменности (В.А. Даргевич, 1965; Г.В. Нестеренко и др., 1965). Для Алтае-Саянской области определены в основном перспективы на четвертичные россыпи тантала, ниобия, церия, иттрия, для низменности — на древние ильменит-цирконовые россыпи, часто обогащенные монацитом (В.А. Даргевич и др., 1960; Г.В. Нестеренко, В.М. Цибульчик, 1960; Г.В. Нестеренко и др., 1965).

ЛИТЕРАТУРА

- Даргевич В.А., Дранишникова Л.И., Игнатова В.Ф., Каштанов В.А. — Генетические типы россыпей Западно-Сибирской низменности и некоторые закономерности их размещения. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых". т. IV. Гос. н.т. изд-во литературы по Горному делу. М. 1960 г.
- Даргевич В.А., Полякова И.Д. и др. — Геология россыпей титана и циркония юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Рукопись, Оф СНИИГГимСа, 1960.
- Даргевич В.А. — Карта прогнозов на ильменит-цирконовые россыпи Западно-Сибирской низменности. СНИИГГимС, 1965.
- Григорьева А.И., Карамышева Г.Д., Яблокова С.В. — Геология Туганского ильменит-цирконового россыпного месторождения (промежуточный отчет по теме 617). ВИМС, 1959 г., Оф НТГУ.
- Григорьева А.И. — Особенности формирования древних прибрежных россыпей Западно-Сибирской низменности. В кн. "Геология россыпей". Изд-во "Наука"., М., 1965.
- Нестеренко Г.В., Цибульчик В.М. — Условия образования и источники питания титано-циркониевых россыпей юго-западной окраины Чулымско-Енисейской впадины и её горного обрамления. В кн. "Геология россыпей". Изд-во "Наука". М. 1960.
- Нестеренко Г.В., Цибульчик В.М., Евдокимов Е.И., Рабунец Н.М. — Условия образования и источники питания мезозойско-кайнозойских редкометалльных россыпей западной части Алтае-Саянской складчатой области и примыкающей

окраины Западно-Сибирской низменности, рукопись.
Новосибирск, Оф ИГиГ СО АН СССР, 1965.

Нестеренко Г.В., Евдокимов Е.И. - Прогнозная карта редкометалльных мезозойско-кайнозойских россыпей западной части Алтае-Саянской области и прилегающей окраины Западно-Сибирской низменности. Масштаб 1:1000000, Оф ИГиГ СО АН СССР. 1965.

Я.А. Косале

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БЕРИЛЛИЯ В ГРАНИТАХ КАЛБИНСКОГО
КОМПЛЕКСА И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ФОРМАЦИЯХ И НЕКОТОРЫЕ
ВОПРОСЫ БЕРИЛЛИЕНОСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В литературе все чаще обсуждается вопрос о зависимости между содержанием рудных элементов в интрузивных породах и наличием генетически связанных с этими породами рудных месторождений тех же элементов, т.е. другими словами, обсуждается вопрос о "металлогенической специализации" интрузивов. Интерес к этой проблеме вполне понятен, т.к. её решение имеет как теоретическое, так и большое практическое значение.

В последние годы среди геологов довольно широко распространены представления (В.С. Коптев-Дворников, Ив.Ф. Григорьев, Е.И. Доломанова, М.Г. Руб, 1960, 1964, С.Ф. Лугов и др., 1962), что бериллий, олово, молибден, вольфрам, фтор, бор и др. элементы не заимствуются из вмещающих пород, а имеют магматическое происхождение. Влияние вмещающих пород ими признается только в заимствовании магмой кальция, магния и железа.

Построенные на этих представлениях понятия о металлогенической и геохимической специализации магм исходят из признания внедрения гранитной магмы из гипотетических глубинных очагов. В такой трактовке причины той или иной металлогенической специализации гранитных интрузивов остаются нераскрытой - "вещью в себе", т.е. недоступной современными методами исследований. Одним из критериев металлогенической специализации гранитных интрузивов считается в 3-5 и более раз повышенные средние содержания рудного компонента в неизмененных гранитоидах. В ряду случаев высокие средние содержания олова, бериллия, вольфрама и др.

элементов в гранитных интрузиях, особенно в ультракислых разновидностях (аплитах, гранит-порфирах, аляскитовых и лейкократовых гранитах), обязаны не магматическими процессами, а связаны с наложенными процессами гидротермального метаморфизма.

Однако последнее время все более широко развиваются другие представления (Ф.Н. Шахов, 1956, 1960; Ф.В. Барт, 1962, В.Л. Барсуков, 1964; Ю.А. Кузнецов, 1964, А.И. Тугаринов, 1963; А.Б. Ронов, 1964, Ю.Г. Шербаков, 1963, 1964, 1965 и др.), объясняющие разнообразие состава гранитоидов и их металлоносности разнообразием состава осадочных толщ, что подтверждается нашими данными.

Общие закономерности размещения бериллиеносных гранитных интрузий в Горном Алтае

Первые обобщения по закономерностям размещения редкометалльных (Мо - W) месторождений на территории Горного Алтая относятся к 30-м годам, когда Ф.Н. Шаховым (1934, 1935, 1940, 1945) было обращено внимание на пространственную и генетическую связь редкометалльного оруденения с аплитовидными и лейкократовыми гранитами массивов микроклиновых гранитов. В 1939 г. Горный Алтай, в отличие от Рудного Алтая, В.П. Нехоросевым был выделен как редкометалльный пояс, а впоследствии (1951, 1958) в пределах Горного Алтая им же было выделено 3 рудных пояса: 1) ртутный (зона Катунского антиклинория); 2) полиметаллический (зона Ануйско-Чуйского синклинория); 3) молибдено-вольфрамовый (зона Главного антиклинория Алтая).

В.А. Кузнецов в своей последней работе (1963) отмечает наличие закономерной связи между характером, типом и этапами развития структурно-формационных зон и особенностями появившегося в них магматизма и металлоносности, что позволило ему считать структурно-формационные зоны также структурно-металлогеническими. Поэтому им выделено пять структурно-металлогенических зон (Чарышско-Торектинская, Ануйско-Чуйская, Бийско-Катунская, Уйменско-Лебедская и Телецкая) которые им подразделяются на три типа зон: I) фемическая (Бийско-Катунская) зона, для которой характерно развитие толщ нижнего структурного яруса (основные эф-

эффузивы и карбонатные породы) с гипербазитовыми, габброидными и плагиогранитными интрузиями и связанными с ними железурудением, золотом, хромом, никелем, титаном и медью.

Ко II типу В.А. Кузнецовым отнесены структурно-формационные зоны (Чарышско-Теректинская и Телецкая) сиалического профиля, являющимися производными каледонского этапа развития геосинклинальной системы Горного Алтая. В этих зонах широко развиты флишеидные толщи второго структурного этажа и позднегерцинские гранитные интрузии с редкометальным оруденением (Mo, W, Be, Ta).

К третьему типу им отнесены зоны сложного металлогенического профиля, отвечающие вторичным и остаточным геосинклинальным прогибам герцинского этапа (Ануйско-Чуйская и Уйменско-Лебедская). Для них характерно развитие толщ среднего структурного этажа песчано-сланцевого и карбонатного состава, отчасти вулканогенно-осадочных толщ нижнего структурного этажа при весьма широком распространении эффузивно-осадочных толщ девона. Эти зоны в целом характеризуются полиметаллическим оруденением.

Все эти эмпирически установленные и выделенные пояса (В.П. Нехорошев, 1951, 1958) и структурно-металлогенические зоны (В.А. Кузнецов, 1963) безусловно справедливы, хотя фиксируют лишь главную закономерность. Правда, В.А. Кузнецов отмечает, что наиболее важным условием образования гранитных интрузий и связанного с ними редкометального оруденения является наличие мощных толщ алюмосиликатных пород, при значительной роли глубинных разломов.

Анализ фактического материала известных редкометальных (Mo, W, Be, Ta, Sn и др.) поясов Казахстана, Алтая, Забайкалья, Северо-Востока СССР и Дальнего Востока, а также МНР и КНР и др. провинций мира показывает приуроченность их к миогеосинклинальным зонам, характеризующимся продолжительными седиментационными циклами. Характерной чертой их является накопление песчано-сланцевых (флишеидных) формаций (мощностью до 15 и более км) и стабилизация их гранитами кислого и ультракислого состава (формация гранитных батолитов, Ю.А. Кузнецов, 1964). Суммарная мощность отложений эвгеосинклинального и миогеосинклинального стадий развития в пределах миогеосинклинальных зон достигает 30 и

более км, что создает, установленные Г.Н. Щерба (1958, 1960), утолщения земной коры в пределах редкометалльных поясов.

Отсюда вытекает вывод, что накопление мощных толщ песчано-сланцевых отложений создает потенциальную возможность выплавления гранитной магмы за счет этих пород. В этом случае рудоносность гранитов должна находиться в тесной корреляционной зависимости от металлоносности вмещающих формаций.

Эта корреляционная зависимость весьма убедительно показана Ю.Г. Щербаковым (1964) при анализе отношений кларков элементов в сланцах и базальтоидах, что позволило ему вычислить коэффициент концентрации "К" — отношение среднего содержания химического элемента в сланцах к содержанию его в базальтоидах. Этот коэффициент выражает определенную тенденцию к накоплению или уменьшению концентраций элементов в песчано-сланцевых формациях при осадконакоплении за счет разрушения пород основного состава. Им выделены 2 группы элементов: 1) элементы (U, Bi, Mo, V, Y, W, Sb, Pb, Ba, Hg, As, Th, Li, Sn, Yb, Ta, Be), имеющие тенденцию к накоплению ($K > 1$) и 2) элементы (Fe, Mg, Mn, Ca, Ti, P, Au, Cu, Zn, Ni, V), имеющие тенденцию к уменьшению концентраций ($K < 1$) в песчано-сланцевых формациях. Это позволило Ю.Г. Щербакову прийти к выводу, что элементы " $K < 1$ " обогащены вулканогенно-осадочные и граувакковые формации эвгеосинклиналей, особенно начальных этапов их развития, а элементами " $K > 1$ " обогащены флишидные формации миогеосинклиналей. Этим, в первую очередь, определяется связь золотых, медных, железорудных, колчеданных и полиметаллических месторождений с преобладанием меди и цинка с гранитоидами (формация плагиогранитов и гранодиоритовых батолитов) эвгеосинклиналей, а редкометалльных (Sn, Mo, W, Ta, Be, Li) руд с гранитами миогеосинклинальных зон. В тех случаях, когда гранитные массивы размещаются на границах вулканогенно-сланцевых и флишидных формаций тех же районов они сопровождаются как Au, Cu, и Zn месторождениями, так и Mo, W и Sn. Эти общие геохимические закономерности позволяют видеть первопричину той или иной рудоносности гранитоидов в определенном составе исходных для них формаций. Это положение Ю.Г. Щербаковым довольно убедительно подтверждено на примере размещения золотоносных интрузий и мес-

торождений в пределах вулканогенно-осадочных формаций с повышенным (2-3 раза) местным кларком золота и связи золота с разновозрастными интрузиями гранитоидов (Ю.Г. Шербаков, 1963, 1965).

Таким образом, величина "к" и местные кларки элементов вмещающих формаций определяют рудную специализацию гранитоидов и в целом отдельных структурно-формационных зон.

Распределение бериллия во вмещающих породах

Изучение размещения позднегерцинских бериллиеносных гранитных массивов и бериллиевых месторождений Горного Алтая показало, что бериллиеносными являются только те гранитные интрузии, которые залегают в песчано-сланцевых флишоидных толщах кембро-ордовика. Эти толщи широко распространены в пределах Чарышско-Теректинской, Телецкой и Ануйско-Чуйской структурно-формационных зон, а также в основании наложенных мульд (Калгутинская, Коргонская, Аксайская, Улаганская и Юстыдская), выполненных кислыми эффузивно-осадочными толщами девона.

В то же самое время интрузии того же возраста и состава (Турочакский, Саракокшинский, Яломанский и др. массивы), залегающие в основных эффузивах (C_{m_1} - C_{m_2}), карбонатных пород синия и средних эффузивов девона в пределах Бийско-Катунской и Ануйско-Чуйской зон не несут бериллиевой минерализации.

Распределение бериллия в осадочных и осадочно-вулканогенных породах, составляющих стратиграфический разрез Чарышско-Теректинской и Ануйско-Чуйской структурно-формационных зон приведен в табл. I. Отбор проб производился вдали от контактового ореола гранитных интрузий.

Флишоидные формации кембро-ордовика, составляющие более 90% объема разреза этих структурно-формационных зон, имеют повышенные (0,0003-0,0006%) содержания (местный кларк) бериллия. По мере возрастания известковистости в песчано-сланцевых породах содержание бериллия снижается (до 0,0001%), а в карбонатных породах оно ниже 0,0001%. Кварцевые порфиры и их туфы девонского возраста также отличаются повышенными содержаниями (0,0003 - 0,0005%) бериллия, тогда как основные эффузивы (C_{m_1} - C_{m_2} и D_2)

Т а б л и ц а I

Содержание бериллия в осадочных и
вулканогенно-осадочных породах

№ № п/п	П о р о д ы	К-во проб	Пределы содер- жаний в % %	Средние содерж. в % %
I.	Песчано-глинистый сланец ($Cm_3 - 0$)	I4	0,0003-0,0006	0,0005
2.	Глинистый сланец ($Cm_3 - 0$)	5	0,0004-0,0006	0,0005
3.	Песчаник с глинистым це- ментом (O_2-3)	4	0,0002-0,0004	0,0003
4.	Известковистый песчаник (O_2-3)	4	0,0001-0,0002	0,00015
5.	Известко-глинистый сланец (O_2-3)	6	0,0002-0,0005	0,00035
6.	Глинистый сланец (O_2-3)	6	0,0004-0,0006	0,00035
7.	Алевролит (O_2-3)	4	0,0002-0,0004	0,00025
8.	Хлорит-серицитовый сланец ($Cm_3 - 0$)	10	0,0003-0,0005	0,0004
9.	Кварц-хлорито-серици- товый сланец ($Cm_3 - 0$)	8	0,0003-0,0004	0,00035
10.	Роговик по сланцам ($Cm_3 - 0$)	II	0,0001-0,0002	0,00015
II.	Кварцевые порфиры и их туфы (D_2)	9	0,0003-0,0005	0,0004
12.	Известково-глинистые сланцы (D_2)	5	0,0003-0,0005	0,0004
13.	Известняки и мергели	I2	40,0001	40,0001
14.	Основные вулкани- ты ($Cm_1 - D_2$)	I4	40,0001	40,0001

Анализы выполнены количественным спектральным методом
Л.Г. Изюмовой в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

характеризуются весьма низкими ($< 0,0001\%$) содержаниями бериллия. По мере усиления процессов контактового метаморфизма содержание бериллия в сланцах снижается и составляет $0,0001-0,0002\%$ бериллия в роговиках. В случаях, когда в породах контактового ореола устанавливаются более высокие ($0,0005-0,001\%$) содержания бериллия, это связано с наложением процессов гидротермального метаморфизма под влиянием горячих растворов, отделяющихся от кристаллизующихся интрузий. Изучение распределения бериллия, бора и фтора в 6 многофазных бериллиеносных гранитных массивах, (Убино-Белореченский, Талово-Тургусунский, Белокурихинский, Талицкий, Калгутинский и Алейский) показало (табл. 2), что среднее содержание бериллия (Косалс Я.А., 1964) и бора (Сухоруков Ф.В., 1965) в гранитах находится в тесной корреляционной зависимости с содержаниями их в песчано-сланцевых толщах и кислых эффузивах. Таким образом, песчано-сланцевые формации кембро-ордовика и кислые вулканогенно-осадочные толщи отличаются повышенными (в 2-5 и более раз) местным кларком бериллия, чем другие породы региона. Преимущественное накопление бериллия в песчано-сланцевых породах, вероятно, связано с амфотерностью бериллия и адсорбцией его глинистым веществом.

Следовательно, приуроченность бериллиеносных гранитных массивов к песчано-сланцевым флишеидным формациям является не случайной, а вполне закономерной, отражающей унаследование гранитной магмой металлоносности исходных вмещающих пород.

Распределение бериллия, бора, лития и фтора в гранитных массивах

По содержанию бериллия в гранитах выделяются 2 группы бериллиеносных массивов (табл. 2): 1) гранитные массивы (Убино-Белореченский, Талово-Тургусунский и Талицкий) с высокими средними содержаниями бериллия ($0,0006-0,0008\%$), превышающими в 1,2-2 раза кларк бериллия для кислых пород (А.А. Беус, 1960, А.П. Виноградов, 1962); 2) гранитные массивы (Белокурихинский, Калгутинский и Алейский) с низкими содержаниями ($0,0003-0,0004\%$) в 1,2-1,7 раза ниже его кларка. Наиболее низкие содержания бериллия ($0,0001\%$) характерны для габбро-диоритов, диоритов и грано-

Т а б л и ц а 2

Среднее содержание (в %) Ве, В, Li, F
в гранитах

№ № п/п	П о р о д а	К-во проб	Ве	В	Li	F	В/F
			$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4}$
1	2	3	4	5	6	7	8
Массивы I группы							
1. Габбро-диорит		3	I	<u>3-7</u> 5	<u>10-15</u> 12	<u>18-26</u> 22	<u>16-27</u> 21
2. Диорит		2	<u>1-2</u> 1,5	<u>10-20</u> 15	<u>10-15</u> 12	<u>16</u>	<u>63-125</u> 93
3. Гранодиорит		5	3	<u>11-56</u> 35	<u>10-33</u> 21	<u>4-33</u> 18	<u>33-640</u> 350
4. Среднезернистый биотитовый гранит		15	<u>3-10</u> 3,5	<u>4-43</u> 15	<u>5-25</u> 13	<u>8-30</u> 16	<u>24-358</u> 95
5. Порфировидный биотитовый гранит		16	<u>4-16</u> 9,5	<u>4-17</u> 7	<u>5-25</u> 15	<u>10-30</u> 19	<u>22-106</u> 46
6. Мелкозернистый биотитовый гранит		12	<u>9-15</u> 12	<u>9-18</u> 13,5	<u>20-22</u> 21	<u>22-28</u> 25	<u>32-82</u> 54
7. Гранит-порфир		8	<u>3-10</u> 5	<u>3-14</u> 7	<u>10-15</u> 10	<u>9-39</u> 17	<u>21-63</u> 38
8. Аплитовидный гранит		24	<u>1-15</u> 4	<u>3-35</u> 14	<u>3-15</u> 7	<u>3-12</u> 9	<u>34-600</u> 315
9. Аплит		14	<u>2-4</u> 3	<u>3-12</u> 6	<u>3-15</u> 5	<u>3-11</u> 5	<u>37-440</u> 153
Среднее по массивам I группы		99	7	11	12	18	68

I	2	3	4	5	6	7	8
Массивы II группы							
I Габбро-диорит, диорит		5	<u>I-2</u> I,4	<u>7-14</u> II	<u>4-10</u> 7	<u>4-10</u> 7	<u>70-244</u> 157
2 Порфиroidные биотитовые граниты		I5	<u>2-5</u> 3,5	<u>I8-40</u> 3I	<u>20-28</u> 24	<u>I2-25</u> I8	<u>72-235</u> I70
3 Средне-зернистые биотитовые граниты		I3	<u>3-6</u> 4	<u>II-23</u> I7	<u>5-6</u> 5	<u>7-II</u> 8	<u>I00-328</u> 2I5
4. Гранит-порфиры		II	<u>I-5</u> 3	<u>I8-70</u> 75	<u>I0-7I</u> 30	<u>5-I8</u> II	<u>205-3600</u> 705
5 Микрогранит-порфир		6	<u>I-3</u> 2	<u>II-70</u> 45	<u>5-32</u> I7	<u>7-II</u> 7,5	<u>I33-700</u> 4I6
6 Микрогранит-аплит		6	<u>I-3</u> 2	<u>I2-40</u> 23	<u>I0-38</u> 22	<u>3-I0</u> 6	<u>66-400</u> I92
Среднее по массивам II группы		56	3	24	I5	I2	205
Среднее для изученных массивов		I55	5,5	I8	I3	I6	I43
Кларки кислых пород (А.П. Виноградов, I962)			5,5	I5	4	8	I87

диоритов — первых продуктов кристаллизации магматического очага. Низкие содержания (0,0002–0,0004%) бериллия обнаружены в аплитах, аплитовидных и лейкократовых гранитах и гранит-порфирах, представляющих собой краевые зоны гранитов разных фаз кристаллизации. Наиболее высокие содержания бериллия (0,0006–0,0011%), отмечаются в мелко-среднезернистых и порфиroidных биотитовых гранитах разных фаз кристаллизации массивов первой группы, а низкие (0,0003–0,0004%) — массивов второй группы.

Основным минералом-носителем и концентратором бериллия в нормальных гранитах является плагиоклаз (олигоклаз-андезин), содержащий от 0,0013 до 0,0031% бериллия, что составляет 60–84% всего бериллия породы. В более кислых плагиоклазах (в альбите) содержание бериллия снижается до 0,0004%.

В гранитных массивах первой группы содержание бора колеблется от 0,0008 до 0,0016%, что ниже или равно кларку бора в кислых породах (А.П. Виноградов, 1962), а во второй группе — превышает кларк до 2-х раз. Содержания лития более высокие в гранитах II группы и низкие в гранитах I группы. Количество фтора превышает кларк в 1,5–3,5 раза в гранитах I группы и равны или до 1,5 раза выше кларка в гранитах II группы. Минералом-носителем и концентратором бора является плагиоклаз (олигоклаз-андезин), а лития и фтора — биотит.

Статистически установлено, что в гранитах между бериллием и бором имеется обратная корреляционная зависимость, а между бериллием и фтором — прямая (Косалс Я.А., Сухоруков Ф.В., 1965) Это связано, по-видимому, с борьбой бериллия с бором за фтор в магматическом расплаве.

Приведенные данные показывают, что бериллиеносными являются гранитные массивы как с повышенным (до 2-х раз), так и с пониженным (до 2-х раз) местным кларком бериллия. Следовательно, потенциальная бериллиеносность интрузии определяется не повышенным кларком бериллия, а зависит от концентрации и поведения элементов-минерализаторов (В и F) в расплаве.

Более низкие (в 2–3 раза) содержания бериллия, бора, лития, фтора и др. элементов в аплитах, аплитовидных и лейкократовых гранитах и гранит-порфирах разных фаз по сравнению с нормальными разностями биотитовых гранитов тех же фаз объясняется умень-

шением степени изоморфизма этих элементов в породообразующих минералах все более кислых пород. Избыточное количество их получает возможность отделяться в составе горячих растворов из кристаллизующегося расплава, особенно в периоды его инъекции.

Распределение бериллия, бора, лития и фтора в метасоматически измененных гранитах, грейзенах и жилах

Изучение распределения перечисленных элементов в продуктах гидротермального метаморфизма гранитов проводилось в пределах рудных полей Белорецкого, Каракольского, Казандинского, Экипетского, Курановского, Калгутинского и Алейского месторождений.

Установлено, что двуслюдяные (микроклинизированные) граниты характеризуются низкими (0,0002–0,0004%) содержаниями бериллия, т.е. в 2–3 раза меньше, чем в неизмененных гранитах (табл. 3). В зависимости от содержания бериллия в исходных гранитах (массивы I и II группы) в процессе калиевого метасоматоза выносятся от I до 7 г. бериллия из I т. породы. По мере усиления альбитизации и грейзенизации некоторые разности двуслюдяных гранитов имеют более высокие (0,0007–0,0015%) содержания бериллия, что связано с накоплением бериллия (до 0,0043%) в мусковите.

Существенные концентрации бериллия (0,001–0,45%), что выше кларка до 1000 раз, в виде берилла установлены в альбитизированных разностях гранитов. Если альбитизация развивается по гранитам (массивы II группы) с повышенным содержанием (0,002–0,004%) бора, то происходит образование турмалина, а берилл обычно отсутствует и содержание бериллия не превышает 0,0004%. В интенсивно грейзенизированных разностях гранитов содержание бериллия резко снижается в 100–200 раз по сравнению с бериллоносными альбитизированными гранитами. Это свидетельствует о выносе бериллия при грейзенизации бериллоносных гранитов и перераспределении его в трещинах грейзеновых тел.

В трещинных грейзеновых телах в гранитах массивов I и II группы наблюдается концентрация бериллия (берилла) во внешней зоне кварц-слюдистого и кварц-полевошпат-слюдистого состава. Кварце-

Т а б л и ц а 3

Среднее содержание (в %) Be, B, Li и F в метасоматтически измененных гранитах, грейзенах и рудных жилах

№№ п/п	К-во проб	П о р о д ы	Be	B	Li	F	B/F
			$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
1	II2	Бiotитовые граниты	5,5	23	15	16	I43
2	I4	Двуслюдяной (микроклинизированный) слабо грейзенизированный гранит	3	25	17	28	90
3	I2	Двуслюдяной слабо альбитизированный гранит	8	59	24	22	268
4	I5	Альбитизированный гранит (мусковитовый гранит)	1264	31	15	126	24
5	I6	Мусковит-кварц.альбитит	267	31	15	15	206
6	6	Турмалин-кварц.альбитит	3,4	1367	13	13	10515
7	2	Мусковит-турмал.грейзен	3	8650	14	31	27900
8	I7	Интенсивно грейзенизированный гранит	29	71	50	116	61
9	I4	Кварц-полевошпат-слюдистый грейзен	589	32	35	274	11
10	I8	Слюдисто-кварц.грейзен	47	67	26	82	81
11	10	Флюорит-слюдистый грейзен	24	109	49	211	51
12	I2	Кварц-слюдистый прожилок с бериллом	2832	19	230	125	16
13	5	Кварцевая жила	779	19	15	46	41
14	11	Флюорит-полевошпатовый прожилок с бериллом	700	16	8	250	6

вые и слюдястые разности грейзенов внутренних зон не содержат берилла и в них основным минералом-носителем и концентратором бериллия является мусковит, содержащий от 0,0075 до 0,05% бериллия. В центральных частях грейзеновых тел отмечаются берилловые кварц-берилловые и слюдисто-берилловые прожилки (содержание бериллия достигает 0,28%). В кварцевых жилах содержание бериллия достигает 0,11%.

Установлено, что в метасоматически измененных гранитах и грейзенах, кроме берилла, турмалина, флюорита и топаза концентратором и носителем бериллия, бора, лития и фтора является мусковит. Характерно возрастание содержаний бериллия и бора в мусковитах от двуслюдяных гранитов по мере усиления интенсивности грейзенизации до грейзенов, где содержание бериллия в мусковитах достигает 0,05%, а бора - 0,015%. Мусковиты из оторочек жил содержат 0,005-0,0081% бериллия и 0,0014-0,0022% бора.

Статистической обработкой данных установлено, что обратная корреляционная связь между бериллием и бором сохраняется и в метасоматически измененных гранитах и грейзенах. Это подчеркивается прямой корреляционной связью бериллия с фтором, но обратной - бора и фтора. Установленная борьба между бериллием и бором за фтор в магматическом расплаве сохраняется и при гидротермальном метаморфизме и величина отношения В/Р определяет возможную степень накопления бериллия в тех или иных зонах метасоматической колонки.

Эти данные показывают, что в процессе гидротермального метаморфизма гранитов происходит интенсивное перераспределение бериллия; вынос в процессе микроклинизации и концентрация при альбитизации и грейзенизации, причем отложение берилла в одних зонах грейзенов и отсутствие в других, тесно связано с режимом кислотности-щелочности растворов, изменяющемся в результате взаимодействия их с вмещающими породами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

I. Специализированная рудоносность гранитоидов обусловлена процессом сложноциклической осадочной дифференциации вещества, тесно связанной с условиями тектонического развития геосинклина-

ли, геохимической направленностью изменения состава вулканогенных и осадочных формаций и геохимической историей отдельных элементов в осадочном и магматическом процессах.

Этот вывод, по нашему мнению, объясняет первопричину и существо поясового (В.П. Нехорошев, 1951, 1958) размещения рудной минерализации Горного Алтая и других регионов, а также исключения из общих региональных закономерностей отдельных структурно-металлогенических зон, выделенных В.А. Кузнецовым (1963).

Важнейшим фактором пространственного размещения бериллиевого оруденения на территории Горного Алтая является наличие мощных (до 15 км) флишеидных песчано-сланцевых толщ кембро-ордовика, слагающих геосинклинальные поднятия каледонского этапа консолидации (Чарышско-Теректинская и Телецкая структурно-формационные зоны) и отдельные участки (антиклинории) герцинского унаследованного прогиба - Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны. Именно, состав осадочных формаций является той основой регионально-геологической закономерностью, которая определяет связь магматизма и металлоносности с крупными тектоническими структурами I порядка. Этим обусловлено пространственное распределение бериллиеносных гранитных массивов в складчатой области в виде 2-х редкометальных рудных поясов (Чарышско-Чуйского и Телецкого) и металлогенических зон, отбазующих линейные зоны - области преимущественно накопления терригенных флишеидных формаций в миогеосинклиналиях. Пространственное же размещение отдельных бериллиеносных гранитных массивов в пределах структурно-формационных зон контролируется складчатыми структурами II, III, редко IV порядков, зонами смятия и интенсивного метаморфизма, где существовала напряженная тектоническая обстановка, приведшая к выплавлению гранитной магмы.

Нам представляется, что это должно учитываться при регионально-металлогенических исследованиях. При помощи глубокого всестороннего изучения стратиграфических разрезов осадочных и вулканогенных формаций отдельных структурно-формационных зон, определения местных кларков элементов и анализа истории геотектонического развития их можно составить научно обоснованные схемы металлогенического районирования и прогнозные карты как для современного эрозионного среза, так и для не вскрытых эрозией гра-

нитных массивов. На составленной по этому принципу карте бериллиеносности Горного Алтая определялись перспективные площади для поисков бериллиевого оруденения в Горном Алтае (Я.А.Косалс, 1964, 1965).

2. Приведенные данные свидетельствуют, что концентрация бериллиевого оруденения в связи с гранитными интрузиями калбинского комплекса является результатом сложной и длительной геохимической истории бериллия в осадочном, магматическом процессах, а также процессов гидротермального метаморфизма гранитов.

3. Горячими растворами бериллий выносятся не только из кристаллизующегося магматического расплава, но и перераспределяется в процессе гидротермального метаморфизма ранее раскристаллизованных гранитов I и II фаз кристаллизации.

4. Потенциальная бериллиеносность и металлогеническая (бериллиевая) специализация гранитных интрузий определяется не столько абсолютными концентрациями (местными кларками) бериллия в гранитах, сколько концентрацией и поведением фтора и бора в процессе становления гранитных интрузий.

5. Учет всего вышесказанного при проведении поисковых работ на бериллия, по нашему мнению, позволит повысить их эффективность и расширить перспективы минерально-сырьевой базы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Барт Ф.В. - Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. Геохимия, № 4, 1962.
- Барсуков В.А. - О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. Химия земной коры. Тр. геохимич. конф. посвящ. 100-летию со дня рожден. В.И. Вернадского, т. 2, Наука, 1964.
- Беус А.А. - Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Виноградов А.П. - Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.

- Шахов Ф.Н. - Зоны смятия на Алтае и связи с рудными месторождениями. *Вопр. геол. Сибири.* Т. № I, 1945.
- Шахов Ф.Н. - О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. *Тр. П Всес. петрограф. совещ. Изд. АН СССР,* М., 1960.
- Щербаков Ю.Г. - О геохимической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими их породами в Западной Сибири. *Геохимия,* № 9, 1963.
- Щербаков Ю.Г. - О корреляционной зависимости рудных комплексов, связанных с гранитоидами, от состава вмещающих их формаций. *Докл. АН СССР,* т. 156, № 2, 1964.
- Щербаков Ю.Г. - Генетические черты золоторудных месторождений в Горном Алтае. В сб. *Геология и геохимия рудных месторождений Сибири.* СО АН Изд. Наука, Новосибирск, 1965.

Б.В. Дроздов
ЭГУ

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ТАНТАЛОВОГО И БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА АЛТАЕ

Впервые поиски рудных металлов (в то время только вольфрама и молибдена) организуются на территории Горного Алтая в 1932 году. С тех пор и до половины 50-х годов было открыто и частично изучено несколько десятков вольфрамовых, молибдено-вольфрамовых и молибденовых месторождений и рудопроявлений, в основном, кварцево-жильного типа (Кок-Кульское, Чиндагатуйское, Калгутинское, Белорецкое, Мульчихинское, Верх-Слюдянское, Осиновское, Токаревское, Березовские и многие другие) с запасами до 1000-10000 тонн WO_3 и до 500-2000 тонн Mo.

Несмотря на то, что на большинстве из них среди жильных минералов часто отмечался берилл, специальные поиски последнего начались лишь в 50-е годы. При этом, до 1960 года исследования носили, как правило, ревизионный характер: на бериллий изучались известные кварцево-жильные вольфрамовые и молибдено-вольфрамовые месторождения и рудопроявления. Среди наиболее интересных бериллиевых месторождений, разведанных в этот период, следует отметить Казандинское (1219 тонн BeO при среднем содержании в руде 0,2% BeO), Каракольское (629 тонн BeO , ср. содержание BeO в руде - 0,112%) и комплексное Урзарсайское (10000 тонн WO_3 и 880 тонн BeO при соответствующих средних содержаниях в 0,11% и 0,05%).

На первых двух, а также в пределах Белокурихинского. гранитного массива (Курановское бериллиевое рудопроявление) в 1956 году на Алтае впервые были обнаружены бериллоносные автоме-

тасоматически измененные граниты с содержанием окиси бериллия от тысячных долей до целых процентов. В протолочках этих гранитов некоторыми исследователями отмечался колумбит.

Следует подчеркнуть, что наличие бериллоносных гранитов с колумбитом на Казандинском и Каракольском месторождении было воспринято только как факт. Их изучением никто не занимался, хотя в то время подобный тип оруденения считался одним из наиболее перспективных.

В 1957 году на Алтае были открыты гельвиноносные скарны (Белорецкое месторождение), а в пределах Абаканского хребта, редкометалльные пегматиты с танталитом, бериллом и сподуменом.

Наконец, к концу 50-х годов в гранитах Елиновского и Коровихинского массивов было отмечено распространение титано-тантало-ниобатов, редких земель, урана и тория. Правда, в связи тантало-ниобиевого оруденения с какими-либо постмагматическими процессами никаких упоминаний не было. Вкрапленность титано-тантало-ниобатов рассматривалась как аксессуарная магматического генезиса. Так, указывая на высокие (до 149,7 г/т) содержания эвксенита в гранитоидах Коровихинского массива, сотрудники ИМГРЭ (В.В. Ляхович, В.П. Золотарев и др.) в то же время подчеркивали однообразие слагающих его пород, подверженных, якобы, только слабой альбитизации. Причем эта альбитизация, оговаривались они здесь же, "... является, очевидно, позднемагматическим процессом, а не приурочена к каким-либо определенным зонам".

В процессе наших работ установлено более глубокое метасоматическое изменение гранитоидов Коровихинского массива, явившееся результатом интенсивно проявленных постмагматических процессов (микроклинизации и альбитизации).

Микроклинизация охватывает значительные эндоконтактные зоны массива, постепенно "затухая" к его центральным частям. Выражается она в замещении первичных минералов (в первую очередь плагиоклазов) четко сдвойникованным микроклином. Обычно микроклинизация сопровождается перекристаллизацией кварца, нередко в узкой эндоконтактной зоне образуются пегматоидные жилы и шпильки или участки гранитов с микрографической структурой.

В неизмененных гранитах центральной части массива метасоматический микроклин изредка наблюдается в виде крупных вкрап-

ленников вдоль трещинок. От первичного метасоматический микроклин отличается высокой степенью упорядочения двойникования (двойниковая решетка очень четкая и тонкая) и крайне слабой пелитизацией.

Слабая постмагматическая альбитизация также охватывает большие массы гранитоидов эндоконтакта. Проявляется она в нарастании альбита или альбит-олигоклаза на зерна раскисленного плагиоклаза, образовании мелких зерен альбита или альбит-олигоклаза на стыках калиевых полевых шпатов, мусковитизации биотита.

В участках пологих контактов или на пересечении сколовых трещин образуются десилицированные альбит-микроклиновые или микроклин-альбитовые пористые породы и альбититы с флюоритом.

В отдельных дайках аплит-пегматитов отмечается амазонитизация и поздняя альбитизация.

По данным анализа протолочек, максимальные содержания эвксенита характерны для наиболее интенсивно микроклинизированных гранитов. В них же отмечается большое количество магнетита и ильменита.

В альбитизированных и особенно в десилицированных альбитизированных гранитах и альбититах содержание перечисленных минералов резко снижается, но появляется колумбит до 120 г/т.

Согласно результатам химических анализов, содержание пятиокисей тантала и ниобия неуклонно возрастает от неизмененных гранитов к альбититам, составляя соответственно:

в неизмененных гранитах : $\angle 0,003\%$ и $\angle 0,006\%$;

в микроклинизированных - до $0,0035\%$ и до $0,01\%$;

в альбититах до $0,005\%$ и до $0,02\%$.

В амазонитизированных аплит-пегматитах содержания пятиокисей тантала и ниобия также составляют $0,005\%$ и $0,02\%$.

Таким образом, тантало-ниобиевая минерализация коровихинских гранитоидов связывается с постмагматическими процессами, причем, обогащение танталом и ниобием происходило уже в стадии ранней микроклинизации.

Кроме того, было отмечено накопление тантала и ниобия и в процессе образования кварцевых жил Лотовского вольфрамового рудопроявления, генетически связанного с массивом и расположенно-

го в его экзоконтакте. Спектральным анализом, наряду с W, Ti, Zr, Sr, Y, Yb, Mo, Bi, Sn, Pb, Zn, Cu, Cr, In, Ag, Au в жилах установлено 0,03% Ta и 0,03% Nb.

Полученные к 1960 году данные заставили частично пересмотреть и направление, и методику редкометалльных поисков на Алтае. Помимо продолжения ревизии вольфрамовых месторождений и рудопроявлений, большое внимание стало уделяться поискам апогранитов и изучению первичных ореолов рассеяния редких и редкоземельных элементов. И, хотя в 1960-1962 годах почти полностью были прекращены поиски редких металлов Западно-Сибирским геологическим управлением, значительно снижены ассигнования (до 270-250 тыс. руб.) Алтайской комплексной геологической партии треста № I, а большая часть её работ перенесена на территорию Казахстана, в этот период были получены интересные результаты.

Во-первых, выяснено широкое распространение среди гранитоидов калбинского типа метасоматически измененных разностей с повышенными иногда до промышленных содержаниями бериллия, тантала и ниобия (Талицкий, Усть-Тулатинский, Майорский, Теремковский, Талово-Тургусунский, Орочаганский и др. массивы).

Во-вторых, установлена потенциальная рудоносность девонских интрузий гранитоидов, несущих иногда до 0,003-0,01% Nb до 0,003% Be (Щебниухинский, Коргонские и др. массивы).

В это же время (конец 50-х начало 60-х годов) геологами Березовской экспедиции (Главгеологоразведка, МГ СССР) в пределах Уимено-Лебедской структурно-фациальной зоны и Чуйских белков было отмечено развитие пневматолито-гидротермально измененных девонских эффузивов, вплоть до альбититов, с флюоритом, сульфидами Pb, Sn и Si и повышенными содержаниями Nb, Ta, U и Th, реже Be. Специальных исследований характера редкометалльного оруденения и анализов на тантал не проведено.

С передачей Алтайской комплексной геологической партии (ныне Алтайская поисково-ревизионная) в 1963 году в ведение ЗСГУ её работы концентрируются в Кузнецком Алатау и Восточном Горном Алтае. История работ Алтайской партии здесь затрагивается не случайно, так как с конца 50-х годов это единственная специализированная организация, ведущая поиски редких металлов на территории деятельности ЗСГУ. В то же время коллектив геолого-по-

левиков партии с 25 человек в 1959 году сократился до 10 человек в 1965 году, а ассигнования соответственно с 350 до 115 тыс. рублей. Несмотря на такой численный состав, помехи периода реорганизаций и некоторые недостатки исследований в связи с работой в совершенно новых для партии районах, за 1963-1965 г.г. получены очень интересные данные.

В Кузнецком Алатау выявлено несколько участков автотомасоматически измененных гранитоидов и сиенитов средне-верхнедевонского возраста с содержанием пятиоксида тантала более 0,01%. На одном из этих участков среднее содержание пятиоксида тантала достигает 0,021%. Проблеме тантало-ниобиевого оруденения Кузнецкого Алатау посвящен специальный доклад.

В Восточном Горном Алтае, в районе хр. Чихачева (Богутинский и Таштузекский массивы) выявлены широко распространенные микроклинизированные и альбитизированные граниты калбинского типа.

В отдельных случаях среди них развиты существенно микроклиновые породы, несущие следы альбитизации, реже грейзенизации и обогащенные бериллом. Материалы по участку обрабатываются.

В альбитизированных и грейзенизированных гранитах Курановского штока (Белокурихинский массив) отмечаются повышенные концентрации пятиокисей тантала и ниобия соответственно до 0,008% и 0,05%. В протолочках этих гранитов установлен колумбит.

Концентрация ниобия и тантала в альбитизированных и грейзенизированных гранитах и грейзенах Алтая подтверждается и результатами исследований ИГиГ СО АН СССР (Я.А. Косалец):

П о р о д а ^X)	К-во проб	Содержание в % <u>Пределы</u>		
		<u>Среднее</u>		
		Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta/Nb
Альбитизированные граниты	4	<u>0-0,0038</u> 0,0019	<u>0,0007-0,0038</u> 0,0026	0,73
Мусковит-кварцевые альбититы	6	<u>0-0,0075</u> 0,0025	<u>0,0016-0,0121</u> 0,0057	0,44
Грейзенизированные альбитизированные граниты	7	<u>0-0,008</u> 0,0153	<u>0,006-0,056</u> 0,0153	0,13

Кварц-мусковитовый
грейзен

4

0,005-0,058 0,001-0,006
0,038 0,003

12.66

х) Пробы отбирались на Каракольском и Казандинском бериллиевых месторождениях.

При этом, по крайней мере для этих двух месторождений Алтая характерно преимущественное накопление в стадию интенсивной грейзенизации именно тантала с преобладанием его над ниобием почти в 13 раз.

Обогащение танталом (до 0,003% Ta_2O_5) и ниобием (до 0,008% Nb_2O_5) происходит и при пневматолито-гидротермальной переработке девонских эффузивов. Эти данные получены при изучении зоны слабо микроклинизированных эффузивов и туфов кислого состава с редкой вкрапленностью сульфидов и флюорита (белки Плешивый и Горький северо-восточнее Тигерекского массива).

Наконец, в 1965 году в некоторых пегматитах Тонгулакского хребта было установлено (3 пробы) до 0,3-0,7% Nb, до 0,3-0,5% Ta и до 0,4% Y и Yb. Предположительный минеральный вид оруденения - эвксенит. Весьма интересно то, что вмещающие пегматиты внешне неизменные биотитовые, реже роговообманково-биотитовые гнейсы часто несут 0,002% Sn и Be, 0,001-0,003% Y и Yb, в случаях 0,002-0,005% Nb, в 4 случаях 0,002-0,2% W и в одном 0,7% Nb и 0,3% Ta.

Материалы по участку Тонгулакского хребта ещё не обработаны, половина проб не проанализирована.

В процессе геолого-съемочных работ Курайской экспедиции ЭГУ в этот же период на юго-восточных склонах Северо-Чуйских альп был выявлен ещё один новый для Алтая тип редкометалльного оруденения - кварцево-карбонатные жилы с пироксеном, генетически связанные с сиенитами.

Таким образом, в последние 6-8 лет, несмотря на крайне ограниченные объемы работ и некоторые ошибки в направлении и методике поисков, в пределах Горного Алтая были выявлены самые разнообразные типы редкометалльного оруденения.

В настоящее время в Горном Алтае известны:

1. С гранитоидами досилурийского^{x)} возраста колумбит-и эвксенит-содержащие кварцево-микроклиновые и кварцево-микроклин-олигоклазовые пегматиты Тонгулакского хребта.

В отдельных случаях биотитовые, реже роговообманково-биотитовые гнейсы, широко распространенные здесь и являющиеся вмещающими для пегматитов, несут высокие концентрации Та (до 0,3%), Nb (до 0,7%) и очень часто - первые тысячные доли процента Be, Sn, Y, Yb.

2. С гранитоидами додевонского^{xx)} возраста известны сподумен-берилл- и танталит-содержащие пегматиты Абаканского хребта. По классификации Н.А. Солодова они близки ко второму типу, второму подтипу микровлин-альбитовых пегматитов, с которыми в мировой практике связываются наиболее интересные редкометалльные месторождения.

И досилурийские и додевонские пегматиты изучены, как и соответствующие гранитоиды, чрезвычайно слабо. Не исключена возможность, что они являются производными одного и того же интрузивного комплекса.

x) Возраст массивов гранитоидов Алтае-Саянской (Западно-Саянской) структурно-фациальной зоны, с которыми предположительно связываются поля рудносных, урано-ториевых и редкометалльных пегматитов, до сих пор остается спорным. Различными исследователями ВСЕГЕМ, ВАГТ, ЭГУ и др. организаций он трактуется от раннеордовикского и до девонского. В последние годы в связи с определениями калий-аргоновым методом абсолютного возраста некоторых гранитоидов зоны (478-170 млн. лет) появляются высказывания даже в пользу карбон-пермского магматизма в районе, хотя минимальные значения (до 170 млн. лет) скорее характеризуют измененные разности этих гранитоидов.

xx) Нами определения "додевонские" и "досилурийские" повторяются вслед за В.П. Нехорошевым и геологами ВАГТ и ЭГУ - составителями ряда изданных геологических карт.

3. Твердо установлена потенциальная рудоносность девонских субвулканических и гипабиссальных кислых и субщелочных интрузивных пород. По данным ряда исследователей, девонские гранитоиды часто альбитизированы, часто несут вкрапленность флюорита и турмалина и содержат до 0,003% Be, до 0,04% Nb, до 0,08% Y, а также до 0,03% Mo.

По всей вероятности, кварцево-карбонатные жилы с пироксеном (Северо-Чуйские белки, проявление "Эдельвейс") связаны с сиенитами девонского возраста. Интересно, что на участке помимо сиенитов распространены ультраосновные породы (пироксениты), "... резко отличающиеся от среднекембрийских гипербазитов сравнительно высоким содержанием титана, щелочей, глинозема..." (Ю.Б. Алешко и др.). В 16 км западнее расположен небольшой массив норитов того же возраста, плагиоклаз которых "сильно альбитизирован". По имеющимся сведениям с районом норитового массива также связана аэрогаммааномалия. Возникает вопрос, нет ли на участках карбонатитовых или близких к ним образований?

Наконец, известно пневматолито-гидротермальные измененные девонские кислые эффузивы и их туфы (Уймено-Лебедская и Коргонская структурно-фациальные зоны), вплоть до альбититов, с повышенными содержаниями редких и редкоземельных элементов, урана и тория.

Как уже отмечалось, специальных работ на редкие металлы в магматических и эффузивных породах девона почти не проводилось.

4. С гранитоидами калбинского типа известны:

а. Колумбит- и берилл-содержащие пегматиты (Тигирекский и Белокурихинский массивы). Промышленного интереса они не представляют.

б. Микроклинизированные и альбитизированные гранитоиды с титано-тантало-ниобатами и колумбитом (Коровихинский, Теремковский, Майорский и др. массивы). Развита широко, изучены слабо.

в. Альбитизированные, грейзенизированные граниты и грейзены с бериллом и колумбит-танталитом (Журановское, Каракольское, Казандинское месторождения), а иногда с бериллом, бертрандитом и лепидолитом (Алейское месторождение). Развита очень широко, изучены слабо.

г. Скарны с наложенной пневматолито-гидротермальной редкометальной минерализацией (берилл, гелльвин) и флюоритом. Пока известно одно Белорецкое месторождение, изученное относительно полно.

д. Наконец, многочисленные кварцево-жильные берилловые и берилл-вольфрамовые рудопоявления и месторождения (Казандинское, Калгутинское и целый ряд других), изученные, часто недостаточно, в основном на вольфрам и бериллий. В то же время в ряде из них происходит концентрация тантала и ниобия.

Так, в жилах Казандинского и Каракольского бериллиевых месторождений исследованиями ИГиГ СО АН СССР установлено до 0,0445% Ta_2O_5 и до 0,0088% Nb_2O_5 .

Химанализами, имевшихся в нашем распоряжении вольфрамитов, из кварцево-жильных рудопоявлений Горного Алтая, выявлено:

Рудопоявления, из которых отобран вольфрамит	Кол-во проб	Содержание в %	
		Ta_2O_5	Nb_2O_5
Калгутинское	1	0,107	1,5
Верх-Слюдянское	2	0,017-0,105	0,55-0,9
Лотовское	2	0,025-0,055	0,7-0,9
Кремлевское	2	0,017-0,075	0,9-2,0
Кожанкульское (Каз.ССР)	1	0,035	0,4

При этом тантал и ниобий, концентрирующиеся в кварцево-жильных образованиях связаны, по-видимому, с собственной минерализацией. Подтверждением тому служат находки колумбита на Каракольском и Казандинском бериллиевых месторождениях. На последнем, в частности, ещё в 1947 году при промывке развалов кварцевой бериллоносной жилы было обнаружено "... более 100 зерен колумбита на лоток (10 кг) промывки породы" (А.А. Литвинцев).

Анализ имеющихся данных (как по Алтаю, так и по различным регионам СССР и за рубежом) позволяет считать Горный Алтай одной из перспективных провинций на тантал и бериллий, изученной далеко недостаточно.

К сожалению, до сих пор не проведена тщательная систематизация всех накопившихся сведений, прямо или косвенно помогающих расшифровке особенностей локализации редкометального оруденения в пределах Горного Алтая и его качественной характеристики в зависимости от принадлежности к тому или иному интрузивному комплексу. Имеющиеся в этом направлении работы ВСЕГЕИ, ВАГТ, СНИИ-ГТЧМС и СО АН СССР базируются на материале широко известных месторождений и рудопоявлений и отражают лишь общие перспективы территории, причем в основном на бериллий и только в связи с гранитоидами калбинского типа. Во многом, конечно, это объясняется спецификой исследований прошлых лет (поиски берилла) и установившимся мнением о связи редкометальной минерализации Горного Алтая исключительно с гранитоидами калбинского типа, что в последнее время частично опровергается многочисленными фактами.

В соответствии с вышеизложенным, при проведении в будущем, в пределах Горного Алтая научно-исследовательских и поисковых работ на редкие металлы, основными направлениями изысканий следует считать:

1. Поиски танталового и отчасти бериллиевого оруденения на участках недостаточно изученных массивов гранитоидов калбинского типа.

Особое внимание должно быть уделено разностям автометасоматически измененных гранитов (альбитизированных и грейзенизированных) Талицкого, Белокурихинского, Калгутинского, Таштузекского, Петидского и некоторых других массивов.

2. Поиски в районах развития девонских субвулканических и гипабиссальных кислых и субщелочных пород (Умьено-Лебедская и Коргонская структурно-фациальные зоны) возможного тантало-ниобиевого (колумбит, микролит, пироксенол и др.) и бериллиевого (бертрандит) оруденения в пневматолито-гидротермально переработанных кислых эффузивах и автометасоматически измененных гранитоидах.

3. Поиски танталового и литиевого оруденения в связи с пегматитами Алтае-Саянской структурно-фациальной зоны (бассейн р.р. Чулышмана и Башкауса), где совершенно неизученные пегматитовые поля развиты чрезвычайно широко.

В.П. Ковалев
Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

БЕРИЛЛ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ АБАКАНСКОГО ХРЕБТА

Открытие в 1949 году в районе Телецкого озера берилла совпало с выводом о том, что установленные ещё в 30-е годы (Бубличенко, 1931) пегматиты этой труднодоступной и слабо изученной территории Горного Алтая составляют крупные жильные поля и отвечают северному продолжению протяженного Чулышманского пегматитового пояса. Для южного окончания этого пояса непромышленная бериллиевая минерализация стала известна ещё раньше в результате работ Г.Д. Афанасьева (1937, 1938). Несмотря на то, что проявления редкометальной минерализации пояса привлекали внимание многих геологов, за истекшие три десятилетия в направлении изучения состава, строения и генезиса пегматитовых жил сделано очень немногое.

Настоящая статья содержит краткую характеристику бериллиевой минерализации указанного района в свете современных представлений о генезисе гранитных пегматитов и основана на личных наблюдениях автора, выполненных в 1962-1964 г.г. Сведения, содержащиеся в ней, относятся к трем пегматитовым полям, отличающимся между собой некоторыми особенностями внутреннего строения жил и геолого-структурной позицией. Хотя ими, безусловно, не исчерпывается все многообразие встречающихся в районе пегматитовых тел, в некоторых отношениях и особенно в морфогенетическом эти поля можно считать типичными для Прителечья.

Геологическое положение пегматитов района представляется одновременно относительно простым и достаточно сложным. Это обстоятельство вызвано интенсивным метаморфизмом пород в позднегерцинское время (Дмитриев А.Н., 1963), проявившимся на обширной территории, которая представляет область сочленения двух крупных региональных структур — Горного Алтая и Западного Саяна. Метаморфизму подверглись как эффузивно-осадочные и осадочные породы неясного (протерозойского или нижнепалеозойского) возраста, так и залегающие среди них в виде линейно вытянутых крупных тел граниты. Метаморфизованными оказались также и предшествовавшие гранитам габброиды, образующие небольшие по размерам штоки. Обращает на себя внимание, что метаморфизм первично-осадочных пород проявился на изученной нами площади неравномерно и ослабевает по мере удаления от Абаканского и Кокшинского массивов: в этом направлении гнейсы и кристаллические сланцы постепенно сменяются кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Этот локальный, обладающий чертами регионального, метаморфизм автор склонен считать предшествовавшим гранитной магме, которая зарождалась в зоне смятия, контролируемой глубинным разломом. Гнейсовидный же облик биотитовых гранитов и секущих их гранит-аплитов, вероятнее всего, является результатом более позднего динамометаморфизма, затронувшего и выщипавшие породы. Залегающие в гранитах пегматиты и кварцевые жилы, как образования иной компетентности, испытали только повсеместное дробление (катаклиз, зеркала скольжения, пластические деформации минералов и т.п.).

Упомянутые нами пегматитовые поля, наиболее доступные для изучения из числа содержащих убогую бериллиевую минерализацию, расположены вблизи или в пределах самого гранитного массива. Ниже приводится самая общая их характеристика, которая позволяет, тем не менее, провести основные отличия слагающих поля пегматитов, установить связь с единым материнским источником, а также наметить предполагаемую последовательность образования. Принадлежность их к одной эпохе минерализации доказывается, помимо пространственной приуроченности к участкам с одинаковой геологической историей, отсутствием взаимных пересечений жил, отличающихся минеральным содержанием, и существованием тел промежуточного состава.

Пегматиты, залегающие в гранитах, представлены различно ориентированными, как правило, небольшой, но выдержанной мощности жилами сравнительно простого строения. Они появились позднее гранит-аплитов массива, с которыми находятся в секущих отношениях. Ориентировка жил никогда не совпадает с направлением огнейсовки гранитов, что является косвенным указанием на разновременность пегматитового и метаморфического процессов. Иногда жилы ветвятся под большими углами. Главными породообразующими минералами являются кварц, микроклин и альбит-олигоклаз. Постоянно присутствуют в жилах турмалин и гранат. Внутреннее строение жил несложно. По контакту с вмещающими породами наблюдается турмалиновая оторочка, крайне редко наблюдаются зоны или участки аплитовой и графической структуры, чаще всего от стенок к центру жил субграфическая или пегматоидная структура, сопровождающаяся увеличением крупности кварца и полевых шпатов, переходит в крупноблоковую, редко с кварцевым ядром. Эти детали строения в более мощных и, вероятно, имевших более длительное развитие жилах осложнены явлениями замещения с появлением крупночешуйчатого мусковита и альбита. В этих участках также присутствуют турмалин и гранат (тоже идиоморфный). Альбитовые участки часто богаты зеленоватым апатитом. Кроме берилла, в жилах наблюдаются ильменит, уранинит, тантало-ниобаты, сульфовисмутиды Cu , Pb и Ag .

Пегматиты, залегающие в гнейсах и кристаллических сланцах, также характеризуются жильной формой тел, хотя и не столь правильной, как в гранитах. Мощность жил самая различная от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Только вблизи контакта с гранитами эти жилы секут сланцеватость пород, на некотором же удалении от массива резко преобладают крутопадающие согласные тела субмеридионального простирания. В сравнении с пегматитами из гранитов маломощные простые жилы участка содержат больше альбит-олигоклаза. Кроме того, кое-где в их составе появляются типичные метаморфические минералы, характерные для кристаллических сланцев района, а именно, силлиманит, андалузит и кордиерит. Жилы на контакте со сланцами также имеют оторочки турмалина, нередко сплошные. Крайне редок в них биотит, который скорее

является реликтовым минералом сланцев и замещается мусковитом и хлоритом. Кроме обычных в мощных телах альбита и крупночешуйчатого мусковита, которые характеризуют зоны пневматолито-гидротермального замещения собственно пегматита, нами наблюдался скаполит. К минералогическим находкам относятся молибденит и сульфобисмутид, Рв, Сu, Аg. В одной из жил отмечено появление амазонита. В этих жилах, ярче проявились участки и зоны с аплитовой, письменной и блоковой структурами. Они нередко имеют больше одного-двух кварцевых ядер, что, вероятно, может указывать на формирование в неспокойной тектонической обстановке (Солодов Н.А., 1961). Полости и друзы в этих пегматитах явление, по-видимому, чрезвычайно редкое.

Пегматитовые жилы третьего поля залегают среди метаморфизованных габбро и амфиболитов. Это также линейные тела, испытавшие местами крупные смещения вдоль поздних нарушений. Как правило, жилы имеют большую (до 80 м) мощность и сложное строение. В некоторых из них имеется не одно, а два-три кварцевых ядра. В отдельных жилах удается наблюдать почти все зоны гранитных пегматитов в понимании А.А. Беуса (1954). Более сложная и длительная история формирования этих пегматитов (особенно более полное развитие явлений замещения) предопределила большую пестроту минерального состава. Кроме минералов, встреченных в составе жил, которые залегают в гранитах и метаморфических породах, здесь наблюдаются клевеландит, сподумен, ганит, тантало-колумбит, онкезин, мелкочешуйчатый лепидолит, сфалерит, борнит, самородный висмут и некоторые другие. Обыкновенно все эти минералы тяготеют к центральным частям пегматитовых тел, где наиболее полно проявилась мусковитизация и альбитизация пород. Также как и в жилах из других пегматитовых полей рудная минерализация имеет весьма скромные размеры и может привлекать внимание только с точки зрения удобства изучения на таких объектах последовательности этапов и стадий пегматитового процесса.

Приведенные примеры пегматитовых тел характеризуют процесс пегматитообразования в развитии, начиная с эпимагматической стадии через пневматомагматическую до пневматолито-гидротермальную и гидротермальную. Они хорошо укладываются в предложенную

Н.А. Солодовым (1959, 1961, 1962) систематику редкометалльных пегматитов. Так жилы, залегающие в гранитах, относятся к микроклиновым и переходным к микроклин-альбитовым, которые лучше всего выражены в районе на примере второй группы пегматитов. Пегматиты третьего поля представляют альбитовый тип.

Выявленная тенденция развития пегматитового процесса в сторону образования щелочных замещающих комплексов, позволяет надеяться на обнаружение и альбит-сподуменового типа. Положение пегматитовых полей по отношению к гранитам и отличия в их составе и строении хорошо совпадают с выявленной для других районов зональностью и порядком размещения их вокруг родоначальных массивов. И все же на данной площади такая генетическая связь твердо не доказана. Препятствием служит отсутствие на современном эрозионном срезе сингенетических (шлировых) пегматитов (Бегус А.А., 1960), а также невозможность использования в этих целях данных абсолютного возраста (вследствие метаморфизма гранитов).

Бериллиевая минерализация, как уже отмечалось, представлена бериллом. Упоминание Г.Д. Афанасьевым (1937, 1938) для южного окончания пегматитового пояса, хризоберилл и фенакит в районе Телецкого озера не найдены. Присутствие берилла во всех главнейших типах пегматитов Абаканского хребта доказывает, что условия, благоприятствовавшие концентрации бериллия, существовали продолжительное время. Это доказывается и на основе последовательности образования минеральных парагенезисов и отдельных минералов в изучавшихся жилах.

Берилл из жил первого типа, как правило, не обнаруживает отчетливой приуроченности к участкам мусковитизации и альбитизации. Можно думать, что главная масса его отложилась до начала процессов щелочного метасоматоза, которые проявились здесь весьма неполно. Характерной формой кристаллов минерала является шестигранная, близкая к правильной призма с тупой вершиной, ограниченной пинакоидом (0001). Отношение ширины к длине кристаллов достигает 1:10. Иногда наблюдаются сростки по длинной оси два-три индивида. Весьма редки кристаллы хорошей сохранности, чаще всего они имеют изломы по поперечной отдельности, которые залечены кварцем и реже альбитом и муско-

витом. Размеры выделений невелики (максимально до 6 см по оси призм). Окраска бериллов меняется от светло-зеленой, голубоватой до медово- и восково-желтой. Прозрачные кристаллы неизвестны. В шлифах берилл содержит тонкие включения серицита. Обычно берилл не образует скоплений и встречается в виде одиночных редких кристаллов, неравномерно рассеянных в жиде пегматита. Предпочтительной приуроченности его к какой-либо зоне жильного выполнения не наблюдается. На распределение берилла не влияет, по-видимому, и мощность жил — он встречается иногда в жилах пятисантиметровой мощности и отсутствует в мощных жилах. Взаимоотношения берилла с главными породообразующими минералами пегматитов свидетельствуют о позднем его происхождении.

Берилл из жил второго микроклин-альбитового типа, обладая многими сходными чертами с только что описанным, характеризуется рядом особенностей. Несмотря на то, что он окрашен в тех же тонах и форма его выделений — одиночные, почти правильные призм, он отличается, прежде всего, размерами кристаллов, значительно более крупными, хотя и столь же редкими. Он охотнее создает скопления, которые тяготеют к центральным частям жил. Кристаллы бериллы нередко бывают включенными в кварце центрального ядра жилы и в крупноблоковом микроклине второй генерации. Часто окружение берилла, помимо кварца, составляют альбит и мусковит. Кристаллы его также часто оказываются деформированными и залечены кварцем или альбитом.

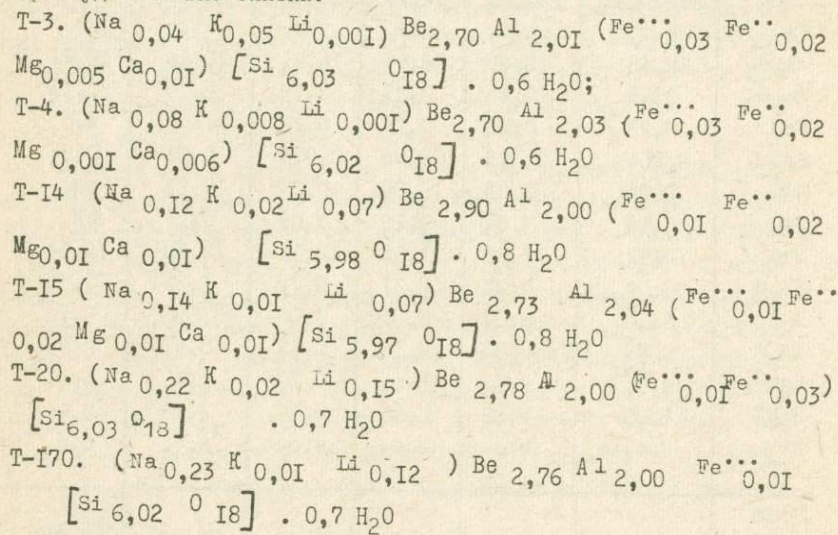
Более резко от этих бериллов отличается берилл из жил третьего пегматитового поля. Для него не характерны правильные кристаллы. Он образует небольшие по размерам гнезда из крупных до 6 см в поперечнике пирамидальных кристаллов копьевидного облика, или скопления сросшихся неправильной формы выделений. Окраска у него слабозеленоватая до белой. Характерной чертой является сонахождение с пластинчатым и мелколейстовым, иногда сахаровидным альбитом или с мусковитом и кварцем. Нарушенные кристаллы также залечены кварцем или альбитом. Микроскопическое изучение берилла не вносит ничего существенно нового к характеристике минерала (он одноосный, отрицательный, иногда со слабым облачным угасанием $N_0 = 1,587$, $N_e = 1,582$).

Таблица I

Жильные поля ОКИСЛЫ	Первое		Второе		Третье	
	T-3	T-4	T-I4	T-I5	T-20	T-I70
SiO ₂	65,50	65,20	64,76	64,78	64,50	64,75
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	18,48	18,69	18,46	18,41	18,16	18,21
Fe ₂ O ₃	0,45	0,44	0,23	0,19	0,19	0,13
FeO	0,28	0,26	0,23	0,22	н.о.	н.о.
MnO	0,004	0,003	0,008	0,006	0,01	0,01
MgO	0,04	0,03	0,06	0,04	0,23	сл.
CaO	0,13	0,07	0,15	0,09	сл.	сл.
BeO	12,72	12,89	13,08	12,88	12,38	12,34
Na ₂ O	0,54	0,44	0,71	0,77	1,25	1,35
K ₂ O	0,10	0,07	0,05	0,06	0,096	0,12
Li ₂ O	0,09	0,04	0,19	0,18	0,41	0,47
H ₂ O ⁻	н.о.	н.о.	н.о.	0,10	н.о.	н.о.
H ₂ O ⁺	2,00	1,92	2,50	2,46	2,48	2,46
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма окислов	100,33	100,05	100,50	100,18	99,70	99,83
Сумма окислов щелочных металлов	0,73	0,55	0,95	0,01	1,76	1,94

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, аналитики И.К. Кузнецова и Л.Н. Тюленева; согласно определению, выполненному В.Симоновой (ИГиГ) пробы T-20 и T-I70 содержат соответственно 0,57 и 0,66% бора.

В таблице I приведены результаты полных химических анализов бериллов (на каждое из трех пегматитовых полей приходится по два анализа). В первых двух полях анализировались соответственно бериллы с зеленоватой и восково-желтой окраской, а в третьем берилл с кварц-мусковитовым и альбитовым окружением. Результаты анализов и особенно пересчеты на формулу минерала, проведенные по кислородному методу (Булах А.Г., 1964) убедительно показывают, что химические составы каждой пары мономинеральных проб удивительно близки:



С другой стороны, составы пар наглядно отличаются между собой и, главным образом, содержанием щелочей. Согласно принятой номенклатуре (Беус А.А., 1960; Фекличев В.Г.) существующих модификаций бериллов микроклиновые пегматиты района содержат бесщелочной или слабощелочной берилл, мик оклин-альбитовые - щелочной натриевый и альбитовые пегматиты - щелочной натро-литиевый. Обращает внимание, что доля калия сохраняется почти неизменной. Это объясняется, вероятно, особенностями структуры минерала, препятствующими изоморфному вхождению калия в решетку и общим уменьшением роли калия к моменту кристаллизации берилла. Другой особенностью всех бериллов района является большое содер-

жание в них воды. По нашему мнению, эта вода указывает на образование бериллов из гидротермальных растворов, возникающих на поздних стадиях пегматитового процесса. Первичная природа этой воды доказывается трудностью удаления её из структуры исследованного берилла при прокаливании. По неопубликованным данным Г.М. Рылова $T = 850-900^{\circ}\text{C}$. Важно обратить на это внимание потому, что отсюда следует вывод об образовании рассмотренных пегматитовых полей в результате последовательных внедрений из магматического очага расплавов-растворов разного состава. Это вытекает также из анализа состава и строения пегматитовых жил района. В нашем ряду пегматитовых жил каждая последующая содержит все больше щелочных металлов, накапливающихся к концу процесса. Во всех трех типах жил берилл образуется позже большинства минералов, когда происходит максимальное ощелочение растворов. Так, даже в микроклиновых пегматитах он кристаллизовался после микроклина и, следовательно, в условиях пересыщения раствора кремнекислотой, накопления воды и натрия, но отлагался, вероятно, прежде кварца, так как при полном отсутствии алюминия скорее всего появлялся бы фенакит.

Формирование пегматитов разного состава мы, таким образом, объясняем последовательно прерывистым поступлением эволюционирующих во времени расплав-растворов, исходящих из одного источника. Наблюдаемый в пегматитах ряд выделения минералов, содержащих щелочи, совпадает с представлением о постепенной смене в процессе пегматитообразования калия натрием и далее литием.

Спектральный анализ бериллов обнаруживает в них постоянную примесь Gd (0,002 + 0,003%), Zn (0,02- 0,05%), Vd (0,0001-0,0007%), Ga (0,001-0,003%) и Sc до 0,003%. Рубидий и цезий в бериллах из жил первого и второго типов не определялись. В пробах Т-20 и Т-170 установлены соответственно 0,110 и 0,175 Ca_2O и 0,012 и 0,016 Rb_2O .

Заканчивая краткую характеристику бериллиевой минерализации в пегматитах Абаканского хребта хотелось бы особо подчеркнуть появление здесь щелочных бериллов натро-литиевого типа. В одной пробе берилла из мономинеральной альбитовой породы, к сожалению только спектральным путем, установлено содержание лития до одного процента. Это вполне подтверждает высказанное выше

предположение о возможности обнаружения в районе пегматитов альбит-сподуменового типа. Само появление пегматитов редкометалльно-замещенного типа дает основание надеяться и на установление жил с более интенсивной рудной минерализацией. Вскрытые нами впервые для района соотношения между минеральным составом пегматитовых тел и щелочностью берилла могут послужить некоторым подспорьем при проведении проспекторских работ и генетических построений.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Афанасьев Г.Д. - Новые данные о полезных ископаемых в Курайском хребте. Сб. "Ойротия", тр. СОПС, Изд. АН СССР, 1937.
- Афанасьев Г.Д. - Признаки редкометалльного оруденения в юго-восточной части Г.Алтая. ДАН СССР, т. 21, №1-2, 1938.
- Беус А.А. - К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. 97, 1954.
- Беус А.А. - К геохимии бериллия в гранитных пегматитах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1957.
- Беус А.А. - Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд. АН СССР, 1960.
- Бубличенко Н.Л. и др. - Геологические исследования в районе Теллецкого озера на Алтае. Изв. Всес. геол.-раз.объед. т. 50, вып. 71, 1931.
- Булах А.Г. - Расчет формул минералов. Изд. "Недра", 1964.
- Дмитриев А.Н. и др. - Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Г.Алтае и Кузн.Алатау. ДАН СССР, т.153, №4, 1963.
- Солодов Н.А. - Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд. АН СССР, 1962.
- Солодов Н.А. - К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов. Геохимия № 7, 1959.
- Солодов Н.А. - Главные промышленные типы редкометалльных пегматитов. Тр. ИМГРЭ, вып. 5, 1961.
- Фекличев В.Г. - О химическом составе минералов группы берилла, характере изоморфизма и положении в кристаллической структуре главнейших примесей. Геохимия, № 4, 1963.

В.П. Ковалев
Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ, ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА ПЕГМАТИТОВ ПРИТЕЛЕЧЬЯ

В ряду известных на Алтае месторождений и рудопроявлений с литиевой, бериллиевой и тантал-ниобиевой минерализацией, генетически связанных с формированием герцинских гранитоидов, обособленное положение занимают редкометальные гранитные пегматиты района Телецкого озера. Для них до сих пор достаточно твердо и убедительно не доказана генетическая связь с интрузивами, к которым они пространственно тяготеют. Такое положение сложилось вследствие того, что гранитоиды района и вмещающие их породы испытали неоднократный метаморфизм, в связи с чем затруднено решение многих вопросов геологического строения и, в частности, определение возрастных взаимоотношений пород. Поэтому отнесение протяженного (свыше 100 км) пегматитового пояса в Чулымском и Абаканском хребтах к той же эпохе рудообразования встречает многочисленные препятствия.

В результате пегматиты района, редкометальная минерализация в которых была установлена ещё в 1949 году, остались практически неизученными. Этому в немалой степени способствовали трудная доступность района и находки месторождений названных металлов в экономически более благоприятных районах страны. Вместе с тем, забвение, выпавшее на долю пегматитов восточной окраины Горного Алтая, представляется нам малообоснованным. Если работами Западно-Сибирского геологического управления им и была дана отрицательная оценка, то она ни в коем случае не вскры-

вает перспектив района в целом, а генетическая сторона вопроса остается во многом неясной.

Успехи в освоении и изучении в последние годы редкометалльных гранитных пегматитов Монгольского Алтая, которые находятся в сходной обстановке, а также результаты, достигнутые в исследованиях редкометалльного оруденения в пределах всей Алтае-Саянской складчатой области, вынуждают многих исследователей и целые коллективы пересмотреть сложившееся отношение к пегматитам, так называемого Чулышманского пояса. Этому в немалой степени содействуют возникший в связи с бурным развитием техники дефицит танталового сырья.

В настоящем кратком сообщении затронуты некоторые вопросы геологии, генезиса и возраста пегматитов Прителечья по результатам наблюдений и обработки материалов, выполненных автором в 1963-1964 г.г.

Геологическое строение изученной площади определяют Абаканский и Кокшинский гранитные массивы, а также разнообразные метаморфические сланцы и гнейсы, которые развились на месте осадочных и эффузивно-осадочных пород спорного возраста.

Гранитоиды, слагающие указанные массивы, линейно вытянутые в субмеридиональном направлении, представлены по преобладанию нормальными крупнозернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами, плагиогранитами и гранодиоритами. Крайне незначительное распространение среди пород получили диориты и трондьемиты, которые характеризуют краевую фацию массивов. Малое их развитие связано, по-видимому, с существенно силикатным составом вмещающей толщи. В.А. Бабакин и Б.Н. Луэгин (1962) отмечают редко появляющиеся поля лейкократовых микроклиновых и аляскитовых среднезернистых гранитов. Они, по всей вероятности, составляют по аналогии с другими массивами следующую самостоятельную фазу кристаллизации магматического расплава.

Массивы района отличаются от других массивов сходного содержания тем, что его породы, главным и практически единственным темновесным минералом которых является биотит, повсеместно обнаруживают признаки интенсивного давления с элементами милонитизации, развальцевания и пластических деформаций минералов. Микроскопическое изучение шлифов из этих пород позволяет всюду

установить катаклиз главных породообразующих минералов. Благодаря этому они приобрели гнейсовидную текстуру. Наиболее типичный аксессуарный минерал гранитов — ильменит. В резко подчиненных количествах наблюдаются циркон, гематит, рутил, апатит и сфен. Граниты первой фазы секутся дайками гранит-аплитов с очень незначительным содержанием биотита. Эти дайки также испытали давление и имеют гнейсовидный облик. Огнейсование их выражено тем слабее, чем меньше порода содержит биотита. Наличие гнейсовидных текстур и в гранит-аплитах полностью исключает возможность отнесения наблюдаемых текстур к типу теневых, унаследованных от исходных пород. Подавляющий объем пород массива несомненно является продуктом кристаллизации магматического расплава, а не результатом гранитизации, хотя следы последней и удается наблюдать в участках выклинивания гранитов. Полосчатость гранитов, по нашему убеждению, своим происхождением обязана динамометаморфизму, в результате которого во вмещающих породах появились диафториты. Направление полосчатости гранитов в плане совпадает со сланцеватостью пород.

Окружающие массивы породы представлены мелкозернистыми кристаллическими сланцами и гнейсами, а также прорывающими сланцы габброидами, которые местами испытали контактовое воздействие со стороны гранитной интрузии. Фаунистически неохарактеризованные первично-осадочные и эффузивно-осадочные породы вмещающей толщи, которые одни авторы (В.А. Кузнецов, В.М. Сенников) относят к протерозою, другие (В.П. Нехоршев) к нижнему палеозою, метаморфизованы различно. Степень метаморфизма их отчетливо ослабевает по мере удаления от массивов. Так, кварц-полевошпатово-биотитовые гнейсы сменяются того же состава кристаллическими сланцами, нередко с гранатом, андалузитом и силлиманитом, узловатыми кордиеритовыми сланцами, известковыми плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, которые в свою очередь, уступают место кварц-хлоритовым и кварц-серицитовым филлитовидным, иногда слабоизвестковистым сланцам. Такая зональность не случайна и свидетельствует не о региональной, а о локальной природе метаморфизма. По-видимому, метаморфизм высоких ступеней тесно связан с образованием гранитной интрузии в локальной зоне смятия, которая отмечает область сочленения двух крупных региональных струк-

тур и развивалась вдоль глубинного разлома. Так, широкое развитие в участках замыкания массивов гранито-гнейсов, близких по составу к гранитам, заставили ещё в 1960 г. В.И. Колесникова и Л.Г. Васютину прийти к выводу о том, что массивы сформировались как в процессе гранитизации, так и проникновения магмы из глубинных очагов. Нам представляется необязательным предполагать поднятие магмы на данный уровень с больших глубин, если конечным результатом процесса гранитизации является образование эвтектического расплава. В пользу автохтонного происхождения гранитов свидетельствует факт отсутствия в экзоконтакте массивов пород с типичной роговиковой структурой. По минеральному же составу породы амфиболитовой и гранулитовой фаций экзоконтакта, можно параллелизовать с продуктами пироксен-роговиковой фации. Возможно, косвенным указанием на образование гранитов на месте является относительная обогащенность акцессорного комплекса гранитов титаном — характерным элементом сланцев района, а ограниченное развитие гибридных пород и сфена обусловлено существенно силикатным составом исходных пород.

К сожалению, обнаруживаемая причинная связь между глубоко метаморфизованными породами континента и гранитоидами не вносит ничего нового в продолжающуюся дискуссию о действительном возрасте пород. Вследствие того, что вместе с гранитами Абаканского хребта повторный метаморфизм испытали и вмещающие породы, выполненные с этой целью определения абсолютного возраста нельзя считать пригодными. Достоверно установлено только, что этот метаморфизм имел место в позднегерцинское время. Достаточно сослаться на калий-аргоновые определения А.Н. Дмитриева, С.И. Зыкова, В.М. Кляровского и Ю.Г. Щербакова (291-170 млн. лет). Поэтому для настоящего времени нет единодушного суждения о возрасте гранитов. Большинство исследователей, доказывавших в недавнем прошлом каледонский и даже салаирский возраст гранитов только на основании того, что они метаморфизованы и располагаются в древней структуре, склонны и теперь новые данные по абсолютным возрастам пород приписывать их "омоложению" в результате "энергичной тектонической и возможно магматической" деятельности в позднегерцинское время. В такой трактовке, однако, вызывает недоумение отсутствие на этой обширной площади конкретных носите-

лей столь глубоких преобразований. Следует заметить, что определения абсолютного возраста минералов из пегматитовых жил района Телецкого озера хорошо согласуются с приведенными цифрами. Предположения же, имеющие ввиду объяснить позднегерцинский возраст пегматитов "омоложением" минералов, наложенным метаморфизмом, вряд-ли допустимы, так как имеются данные, противоречащие этому. Они станут ясны после обсуждения состава и строения пегматитов, которое приводится ниже.

Западный эндо- и экзоконтакт Абаканского массива отличается обилием пегматитовых и кварцевых жил. При этом пегматиты группируются в поля, а кварцевые жилы, хотя они и маломощны, распространены более широко и выходят далеко за пределы экзоконтакта. Пегматиты в районе нигде не выходят за пределы площади развития кристаллических сланцев.

Все известные в районе пегматитовые тела принадлежат к одной эпохе минерализации. Так, наряду с жилами, резко различающимися составом и строением, наблюдаются и пегматиты переходного состава. Кроме того, неизвестны пересечения одних жил другими. Отличия в составе пегматитов автор вслед за другими исследователями объясняет меняющимися от места к месту и во времени условиями, способствующими или препятствующими процессу пегматитообразования. По минералогическому составу все пегматиты района относятся к типичным гранитным. Большинство изучавшихся тел хорошо укладываются в систематику, предложенную для редкометалльных гранитных пегматитов Н.А. Солодовым (1964). Для удобства рассмотрения мы объединили их в три группы по признаку залегания в различных породах (гранитах, метаморфических сланцах и габброидах), что находит отражение и в некоторых особенностях состава и строения. Здесь четко выделяются микроклиновые, микроклин-альбитовые или переходные к ним микроклин-альбитовые пегматиты. Несмотря на то, что не удалось установить бесспорных закономерностей в пространственном размещении их в пределах пояса, нами все же установлена предпочтительная приуроченность микроклиновых пегматитов, главным образом, к полям гранитов. Если в районе не было других интрузий, то предполагать источником вещества жил можно одну из более поздних фаз известной Абаканской интрузии.

Типичными представителями пегматитов, залегающих в гранитах, являются жилы Челишского участка. Мощность их обыкновенно невелика. В качестве пегматито локализирующих структур служит система эндокинетических трещин гранитов. Почти все жилы имеют хорошо выраженное зональное строение, обуславливаемое, главным образом, изменением структуры кварц-полевошпатового агрегата от субграфической (редко графической) до пегматоидной и в центре крупноблоковой (иногда с кварцевым ядром). В составе жил постоянно присутствуют черный турмалин (шерл) и гранат (спессартин), и в подчиненное микроклину количество альбит-олигоклаза. Биотит чрезвычайно редок. Жилы содержат переменные количества грязно-зеленоватого и восково-желтого берилла, который в виде небольших удлинённых и часто деформированных кристаллов встречается почти во всех зонах. Жилы иногда содержат апатит, ильменит и уранинит. Почти повсеместно можно наблюдать слабую альбитизацию и мусковитизацию.

По контакту пегматитов с гранитами часто имеется реакционная турмалиновая оторочка. Реакционный характер этих оторочек хорошо обнаруживается при сравнении микроклиновых жил из гранитов с жилами сходного состава и строения в породах экзоконтакта. Выясняется, например, что турмалина в зальбандах тем больше, чем больше вмещающая порода содержит биотита. При пересечении пегматитами даек гранит-аплитов заметно резкое уменьшение размеров кристалликов турмалина в оторочке. Мощность этих оторочек очень незначительна и часто определяется размерами образующихся кристалликов турмалина. Появление реакционных оторочек и отсутствие в экзоконтактных частях жил кварц-полевошпатовых зон с аплитовой структурой, может, по нашему мнению, указывать на плохую проницаемость пород, в которые внедряется пегматитовый расплав и затрудненный уход летучих, среди которых в данном случае большую роль играла ортоборная кислота. Турмалин зальбандов жил имеет неясные отношения с разгнейсовкой в гранитах. Тем не менее, утверждать, что процесс пегматитообразования протекал после метаморфизма гранитов, представляется нам неправильным. Можно, вероятно, говорить о совпадении этих процессов или близости их во времени, так как пегматиты, залегающие в гранитах, нигде не используются в качестве локализирующих структур направления по-

лосатости в гранитах и зоны милонитизации, тогда как в гнейсах и кристаллических сланцах, они, как правило, образуют согласные тела.

Наблюдения показывают, что пегматиты Челюшского поля многократно испытали интенсивные напряжения, правда без заметных перемещений, но в какой мере вызванные ими деформации соотносятся с метаморфизмом гранитов установить пока не удастся. Так, в пегматитах имеются признаки внутриминерализационных подвижек и перерывов в отложении, наблюдаются катаклиз и пластические деформации минералов (кварца, берилла, альбита, микроклин-пертита, альбит-олигоклаза, турмалина и других), зеркала скольжения. Представляется, что в решении этого вопроса помогли бы наблюдения над пегматитовыми шширами, если бы таковые были встречены в гранитах.

Среди пегматитов, залегающих в кристаллических сланцах и гнейсах, различаются жилы простого и более сложного строения. Простые жилы, обычно маломощные, без редкометальной минерализации подобны по строению микроклиновым жилам гранитов. Они также имеют турмалиновые оторочки, лишены аплитовой зоны, имеют зональное строение. Размеры выделений главных минералов увеличиваются к центральным частям тел. В зависимости от того, какие они пересекают породы, в них заметны вариации в составе. Так, в них появляются биотит, силлиманит, андалузит и кордиерит, кроме обычных граната и турмалина. В количественном отношении микроклин-пертит резко уступает альбит-олигоклазу. Нахождение в составе жил типоморфных минералов метаморфических пород дает повод ряду исследователей считать их метаморфогенными образованиями. Нам представляется, что это не так, поскольку единство источника вещества пегматитов доказывается как составом главных породообразующих и рудных минералов, так и их строением. Эти жилы всегда имеют резкие контакты с вмещающими породами и неизвестны случаи существования постепенных переходов между пегматитами с одной стороны, и гнейсами — с другой. Существование же реакционных турмалиновых кайм только подчеркивает несостоятельность высказанного предположения. Магматогенное происхождение пегматитов не исключает возможности изменения состава, в том числе и минерального, в зависимости от состава боковых пород. Появление

в составе жил типоморфных минералов метаморфических пород в результате обмена вещества должна, по нашему мнению, подчеркивать другую сторону, которая обычно упускается из виду, а именно, образование пегматитов в условиях, сходных с теми, при которых развились породы высоких ступеней метаморфизма, быть может даже и некоторое совпадение их во времени.

Мощные (до 50 м и более) жилы имеют сложное строение. Они лишены сплошных турмалиновых оторочек. В них ранние субграфические и пегматоидные структуры кварца и полевого шпата уступают место блоковым и структурам агрегатов замещения. Внутри жил имеются по двум и более кварцевых ядер, несколько зон альбитизации и мусковитизации. В образовании этих жил все большее значение приобретали процессы замещения. Типичными представителями таких пегматитов являются согласные тела Кыгинского жильного поля.

Жилы, залегающие в метаморфизованных габброидах (Тузуктинское пегматитовое поле), мощные, сложнопостроенные и разбитые молодыми нарушениями тела. В их составе установлены сподумен, берилл, тантало-колумбит и уранинит. В этих пегматитах наиболее полно представлены альбитовый и мусковитовый замещающие комплексы. В альбитовых зонах развит сахаровидный и лейстовый альбит, а также клевеландит. Мусковит также представлен несколькими генерациями. Сподумен представлен двумя генерациями: ранней, выраженной крупными до I-I,5 и в длину и мелкими кристаллами и ассоциирующей с блоковым микроклином и кварцем, и поздней ассоциирующей с альбитом. Тантало-колумбит встречается в виде столбчатых и пластинчатых кристаллов в блоковом альбитизированном микроклине и в кварцевых ядрах жил. Все изучавшиеся тантало-ниобаты участка характеризуются повышенным содержанием тантала. По данным Б.Л. Бальтер (1960), Н.В. Макарошкина и др. содержание Ta_2O_5 в них колеблется от 45 до 70%. Попутно отметим, что применение геохимических поисков тантала в районе затруднено, так как минералы титана, используемые обычно в качестве индикаторов, ограничены в районе, главным образом, ильменитом, изоморфное вхождение Ta и Nb в который затруднено.

Наряду со сложнопостроенными телами участка здесь развиты жилы простого состава и строения, которые залегают в основном в сланцах. И в них и в других иногда присутствуют молибденит, сфа-

перит, борнит, сложные серебросодержащие сульфовисмутиты и сульфидоантимониты Su и Pb и самородный висмут.

Приведенные данные показывают нормальную последовательность процесса пегматитообразования, когда все большую роль играют растворы, обогащенные натрием и литием. Это находит свое отражение и в составе бериллов из различных по времени образования жил, в которых установлено увеличение щелочности от ранних пегматитов к поздним

В результате геологических наблюдений не возникало никаких оснований считать, что пегматитовый процесс заканчивался формированием только микроклин-альбитовых пегматитов. Вполне допустимо, что в районе будут обнаружены альбититовые и даже альбит-сподуменовые пегматиты. В этом убеждает, прежде всего, вывод о том, что часть известных тел пегматитов образовалась в условиях неспокойной тектонической обстановки с резкой сменой давлений и температур, что благоприятствует формированию редкометалльно замещенных пегматитов в пределах отдельных полей. Свидетельствует о резкой локальной смене условий. Изученность района такова, что не дает повода сомневаться в успехе целенаправленных поисков.

В целом, наблюдавшийся в жилах порядок минералообразования такой же, как и в известных по литературным источникам областях, где известны крупные поля пегматитов. Источником жильного и рудного вещества пегматитов района несомненно надо считать остаточный гранитный расплав, эволюционирующий по мере развития пегматитового процесса. Отсутствие следов влияний, искажающих нормальную последовательность возникающих в процессе формирования пегматитов парагенетических ассоциаций минералов, доказывает, на наш взгляд то, что пегматиты после их становления подверглись только тектоническим воздействиям.

Кварцевые жилы района почти лишены рудного вещества, имеют сравнительно простой состав и отличаются, главным образом, строением. Залегая в гранитах, они имеют плитообразную форму; во вмещающих сланцах — это линзовидные, четковидные, плитообразные с пережимами тела, иногда желвакообразные скопления, соединенные проводниковыми трещинами. Нам не удалось наблюдать их взаимоотношений с пегматитами. На основании сходства угнетенной рудной минерализации (ильменит и гематит), предполагают, что

жилы кварца и пегматиты имеют один и тот же источник и предлагают обычную последовательность их образования. Появление же кварцевых жил большинство исследователей связывает со становлением известных гранитных интрузий района. Не отрицая вероятности существования таких взаимоотношений и связей для большинства кварцевых жил района, особенно для секущих граниты, укажем только, что в гранитах эндоконтакта Абаканского интрузива нами наблюдались ксенолиты метаморфических пород, содержащих безрудные кварцевые жилы. С другой стороны, некоторые жилы пегматитов подвержены окварцеванию в участках вторичных кварцитов, которые сопровождаются мелкими кварцевыми жилами. В большинстве кварцевых жил района присутствуют в небольших количествах почти никогда совместно не встречающиеся серицит, хлорит, биотит, мусковит, кордиерит, андалузит, корунд, полевые шпаты и турмалин. Сульфиды для всех этих жил совершенно не характерны. Обыкновенно состав минералов-примесей хорошо согласуется с составом вмещающих метаморфических пород, чем жилы до некоторой степени роднятся с альпийскими. В жилах из гранитов известны только мусковит, биотит, хлорит и ильменит. Ни в одной из изучавшихся жил не установлено редкометальной минерализации.

Кварцевые жилы в гранитах имеют ответвления по разгнейсовке, которая имеет изгибы волочения вдоль трещин, ныне залеченных кварцем. Следовательно, тут как будто мы находим доказательства, указывающие на более позднее образование кварцевых жил по отношению ко времени метаморфизма гранитов.

Среди жил очень слабо представлены кварц-кальцитовые и кальцитовые жилы с пиритом и халькопиритом, залегающие в полях редких в районе скарнированных пород. Возможно простой состав жил в значительной степени определялся составом вмещающих пород.

Заканчивая краткую характеристику геологического положения, возраста и генезиса пегматитов Абаканского хребта, хотелось бы подчеркнуть два момента, вытекающих из наших исследований:

1) Как и в других районах Алтая $Li - Be - Ta$ минерализация Чулышманского редкометального пояса вероятнее всего связана с герцинской магматической деятельностью;

2) Достаточное развитие в районе крупных полей пегматитов редкометально-замещенного типа дает основание надеяться на установление жил с интенсивной рудной минерализацией.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Бабакин В.А., Лузгин Б.Н. - Геологическое строение центральной части Абаканского гранитного массива. Отчет Прителецкой поисково-съёмочной партии за 1959-1960 г.г., т. I,2. Оф ЗСГУ, 1962.
- Бальтер Б.Л. и др. - Минералогия пегматитов Прителецкого района Горного Алтая и участка Сливень Горной Шории, Оф ЗСГУ, 1960.
- Сенников В.М. и др. - Объяснительная записка к геологической карте СССР м-б 1:200000 (лист М-45-IV, сер. Алтайская), 1960.
- Солодов Н.А. - Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд. АН СССР, 1962.

Я.А. Косало
Институт геологии и геофизики
СН АН СССР

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ КОМПЛЕКСНЫХ
ТАНТАЛО-БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ГОРНОМ АЛТАЕ

Многими исследователями (А.И. Александров, 1947; В.В. Ляхович, 1959; А.В. Кривчиков, 1958; Б.В. Дроздов, 1959; А.Н. Леонтьев, 1960, 1965; Н.И. Рафиенко, 1961) неоднократно отмечалось наличие акцессорных тантало-ниобиевых минералов (поликраз, эксенит, колумбит) в редкометаллоносных гранитных массивах (Талицкий, Убино-Белореченский, Белокурухинский, Коровихинский и др.) калбинского комплекса.

Геохимическая история тантала и ниобия в природных процессах до сего времени во многом остается ещё неясной. Поэтому, на генезис тантало-ниобиевой минерализации в гранитах не существует единого мнения. Одними исследователями (В.С. Коптев-Дворников, 1960; В.Н. Леонтьев, 1965 и др.) развитие тантало-ниобиевых минералов в гранитах рассматривается как первично-магматическое, а другими (А.А. Беус, 1961, 1962; В.М. Кузьменко, 1959, 1964; А.И. Гинзбург, 1961; В.В. Ляхович, 1960 и др.) — объясняется влиянием высокотемпературных послемагматических процессов.

Нами при изучении бериллиевых и вольфрамовых месторождений Горного Алтая было установлено довольно широкое развитие тантало-ниобиевой минерализации в бериллоносных метасоматически измененных гранитах, грейзенах и кварцевых жилах (1964).

Особенности проявления гидротермального
метаморфизма и редкометалльного оруденения в многофазных
гранитных массивах Горного Алтая

По устойчивым геохимическим ассоциациям основных редких рудных элементов (Mo, W, Be, Ta, Nb и Li) выделяется три формационных типа редкометалльных месторождений, генетически связанных с многофазными гранитными интрузиями калбинского комплекса (формация гранитных батолитов, по Ю.А. Кузнецову, 1964) позднегерцинского возраста. Установлено, что вольфрамовое (Mo-W формация) и бериллиевое (Mo-W-Be и Li-Ta-Be формации) оруденения генетически связаны с разными фазами кристаллизации (соответственно с II и III фазами) гранитных массивов (Я.А. Косалс, 1964, 1965, В.В. Потапьев, 1965).

Месторождения и рудопроявления (Кольванское, Мульчихинское, Осиновское, Батунковское, Осокинское и др.) вольфрама залегают в гранитоидах I и II фаз и во вмещающих породах и представлены грейзенами, кварцевыми жилами и зонами штокверков с вольфрамитом, шеелитом и молибденитом. Минералы бериллия, лития, тантала, ниобия, урана и редких земель в них крайне редки и практически не встречаются, а содержания бериллия, лития, тантала, ниобия и урана в породах и рудах обычно не превышают их кларки для кислых пород (А.П. Виноградов, 1962).

Месторождения и рудопроявления (Калгутинское, Белорецкое, Казанцевское и др.) молибденово-вольфрамово-бериллиевой рудной формации обычно развиты в рудных полях вольфрамовых месторождений, где они отделяются от собственно вольфрамовой минерализации внутрирудными дайками аплитов, гранит-порфиров и аплитовидных гранитов III фазы кристаллизации, секущими рудные тела Mo-W формации. Характерной особенностью руд этой формации является примерно равное количество вольфрама и бериллия, при подчиненном значении молибдена. Рудные тела представлены бериллоносными альбитизированными и грейзенизированными гранитами, грейзенами и кварцевыми жилами с вольфрамитом, молибденитом и поликразом,

залегающими в гранитах I и II фаз кристаллизации, иногда во вмещающих породах.

Месторождения и рудопроявления (Каракольское, Казандинское, Алейское, Курановское и др.) бериллия (Li-Ta-Be формация) всегда пространственно разобщены от молибденово-вольфрамовых и размещаются в гранитоидах I, II и III фаз кристаллизации, во вмещающих породах (песчано-сланцевых толщах и роговиках), но секутся аплитами IV фазы кристаллизации. Обычно они локализируются в апикальных частях гранитов III фазы кристаллизации и зонах интенсивной трещиноватости предыдущих фаз кристаллизации. Для руд этой формации характерны следующие специфические особенности:

- 1) интенсивное развитие в пределах рудных полей микроклинизации, мусковитизации, альбитизации и грейзенизации;
 - 2) почти полное отсутствие вольфрамовых минералов;
 - 3) присутствие рассеянной тантало-ниобиевой минерализации (поликраз, пироклор, эксенит, колумбит, колумбит-танталит), а также урана и редких земель;
 - 4) присутствие лепидолита и высоких концентраций лития, бериллия, тантала и ниобия в мусковитах;
 - 5) существенная роль фтора (флюорита и топаза) в парагенезисе с бериллиевыми минералами, тогда как турмалин обычно редок.
- Связь бериллиевого оруденения с гранитами III фаз кристаллизации позволяет рассматривать его как продукт деятельности горячих растворов, отделяющихся при кристаллизации гранитов III фазы. В результате взаимодействия (гидротермального метаморфизма) этих растворов с раскристаллизованными гранитами I и II фаз кристаллизации возникает весьма сложная колонка метасоматически измененных гранитов.

В зависимости от структурной обстановки и количества инъекций (даек, штоков и апофиз) аплитов, аплитовидных и лейкократовых гранитов и гранит-порфиров интенсивность и масштабы гидротермального метаморфизма в пределах гранитных массивов, рудных полей и месторождений различны.

Наиболее высокотемпературным и ранним процессом изменения гранитов в связи с III фазой кристаллизации является калиевый метасоматоз (микроклинизация и мусковитизация) — образование двусланцевых и мусковитовых гранитов. Явления калиевого метасомато-

за отмечаются в гранитах I и II фаз в виде широкого (до 2-3 км) ореола вокруг выходов гранитов III фазы, нередко повторяя в плане общие очертания полей их распространения.

Особенности процесса калиевого метасоматоза определяются повышенной концентрацией и активностью калия и низкой активностью фтора, что выражается в замещении микроклином магматического калиевого полевого шпата (образование кварц-микроклиновых пегматоидных шпировых обособлений, пегматоидных гранитов и микроклинитов) и замещении мусковитом биотита, который содержит Ta_2O_5 от 0,001 до 0,002%, а Nb_2O_5 от 0,014 до 0,036%.

По мере продвижения растворов в раскристаллизованные граниты они обогащаются натрием, что вызывает увеличение активности натрия (альбитизация) и замещение калиевого полевого шпата и плагиоклаза альбитом. Масштабы проявления альбитизации в сравнении с микроклинизацией в гранитах более ограничены. Обычно зоны альбитизированных гранитов вверх сменяют микроклинизированные разности или же образуют дайкоподобные и жилообразные тела (мощностью 2-50 м) альбититов среди микроклинизированных разностей гранитов.

В процессе альбитизации происходит борьба двух тенденций в эволюции растворов: первая - повышение кислотности вследствие выделения из растворов натрия в составе альбита; вторая - повышение щелочности за счет выноса из пород калия и ухода кислотных компонентов (Cl, F). С первой связано окварцевание с последующим отложением флюорита, мусковита и граната в альбитизированных гранитах и альбититах. Иногда в альбитизированных гранитах образуются мелкие зоны, прожилки, линзы и гнезда окварцевания с бериллом. Вторая тенденция - (повышение щелочности растворов) находит своё отражение в образовании полевошпатовых и кварц-полевошпатовых тел, оторочек, шпиров и друз, иногда с бериллом в альбитизированных гранитах и краевых частях тел альбититов (Каракольское, Казандинское, Курановское и др. месторождения).

Альбитизация и грейзенизация развиваются параллельно, причем первая во времени предшествует на более глубоких горизонтах, постепенно затухая кверху (ввиду большой подвижности кислотных компонентов). Поэтому грейзенизация развивается не только по бериллоносным альбитизированным гранитам, но и по гранитам не

затронутым альбитизацией в самых верхних апикальных частях куполов. Грейзенизация совершается при высокой активности кислотных компонентов (Si , F , CO_2). Геохимическая сущность этого процесса заключается в выносе (выщелачивании) из гранитов оснований (Mg , Ca , Fe , Mn , K, Na) и алюминия с последующим их переотложением.

Форма и условия залегания грейзеновых тел находятся в тесной связи с трещинной структурой пород. Более широко распространены трещинные грейзеновые тела и кварцевые жилы, секущие альбитизированные и грейзенизированные граниты, реже микроклинизированные граниты. Установлена зональность (вертикальная и горизонтальная) грейзеновых тел, отвечающая шести последовательным геохимическим стадиям грейзенового процесса: I стадия неполного кислотного выщелачивания (образование грейзенизированных гранитов, кварц-слюдистых и кварц-полевошпат-слюдистых грейзенов с бериллом, поликразом и колумбитом); II стадия полного кислотного выщелачивания (образование слудисто-кварцевых и кварцевых грейзенов); III стадия переотложения алюминия (образование кварцево-топазовых грейзенов); IV - стадия переотложения калия, кальция и алюминия (образование флюорит-слюдистых, кварц-слюдистых грейзенов с бериллом и колумбит-танталитом и мусковитовых оторочек); V - стадия переотложения натрия и калия (образование альбитовых микроклиновых жил и гнезд, а также оторочек вдоль кварцевых жил); VI стадия отложения жильного кварца с бериллом и колумбит-танталитом.

Грейзеновые зоны I и II стадий развиваются метасоматически по гранитам; III и IV стадии как по гранитам, так и выполнением трещин в центральных частях грейзеновых тел; V и VI стадии обычно - в результате выполнения трещин. В этой последовательности происходит смена их снизу вверх. В зависимости от тектонической обстановки образуются от I до 3-х генераций кварцевых жил.

Распределение тантала и ниобия в метасоматически измененных гранитах, грейзенах и жилах

Содержание Ta_2O_5 и Nb_2O_5 в неизмененных биотитовых гранитах колеблется от 0,0002 до 0,0005% и от 0,001 до 0,003% соответственно (табл. I).

Т а б л и ц а I

Распределение Ta_2O_5 и Nb_2O_5 в метасоматически измененных бериллоносных гранитах, грейзенах и кварцевых жилах Каракольского и Казандинского месторождений

П о р о д а	К-во проб	Содержание в % %		
		Ta_2O_5	Nb_2O_5	Ta/Nb
Среднезернистые биотитовые граниты.	10	<u>0,0002-0,0005</u>	<u>0,001-0,004</u>	0,10
		0,0003	0,0003	
Альбитизированные граниты	13	<u>0-0,008</u>	<u>0,0006-0,056</u>	0,13
		0,0021	0,0153	
Мусковит-кварцевые альбититы	6	<u>0 - 0,0075</u>	<u>0,0016-0,0121</u>	0,44
		0,0025	0,0057	
Грейзенизированные альбитизированные граниты	14	<u>0 - 0,0038</u>	<u>0,0007-0,0038</u>	0,75
		0,0019	0,0026	
Грейзены	24	<u>0,005-0,058</u>	<u>0,001-0,006</u>	12,66
		0,038	0,003	
Кварцевые жилы	23	<u>0,0009-0,0445</u>	<u>0,0049-0,0088</u>	4,24
		0,0301	0,0071	
Грейзены Колыванского и Мульчихинского вольфрамовых м-ний	6	<u>0,0002-0,0007</u>	<u>0,001-0,008</u>	0,06
		0,0004	0,006	
Кварц-вольфрамитовые жилы Колыванского и Мульчихинского м-ний	8	<u>0,0002-0,0008</u>	<u>0,003-0,01</u>	0,05
		0,0004	0,007	

Анализы выполнены в хим. лабораториях Якутского филиала СО АН СССР и ИГиГ СО АН СССР

В альбитизированных слабо грейзенизированных гранитах содержание Ta_2O_5 колеблется от сл. до 0,008%, среднее 0,0021%, а Nb_2O_5 от 0,006 до 0,056%, среднее - 0,0156%: т.е. содержание тантала возрастает в 4-10 раз, а ниобия в 6-20 раз. Примерно, такие же содержания тантала наблюдаются в альбититах (Ta_2O_5 от сл. до 0,0075%, среднее - 0,0025%) и грейзенизированных гранитах (Ta_2O_5 от сл. до 0,0038%, среднее 0,0019%), тогда как содержание ниобия довольно резко снижается (среднее 0,005% в альбититах до 0,0026% в грейзенизированных гранитах).

Резкое возрастание содержаний тантала по сравнению с ниобием наблюдаются в грейзенах (обычно мусковит-кварцевого, кварц-мусковитового и флюорит-кварц-мусковитового состава) от 0,005 до 0,058%, среднее 0,038%, а ниобия колеблется в тех же пределах (0,001-0,006%, среднее - 0,003%).

Содержание тантала в грейзенах нередко в 200 раз превышает его количество в исходных гранитах, а содержание ниобия только до 2-х раз или остается постоянным. Бериллоносные кварцевые жилы также характеризуются высокими содержаниями Ta_2O_5 от 0,0009 до 0,0445% (среднее - 0,0301%) при несколько повышенном содержании Nb_2O_5 от 0,0049 до 0,0088% (среднее - 0,0071%) по сравнению с грейзенами.

Эти данные показывают, что при гидротермальном метаморфизме гранитов в метасоматически измененных гранитах происходит существенное накопление тантала и ниобия, причем, по мере усиления процесса грейзенизации роль тантала неуклонно возрастает, а содержание ниобия, достигая максимума в альбитизированных гранитах и альбититах, в грейзенизированных гранитах, грейзенах и кварцевых жилах снижается. Изменение роли тантала и ниобия в последовательном ряду альбитизированных и грейзенизированных гранитов, грейзенов и кварцевых жил хорошо отражают тантало-ниобиевые отношения Ta/Nb , приведенные в табл. I.

В альбитизированных и грейзенизированных гранитах в зависимости от проявления того или иного процесса отношения Ta/Nb колеблется от 0,13 до 0,73, резко возрастая в грейзенах до 12,66 и кварцевых жилах до 4,24. Это свидетельствует о большей подвижности тантала по сравнению с ниобием.

Вычисление баланса тантала и ниобия в разностях альбитизированных гранитов показало, что более 90% тантала и ниобия связано с тантало-ниобиевыми минералами (пирохлор, эвксенит, поликраз, колумбит). В грейзенах и кварцевых жилах с колумбитом и колумбит-танталитом связано около 50% ниобия и более 90% тантала. В мусковите (табл. 2) обнаружено незначительное количество тантала (Ta_2O_5 0,00-0,01%), тогда как ниобий в нем накапливается в значительных количествах (0,008-0,13%), что составляет в различных породах соответственно 10-15% от общего содержания их в породах. Рассматривая изменения содержаний тантала и ниобия в мусковитах из различных разностей альбитизированных и грейзенизированных гранитов, грейзенов и кварцевых жил, можно видеть, что по мере развития гидротермального метаморфизма гранитов (изменения режима кислотности - щелочности растворов) содержание ниобия в мусковитах снижается, а тантала повышается, особенно в грейзенах, хотя в жилах опять снижается. Эта тенденция поведения ниобия и тантала хорошо иллюстрирует отношения Ta/Nb закономерно возрастающее в 10 раз от 0,04 в двуслюдяных гранитах до 0,5 в грейзенах и 0,21 в жилах.

Особенности изоморфного вхождения тантала и ниобия в кристаллическую решетку мусковита рассмотрены в работах М.В. Кузьменко (1959, 1961, 1964), Г.Л. Одикадзе (1958) и Я.А. Косалс (находится в печати в журнале "Геохимия").

В зависимости от интенсивности альбитизации и грейзенизации в гранитах и альбититах изменяется состав тантало-ниобиевых минералов. В альбитизированных разностях гранитов и альбититов, развита рассеянная вкрапленность поликраза, эвксенита, иногда пирохлора, а по мере усиления грейзенизации в породе встречается колумбит с отношением Ta/Nb от 0,1 до 0,3. В грейзенах и кварцевых жилах отмечается колумбит и танталит с отношением Ta/Nb от 0,5 до 2,2, иногда достигая 10. Все это позволяет отрицать магматический генезис минералов тантала и ниобия, а вполне уверенно связать появление акцессорных тантало-ниобатов в гранитах в результате деятельности горячих растворов и гидротермального метаморфизма раскристаллизованных гранитов.

Т а б л и ц а 2

Содержание тантала и ниобия в мусковитах

П о р о д а	К-во проб	Содержание в % <u>пределы</u>		Та/Нь
		<u>среднее</u>		
		Та ₂ O ₅	Нь ₂ O ₅	
Каракольское и Казандинское месторождения				
Двуслюдяной гранит	2	<u>0,003-0,007</u> 0,005	<u>0,080-0,130</u> 0,105	0,04
Грейзенизированные граниты	2	<u>0,0014-0,005</u> 0,0032	<u>0,013-0,040</u> 0,0265	0,12
Бериллоносные грейзены	4	<u>0,003-0,005</u> 0,004	<u>0,022-0,029</u> 0,025	0,16
Мусковитовая оторочка кварц-полевошпат. жилы	1	0,007	0,042	0,17
Околожилные грейзены бериллоносных жил	3	<u>0,007-0,01</u> 0,008	<u>0,032-0,041</u> 0,038	0,21
Мусковитовая оторочка бериллоносной кварце- вой жилы	4	<u>0,003-0,008</u> 0,004	<u>0,006-0,01</u> 0,008	0,5
Мульчихинское и Кольванское месторождения				
Грейзены вольфрамо- вых месторождений	4	<u>0,001-0,003</u> 0,002	<u>0,02-0,024</u> 0,022	0,09
Кварц-вольфрамитовые жилы	3	<u>0,001-0,004</u> 0,002	<u>0,012-0,028</u> 0,020	0,1

Т а б л и ц а 3

Содержание (в %) тантала и ниобия в вольфрамитах

Минеральные ассоциации	К-во проб	Содержание в % <u>предел.</u>		Ta/Nb
		<u>среднее</u>	<u>среднее</u>	
		Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	
Кварц-вольфрамитовые жилы (Мульчихинское и Кольванское м-ния)	3	<u>0 - 0,0002</u> 0,0001	<u>0,033-0,051</u> 0,42	0,002
Кварц-вольфрамит-берилловые жилы (Калгутинское и Белорецкое м-ния)	3	<u>0,07-0,12</u> 0,093	<u>0,28-0,38</u> 0,32	0,28
Кварц-берилловые жилы (Казандинское и Каракольское м-ния)	3	<u>0,15-0,30</u> 0,22	<u>0,35-0,41</u> 0,36	0,61

Распределение тантала и ниобия в вольфрамитах из разных месторождений (табл. 3) показывает, что вольфрамиты из вольфрамовых месторождений характеризуются очень низкими содержаниями тантала, а из бериллиевых месторождений - содержание Ta₂O₅ составляет 0,15-0,30%, в то же самое время количество Ta₂O₅ соответственно 0,042% и 0,36% и возрастает в 10 раз. Промежуточное положение в содержании этих элементов наблюдается в вольфрамитах из комплексных вольфрамит-берилловых руд, что, вероятно, связано с регенерацией более ранних вольфрамовых руд и смешивании минералообразующих растворов разных фаз. Весьма примечательно, что изменение отношения Ta/Nb в вольфрамитах также довольно четко подчеркивает тенденцию накопления тантала в продуктах деятельности горячих растворов более поздних фаз кристаллизации.

Приведенная характеристика распределения тантала и ниобия в метасоматически измененных гранитах, грейзенах и высокотемпературных кварцевых жилах подтверждает установленную В.А. Буусом и др. (1961, 1962) дифференциацию тантала и ниобия при гидро-

термальном метаморфизме, особенно проявляющиеся при грейзенизации, объясняется различной подвижностью и устойчивостью ацидо-комплексных соединений (фторкомплексов) тантала и ниобия, что экспериментально доказано Б.П. Соболевым (1963).

ВЫВОДЫ

Резюмируя все вышеизложенное можно сделать следующие выводы:

1. Дифференциальная подвижность тантала и ниобия при гидротермальном метаморфизме гранитов под влиянием горячих растворов, отделяющихся при кристаллизации гранитов III фазы, приводит к существенному накоплению тантала (Ta/Nb от 0,7 до 12,66) в процессе грейзенизации. Это выдвигает в Горном Алтае (возможно и в других регионах) месторождения бериллоносных грейзенизированных гранитов, грейзенов и кварцевых жил в ряд весьма перспективных комплексных тантало-бериллиевых руд. Содержание в рудах BeO достигает 0,3% и более (среднее 0,08-0,1%), а Ta_2O_5 до 0,058%. Это позволяет рассматривать Горный Алтай как весьма перспективную редкометальную (Mo - W - Ta - Be) провинцию.

2. Установлена различная степень накопления тантала и ниобия в мусковитах и вольфрамитах в зависимости от формационного типа руд и метасоматической зональности. Это позволяет считать тантал-бериллий и литийсодержащий мусковит и вольфрамит минералами-индикаторами при поисках танталовых и бериллиевых месторождений.

3. На основании вышеизложенного рекомендуется Западно-Сибирскому геологическому управлению провести в Горном Алтае поисково-ревизионные работы по танталу на всех известных бериллиевых месторождениях и рудопроявлениях (Каракольском, Казандинском, Устаурихинском, Кремлевском и др.) с целью их комплексного изучения и оценки их перспектив. Поиски новых комплексных тантало-бериллиевых месторождений следует сосредоточить в пределах Чарышско-Теректинской, Ануйско-Чуйской и Телецкой структурно-формационных зон. Основной задачей этих работ следует считать выявление скрытых куполов метасоматически измененных грани-

тов, содержащих повышенные концентрации бериллия и тантала. Проведение этих работ возможно только с комплексным использованием геофизических и геохимических методов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Беус А.А., Ситнин А.А. - К геохимии тантала и ниобия в гидротермально-пневматолитическом процессе. Геохимия, № 3 1961.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. - Альбитизированные и грейзенизированные гранаты (апограниты). Изд. АН СССР, М., 1962.
- Виноградов А.П. - Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия № 7, 1962.
- Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. - Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд. Наука, М., 1964.
- Гинзбург А.И. - Типы месторождений редких элементов. В сб. Геол. м-ний редких элементов, вып. 4. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Коптев-Дворников В.С., Григорьев И.Ф. и др. - Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Тр. 2-го петрографич. совещания. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Косалс Я.А. - Геология и геохимия бериллиевых месторождений Горного Алтая и связь их с гранитными интрузиями. Рукопись ОФ ИГиГ СО АН СССР, ЗСГУ, СНИИГГиМС, 1964.
- Косалс Я.А. - К геохимии тантала и ниобия при гидротермальном метаморфизме гранитов. Геохимия (в печати).
- Котик Ф.В., Дроздов Б.В. и др. - Отчет о результатах разведочных и поисковых работ, проведенных партиями Алтайской экспедиции в Северо-Западном Горном Алтае. Рукопись. ОФ, ЗСГУ, 1960.

- Кривчиков А.В. - Отчет о поисково-съёмочных работах Башелакской партии в ЮВ части Талицкого массива. За 1955-1958 гг. Рукопись, ОФ ЗСГУ, 1959.
- Кузьменко М.В. - О роли слит в процессе концентрации тантала. Докл. АН СССР, 140, № 6, 1961.
- Кузьменко М.В. - В кн. геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. т. I. Геохимия редких элементов. Изд. Наука, 1964.
- Леонтьев А.Н. - Геологическое строение Белокурихинского массива и Курановского месторождения берилла. Рукопись. ОФ ИМГРЭ, ЗСГУ, 1959.
- Ляхович В.В., Золотарев Б.П. и др. - Акцессорные минералы в гранитоидах Горного Алтая. Тр. ИГРЭ, АН СССР, вып. 2, 1959.
- Ляхович В.В., Нонешникова В.И. - О влиянии поздних процессов на содержание акцессорных минералов в гранитоидах. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.
- Одикадзе Г.Л. - О нахождении ниобия и тантала в мусковитах из пегматитов Дзирульского кристаллического массива. Геохимия № 4, 1958.
- Пашутин В.П., Соболев Б.П. - Тр. ИМГРЭ, вып. 18, 1963.
- Потапьев В.В. - Многофазные граниты Алтая и связи с ними редкометального оруденения. Рукопись. ОФ ИГиГ СО АН СССР, 1965.
- Рафиевко Н.И. - Геология бериллиевой минерализации Горного Алтая. Рукопись, ОФ СНИИГГимС, ЗСГУ, 1961.

Я.А. Косалс, Г.В. Нестеренко
Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

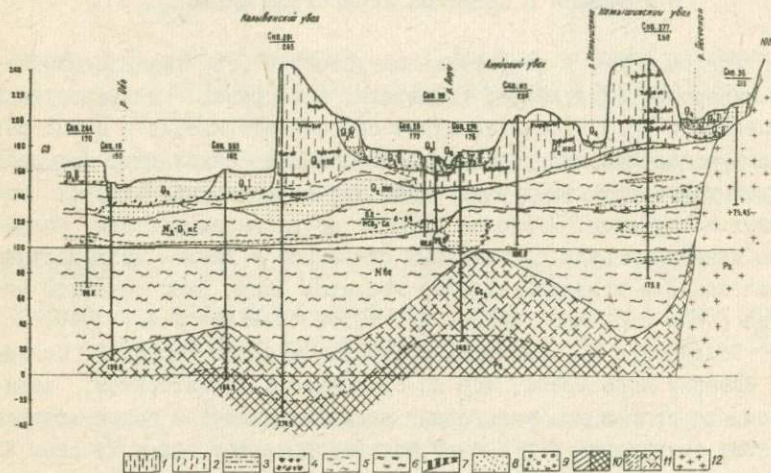
ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ТАНТАЛОНОСНЫХ КОР Выветривания И РОССЫПЕЙ В СЕВЕРНЫХ ПРЕДГОРЬЯХ АЛТАЯ

Удельный вес и относительная устойчивость тантало-ниобиевых минералов (колумбита, танталита, поликраса, ильменорутила, эвксенита и др.) к агентам химического выветривания в самых различных климатических условиях способствуют накоплению их среди рыхлых континентальных отложений, как правило, недалеко от коренных источников. Наиболее крупные по размерам россыпи колумбита известны среди аллювиальных отложений и элюво-делювиальных образований в пределах выходов гранитов Плато Джос северной Нигерии (John T.U. and Paulo K.L., 1959; Williams F.A., 1956; Ф.Р. Апельцин и Л.Г. Фельдман, 1958). Изучение россыпей Северной Нигерии показывает, что по сравнению с касситеритом, монацитом, торитом и др. минералами колумбит является более хрупким. Поэтому содержание его быстро снижается от головок к хвостам аллювиальных россыпей, не превышая 4-5 км от источника.

На территории Алтая довольно широко распространены редкометаллоносные граниты калбинского комплекса, с которыми генетически связаны многочисленные месторождения и рудопроявления вольфрама, бериллия, тантала и ниобия. Поэтому кора выветривания этих гранитов представляет несомненный интерес как источник тантало-ниобиевых минералов. Несмотря на то, что данных о распространении коры выветривания на Алтае ещё мало, а данных о содержании в них тантало-ниобатов совершенно нет, нами в порядке

постановки вопроса рассматриваются перспективы нахождения танталосных кор выветривания на Алтае.

Кора химического выветривания палеозойских пород достаточно широко развита в рассматриваемом районе. Она повсеместно распространена, по данным партии ЗСГУ (А.М. Малолетко, 1962), в Бийско-Барнаульской впадине в пределах площади развития палеогеновых отложений, развиваясь по палеозойским породам фундамента и юрским отложениям. Насколько показывают результаты бурения ЗСГУ и Березовской экспедиции, кора выветривания здесь носит площадной характер: все скважины, добытые до палеозойского фундамента, вскрыли кору выветривания различной мощности. В предгорьях Алтая кора выветривания сохранилась в виде пятен и полос в понижениях рельефа палеозойского фундамента и отсутствует на его выступах (фиг. 1).



Ф и г. 1. Геологический разрез (линия ХП-ХП) рыхлых отложений в районе Колыванского и Камышенского валов.

Составл Е.Эпштейн. I - суглинки карбонатные серовато-бурые, тяжелые; 2 - суглинки карбонатные, легкие; 3 - супесь; 4 - погребенная почва; 5 - суглинки темно-серые; 6 - глина серая, плотная; 7 - лигниты; 8 - песок; 9 - галечник; 10 - породы палеозойского фундамента; II - кора выветривания палеозойских пород; I2 - граниты.

Мощность коры весьма изменчива вследствие неровной нижней границы и различной глубины эрозионного среза верхних горизонтов коры выветривания. Чаще она равна нескольким метрам. Максимальной мощности (в несколько десятков метров) кора выветривания достигает на контактах различных по составу пород и в зонах тектонического дробления.

В вертикальном разрезе коры здесь, как и во многих других районах, намечаются 2-3 геохимические зоны, отличающиеся по своему химическому, минералогическому составу и структурным особенностям. Зоны постепенно переходят одна в другую. Зона сапролитов и каменного структурного элювия, по классификации В.П. Казаринова (1958), характерна для нижних горизонтов коры выветривания. В этой зоне породы претерпели начальную стадию изменения: породы стали менее твердыми, несколько осветлены, полевые шпаты заметно замещены глинистыми минералами (гидрослюдой). Верхняя часть коры сложена глинистым элювием, за которым в практике обычно и закреплен термин "кора выветривания". Она представляет продукт глубокого химико-минералогического изменения коренных пород, лишенной многих особенностей последних. Легко выветриваемые минералы в ней отсутствуют. Глинистая составляющая представлена гидрослюдами с примесью каолинита и монтмориллонита или каолинитом с примесью гидрослюд. Глинистые продукты выветривания пестро окрашены в желто-бурые, желтые, сиреневые, малиновые и другие цвета, что связано с присутствием различных форм соединений железа. Иногда в коре выветривания наблюдается отбеливание, обусловленное выносом гидроксидов железа.

Естественно, что глинистый элювий распространен значительно слабее каменного. Так, если глинистая кора выветривания в предгорном районе развита в виде отдельных пятен и полос, то сапролиты здесь, по данным Н.А. Рослякова и Б.А. Воротникова (1965), имеют площадное развитие. Кора выветривания в этом районе перекрыта, как правило, 10-40 метровой толщиной кайнозоя. Значительно слабее распространена кора выветривания в среднегорных и высокогорных районах Алтая. Выходы глинистого структурного элювия на дневной поверхности известны лишь в немногих пунктах предгорья и склонов межгорных впадин. Чаще коренные по-

роды с поверхности покрыты небольшим слоем дресвяно-глинистых образований или выветрелы в сапролиты.

Строение коры выветривания по палеозойским породам можно проиллюстрировать нижеприведенным описанием точки наблюдения 385, расположенной на правом берегу рч. Малой Борщевки вблизи дороги д. Быстрянка - с. Старая Барда, заимствованного из работы О.М. Адаменко и В.В. Канопы (1959). Здесь, в 4-х метровой стенке небольшого карьера сверху вниз наблюдаются следующие отложения:

1. Почвенно-растительный слой, глубина 0,0-0,3 м.
2. Отложения суртайской толщи неоген-среднечетвертичного возраста, представленные буровато-серыми суглинками и глинами, содержащими нитчатые известковистые стяжения, глубина 0,3-1,7 м.
3. Отложения коры выветривания - красные элювиальные глины со щебнем выветрелых пород, глубина 1,7-1,8 м.
4. Глины темно-каштанового и шоколадного цвета, глубина 1,8-2,0 м.
5. Ярко-желтые глины с включением белых выветрелых и рассланцеванных порфиров. В этом горизонте есть линзовидные прослойки красно-бурых и зеленовато-черных глин, глубина 2,0-2,3 м.
6. Элювиальные глины малинового цвета с многочисленными натеками черных охр марганцевых окислов. Этот слой как и все нижележащие имеет наклон на восток под углом 20-30 (обр. 385^F), глубина 1-1,1 м.
7. Темные глины со щебенкой и марганцевыми окислами. Слой имеет неправильно-линзовидную форму, глубина от 1,1 до 1,2 м.
8. Переслаивание белых, темных и зеленовато-серых глин, насыщенных марганцевыми окислами и щебенкой эффузивных пород, глубина 20 м.

На дне карьера пробурена скважина, вскрывшая темно-красные и зеленовато-малиновые пятнистые глины, залегающие слоем в 2,2 м мощностью на рассланцеванных порфиритах.

Мощность отложений коры выветривания колеблется от 10 до 15 и более метров.

Нижняя возрастная граница образований коры выветривания района определяется их развитием по нижнемеловым (неокомским?), отложениям Неня-Чумышской впадины (А.М. Малолетко, 1962; Е.Н. Шу-

кина, 1956) и, по всей вероятности, относится к концу нижнего мела. Перекрывается кора выветривания дат-палеоценовыми ($Ст_2 - P_{g1n}$), эоценовыми, олигоценовыми или более молодыми отложениями. При этом, по данным В.П. Казаринова (1958), Е.Н. Шукиной (1956) и ряда других исследователей, местами процессы каолинизации наложались и на олигоценовые осадки. Последняя отмечает, что пестроцветные олигоценовые осадки Чуйской впадины, залегающие на коре выветривания, являются продуктами её близкого перетложения. Н.А. Росляков и Б.А. Воротников (1965), проводившие исследования в Северо-Западном Алтае на основании литологического сходства отложений чиграйской свиты верхнеолигоценового возраста и глинисто-щебенистого элювия делают вывод об их одновозрастности. Близкого взгляда придерживается И.С. Чумаков (1957), который считает возраст коры выветривания олигоценовым.

На основании изложенного, а также учитывая имеющиеся данные по смежным территориям (Г.В. Нестеренко и В.М. Цибульчик, 1963), общий ход геологического развития, нам представляется, что интенсивное формирование коры выветривания началось в альбе и продолжалось вплоть до олигоцена. В отдельные эпохи на некоторых участках скорость формирования коры выветривания снижалась, вследствие оживления денудационно-аккумулятивных процессов, вызванного тектоническими причинами. Однако активность химического выветривания в эти периоды не уменьшалась, а, как наглядно показал Н.М. Страхов (1961), напротив возрастала.

Кроме охарактеризованной мел-палеогеновой коры выветривания на Алтае, по данным Е.Н. Шукиной (1956), довольно широко распространена более молодая верхнеплиоценовая кора выветривания, представленная дресвяно-щебнево-глинистыми красно-бурыми и бурыми отложениями. Этот элювий, по тем же данным, минералогически мало отличается от материнских пород, залегает под толщами четвертичных пород и тесно связан с красноцветными глинами, песками и галечниками верхнего плиоцена. Можно предположить, что его развитие также тесно связано с формированием плиоценовой (средне?) поверхности выветривания, которая отмечается на Алтае (О.А. Раковец, 1965). Подтверждением существования верхнеплиоценовой коры, служит также нахождение на Алтае сильно выветрелых плиоценовых галечников (Н.А. Ефимов, 1959). Подобные же

сильно выветрелые (верхнеплиоценовые?) галечники наблюдались нами в Кузнецком Алатау. Там они залегают в древних сильно выветренных долинах.

Несмотря на относительно слабую степень химического изменения пород, верхнеплиоценовая кора выветривания, по нашему мнению, имеет решающее значение при формировании четвертичных (?) россыпей золота, ильменита, циркона, тантало-ниобатов и, возможно, монацита в Алтае-Саянской горной области. Её существенная роль в образовании ильменито-циркононосных россыпных рудопроявлений (и золотоносных россыпей) Мариинской тайги была описана (Г.В. Нестеренко, 1963) ранее.

Кора выветривания в Бийско-Барнаульской впадине и прилегающих частях горного обрамления на содержание титано-циркониевых и других полезных минералов опробована чрезвычайно слабо, а данных о содержании тантало-ниобатов совершенно нет. Между тем известно, что в глинистой коре выветривания, наряду с дезинтеграцией скальных пород, может происходить многократное (в десятки раз) обогащение ильменитом, цирконом, монацитом, колумбитом и танталитом. Танталиты и колумбиты, например, будучи неустойчивы к физическому воздействию, отличаются исключительной химической устойчивостью. Таким образом, в случае развития коры выветривания на породах с повышенным содержанием химически устойчивых минералов, она или продукты её недалекого переотложения могут представить практический интерес. Наибольшее практическое значение, естественно, представляют участки неглубокого залегания коры выветривания вдоль фаса Алтая. Такими породами на Алтае, являются граниты калбинского комплекса, с которыми генетически связаны многочисленные месторождения и рудопроявления вольфрама и бериллия с тантало-ниобиевыми минералами.

В гранитных массивах (Талицкий, Белокурихинский, Убино-Белореченский, Коровихинский, Сидюшинский и др.) калбинского комплекса многими исследователями (А.И. Александров, 1947; В.В. Ляхович, 1958; А.В. Кривчиков, 1959; Б.В. Дроздов, 1960; А.Н. Леонтьев, 1960, 1965; Н.И. Рафиенко, 1961, Я.А. Косалс, 1964 и др.) установлено наличие тантало-ниобиевых минералов (поликраз, пироксид, фергусонит, эвксенит, колумбит).

Как показали исследования Б.В. Дроздова (1960) и Я.А. Косалса (1964), минералы тантала и ниобия в гранитах устанавливаются

ся только в метасоматически измененных разностях (альбитизированных и грейзенизированных гранитах), грейзенах и высокотемпературных бериллоносных кварцевых жилах.

Редкометаллоносные метасоматически измененные граниты локализируются в апикальных частях куполовидных выступов гранитных массивов и в зонах трещиноватости и дробления более эродированных гранитных массивов. Площадь метасоматически измененных гранитов колеблется от несколько сот м² до 50 км² (зона Казандинского-Огневоямского-Талицкого месторождений и др. в пределах Талицкого массива).

Состав и количественные соотношения тантало-ниобиевых минералов тесно связаны с процессами гидротермального метаморфизма (табл. I).

Т а б л и ц а I

Распределение тантало-ниобатов
в метасоматически измененных гранитах

Типы пород	С о д е р ж а н и е в г/т				
	Поли- краз	Экссе- нит	Колумбит	Колумбит танталит	Пирохлор Фергусо- нит
Среднезернистый биотитовый гранит	-	ед.Зн	-	-	-
Двуслюдяной (микро- клинизированный) гранит	ед.З	ед.Зн	-	-	-
Альбитизированный гранит	I-120	0, I-150	0, I-8	-	ед.Зн
Грейзенизированный гранит	0, I-8	ед.Зн	0, I-60	0, I-3	-
Грейзен	ед.Зн.	ед.Зн.	0, I-30	0, I-120	-
Кварцевые жилы	ед.Зн.	-	до 0, I	0, I-130	-

Как видно из таблицы, неизмененные граниты и микроклинизированные их разности содержат единичные зерна эвксенита и поликраза. Альбитизированные и грейзенизированные разности гранитов отличаются резко повышенным содержанием поликраза, эвксенита, колумбита, причем в грейзенизированных разностях присутствуют колумбит-танталит с отношением Ta/Nb от 0,5 до 5. В грейзенах и бериллоносных жилах присутствует в основном колумбит и колумбит-танталит с отношением от 0,5 до 10, нередко отмечается ильменорутил.

Отсюда видно, что альбитизированные и грейзенизированные граниты, грейзены и высокотемпературные кварцевые жилы отличаются довольно высокими содержаниями поликраза, колумбита и колумбит-танталита, являющимися основным источником тантала.

По данным глубокого бурения ЭГУ (А.М. Малолетко, 1962), в северных предгорьях Алтая (южная окраина Бийско-Барнаульской впадины) на глубине от нескольких метров до несколько сот метров среди осадочно-метаморфических пород вскрыты граниты и кора их выветривания. Эти граниты рассматриваются как северные продолжения Белокурихинского, Талицкого, Усть-Калманского, Айского и других редкометаллоносных гранитных массивов (фиг. I), размеры которых, вероятно, сопоставимы с обнаженными южными окончаниями. В пределах коренных выходов массивов широко развиты пегматиты, метасоматически измененные граниты (микроклинизированные и грейзенизированные, альбитизированные разности гранитов), грейзены, высокотемпературные кварцевые жилы с вольфрамитом, бериллом, колумбитом, колумбит-танталитом, поликразом, иногда эвксенитом, фергусонитом и пирохлором. Это позволяет предположить наличие редкометалльного оруденения, в частности, тантало-ниобиевой минерализации в гранитах, скрытых под рыхлыми отложениями мезо-кайнозоя, а также в коре выветривания этих гранитов и продуктов её переотложения.

Исходя из сказанного вытекают следующие выводы и рекомендации:

I. Северные предгорья Алтая (южная окраина Бийско-Барнаульской впадины) несомненно являются перспективным на обнаружение танталоносных кор выветривания на редкометаллоносных гранитах калбинского комплекса (фиг. I). Практический интерес может

представить не только глинистая кора выветривания и продукты её недалекого переотложения, но и каменный элювий, в котором вторичное гипергенное обогащение тантало-ниобитами проявлено слабее.

2. Для оценки перспектив этого района необходимо: а) провести ревизионное опробование кор выветривания и зон дезинтеграции гранитов на тантал и ниобий по кернам ранее пройденных скважин; б) провести поисковое бурение скважин на участках ранее вскрытых гранитов с целью оконтуривания и прослеживания гранитных массивов и рудоносных кор выветривания.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Адаменко О.М., Канопа В.В. - Материалы к государственной геологической карте СССР (масштаб 1:200000). Геологическое строение и полезные ископаемые листа - 45-XXXII (Бийск). (Промежуточный отчет Бийской геологосъемочной партии по работам 1959 г.). п. Елань, 1960 г. ЗГУ.
- Александров А.И., Никольская Т.А. - Монацитоносность Талицкого гранитного массива в СЗ Алтае. Томск, 1947, Оф ЗГУ.
- Апельцин Ф.Р., Фельдман Л.Г. - Колумбитоносные граниты. Геология месторождений редких элементов, вып. 2., М, 1958.
- Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. - Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во Наука, М., 1965.
- Ефимцев Н.А. - О нижней границе четвертичной системы в Алтае-Саянской горной области. Тр. ГИН АН СССР, вып. 32, 1959.
- Казаринов В.П. - Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., 1958.
- Кривчиков А.В. - Отчет о поисково-съемочных работах Бачелакской партии в ЮЗ части Талицкого массива за 1955-1958 гг. Оф ЗГУ, 1959.

- Котик В.Ф., Дроздов Б.В. и др. - Отчет о результатах поисковых работ, проведенных партиями Алтайской экспедиции в Северо-Западном и Горном Алтае в 1959 г. ОФ ЭСГУ, 1960 г.
- Косалъя.А.А. - Геология и геохимия бериллиевых месторождений Горного Алтая и связь их с гранитными интрузиями, ОФ, ИГиГ СО АН СССР, 1964.
- Леонтьев А.Н. - Геологическое строение Белокурихинского массива (Сев.Алтай) и Курановского месторождения берилла.ОФ ИМГРЭ, 1959.
- Ляхович В.В., Золотарев Б.П., Родионов Д.А., Соболев С.Ф. - Акцессорные минералы в гранитоидах Горного Алтая. Тр. ИМГРЭ, вып. 2, 1958.
- Малолетко А.М. - О возрасте коры выветривания Салаирского кряжа В сб. "Кора выветривания", вып. 5, Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Нестеренко Г.В., Цибульчик В.М. - Условия образования и источники питания мезоканозойских тантало-циркониевых россыпей юго-западной окраины Чулымо-Енисейской впадины и прилегающей части Кузнецкого Алатау. ОФ ИГиГ СО АН СССР, 1963.
- Раковец О.А. - Основные типы рельефа Горного Алтая. Тезисы доклада совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. (У пленум геоморфологической комиссии). Новосибирск. 1965.
- Рафиенко Н.И. - Геология бериллиевой минерализации Алтая. Геология борной и бериллиевой минерализации Алтае-Саянской области. т. II, 1961, ОФ СНИИГГимС.
- Росляков Н.А., Воротников Б.А. - Отчет по теме: "Закономерности распределения химических элементов в зоне гипергенеза Алтайских метасоматических сульфидных месторождений. ОФ ИГиГ СО АН СССР, 1965.
- Страхов Н.М. - Основы теории литогенеза. т. I, Изд-во АН СССР, М., 1961.

Чумаков И.С. - Кайнозойские отложения северо-западной части рудного Алтая. Тр. ВАРТ, вып. 3, 1957.

Щукина Е.М. - Древняя кора выветривания в Алтайском крае и её значение для определения возраста и генезиса рельефа. В сб. "Кора выветривания", вып. 2, Изд-во АН СССР, М., 1956.

А.М. Диденко
ЗСГУ

ПРОЯВЛЕНИЯ ТАНТАЛОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

За последние годы работами партий Западно-Сибирского геологического управления на территории северо-западной части Кузнецкого Алатау обнаружено более 10 рудопроявлений редких элементов, в 5 из которых ведущим является тантал. Повышенные содержания тантала во всех известных рудопроявлениях связываются с альбитизацией и высокотемпературным окварцеванием щелочных и субщелочных пород наиболее молодого в Кузнецком Алатау - средне-верхнедевонского интрузивного комплекса. Известны также дайкообразные тела и гидротермальные жилы этого же комплекса, в которых отмечаются тантало-ниобиевые минералы. Однако, танталовое оруденение в пределах описываемой территории изучено весьма слабо.

Ниже приводится краткая характеристика основных рудопроявлений тантала по данным поисковых работ.

1. Мало-Таскыльское рудопроявление

Мало-Таскыльское рудопроявление редких металлов расположено в центральной части хребта Кузнецкий Алатау, на вершине г. Малый Таскыл (система рек Талановка, Алзас и Баянзас).

Рудопроявление приурочено к небольшому штокообразному телу субщелочных гранитоидов, прорывающих амфиболиты, амфибол-полевошпатовые и другие сланцы конжинской свиты протерозоя.

Интрузивный массив в плане имеет изометричную форму; размер около 1×1.2 км. Строение массива весьма сложное, обусловленное как пестротой петрографического состава исходных пород, так и широко проявленными процессами метасоматоза. В восточной части интрузии преобладают слабо альбитизированные мелкозернистые лейкократовые и амфиболовые граниты, в которых отмечаются небольшие поля градиодоритов, а также полосы и дайкообразные тела рибекитовых гранитов. Последние наиболее широко распространены в северной и западной частях массива. Центральная и юго-западная части сложены разнообразными метасоматитами, образовавшимися по гранитоидам в результате пневматолито-гидротермальной переработки вдоль тектонических зон северо-восточного и субмеридионального направлений. Общая площадь распространения метасоматитов равна 400×600 м.

К настоящему времени на участке можно выделить не менее 8 зон наибольшей метасоматической переработки. В строении каждой из зон принимают участие микроклин-альбит-кварцевые, биотит-микроклин-альбит-кварцевые и альбит-кварцевые метасоматиты, а также альбититы. Количество зон устанавливается только по степени повторяемости одних и тех же групп метасоматитов, особенно биотит-микроклин-альбит-кварцевых. Последние слагают центральные части зон северо-восточного простирания.

Иногда зоны метасоматитов разделяются узкими полосами рибекитовых гранитов. Их следует рассматривать как наименее измененные гранитоиды, в которых проявилась в основном стадия натриевого метасоматоза (альбитизация и рибекитизация) и почти не отмечается окварцевания.

Микроклин-альбит-кварцевые метасоматиты являются продуктом более глубокой стадии пневматолито-гидротермальной переработки гранитоидов. В них отмечается проявление стадии микроклинизации, не менее двух стадий альбитизации и окварцевания.

В биотит-микроклин-альбит-кварцевых метасоматитах можно выделить также стадию биотитизации, с которой связывается основной процесс рудообразования. Количество биотита в этих метасоматитах колеблется в широких пределах — от одиночных чешуек до 20% объема породы. Чаще всего он концентрируется в виде полос различной мощности и протяженности. Полосы ориентированы

согласно с простираем зон трещиноватости и рибекитизации в лейкократовых гранитах, т.е., в основном, северо-восточного и реже субмеридионального направления с крутыми углами падения на юго-восток и северо-запад. Меланократовые полосы чередуются с лейкократовыми и жилами и линзами кварца также содержащего биотит.

Распределение редкометалльных минералов в различных метасоматических образованиях неравномерное. Так, в слабо альбитизированных лейкократовых и рибекитовых гранитах отмечаются редкие зерна ксенотима, циркона и в единичных случаях пирохлора. В микроклин-альбит-кварцевых метасоматитах вкрапленность этих минералов более густая и равномерная, отмечается, кроме того, ортит и реже фергусонит.

В биотит-микроклин-альбит-кварцевых метасоматитах вкрапленность редкометалльных минералов наиболее густая. Часто встречаются циркон, малакон, торит, ксенотим, монацит, ортит, фергусонит, пирохлор и колумбит-танталит. Обогащение минералами редких металлов отмечается преимущественно в меланократовых полосах, обогащенных биотитом, а также в жилах и линзах кварца. В кварцевых жилах с биотитом прослеживаются иногда даже прожилки, сложенные существенно ортитом, ксенотимом и цирконом, секущихся извилистыми прожилками пирохлора и сидерита. С карбонатной стадией метасоматоза связывается также незначительная флюоритизация, проявляющаяся в образовании цепочки правильных кристаллов флюорита вдоль зальбандов прожилков сидерита.

Альбит-кварцевые метасоматиты и альбититы приурочены к зонам трещиноватости субмеридионального простираения. Их образование, вероятно, относится к заключительной стадии пневматолито-гидротермальной деятельности, поскольку они, как правило, секут выше описанные метасоматиты и не содержат редкометалльных минералов: присутствуют лишь гематит, ильменит, магнетит, пирит, а также сульфиды меди и свинца. В поздних кварцевых жилах субмеридионального простираения отмечается только пирит.

Химическими анализами в метасоматитах Мало-Таскыльского рудопоя установлены повышенные содержания тантала, ниобия, циркония, редких земель и бериллия. Наиболее богатые содержания этих элементов отмечаются в биотит-микроклин-альбит-

кварцевых метасоматитах: от 0,01 до 0,05% Ta_2O_5 (в среднем, 0,015% Ta_2O_5 по 52 пробам), от 0,08 до 1% Nb_2O_5 (в среднем, 0,17% Nb_2O_5 по 52 пробам), от 0,4 до 1,44 ZrO_2 (среднее 0,7% по 31 пробе) и до 0,036% BeO .

Среднее отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 11$.

В рибекитовых гранитах и микроклин-альбит-кварцевых метасоматитах содержания тантала и других редких элементов характеризуются нижними пределами содержаний для метасоматитов или значительно ниже. В одиночных пробах из микроклин-альбит-кварцевых метасоматитов устанавливаются содержания Ta_2O_5 до 0,015 - 0,02%.

В альбит-кварцевых метасоматитах и альбититах содержание тантала составляет не более 0,005% Ta_2O_5 , но чаще ниже 0,003% Ta_2O_5 . Не отмечается также повышенных концентраций и других элементов.

Принимая во внимание современные требования промышленности к качеству танталовых руд и учитывая среднее отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 11$, содержание тантала в метасоматитах более 0,014% Ta_2O_5 следует считать промышленным. Следовательно, биотит-микроклин-альбит-кварцевые метасоматиты можно рассматривать как руду на тантал с попутным извлечением ниобия, циркония и редких земель.

Биотит-микроклин-альбит-кварцевые метасоматиты распространены преимущественно на западном и юго-западном склонах г. Малый Таскыл, на площади 400x600 м, причем, рудные метасоматиты занимают не менее 18% всей площади.

Как видно из характеристики метасоматических образований, Мало-Таскильское рудопоявление аналогично месторождению Улуг-Танзек разведанное на глубину 400 м. При распространении такой глубины рудных образований на Мало-Таскильском участке запасы тантала составляют более 10 тыс. тонн, что позволит отнести данное рудопоявление к разряду крупных месторождений.

Следует, однако, отметить, что приведенная характеристика участка дается, в основном, по результатам изучения курума и по редким каналам. Очень слабо изучена морфология тел рудных метасоматитов и их параметры.

2. Кундусукульское рудопроявление

В 20 км к северу от г. Малый Таскыл расположено Кундусукульское рудопроявление тантала, приуроченное к небольшому штокообразному телу площадью около $0,36 \text{ км}^2$ и залегающего среди известняков и порфиров кондомской свиты нижнего кембрия.

В строении интрузивного массива принимают участие лейкократовые и биотит-амфиболовые граниты, кварцевые сиениты и метасоматиты по составу близкие к малотаскыльским.

Лейкократовые граниты слагают, в основном, западную половину интрузии, биотит-амфиболовые - восточную, а в центральной части отмечаются преимущественно кварцевые сиениты и граносиениты.

Породы залегают в пределах массива в виде полос и дайкообразных тел северо-западного простирания ($290-320^\circ$) - согласно с направлением основных тектонических структур. Все разновидности пород в значительной степени раздроблены, альбитизированы и нередко окварцованы.

Наиболее широко постмагматические изменения проявлялись в лейкократовых гранитах непосредственно вдоль западного эндоконтакта. Здесь, в пределах полосы мощностью от 2 до 25 м (в среднем 15 м) и протяженностью около 400 м, лейкократовые граниты интенсивно альбитизированы и окварцованы, реже грейзенизированы, иногда переходят в биотит-альбит-кварцевые метасоматиты, сходные с малотаскыльскими.

Часто встречаются гнезда, линзы и дайкообразные тела кварц-полевошпатового состава, жилы кварца и микроклина. В строении дайкообразных тел кварц-полевошпатового состава нередко отмечается нечетко выраженная зональность, характерная для дифференцированных пегматитов: выделяется аплитовидная оторочка, зоны графического и блокового пегматита, а в некоторых случаях кварцевое ядро. Подобные дайкообразные тела, как правило, секутся более поздними жилами кварца и микроклина.

Как в биотит-альбит-кварцевых метасоматитах, так и в жильных телах, в том числе и в жилах кварца и микроклина, отмечается вкрапленность пирохлора, гатчеттолита, циркона, ксенотима,

реже монацита и колумбита-танталита. Видимая густота вкрапленников редкометалльных минералов значительно беднее, чем на Малотаскыльском рудопроявлении. Так, в биотит-альбит-кварцевых метасоматитах и дайкообразных телах кварц-полевошпатового состава содержится от 0,007 до 0,015% Ta_2O_5 и от 0,01 до 0,10% Nb_2O_5 . В одиночных пробах из дифференцированных тел кварц-полевошпатового состава устанавливается до 0,03% Ta_2O_5 и до 0,19% Nb_2O_5 . Среднее отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 4,5$.

В альбитизированных лейкократовых гранитах за пределами описываемой зоны отмечается мелкая, чаще невидимая в образцах, вкрапленность пироклора, малакона и ксенотима. Содержания тантала в них ниже 0,01% Ta_2O_5 и колеблется в пределах 0,005-0,009% Ta_2O_5 .

В центральной части Кундусуюльского штока кварцевые сиениты также интенсивно раздроблены вдоль тектонических зон северо-западного простирания. Иногда в центре зон отмечаются милониты и тектоническая глинка. Нередко кварцевые сиениты секутся кварцевыми и полевошпатовыми жилами, аналогичными описанным для западного эндоконтакта. Редко встречаются дайкообразные тела пегматоидного сложения.

Видимая вкрапленность минералов редких металлов в кварцевых сиенитах и жильных образованиях весьма убогая. Тем не менее химическими анализами в них устанавливается до 0,017% Ta_2O_5 и до 0,1% Nb_2O_5 . Содержания тантала выше 0,01% Ta_2O_5 приурочены, в основном, к милонитизированным кварцевым сиенитам. В дайках полевошпатового состава, как правило, содержится более 0,01% Ta_2O_5 , при максимальном 0,015% Ta_2O_5 .

Кварцевые сиениты и дайкообразные тела полевошпатового состава в этой части характеризуются средними отношениями $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 3-4$.

Следует отметить, что как в западном эндоконтакте, так и в центральной части Кундусуюльского штока, пневматолито-гидротермальная переработка субщелочных пород приурочена к тектоническим зонам, вероятно, глубинного заложения. Это значительно расширяет перспективы Кундусуюльского рудопроявления и сближает его с Малотаскыльским.

В экзоконтактах Кундусульского штока вмещающие известняки слабо скарнированы и окварцованы, в редких случаях флюоритизированы. Минералов редких металлов в них не заметно, но спектральными и химическими анализами отмечаются повышенные содержания бериллия (до 0,03% BeO), ниобия (до 0,02% Nb_2O_5) и тантала (до 0,007% Ta_2O_5). Минеральные формы этих элементов в известняках и скарнах пока не известны. Материалы находятся в стадии изучения.

3. К и я - Ш а л т ы р с к о е р у д о п р о я в л е н и е

Рудопроявление тантала в зонах метасоматической переработки известны также в связи с щелочными и нефелиновыми сиенитами.

Наиболее крупный участок из известных проявлений данного типа расположен в восточном экзо-эндоконтакте Ударнинского массива щелочных пород. На водоразделе р. Кийский Шалтырь и руч. Загорный редкой сетью горных выработок прослежена зона дробления щелочных сиенитов Ударнинского массива и вмещающих его порфиритов экзоконтакта (усинская свита нижнего кембрия).

В пределах зоны субмеридионального простирания мощностью около 20 м и протяженностью более 1 км порфириты микроклинизированы, альбитизированы и слабо окварцованы; щелочные сиениты сильно перемяты и альбитизированы. Нередко в пределах зоны отмечаются линзы и дайки альбититов и реже кварц-микроклиновых пород. Вдоль многочисленных трещин и локальных зон смятия породы в значительной степени пропитаны гидроокислами железа и марганца и пронизаны тонкими прожилками кальцита. В сиенитах и метасоматитах, среди которых преобладают кварц-микроклин-альбитовые и микроклин-альбитовые, отмечается неравномерная вкрапленность браннерита, ксенотима, торита, циркона и малакона, реже встречается висмутин, пирит и фиолетовый флюорит. Обогащение минералами редких элементов приурочено к мономинеральным гнездам и линзам альбита и реже к выделениям кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов среди микроклинизированных и альбитизированных

порфириров. Собственных минералов тантала не обнаружено, но химическими анализами в метасоматитах зоны восточного эндо-экзо-контакта Ударнинского массива установлено до 0,01% Ta_2O_5 и до 0,04% Nb_2O_5 при среднем отношении $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 4$.

На продолжении этой зоны к югу в нефелиновых сиенитах типа фойяита прослежены маломощные дайкообразные тела альбитизированных и нефелиновых сиенит-аплитов, переходящих иногда в альбититы. В экзоконтакте штока фойяитов отмечается альбитизация вмещающих щелочных габброидов. В сиенит-аплитах, альбититах и альбитизированных щелочных габброидах убогая вкрапленность мелких кристаллов циркона, гатчетолита, перовскита, флюорита, апатита и в некоторых случаях галенита и магнетита.

В дайках нефелиновых сиенит-аплитов и альбититов химическими анализами установлено до 0,014% Ta_2O_5 , а в альбитизированных габброидах до 0,007% Ta_2O_5 . Для этих пород характерно более низкое отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 1-2$.

Перспективы данного рудопроявления не вполне ясны ввиду весьма слабой изученности, хотя низкие отношения ниобия и тантала, а также промышленные содержания тантала, отмечаемые по одиночным пробам, весьма благоприятны, поскольку такие данные характерны для собственных месторождений тантала. Кроме того, Кия-Шалтырское рудопроявление приурочено, как и предыдущее, к тектонической зоне, что позволяет в какой-то мере говорить о глубинности оруденения.

В сев.ро-западной части Кузнецкого Алатау известны также рудопроявления тантала в связи с дайкообразными телами альбитизированных и грейзенизированных гранит-порфиров, мариуполитов, сиенит-аплитов, бостонитов, сиенит-пегматитов, и, кроме того, в связи с гидротермальными жилами. Во всех случаях эти дайкообразные тела относятся к наиболее молодому, средне-верхнедевонскому интрузивному комплексу и встречаются во многих частях описываемой территории. Как правило, дайки небольшой мощности и протяженности. В случае проявления наложенной альбитизации и грейзенизации содержат вкрапленность торита, фергусонита, эвксенита, пирохлора, гатчетолита, циркона, ксенотима, карбонатов редких земель (ортита и реже колумбит-танталита).

К наиболее крупным полям распространения дайкообразных тел относится район левобережья р. Растай (левый приток р. Кии).

На Малорастайском рудопоявлении урано-ториевое и редкометальное оруденение приурочено к дайкам гранит-порфиров, бостонитов, сиенит-пегматитов и кварц-полевошпат-флюоритовым и полевошпатовым жилам.

Наибольшая концентрация редкометальных минералов отмечается в жилах с флюоритом, которых на участке известно более 30 штук. Жилы имеют выдержанную мощность и простираение. Мощность их колеблется от 5 см до 2-3 м, простираение северо-западное ($320-340^{\circ}$), падение на северо-восток под углами $30-40^{\circ}$.

Жилы сложены темно-фиолетовым, почти черным флюоритом, калиевым полевым шпатом, кварцем и небольшим количеством кальцита и светлой слюды. Рудные минералы представлены торитом, ураноторитом, цирконом, ильменорутилом, галенитом и пиритом. Распределение минералов в жилах крайне неравномерное - максимальная концентрация их отмечается в полевошпатовых оторочках зальбандов. Собственные минералы тантала и ниобия не обнаружены, но содержание тантала в трех проанализированных рентгено-спектральным методом пробах составляет 0,03%. В этих же пробах содержится ниобия до 3%, лантана и циркония до 0,3%, иттрия до 0,1% и олова до 1%. В участках наибольшей радиоактивности содержится до 0,12% урана и до 12% тория. Тантал и ниобий возможно изоморфно входят в минералы тория и в ильменорутил.

В дайкообразных телах сиенит-аплитов и бостонитов отмечается бастнезит, а в дайках - гранит-порфиров фергусонит и ортит.

Специальных работ для оценки дайкообразных тел на тантал не производилось.

Таковы основные, известные к настоящему времени, рудопоявления тантала в северо-западной части Кузнецкого Алатау. Из их характеристики видно, что в большинстве случаев они близки к месторождениям тантала юга Красноярского края и Тувы.

Наиболее характерными особенностями проявлений танталового оруденения в северо-западной части Кузнецкого Алатау являются следующие:

I. Все рудопоявления тантала пространственно и генетически связываются с щелочными и субщелочными интрузиями средне-верхнедевонского возраста.

2. Пространственно танталовое оруденение локализуется в тектонических зонах северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простираний, согласных с направлением тектонических структур второго и третьего порядков.

3. Концентрация тантала связывается преимущественно с альбитизацией и окварцеванием. Грейзенизация характерна лишь для дайкообразных тел гранит-порфиров.

4. Основными минералами - носителями тантала являются: гачеттолит, пирохлор, колумбит-танталит, фергусонит, эвксенит и минералы циркония и редких земель.

5. Отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ для альбитизированных субцелочных гранитов равно 4-5, для метасоматитов в массивах субцелочных гранитов - IО-II и для метасоматитов, связанных с массивами щелочных пород, - I-4.

6. В рудопроявлениях тантала отмечаются повышенные содержания ниобия, циркония, редких земель, бериллия, тория и урана. Все эти элементы могут извлекаться попутно при добыче тантала.

Следует ещё раз указать на весьма слабую изученность щелочного комплекса в целом на редкие металлы и в первую очередь на тантал и бериллий, которые установлены в этом районе только в последнее время.

Поисковые работы на редкие металлы рекомендуется продолжать в районах уже обнаруженных рудопроявлений редких металлов и на площадях распространения штокообразных тел субщелочных гранитоидов.

При поисках танталового оруденения следует тщательно изучать экзоконтакты массивов щелочных и субщелочных пород на возможные зоны флюорит-бериллиевых руд.

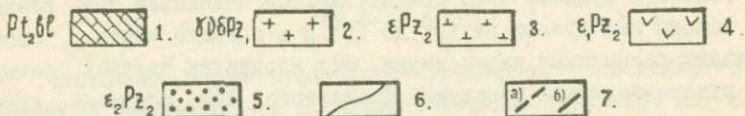
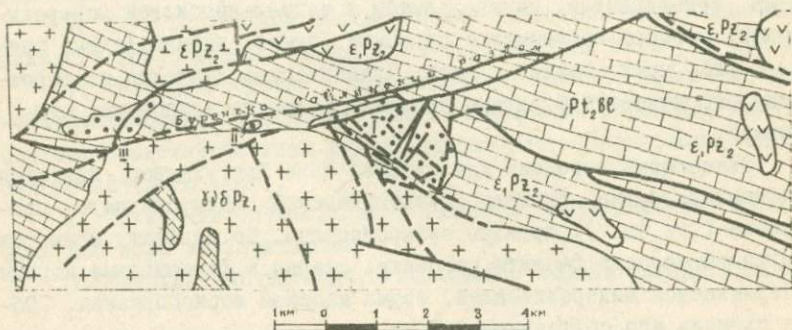
Основным методом поисков месторождений тантала и других редких металлов, в том числе и бериллия в экзоконтактах щелочных интрузий, следует считать радиометрию, поскольку для Кузнецкого Алатау, также как и для Тувы, устанавливается четкая зависимость концентрации редких элементов от радиоактивности. Так, содержания пятиоксида тантала выше 0,01% отмечаются как правило в метасоматитах, радиоактивность которых более 150 мкр/час.

В.П. Бордонос

Коасноярское геологическое
управление

ГЕОЛОГИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ
В РЕДКОМЕТАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ УЛУГ-ТАНЗЕК
ТУВИНСКОЙ АССР

Улуг-Танзекское месторождение тантала и других редких металлов парагенетически связано с малыми интрузиями субщелочных пород (кварцевые сиениты) сангиленского комплекса ($\mathcal{E}_2 Pz_2$). Структурно-тектонические условия формирования этих интрузий определялись контактовой поверхностью крупного Эрзинского массива гранитоидов Таннуольского комплекса ($\gamma \delta Pz_1$), который явился своеобразным жестким блоком, благоприятствующим заложению здесь в среднем палеозое рудоконтролирующей Буренско-Сайликской разломной зоны субширотного простирания (фиг. I).



Ф и г. I. Схема геологического строения района месторождения Улуг-Танзек.

I - Балыктыгхемская свита: мраморы, 2 - Таннуольский комплекс: плагиограниты, гранодиориты, габбро-диориты.

Сангиленский комплекс: 3 - нефелиновые сиениты; 4 - амфибол-бититовые граниты и кварцевые сиениты; 5 - массивы метасоматических пород: I - Улуг-Танзекский, II - Олений, III - Буренский,

6 - контакты породы; 7 - тектонические нарушения:

а) предполагаемые, б) прослеженные.

Месторождение Улуг-Танзек приурочено к участку сопряжения Буренско-Сайликского разлома с более поздними рудоподводящими нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений. В результате воздействия метасоматических растворов материнские кварцевые сиениты Улуг-Танзекского массива практически нацело превращены в альбит-микроклин-кварцевые породы с рибекитом, биотитом, криофиллитом, циннвальдитом и тантал-ниобиевой минерализацией, которой сопутствуют цирконий, литий, гафний, редкие земли, торий, уран, свинец и цинк. Практическое значение месторождения определяется большими запасами ведущего компонента руд тантала.

Вмещающими породами для рудного тела Улуг-Танзек являются графитизированные мраморы балыктыгхемской свиты среднего протерозоя (Pt₂bb). Мраморы закарстованы. По контакту мраморов и рудного массива развиты роговики, скарны и флюоритовые породы с бериллиевой минерализацией. Форма массива штокообразная. Общая площадь его составляет 0,9 кв. км.

Контакты рудного тела представляются падающими под вмещающие породы под углами от 50° до 85° и в большей части своей осложнены разрывными нарушениями. Эти нарушения явились основными рудоподводящими каналами. Кроме того, они, очевидно, играли роль экранов, препятствовавших выходу пневматолито-гидротермальных растворов в породы, вмещающие рудный массив и, соответственно, способствовали концентрации в нем редкометалльного оруденения. Немаловажную роль в формировании месторождения сыграли мраморы балыктыгхемской свиты, о чем более подробно будет сказано ниже.

На различных этапах развития метасоматического процесса в кварцевых сиенитах во вмещающие породы происходит вынос калия, фтора, алюминия, лития, натрия (Кудрин, Кудрина, 1964). В результате этого в полосе развития мраморов, опоясывающих рудный массив, образуются флюоритовые породы с фенакитом и бертрандитом, а близ расположенные гранитоиды Эрзинского массива подвергаются интенсивной микроклинизации с образованием характерного ореола вокруг месторождения Улуг-Танзек.

Вдоль крупного тектонического нарушения, ограничивающего массив с юго-запада, метасоматические породы раздроблены и в

большинстве своем превращены в типичные милониты, которые можно рассматривать как кору выветривания линейного типа. В свою очередь милониты, разрушаясь в процессе денудации рудного массива, заполняли карстовые воронки, развитые в мраморах, вмещающих рудное тело, и здесь шло накопление своеобразных пестроцветных отложений, обогащенных редкими металлами, условно названными нами переотложенной корой выветривания.

На Улуг-Танзекском месторождении представляется возможным выделить три основных промышленно-генетических типа руд (фиг.2).

1. Тантал-ниобиевый прожилково-вкрапленный, представленный метасоматическими альбит-микроклин-кварцевыми породами, которые слагают практически весь рудный массив Улуг-Танзек, исключая его северо-западную часть.

2. Тантал-ниобиевый, представленный образованиями переотложенной коры выветривания.

3. Бериллий-флюоритовый, связанный с зонами флюоритизации.

1. Тантал-ниобиевый прожилково-вкрапленный

тип руд

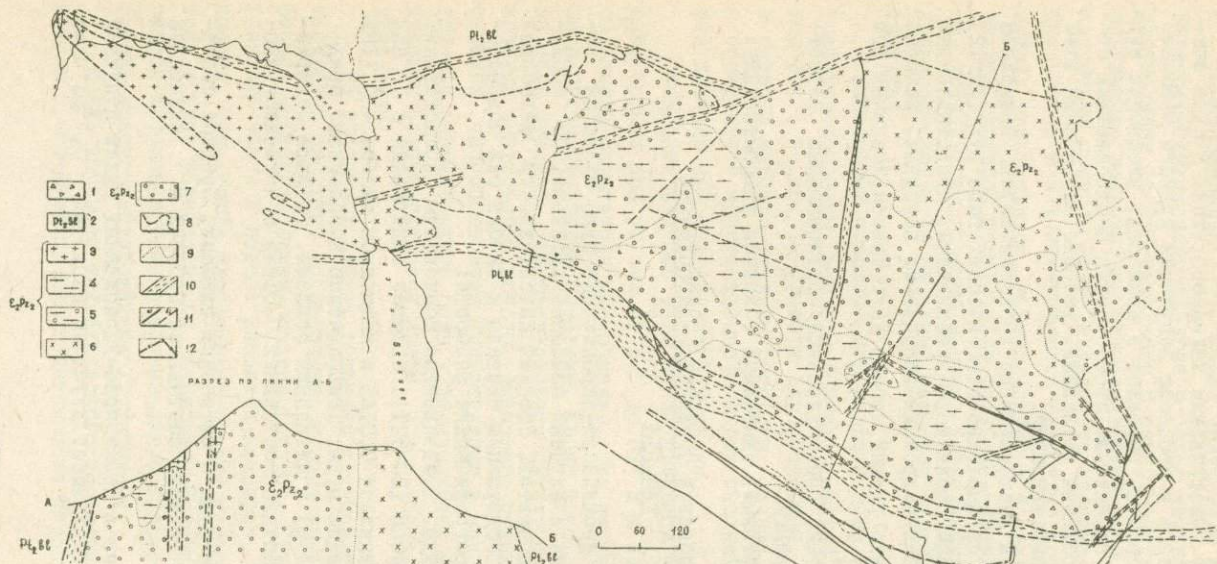
Тантал-ниобиевые прожилково-вкрапленные руды являются ведущими на месторождении и изучены наиболее детально. По характеру темноцветных компонентов, степени интенсивности метасоматической переработки, содержанию тантала и ниобия они подразделены на следующие петрографические разновидности:

а) Рибекитовые руды. Темноцветные компоненты представлены преимущественно рибекитом (20-52%). Среднее содержание в них пятиокси тантала составляет 0,016% и пятиокси ниобия - 0,118%

б) Рибекитсодержащие руды. Темноцветные компоненты представлены рибекитом (2-3%) и литиевыми слюдами. Среднее содержание в них пятиокси тантала составляет 0,0187% и пятиокси ниобия - 0,145%.

в) Безрибекитовые руды с литиевыми слюдами. Среднее содержание в них пятиокси тантала составляет 0,0184% и пятиокси ниобия 0,142%.

Среднее содержание в прожилково-вкрапленных рудах попутных полезных компонентов следующее: двуокиси циркония - 0,45%, оки-



Ф и г. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Улуг-Танзек (по материалам ВИМС, ГРТ № 1, Тувинской экспедиции ИГУ).

I – мощные свалы оруденелых пород; 2 – мраморы балыктыгхемской свиты с телами кварцевых сиенитов и мелкими линзами флюоритовых пород; 3 – альбит-микроклин-кварцевые породы с убогим оруденением; 4 – рибекитовые руды; 5 – рибекитсодержащие руды; 6 – рибекитовые и рибекитсодержащие руды нерасчлененные; 7 – безрибекитовые руды; 8 – контур рудного массива Улуг-Танзек; 9 – контакты литологических разностей пород; 10 – зоны милонитизации; II – тектонические нарушения а) прослеженные, б) предполагаемые; 12 – контур развития руд перестроенной коры выветривания.

си лития 0,025%, двуокиси тория 0,044%, суммы редких земель и иттрия 0,05%, урана 0,0055%, двуокиси гафния 0,0175%, свинца 0,2%. Цинк не определяется.

Основными минералами-концентраторами полезных компонентов в этих рудах являются: колумбит, гатчеттолит, колумбитизированный гатчеттолит, малакон, ферриторит, гагаринит, ксенотим, литиевые слюды ряда циннвальдит-криофиллит, геленит, сфалерит.

Соотношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 = 7,6:1$.

Относительное рассеяние тантала в породообразующих минералах во всех разностях прожилково-вкрапленных руд практически одинаковое и составляет порядка 27,5-31,7%; ниобий больше рассеивается в рибекитовых рудах (22,1%) и меньше в безрибекитовых рудах (11,0%). Рассеяние циркония, тория, лития весьма незначительное (Кудрин, Кудрина, 1964).

Распределение тантал-ниобиевого оруденения в массиве равномерное. Коэффициенты вариаций содержаний пятиокси тантала и ниобия, рассчитанные для поверхности месторождения, составляют 16,6-34,4%.

В настоящее время редкометалльная минерализация на месторождении прослежена до горизонта 2280 м, т.е. на 486 м от самой высокой точки поверхности. Характер распределения тантал-ниобиевого оруденения на глубоких горизонтах месторождения в настоящий момент практически неизучен.

В распределении безрибекитовых, рибекитсодержащих и рибекитовых руд на месторождении никакой закономерности не установлено (фиг. 2). Основную часть месторождения Улуг-Танзек составляют наиболее интересные в отношении танталового оруденения безрибекитовые и рибекитсодержащие разности руд. Собственно рибекитовые руды имеют ограниченное распространение на месторождении и сохранились в виде "останцев" в рудном массиве.

В свою очередь преимущественно в полосе развития безрибекитовых и рибекитсодержащих разностей выделены блоки богатых руд с средним содержанием пятиокси тантала в 0,0207% и пятиокси ниобия 0,164%.

При этом следует отметить наличие следующей намечающейся закономерности. Наиболее богатые танталом и ниобием руды (0,024% Ta_2O_5 и 0,23% Nb_2O_5), как правило, тяготеют к непосредствен-

ному эндоконтакту массива и его центральной хребтовой части, т.е. к участкам наименьшего эрозионного среза. Это, на наш взгляд, свидетельствует об исключительной роли карбонатных пород, вмещающих рудный массив Улуг-Танзек, в размещении оруденения не месторождении.

Во-первых, в силу своей высокой пластичности они создали благоприятную обстановку для разряжения тектонических напряжений на хрупких, по сравнению с мраморами, породах массива. Естественно, что это способствовало дроблению последних и интенсивному проникновению метасоматических растворов по породам рудного массива. Во-вторых, мраморы следует рассматривать как экранирующую оболочку, под которой в максимальной степени проявился эффект метасоматоза.

Особенностью прожилково-вкрапленных руд Улуг-Танзекского месторождения является их высокая радиоактивность, в среднем 500 мкр/час. При этом установлено наличие корреляционной связи между радиоактивностью руд и содержанием в них пятиокисей тантала и ниобия. Так, коэффициенты корреляции для пятиокисей ниобия и тантала составляют соответственно: для рибекитовых руд 43% и 56%, рибекитосодержащих 48 и 54%, и безрибекитовых 60 и 74%.

Вывод средних содержаний пятиокисей тантала и ниобия по юго-восточной части поверхности месторождения на основании радиометрического опробования показал практическую идеальную сходимость их с данными химического опробования (разница в результатах этих видов опробования для пятиокиси тантала составляет 4 относительных процента и для пятиокиси ниобия 3%). Эти материалы свидетельствуют о возможности широкого применения радиометрического опробования для оценки Улуг-Танзекского и подобных ему месторождений.

Технология обогащения прожилково-вкрапленных руд решена Институтом ГИРЕДМЕТ положительно. В настоящее время разработана гравитационно-флотационная схема их обогащения, позволяющая получить следующие концентраты: колумбитовый с содержанием Ta_2O_5 46,6% и Ta_2O_5 4%, циркониевый с содержанием ZrO_2 46,3%, сульфидный с содержанием P_2O_5 26,6% и CaO 16,5%, литиевый с содержанием 3,5 лития и 0,34 цезия, ториевый с содержанием 2,1% тория. Успешно решается вопрос и вскрытия колумбитового концентрата методом хлорирования.

2. Тантал-ниобиевый тип руд переотложенной коры выветривания

Руды переотложенной коры выветривания установлены в юго-восточной части месторождения Улуг-Танзек (фиг. 2).

Предполагаемая площадь их развития оценивается в 75000 м², мощность в 22 м. Среднее содержание Та₂O₅ составляет 0,0209% и Nb₂O₅ - 0,161%. Минеральная форма тантала и ниобия - колумбит и колумбитизированный гатчеттолит. Руды переотложенной коры выветривания по содержанию полезных компонентов и физическим свойствам (рыхлые, легко разрушаются) можно считать рудами россыпных месторождений.

3. Бериллий-флюоритовый тип руд

Бериллий-флюоритовый тип руд на поверхности изученной части месторождения распространен ограниченно. Представлен он мелкими (до 500 м²) неправильными линзообразными телами флюорита с берtrandитом и фенакитом, которые залегают в мраморах, опоясывающих рудный массив Улуг-Танзек. Распределение бериллиевой минерализации крайне неравномерное. Среднее содержание фтористого кальция составляет 65,16% и окиси бериллия 0,0081%. Руды в настоящее время не представляют самостоятельного практического интереса ввиду малых запасов CaF₂ (48 тыс.т) и BeO (8,6 т).

В Ы В О Д Ы

1. Месторождение Улуг-Танзек, известное с 1952 года, попрежнему на сегодняшний день остается уникальным танталовым объектом с средним содержанием Та₂O₅ 0,018%. Кроме того, здесь выделены крупные блоки, представляющие по своим размерам самостоятельный практический интерес, с средним содержанием Та₂O₅ в 0,0207%.

2. Перспективы месторождения могут быть несомненно расширены:

а) за счет выявления новых зон с богатым оруденением (0,02 процента и более Ta_2O_5) в практически неизученной эндоконтактовой периферии рудного массива;

б) за счет поисков и изучения нового для месторождения типа богатых руд (0,0209% Ta_2O_5) перетолженной коры выветривания.

ЛИТЕРАТУРА ФОНДОВАЯ

Бордонос В.П., Крайнюков П.А. - Улуг-Танзекское месторождение редких металлов в Тувинской АССР (Отчет о геолого-разведочных работах за 1964-65 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1966 г). 1965, ОФ ТКГЭ.

ГИРЕДМЕТ - Отчет по научно-исследовательской работе: "Разработка технологической схемы обогащения богатых руд месторождения Улуг-Танзек (лабораторная стадия). 1964, ОФ ТКГЭ.

Кудрин В.С., Кудрина М.А. - Геологические условия образования и вещественный состав руд Улуг-Танзекского месторождения тантала, ниобия и других редких металлов. 1964, ОФ ТКГЭ.

Е.Л. Данилин
Красноярское геологическое
управление

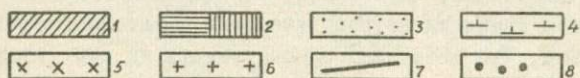
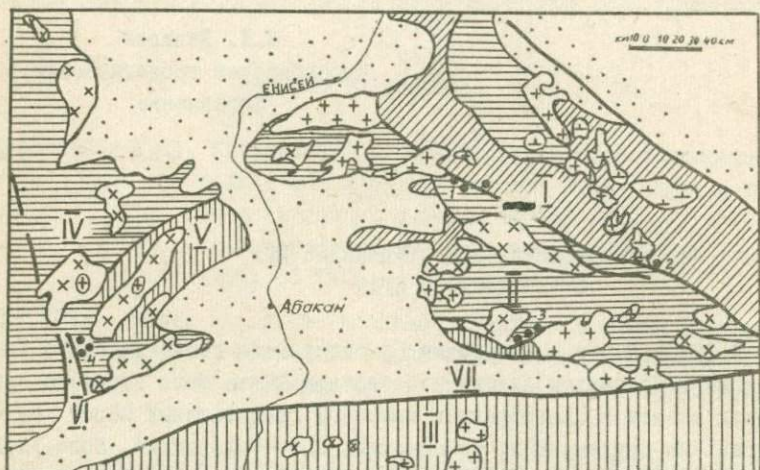
РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КГА
КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

В 1950–1965 г.г. партиями Красноярского геологического управления в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне было выявлено около двух десятков своеобразных массивов гранитоидных пород с редкометалльным оруденением: Сейбинский, Мало-Сейбинский, Ново-Улугзасский, Партальский, Окуневский, Флюоритовый и др. Все они характеризуются близкими петрологическими и металлогеническими особенностями, что позволяет рассматривать их как геологически единые образования, выделенные условно в "сейбинский тип".

Промышленных месторождений редких металлов, связанных с массивами сейбинского типа пока не установлено. Однако, изучение их представляет интерес как с поисковой точки зрения, так и решения некоторых вопросов генезиса, строения и закономерностей размещения таких важных источников танталовых руд "апограниты", (Беус, 1962) и редкометалльные метасоматические образования", (Кудрин, 1965), с которыми описываемые породы имеют тесное сходство.

Геологическая позиция и петрографо-петрохимические
особенности редкометалльных массивов

Редкометалльные массивы сейбинского типа представляют собой мелкие до I кв. км в плане штоко- и дайкообразные тела с крутыми углами падения контактов. Они развиты в байкальских и кале-



Ф и г. I. Схема размещения массивов Сейбинского типа.

I - Докембрийские структуры: I - Дербинский антиклинорий и Канская глыба. 2 - Каледонские структуры: II - Сисимо-Казырский синклинорий. III. Западно-Саянский синклинорий; IV - антиклинорий Кузнецкого Алатау; V - Батеневское поднятие Кузнецкого Алатау. 3. Герцинские и мезозойские структуры: Балхсинский грабен. VI - Кандатский прогиб; 4-6 - гранитоидные интрузии: 4 - докембрийские; 5 - кембрийские; 6 - силуро-девонские; 7 - региональные зоны разломов; 8 - интрузии Сейбинского типа: I - Сейбинский, Мало-Сейбинский и др. массивы; 2 - Лео-Казырский; 3 - Окуневский, Флюоритовый, Гранитный и др.; 4 - Ново-Улугзасский, Портальский и др.

донских структурах региона и прорывают сланцы, известняки, эффузивы, иногда интрузивные породы докембрийского нижнепалеозойского возраста.

В Восточном Саяне массивы сейбинского типа локализуются в областях сочленения: а) каледонского Сисим-Казырского синклиория с докембрийским Дербинским антиклинорием и б) Сисим-Казырского синклиория с наложенным девонским Кандатским прогибом. (фиг. 1). В Кузнецком Алатау они тяготеют к периферической части каледонского синклиория, сопряженного в 15-20 км к западу от выходов тел с герцинским Балыксинским грабеном.

Характерным для всех массивов сейбинского типа является приуроченность их к разломам и расположение в виде цепочек и зон протяженностью до первых десятков км (фиг. 2). По отношению к простиранию докембрийских и каледонских структур ориентировка этих цепочек чаще всего является секущей.

Петрографический состав сейбинских массивов преимущественно соответствует щелочным гранитам. Специфической особенностью пород является интенсивное проявление альбитизации, рибекитизации, окварцевания и грейзенизации.

В зависимости от интенсивности метасоматических изменений, в массивах сейбинского типа выделяются следующие разновидности пород, связанные постепенными переходами: а) неизменные или слабоизмененные материнские гранитоиды; б) альбитизированные, рибекитизированные и т.п. гранитоиды; в) метасоматические образования — полностью заместившие первичные породы.

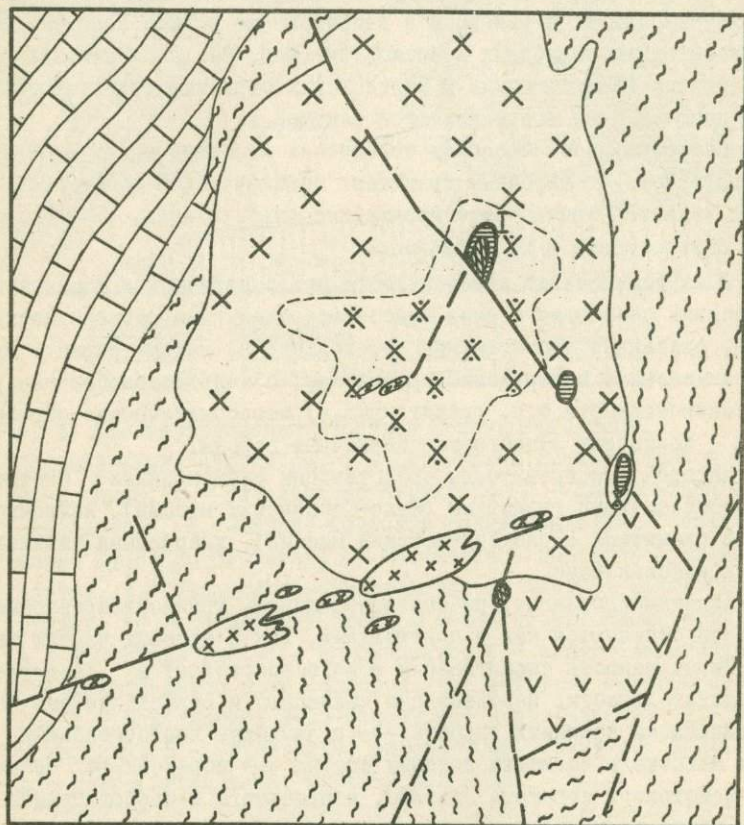
Материнские гранитоиды представлены субщелочными биотит-роговообманковыми гранитами (Мало-Сейбинский массив), лейкократовыми сиенитами (Ново-Улугзасский массив), кварцевыми сиенитами и граносиенитами.

Альбитизированные, рибекитизированные, грейзенизированные разности отмечаются как в центральных, так и краевых частях тел.

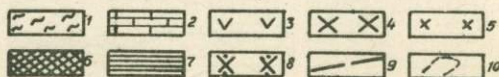
Интенсивность альбитизации обычно возрастает в следующей последовательности: пертитизация калишпата и обрастание его периферическими каемками альбита → проявление многочисленных лейст альбита в калиевых полевых шпатах → образование сплошного лейстового агрегата альбита, замещающего и корродирующего зерна почти всех минералов.

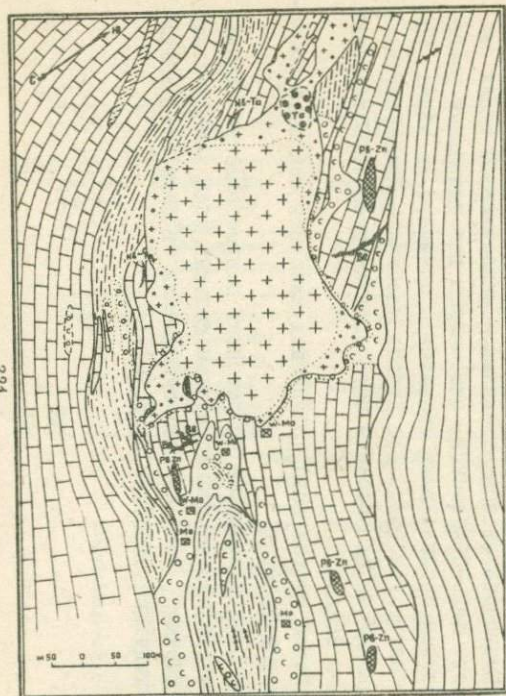
Ф и г. 2. Геологическая схема района Ново-Улугзасского массива.
(составил Е.Л. Данилин).

1-3 - нижнекембрийские отложения: 1 - сланцы; 2 - известняки; доломиты; 3 - туфы, туфопесчаники; 4 - силуро-нижнедевонские роговообманковые сиениты; 5 - послекаледонские малые интрузии лейкократовых сиенитов; 6 - метасоматиты - микроклин-кварц-альбит-эгирин-рибекитовые; 7 - метасоматиты микроклин-кварцево-слюдистые и кварц-мусковитовые с гематитом и флюоритом. 8 - грейзенизированные сиениты силуро-нижнедевонского комплекса; 9 - дизъюнктивные нарушения; 10 - постепенные контакты пород. I - Ново-Улугзасский массив.



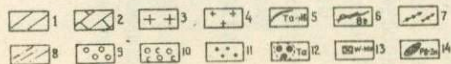
М 500 0 500 1000 1500 2000 М





Ф и г. 3. - Геологический план участка Мало-Сейбинского массива.
(по Н.Я. Леоновой с дополнениями автора)

- 1 - Глинисто-кремнистые сланцы нижнего кембрия;
- 2 - известняки верхнего протерозоя;
- 3 - субщелочные биотит-роговообманковые граниты;
- 4 - альбитизированные и рибекитизированные мелкозернистые и аплитовидные граниты;
- 5 - альбитизированные жильные гранит-аплиты с тантал-ниобиевой минерализацией;
- 6 - скаполит-флюоритовые и везувиан-флюоритовые метасоматиты с бериллиевой минерализацией;
- 7 - кварцевые жилы;
- 8 - роговики; 9 - пироксеновые скарны;
- 10 - пироксен-гранатовые, пироксен-скаполитовые скарны;
- 11 - пироксено-фергусонит-циркониевая минерализация;
- 12 - контуры зоны, обогащенной танталом;
- 13 - молибден-вольфрамовая и молибденовая минерализация;
- 14 - сульфидные (пирротиновые) и сульфидно-полиметаллические залежи.



Рибекитизация и эгиринизация выражается в развитии гнездообразных скоплений и отдельных крупных кристаллов эгирина ($Nr = 1,767$, $Ng-Nr = 0,050$) и рибекита $Ng = 1,694 - 1,698$ до $1,708$; $Ng-Nr = 0,004-0,006$; $c_{Ng} = 5-6$ до 12^0 ; $Z' = 84^0$). О метасоматическом происхождении этих минералов в большинстве массивов свидетельствуют локальное развитие рибекит- и эгириносодержащих разностей, наличие жилообразных скоплений рибекита и коррозионные соотношения его с другими минералами.

Грейзенизация и окварцевание отмечаются только в отдельных массивах: Парतालском и Ново-Улугзасском. В последнем, кроме того, проявляется амазонитизация, обусловленная появлением в центральной зоне тела бледно-зеленоватого амазонита.

Метасоматические образования в телах сейбинского типа нередко имеют тесное внешнее сходство с обычными щелочными гранитами, но отличаются от последних следующими особенностями:

- а) резко повышенным (до 30-60%) содержанием альбита, образующего сплошные лейстовые агрегаты;
- б) неравномерной полосчатой, местами штокверкообразной текстурой;
- в) коррозионными контактами зерен и постоянно наблюдающимися структурами замещения одних минералов другими;
- г) присутствием идиоморфных порфиробластов кварца с зональными включениями альбита.

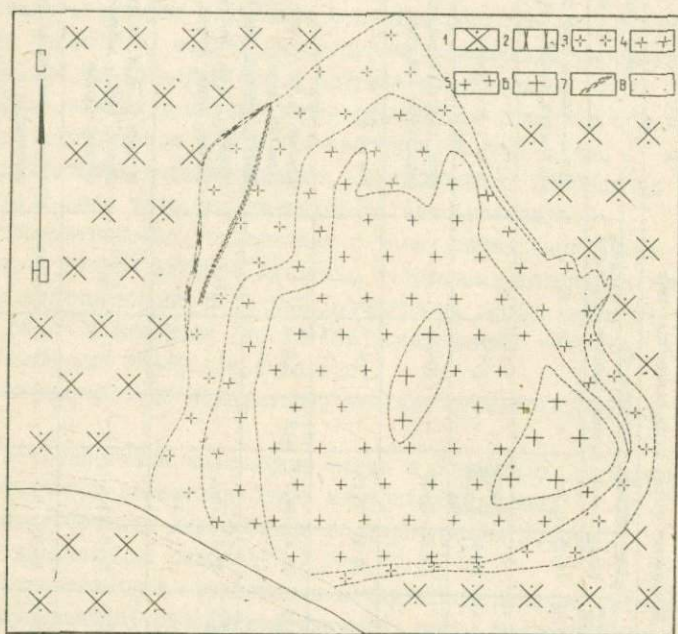
Пространственные соотношения между неизмененными гранитами альбитизированными, рибекитизированными и др. разностями их, а также метасоматическими образованиями - различные. В одних телах, например, Мало-Сейбинском, отмечаются все указанные разновидности, причем неизмененные гранитоиды занимают не менее 60-75% площади интрузива (фиг. 3). Другие массивы - Ново-Улугзасский, Сейбинский нацело сложены метасоматическими образованиями гранитоидного облика.

Минеральный состав пород различных массивов сейбинского типа приводится в табл. I.

В связи с неравномерным проявлением в пространстве отдельных этапов метасоматоза многие редкометалльные тела являются зональными. Например, Ново-Улугзасский массив от центра к периферии имеет следующее строение (фиг. 4):

Минеральный состав пород сейбинского типа

Массивы	Петрографический тип пород	Положение в массиве	Главные минералы в объемных %						Акцессорные и второстепенные минералы
			Калишпат	Кварц	Альбит	Эгирин	Рибекит	Биотит и мусковит	
Мало-Сейбинский	Порфирировидные субщелочные граниты	Центральная часть	60-70	20-25	0,5-5	-	6 - 10	Циркон, апатит, сфен флюорит, молибденит, касситерит, гранат, пирохлор.	
	Альбитизированные граниты	Эндоконтактная зона	45-82	24-54	отдельно не подочитан	-	2-7,6	-	То же + фергусонит
Сейбинский	Рибекитовые порфиробластовые метасоматиты	Центральная зона	60	15-30	15-20	-	10-15	-	Сфен, циркон, пирохлор, монацит, фергусонит, коенотим, молибденит
	Рибекитовые аплитовидные метасоматиты	Крайняя зона	50	20-25	10-15	-	15	-	То же
Ново-Угтурский	Амазонит-эгирин-рибекитовые метасоматиты	Центральная	31,3	21,4	84,7	6,8	3,2	-	Флюорит (1,3%), торит, лейкоксен, турмалин, цеолиты, эпидот, сфен, апатит, роговая обманка и др.
	Микроклин-слюдисто-кварцевые альбитсодержащие метасоматиты	Промежуточная зона между центральной и краевой	39,6	34,3	13,2	-	-	6,8	Гематит - 3,4%, флюорит 3,8%, эпидот, торит, анатаз, апатит.
	Микроклин-кварц-гематит-флюоритовые метасоматиты	Периферическая часть	52,9	23,9	1,8	-	-	1,4	Флюорит - 12,5%, гематит 7,5%, циркон, торит, цеолиты, пирит, анатаз, хлорит
Окуневский	Рибекитовые граниты	Центральная	60-70	25-30	5	-	17	ед. зерна	Циркон, флюорит, пирит, магнетит



Ф и г. 4. Схема геологического строения Ново-Улугзасского массива (составил Е.Л. Данилин).

1-2 - Вмещающие кварцевые слениты силуро-девонского комплекса; 1 - серицитизированные, грейзенизированные; 2 - биотитизированные; 3-6 - метасоматиты Ново-Улугзасского массива; 3 - микроклин-кварц-гематит-флюоритовые; 4 - микроклин-кварцево-сланцевые, альбит-содержащие; 5-6 - альбит-амазонит-эгирин-рибекитовые (5) и крупнозернистые (6); 7 - зона дробления; 8 - современные алювиальные отложения.

альбит-амазонит-кварц-эгирин-рибекитовые метасоматиты —
микроклин-кварцево-сланцевые, альбит-содержащие —
микроклин-кварц-гематит-флюоритовые.

В сейбинском массиве зональность обусловлена развитием в центральной части пегматоидных и крупнозернистых метасоматитов, а в краевой — мелкозернистых и аплитовидных.

Своеобразными являются экзоконтактовые изменения вмещающих пород на участках массивов сейбинского типа. В ореолах двух из них (Мало-Сейбинского и Окуневского) установлена скаполитизация известняков, близкая к описанной А.П. Шмотовым (1959) в Джидинском районе, где этот процесс характерен только для экзоконтактовых зон молодых киммерийских гранитов. В сиенитах, вмещающих Ново-Улуг-Засский массив, непосредственно на контакте с метасоматитами, проявляются биотитизация и апатитизация, сменяющиеся по мере удаления от контакта слабой грейзенизацией и серицитизацией.

Массивы сейбинского типа, локализованные в известняках и доломитах, окружены обычно ореолами пироксен-гранатовых, везувиановых, волластонитовых и др. скарнов.

По химизму (табл. 2) породы массивов сейбинского типа, независимо от степени их метасоматического изменения, наиболее близки к щелочному граниту Дэли, отличаясь от него несколько пониженной щелочностью ($\alpha:c$ до 112) и иногда большей величиной анортитовой составляющей (c до 1,6). Преобладают разности, отвечающие нормальному составу. Характерны обогащенность избыточным кремнеземом ($Q = 15,6-45,8$), повышенная железистость ($f = 43,8-81,7$) и преобладание железа над магнием.

Отличительными признаками пород сейбинских массивов является также их повышенная фоновая радиоактивность — в среднем 35-60 мкр/час с аномальными пиками до 1000 мкр/час и редкометалльный спектр элементов-примесей (ниобий, бериллий, цирконий, редкие земли, литий, олово, вольфрам и др.).

Т а б л и ц а 2

Химический состав пород массивов сейбинского типа

Окислы	Мало-сейбинский массив		Сейбинский массив			Средний состав Сейбинских гранитов	Ново-Улугзасский (среднее из 4-х анализов)	Щелочной гранит (по Дэли)
	I	2	3	4	5			
SiO ₂	68,84	67,56	76,52	73,40	73,56	71,97	71,39	73,30
TiO ₂	0,44	0,16	0,54	0,27	0,54	0,39	0,54	0,11
Al ₂ O ₃	14,16	14,82	10,99	11,45	12,83	12,85	11,37	12,33
Fe ₂ O ₃	1,09	0,67	1,37	2,80	1,54	1,49	2,81	2,58
FeO	1,80	1,73	1,25	1,32	1,02	1,42	1,15	1,28
MgO	0,53	0,40	0,10	0,12	0,12	0,25	0,37	0,36
CaO	1,58	2,18	0,98	1,16	1,38	1,45	1,26	0,46
Na ₂ O	4,61	4,53	1,86	3,90	4,77	3,93	4,42	4,55
K ₂ O	4,89	6,02	5,20	3,97	1,67	4,35	3,67	4,20
MnO	0,036	0,024	0,04	0,04	0,04	0,036	0,16	0,02
P ₂ O ₅	0,089	0,029	0,026	0,071	0,042	0,051	0,153	0,05
П.П.П.	0,40	0,88	0,75	0,86	1,81	0,94	1,16	
Сумма ^{х)}	98,46	99,00	99,62	99,36	99,32	99,158	99,46	

х) Не включены содержания

ZrO₂, Nb₂O₅, Ta₂O₅

	I	2	3	4	5	6	7	8
	Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому							
a	16,9	18,5	11,3	13,8	12,6	14,7	14,7	15,6
c	0,9	0,54	1,1	0,53	1,6	1,07	0,13	0,1
b	4,5	4,9	3,0	4,5	3,1	3,7	5,5	4,1
s	77,8	76,1	84,6	81,1	82,4	80,7	79,7	81,2
a'	-	-	19,6	-	23,4	-	-	-
f'	58,1	43,8	72,9	77,5	70,2	67,4	62,3	79,4
m'	17,9	13,7	6,5	4,4	6,4	12,7	12,1	11,1
c'	24,1	42,4	-	18,9	-	20,0	25,6	9,5
n	59,4	60,7	35,3	60,3	81,5	57,1	64,5	62,2
ψ	20,9	10,9	36,9	50,0	40,4	32,8	41,4	50,8
t'	0,16	0,26	0,5	0,3	0,6	0,3		
Q	26,2	15,6	45,5	37,0	38,5	30,8	29,84	29,1
a/c	18,8	34,4	10,2	26,0	7,9	13,7	11,2	156,0

1. - субщелочной биотит-амфиболовый гранит из центральной части интрузива;

2 - рибекитизированный гранит из периферической зоны интрузива;

3 - 5 -рибекитовые метасоматиты;

7 - рибекит-эгириновые метасоматиты.

Возраст и особенности формирования редкометалльных массивов

Петрологические особенности массивов сейбинского типа характеризуют их как своеобразные трещинные тела с повышенной щелочностью, формирование которых происходит обычно при относительной консолидации вмещающих структур. Такие условия в Восточном Саяне и Кузнецком Алатау могли быть в течение субплатформенного послекаледонского этапа, когда эти регионы представляли уже области завершенной складчатости. Образование редкометалльных массивов в послекаледонскую эпоху подтверждается также следующими данными: а) секущей ориентировкой цепочек и зон их по отношению к простиранию каледонских структур; б) прорыванием некоторыми массивами, например, Ново-Улугзасским, силуро-девонских граносиенитов (фиг. 2), считавшихся ранее самыми молодыми гранитоидами в районе; в) тесным сходством по основным петрологическим особенностям со многими послекаледонскими щелочными массивами Тувы, (Павленко, 1960), Казахстана (Ефремова, 1962), Восточного Забайкалья (Нечаева, 1960).

Характерно также, что определения абсолютного возраста по трем массивам сейбинского типа, выполненные в разные годы и различными лабораториями (табл. 3), дают в общем близкие результаты - 275-305 млн. лет, т.е. пермь-карбон, в то время как возраст других широко развитых на юге Красноярского края гранитоидов почти всеми исследователями определяется не выше силура-нижнего девона.

Оторванность во времени становления редкометалльных массивов сейбинского типа от крупных гранитоидных интрузий, независимость их пространственного размещения, специфические петрологические особенности позволяют рассматривать описываемые тела как типичные, в понимании Ю.А. Билибина (1955) и др., самостоятельные "малые интрузии".

Образование их, по-видимому, связано с возобновлением тектонической активизации отдельных платформенных зон Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау в верхнем палеозое.

Таблица 3

Результаты определений абсолютного возраста
сейбинских массивов

Массивы	Результаты в млн. лет	Метод	Лаборатория, год работ
Мало-Сейбин- ский	75 101 164	Калий-арго- новый	ЗСТУ, 1957
	250-280		
	260-350	Свинцовый ^{х)}	СО АН СССР, 1964
Окуневский	275	Калий-арго- новый	Лаборатория Уральского отд. АН СССР, 1963
Ново-Улугзасский	290-305	-	ЗСТУ, 1963

х) по галениту из экзоконтактной полиметаллической залежи.

Особенностью интрузий сейбинского типа являлась высокая обогащенность растворами, с деятельностью которых связаны локальные автометасоматические альбитизация, грейзенизация, окварцевание и т.п. Дальнейшее интенсивное метасоматическое изменение пород (вплоть до полного исчезновения первичного состава) обусловлено, вероятно, привнесом новых порций растворов по ослабленным тектоническим зонам из глубинных частей тех же интрузий. В различных массивах этот наложенный метасоматоз проявился с неодинаковой интенсивностью, однако, все они сохраняют близкие петрологические и, как будет показано ниже, металлогенические особенности.

Редкометальное оруденение

Редкометальное оруденение, связанное с описываемыми интрузиями, подразделяется на два типа:

- а) тантал-ниобий-циркониево-редкоземельное;
- б) флюорит-бериллиевое и флюорит-бериллиевое-редкоземельное.

Тантал-ниобий-циркониево-редкоземельное оруденение

Этот тип редкометальных руд пространственно связан непосредственно с метасоматически измененными гранитоидами и их жильными дериватами.

Рудоносные тела представляют собой неправильные залежи, линзы, реже жилы размером от 1-2 кв.м до первых сотен кв. м в плане. Контакты их с вмещающими породами постепенные и устанавливаются только опробованием.

Содержание редких металлов в изученных массивах невысокое. Так, на Ново-Улугзасском участке концентрация пятиоксида тантала составляет в среднем 0,0038% и только, примерно, в каждой десятой пробе - 0,01-0,013%. Содержания пятиоксида ниобия в среднем 0,055%, двуоксида циркония - до 1,4%, суммы редких земель 0,01-0,031%. В Мало-Сейбинском массиве концентрация пятиоксида тантала 0,001-0,012%, пятиоксида ниобия - до 0,54%, двуоксида циркония до 1,87%.

Из остальных участков на тантал изучены единичными пробами пока только Сейбинский (0,0008–0,0024% Ta_2O_5) и Окуневский (до 0,01% Ta_2O_5). Цирконий, ниобий и редкие земли присутствуют во всех массивах в содержаниях до 0,5–1,5%, но самостоятельного практического значения не имеют.

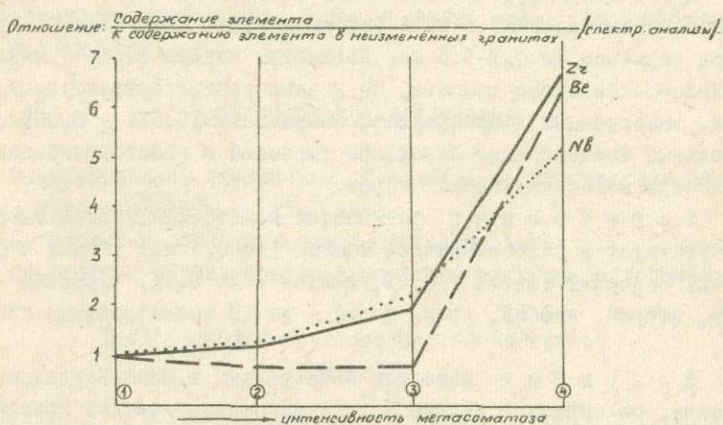
Главными редкометальными минералами являются пирохлор, циркон – циртолит, колумбит, фергусонит, монацит, торит, реже встречаются эльпидит, гагаринит (?) и др.

П и р о х л о р отмечается в Мало–Сейбинском, Сейбинском и Окуневском массивах в виде октаэдрических кристаллов бурого цвета размером до 0,1–0,3 мм. Параметры ячейки этого минерала из Мало–Сейбинского массива, по данным рентгеноструктурного анализа, выполненные в Иргиредмет, составляют $10,314 \pm 0,009 \text{ \AA}$. Максимальные концентрации пирохлора тяготеют к рибекитизированным разностям метасоматических пород.

Ф е р г у с о н и т установлен в Мало–Сейбинском массиве. Присутствует в виде единичных мелких (до 0,3 мм) черных и бурых зерен. Содержит тантал – 0,3%, лантан – до 0,6%, цирконий – до 0,6%, иттрий, ниобий, уран, торий – до 1% (спектральные анализы).

К о л у м б и т известен пока только в Ново–Улугзасском массиве. Он образует мелкие – до 1 мм призматические кристаллы, серовато-черного цвета с ярко выраженным плеохроизмом: от светло-бурого до темно-бурого. $n_g > 2,0$. Результаты рентгеноструктурного анализа, выполненные в КГУ, подтвердили наличие структуры колумбита. Полуколичественным спектральным анализом в минерале установлены: тантал $> 0,1\%$, ниобий $> 1,0\%$, марганец 0,3%, железо $> 0,3\%$. Колумбит образует сростки с кварцем и полевым шпатом.

М о н а ц и т выявлен нами в Сейбинском массиве в виде неправильных буровато-желтых зерен размером от 0,5x0,1 мм до 3x5 мм. Оптические свойства: $n_p = 1,782$, $n_g - n_p = 0,050, 2V = 22^\circ$, $c_{ng} = 10^\circ$. Содержит лантан, церий, торий $> 1\%$, иттрий – 0,3%, фосфор – 3,0%, свинец – 0,003%, титан – 0,002% (спектральные анализы). Неправильные, ксеноморфные очертания зерен монацита, выполняющего промежутки между калишпатом и кварцем, свидетельствуют, что этот минерал является не реликтовым, а поздне метасоматическим.



Фиг. 5. Изменения средних содержаний Zr, Be, Nb в породах Мало-Сейбинского массива.

- 1 - биотит-роговообманковые неизмененные граниты (70 проб);
- 2 - альбитизированные и рибекитизированные граниты периферической зоны (75 проб);
- 3 - интенсивно альбитизированные гранит-аплиты (9 проб);
- 4 - скаполит-флюоритовые метасоматиты (8 проб).

Ц и р к о н - наиболее распространенный минерал в метасоматически измененных гранитах. Представлен несколькими разновидностями, различающимися по цвету, прозрачности и форме зерен. В рудных зонах чаще всего присутствуют малакон-циртолитовые разновидности в виде изотропизированных зональных кристаллов, обогащенных двуокисью тория - до 0,35% и пятиокисью ниобия (до 0,48%). Содержание циркона в метасоматически измененных гранитах достигает 10-15%, что значительно превышает концентрации его в материнских породах.

Распределение редкометалльных минералов и элементов в породах неравномерное. В массивах, где развиты материнские и измененные гранитоиды, наблюдается постоянное совпадение с последними контуров рудоносных зон. Так, например, в Мало-Сейбинском интрузиве обогащенная редкометалльными минералами зона имеет кольцевую форму, повторяющую очертания площади развития альбитизированных гранитов в периферической части тела (фиг. 3).

В этом же массиве удается проследить, что интенсивность оруденения зависит от степени метасоматического изменения пород и возрастает в следующей последовательности: неизменные граниты — альбитизированные граниты — интенсивно альбитизированные жильные гранит-аплиты — скаполит-флюоритовые метасоматиты (фиг. 5).

Общее увеличение концентраций ниобия и тантала в обогащенных альбитом породах по сравнению с менее альбитизированными разновидностями наблюдается также в метасоматитах Ново-Удугзасского массива (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Содержания Ta_2O_5 , Nb_2O_5 , Na_2O и альбита в метасоматитах Ново-Удугзасского массива

П о р о д ы	Средние содержания			
	Альбит (объем %)	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Na_2O
Метасоматиты центральной зоны (состав таб. I)	34,7	0,0043	0,052	4,66
Метасоматиты промежуточной и краевой зоны (таб. I)	7,5	0,0037	0,049	3,5

Примечание: Альбит - среднее из 15-20 подсчетов в шлифах на интеграционном столике; ниобий и тантал - среднее не менее, чем из 12 проб; натрий - среднее из 3 проб.

Общими для всех массивов геохимическими особенностями тантал-ниобий-циркониевого оруденения являются:

1. Невысокое соотношение ниобия к танталу. В Мало-Сейбинском массиве эта величина по 20 анализам составляет в среднем 9,5:1; в Ново-Улугзасском - 8,3:1 (30 анализов). Однако, в отдельных пробах отношение ниобия к танталу колеблется в очень широких пределах: от 2,5:1 до 402:1. Такой большой разброс значений связан, по-видимому, с отсутствием четкой зависимости между концентрациями в изученных телах ниобия и тантала. Коэффициент корреляции между этими металлами по 30 пробам в Ново-Улугзасском массиве составляет всего лишь - 0,14.

2. Присутствие в рудах своеобразных парагенетических ассоциаций элементов, из которых одни (ниобий, цирконий, лантан, церий и др.) характерны для щелочных, а другие (бериллий, вольфрам, олово, свинец) - для кислых интрузий.

Так, например, в измененных гранитах Мало-Сейбинского массива совместно с ниобием, цирконием, лантаном и церием присутствуют олово (до 0,3%), вольфрам (0,03-0,06%), бериллий (до 0,04%), свинец (до 1%).

3. Повышенные содержания в рудоносных породах лития. Концентрации этого элемента в Сейбинском массиве - до 0,03%, Мало-Сейбинском - до 0,3%, Ново-Улугзасском - до 0,2% (спектральные анализы).

4. Преобладание иттрия над лантаном - в 1,5-2 раза.

Флюорит-бериллиевое и флюорит-бериллиевое-редкоземельное оруденение

Этот тип оруденения располагается в основном среди вмещающих карбонатных пород в экзоконтактовых ореолах малых интрузий. Рудные тела представляют собой флюоритовые или флюорит-содержащие залежи, линзы и жилы с фенакитом, лейкофаном, генгельвином, торитом, цирконом, бритолитом и др. В связи с постоянным присутствием в качестве элементов-примесей урана и тория такие залежи обладают обычно аномальной радиоактивностью - до 700-800 мкр/час.

Наиболее крупные флюорит-бериллиевые тела выявлены на участках Окуневского и Флюоритового массивов в среднем течении р. Казыр. По данным Ю.М. Шеломова и Р.Г. Жданова, они залегают преимущественно в экзоконтакте с альбитизированными гранитами малых интрузий и иногда на удалении от них до 50-100 м в зонах дробления среди известняков, скарнов и кварцитов. Размеры рудных тел от 1-2 кв.м до первых сотен кв. м в плане.

Выделяется два типа руд: массивные с содержанием окиси бериллия до 1,23% и прожилково-вкрапленные (до 0,11% BeO).

Массивные руды представляют собой метасоматические образования черно-фиолетового цвета, состоящие из флюорита (50-70%), лейкофана (5-10%), кварца, кальцита, альбита - 20-30% и единичных зерен фенакита, торита, циркона, апатита и др. Близкий состав имеют и прожилково-вкрапленные тела.

В целом по минеральному составу Окуневские рудопоявления являются уникальными, т.к. относятся к ранее неизвестному флюорит-лейкофановому типу.

В Мало-Сейбинском массиве бериллия- и редкоземельноносными породами являются скаполит-флюоритовые и скаполит-флюорит-везувияновые метасоматиты (фиг. 5), замещающие жильные гранит-аплиты. Эти метасоматические образования содержат 0,005-0,21% окиси бериллия и до 0,1% иттрия. Из бериллиевых минералов установлен берилл в виде зеленовато-белых кристаллов размером до 0,5x3 мм с уд. весом 3,2 и показателями преломления $N_g = 1,690, N_g - N_p = 0,008$, а также фенакит, представленный мелкими зернами в сростаниях с флюоритом и крупными слюдками.

Бериллиевая минерализация в виде хризоберилла и генгельвина известна по работам Н.Н. Стамборовского и др., на участке Лето-Казырского массива, который изучен ещё недостаточно и отнесен нами к сейбинскому типу предположительно. Повышенные содержания бериллия - до 0,01-0,02% и иттрия до 0,1%, отмечаются также в отдельных участках флюорит-содержащих метасоматитов Сейбинского и Ново-Улугзасского массивов, однако самостоятельных бериллиевых минералов не установлено.

Соотношения флюорит-бериллиевое оруденения с тантал-ниобий-циркониево-редкоземельным довольно сложное. Как было нами ранее показано (Данилин, 1964), оба эти типа руд представляют

собой родственные образования, формирующиеся в разные этапы общего рудного процесса, генетически связанного с малыми интрузиями. Однако, решающим фактором, обуславливающим полноту развития этого процесса, является состав вмещающих пород. Наиболее благоприятны карбонатные отложения; на участках их в ореолах малых интрузий нередко отмечается не только оба типа редкометалльного оруденения, но и молибденовое, вольфрамное, полиметаллическое и др. (фиг. 3).

Сопоставление геохимических особенностей оруденения показывает, что редкометаллоносные породы сейбинских малых интрузий наиболее близки к весьма важным танталоносным образованиям, описываемыми различными исследователями как "колумбито- и ниобиеносные граниты" (Северов, 1962), "апограниты" (Беус и др., 1962) или "редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами" (Кудрин, 1965).

Особенно тесное сходство по составу минерализации, геохимическим особенностям, геологическому положению и даже спектру элементов-примесей в пироклорах и цирконах (Be, Sn, Ta, Th) сейбинские тела имеют с Улуг-Танзекским танталовым месторождением в Туве. Последнее до недавнего времени считалось одним из наиболее крупных. Поэтому находки, хотя и непромышленных рудоносных тел того же типа на юге Красноярского края, свидетельствуют о перспективности этой территории на редкие металлы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Билибин Ю.А. - Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. - Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Данилин Е.Л. - В сборнике "Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока (Тезисы докл.). Новосибирск, 1964.
- Ефремова С.В. - Об интрузивах щелочных (рибекитовых) гранитов Бет-Пак-Далы (Центральный Казахстан). Изв. АН СССР, сер. геол. № 10, 1952.

- Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.Н. - Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. Изд-во "Недра", 1965.
- Мусатов Д.И. - В сб. "Складчатые области Евразии (мат. совещания по проблемам тектоники). Изд-во "Наука", 1964.
- Нечаева Е.А. - Щелочные гранитоиды Забайкалья. В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Госгеолтехиздат, 1960.
- Павленко А.С., Сао-Чжун-Ян, Морозов Л.Н. - Сравнительная геохимическая характеристика гранитов с акцессорными тантало-ниобатами. Геохимия № 2, 1960.
- Северов Э.А. - К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.
- Шмотов А.П. - О скаполитизации известняков на контакте с киммерийскими гранитами в Джидинском рудном районе. Зап. Восточно-Сибирского отд. Всесоюз. минерал. общ-ва. вып. I, 1959.

В.С. Малых
Вост. Сиб. НИИГТИМС

ДЖЕГДОКАРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА БАЙКАЛИД,
ПЕРСПЕКТИВНАЯ НА РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В Восточно-Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья группа геологов занята изучением металлогении складчатого обрамления Сибирской платформы в послепротерозойский геантиклинальный этап развития внешнего пояса геосинклинальной системы Байкалид. Тема непосредственно связана с изучением перспектив металлоносности послепротерозойских малых интрузий трещинного типа на выявление месторождений редких элементов, золота, полиметаллов, кобальта, а также ртути.

Работа начата нами полтора года назад и в настоящее время получены некоторые новые данные о металлогенической характеристике внешнего пояса Байкалид.

Как известно, внешний пояс Байкалид отделяется от внутреннего мощной зоной глубинных разломов, именуемой нами "Байкало-Муйской".

Байкало-Муйская зона в своей западной части была охарактеризована в докладе В.А. Дворкина-Самарского. Она является весьма протяженной и к востоку уходит в область Становика. Впервые она была заложена на периферии Центрально-Азиатского древне-протерозойского подвижного пояса на стыке его с перикратонным опусканием древней архейской платформы. Активные передвижки по данной зоне глубинных разломов происходили и в последующие тектоно-магматические циклы с соответствующим внедрением интрузивных масс. Именно к Байкало-Муйской зоне приурочен палеозой-

ский комплекс изверженных щелочных, субщелочных и кислых пород, перспективный на редкие элементы и охарактеризованный В.А. Дворкиным-Самарским по западному флангу дугообарзной структуры Байкало-Муйской зоны. В докладе он сказал, что кроме работ по этому флангу исследования не проводятся. Хочу внести справку, что именно в этой зоне, главным образом в своде дуги в пределах Байкало-Патомского нагорья, и сосредоточены исследования нашей группы геологов.

Кроме Байкало-Муйской металлогенической зоны, нами выявлена ещё одна, названная "Джегдокарской", возможно, ещё более перспективная на тантал и ниобий, чем первая. Она приурочивается к Уринскому скрытому глубинному разлому, прослеживаемому по ряду косвенных признаков по оси перегиба всех складчатых структур Байкалид и обусловлена расколом в древнем архейском фундаменте, приведшем к образованию Алданской и Ангарской глыб.

Также, как и в Байкало-Муйской, в Уринской зоне глубинного разлома в последующие тектоно-магматические циклы вплоть до кайнозоя происходили перемещения масс горных пород с образованием узких блоковых структур. В верхнем протерозое была образована уникальная структура Байкалид - Бодайбинский синклиорий, а в последующие циклы (возможно, и в мезозое) произошло новое оживление древнего раскола и внедрение по нему малых интрузий кислого состава, условно выделяемых нами как наиболее молодой джегдокарский комплекс, в отличие от конкудеро-мамаканского, по В.М. Таевскому, или витимканского, по Л.И. Салопу, нижнепалеозойского комплекса.

К Джегдокарской металлогенической зоне, рассматриваемой нами как часть более крупной Уринской зоны глубинного разлома, приуроченной к внешнему поясу Байкалид, мы относим Синьский Верхне-Ингодинский, Ингодинский, Джегдокарский массивы и Константиновский шток биотитовых гранитов, сменяющихся один другим с юга на север согласно простиранию зоны. Намечается погружение указанных массивов по направлению на север под осадочный покров Бадайбинского синклиория. Наблюдается уменьшение размеров апикальных частей массивов и полное их исчезновение. В северной части зоны вместо интрузивов фиксируются участки термально-измененных осадочных пород до кварц-биотит-андалузитовых и кварц-

-биотит-кордиеритовых роговиков, что было отмечено ещё в 1939 г. С.А. Мирчинк. Такое изменение пород кровли отмечается по р. Кадарачи и по р. Большая Бугарихте, что можно объяснить лишь наличием на глубине массивов гранитов подобных Джегдокарскому.

К Джегдокарской металлогенической зоне также приурочены пояса, выделяемых разными авторами условно как нижне-палеозойские (Л.И. Салоп) или, как мезозойские (С.Д. Шер). Выделяются два комплекса даек - кадали-бутуиканский, представленный лампрофирами и аглан-янский, представленный дайками гранит-порфиров, кварцевых порфиров и сиенит-порфиров. Простираение данных поясов даек согласное с простираением скрытого Уринского глубинного разлома.

Для джегдокарского комплекса гранитоидов, примененный А.Л. Александровым сотрудником нашей группы метод геохимического опробования выявил весьма существенные особенности. Было установлено, что содержание ряда редких элементов резко отличается от содержания их в более древних комплексах гранитоидов внешнего пояса Байкалид. Так, в несколько раз возрастает содержание рубидия и лития в гранитоидах джегдокарского комплекса. Отношение калия к рубидию у гранитоидов джегдокарского комплекса составляет числовую величину, равную 150, тогда как для мамско-оронского и первой фазы кондукеро-мамаканского комплексов эта величина примерно одинакова и выражается в 300.

В результате геохимических исследований, проведенных нашей группой, также установлено, что гранитоиды Джегдокарской зоны обладают повышенным содержанием, по сравнению с кларком для гранитоидов, ниобия и тантала, на фоне весьма низкого содержания этих же элементов в более древних комплексах гранитоидов Байкалид.

Согласно последней сводки по содержанию ниобия и тантала в гранитах, произведенной Е.Б. Знаменским (3), кларк для ниобия составляет $14 \cdot 10^{-4}\%$, для тантала - $1 \cdot 10^{-4}\%$.

Содержания указанных элементов в гранитоидах мамско-оронского комплекса верхнего протерозоя в наших исследованиях определяются величинами, близкими к кларку и пределу чувствительности анализов и оцениваются для ниобия $10 \cdot 10^{-4}\%$ и для тантала в $0,8 \cdot 10^{-4}\%$.

Для Джегдокарского комплекса содержания ниобия определены в $31 \cdot 10^{-4}\%$.

Из приведенного можно видеть, что содержание ниобия в Джегдокарском комплексе по сравнению с кларком, данным Е.Б. Знаменским, превышает в 30 раз, а тантала в 3 раза.

Это потребовало произвести металлогенический анализ всех данных по геологии и полезным ископаемым Джегдокарской металлогенической зоны и позволило прийти к выводу о перспективности зоны на выявление промышленно-ценных скоплений тантала и ниобия в гранитных массивах в пределах их метасоматического изменения. Это было сделано на основании следующих положений: Е.Б. Знаменский (3) в своих выводах отмечает, что гранитоиды, с которыми генетически связаны пегматиты, несущие акцессорные минералы тантало-ниобия, обнаруживают несколько повышенное содержание ниобия и особенно тантала (в два раза) по отношению к полученным средним значениям. В качестве примера он приводит гранитоиды Калбинского хребта.

Подобное же положение намечается и у нас. Например, в неизмененных разностях гранитов Джегдокарского комплекса тантала содержится в три раза более по отношению среднего значения тантала в гранитах, даваемого Е.П. Знаменским. Кроме того, в первом приближении можно говорить и о наличии в данном изверженном комплексе пегматитов с акцессорными минералами тантало-ниобатов. Подобные тела отмечены в Синьском и Верхне-Имняхском массивах. К сожалению, дальнейшего определения минералов не было произведено.

Весьма интересными являются данные по составу шлиха аллювия рек, берущих свое начало в пределах массивов гранитов Джегдокарской зоны, что может в известной степени охарактеризовать состав акцессорных минералов в этих гранитах.

К массивам биотитовых гранитов приурочивается следующий минеральный комплекс: торит, ортит, флоренсит, монацит, тантало-ниобаты (фергусонит и в том числе колумбит в редких знаках), реже касситерит и ещё реже галенит и висмутин. С удалением от массивов в аллювии рек в Бодайбинского синклиория широко развиты золото, касситерит, шеелит, реже галенит и ещё реже висмутин.

Появление здесь касситерита связано с выходом Константиновского штока и даек аглан-янского комплекса (р. Ныгры, р. Накатами, вершина р. Бодайбо, кл. Васильевский - правый приток р. Вачи).

В пределах южного эндоконтакта Джегдокарского массива со-трудником темы А.Л. Александровым на правом берегу р. Кудускит в 1964 г. обнаружена приконтактовая зона метасоматически измененных биотитовых гранитов, выраженная в проявлении окварцева-ния и в мусковитизации гранитов, а также зоной кварцевых и кварц-полевошпатовых жил с видимыми включениями чешуек молибденита. На противоположном склоне реки в удалении от данной точки на 10 км, по данным А.Р. Зилова, было известно ещё одно рудопроявление молибдена, что значительно увеличивает зону измененных гранитов.

Опробование кварцевых жил, прожилков и вмещающих их измененных гранитов показало, что, кроме молибдена, здесь присутствуют повышенные содержания ниобия и тантала, по сравнению с центральной фацией неизмененных гранитов этого же массива. По двум пробам, взятым по неизмененным биотитовым гранитам, ниобий содержится в количестве $21 \cdot 10^{-4}\%$, тантал - $2 \times 10^{-4}\%$. Мусковитизированные и скварцеванные граниты и кварцевые жилы Куранахского участка по 9 пробам содержат ниобий от $56 \cdot 10^{-4}\%$ до $54 \cdot 10^{-4}\%$, тантал - $2 \cdot 10^{-4}$ до $8 \cdot 10^{-4}\%$.

Приведенные данные позволяют нам ожидать среди благоприятных структурных условий выявление промышленно-ценных концентраций указанных элементов.

В Константиновском штоке гранитов по 4 пробам также отмечаются повышенные содержания тантала и ниобия. Так, ниобия отмечено до $56 \cdot 10^{-4}\%$, а тантала также, как в Джегдокарском массиве от $2 \cdot 10^{-4}\%$ до $8 \cdot 10^{-4}\%$.

Намечается некоторая зональность в распределении рудных проявлений в плане по отношению к гранитным массивам. Как уже говорилось, в пределах гранитных массивов проявлена тантал-ниобиевая минерализация. В экзоконтактовых зонах вблизи массивов располагаются рудопроявления молибдена с удалением от массива на 2-3 км размещаются рудопроявления свинца в кварцевых жилах и ещё далее золота.

В случае, если наши прогнозы подтвердятся и в Бодайбинском рудном районе будет выявлен новый вид полезного ископаемого, то

это даст основу нового эффективного развития данного района.

В своем выступлении мне ещё раз хотелось бы подчеркнуть необходимость в обобщении материалов о тантало-ниобиевой минерализации в виде специализированной металлогенической карты для всей Алтае-Саяно-Байкальской горной области. Это мне представляется в виде большого труда коллектива специалистов ряда институтов и геологических управлений. Данная карта необходима в дальнейшем для подобных же совещаний, она должна облегчать восприятия докладов и выяснения познанных закономерностей пространственного размещения редкометалльных месторождений и структурных особенностей перспективных зон.

И.Я. Кузьмин

Бурятское геологическое
управление

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ
МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
БУРЯТСКОЙ АССР

На территории Бурятской АССР в настоящее время открыты многочисленные проявления редких элементов, хотя целенаправленные исследования здесь начаты сравнительно недавно, в конце 50-х — начале 60-х годов, с организацией Бурятского геологического управления.

В Бурятском геологическом управлении, кроме широко и успешно развернувшихся поисковых работ на редкие элементы (И.Ф. Баинов, И.Я. Кузьмин, 1958; И.Ф. Баинов, Л.М. Бабурин, 1959-1963; П.В. Осокин, 1959; Н.А. Фишев, 1960-1961; А.С. Трофимов, 1959, А.С. Самбург, 1963; Лбов, 1963; Г.А. Ермаков, 1964 и др.), начиная с 1960 г. проводились обобщения всех имеющихся материалов по рассматриваемой проблеме. В итоге была составлена прогнозная карта редкометалльных пегматитов масштаба 1:1000000, выявлены общие закономерности размещения разнообразных проявлений редких элементов на территории Бурятской АССР, с составлением общей схемы металлогении редких элементов Бурятии масштаба 1:2500000 и выделением главных генетических и минеральных типов рассматриваемого минерального сырья, характерного для описываемой области (И.Я. Кузьмин, 1960, 1962). Все эти материалы в дополненном виде получили отражение в коллективной работе группы геологов Бурятского геологического управления "Металлогеническая кар-

та Бурятской АССР" масштаба 1:500000 (В.П. Арсентьев, Е.Е. Батурина, Ф.К. Волколаков, Л.С. Волков, С.А. Гурулев, С.А. Ермакова, И.Я. Кузьмин, С.В. Мельников, Г.С. Рипп, Р.С. Тарасова), составленной под общей редакцией Н.А. Флоренсова, П.М. Хренова и С.С. Иванова.

В этот же период начаты и проводятся исследования по металлогении редких элементов описываемой области Бурятским комплексным научно-исследовательским институтом, где В.А. Дворкиным-Самарским и Г.В. Андреевым выполнено ряд исследований по пегматитам и петрологии рудоносных редкометалльных комплексов и их размещению в геологической структуре на территории Бурятской АССР.

Большую положительную роль по исследуемой проблеме также сыграли работы, как консультативного, так и исследовательского плана, проведенные группой сотрудников ВИМСа, под руководством зав. отдела редких элементов А.И. Гинзбурга (З.Г. Караева, А.С. Назарова, Архангельская, Ф.Р. Апельцин, Н.П. Заболотная, М.И. Новикова, Е.А. Нечаева и др.). Особенно плодотворными эти исследования были при открытии и изучении сравнительно нового типа бериллиевых месторождений флюорит-фенакит-бертрандитового минерального типа, проходившие в тесном содружестве геологов БГУ и сотрудников ВИМСа (А.И. Гинзбург, А.С. Назарова, Н.П. Заболотная, М.И. Новикова, ВИМС; Н.А. Фишев, Е.Н. Галанин, А.С. Трофимов, А.П. Петров, И.Я. Кузьмин и др., БГУ).

Следует подчеркнуть, что впервые рудная минерализация рассматриваемого минерального типа здесь была определена А.И. Гинзбургом, — на первом проявлении подобного типа — Амандакском месторождении, давшим также определенные рекомендации, что в известной степени стимулировало расширение поисковых работ в этом направлении.

Наиболее характерными редкими элементами на данной стадии изученности, с известными промышленными концентрациями, для рассматриваемой территории являются бериллий и группа редких земель с определенным перспективным значением также тантала, ниобия, циркония, германия и лития. В отношении последнего следует учесть, что в В.Саяне на границе Бурятской АССР и Иркутской области находится общеизвестное крупное бериллиево-литиевое Урикское месторождение.

Главная роль в обеспечении минерально-сырьевой базы редких элементов на данной стадии изученности описываемой области принадлежит месторождениям пневматолито-гидротермального и гидротермального генетических типов, с известным значением пегматитового типа. Экзогенные проявления, главным образом, характерны для германия (в углях и железных рудах) и циркония, хотя не исключено выявление россыпных месторождений тантала и ниобия. Для этого имеются благоприятные предпосылки в Северо-Байкальском нагорье, Ангаро-Баргузинском междуречье и на Витимском плоскогорье. В этих районах незначительные проявления тантало-ниобатов и колумбита уже установлены и изучались и возможно выявление новых более перспективных объектов.

Генетически эндогенные месторождения и рудопроявления редких элементов связаны с постскладчатыми, позднегеосинклинальными или орогенными (в новом понимании этого термина по Н.П. Хераскову) интрузиями, представленными широким рядом разновозрастных магматических формаций: гранитоидной батолитовой, щелочных пород кислых магм, ийолит-мейдельгитовой и формацией малых интрузий гранитоидов по составу представленных ультракислыми повышенной щелочности гранит-порфирами и аляскитовыми гранитами или кварцевыми сиенитами. При этом важно отметить, что уже с верхнего протерозоя субщелочная специализация, как показывают обобщения материалов по петрохимии гранитоидов (В.П. Арсентьев, В.М. Скрипкина, 1964) в общем характерна и для огромных масс батолитов. Все это указывает на определенные условия развития описываемой области, приводящие к металлогенической специализации региона на редкие элементы.

Непосредственно рудоносные интрузии на территории республики образуют протяженные пояса, подобные гипербазитовым (Туркино-Бамбуйский, Северо-Байкальский, Селенгино-Витимский и др. пояса), контролируемые крупными продольными глубинными разломами, заложенных в участках сочленения разновозрастных структурно-фациальных зон, внутренних синклиналий и антиклиналий и на границе со срединными массивами. Продольные зоны глубинных разломов большей частью, представляют сквозные структуры (по А.В. Пейве, П.Н. Томсону и др.) и развивались транзитно в течение

нескольких тектоно-магматических циклов, являясь наиболее четко выраженными структурными элементами, определяющими положение соответствующих металлогенических и рудных зон в региональном плане. Между тем, в самые последние годы на примере отдельных лучше изученных районов, в частности Витимкан-Ципинского междуречья, выявляется существенное значение в конкретной локализации материнских интрузий и редкометального оруденения скрытых, большей частью, поперечных ослабленных зон, связанных с разломами фундамента. В пересечении последних с региональными продольными разломами образуются узлы и поперечные рудные зоны локализации редкометального оруденения.

Переходя к характеристике отдельных проявлений описываемой области следует отметить, что территория Бурятской АССР, как известно, включает значительную часть южного и юго-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы, рассматриваемую обычно как единую гетерогенную структуру Саяно-Байкальской складчатой области (М.М. Одинцов, Н.А. Флоренсов, П.М. Хренов, 1957, 1958). В этой части территория БурАССР расположена на продолжении геологических структур Восточной Тувы, Иркутской области и Красноярского края, характеризующихся крупнейшими редкометальными провинциями докембрийского и палеозойского возрастов. С другой стороны юго-восточные районы, вполне очевидно, в геологическом развитии были тесно связаны с Монголо-Охотской ветвью Тихоокеанского металлогенического пояса с его характернейшими мезозойскими (киммерийскими) редкометальными зонами. Таким образом, в металлогении редких элементов Бурятской АССР намечается по крайней мере три эпохи, с которыми связано образование месторождений редких элементов, а именно верхнепротерозойская, нижнесреднепалеозойская и нижнемезозойская. Верхнепротерозойская и нижнесреднепалеозойская, главным образом, проявлены в северных и северо-западных районах, а нижнемезозойская (юрская) эпоха, получила энергичное выражение в южных, юго- и северо-восточных районах.

Районы Бурятии, прилегающие к северной и северо-западной границам республики, т.е. сопредельные с районами Восточной Тувы и Иркутской области, выделяются в Саяно-Байкальский рифей-нижнесреднепалеозойский рудный пояс с металлогеническими и рудными зонами соответствующего возраста.

В соответствии с проведенным металлогеническим районированием в пределах Саяно-Байкальского рудного пояса в настоящее время выделено до 30 рудных зон, сгруппированных в более крупные структурно-металлогенические единицы - рудные районы и металлогенические зоны. Большая часть рудных зон являются комплексными, в которых рудопроявления редких элементов, а именно редких земель, и несколько реже встречающихся тантала, ниобия и лития ассоциируют с эндогенными рудопроявлениями др. полезных ископаемых и особенно молибдена, золота, полиметаллов, нередко контролируемых теми же системами разломов.

Среди ряда месторождений и рудопроявлений редких элементов, установленных в пределах Саяно-Байкальского рудного пояса, определенный интерес представляют бериллоносные замещенные пегматиты титано-тантало-ниобатово-бериллиевого минерального типа, связанные с известным северо-байкальским поясом пегматитов, включенным в состав крупной Кунермо-Абчадской зоны, контролируемой региональными продольными разломами в Северо-Байкальском нагорье и Байкальском хребте. Известные здесь месторождения рассматриваемого типа (Абчадское, Укучитское) являются сравнительно мелкими с общими запасами не превышающими 7 тыс. тонн окиси бериллия. При среднем содержании BeO 0,07-0,08% и до 0,76% по отдельным жилам. Вместе с тем здесь имеет место ещё ряд практически интересных участков и десятки слабо изученных проявлений редкометалльных бериллоносных пегматитов. Кроме того, в пределах Кунермо-Абчадской зоны установлены рудопроявления бериллиевой минерализации несколько другого генетического типа, представленные бериллоносными грейзенизированными породами и фенакит-содержащими скарнами; участками также выявлены метасоматически измененные гранитоиды с тантало-ниобатами. Все это подчеркивает перспективность рассматриваемой зоны на ряд полезных ископаемых из группы редких элементов и в первую очередь на бериллий. В настоящее время её изучение тормозится сравнительно тяжелой экономикой района.

Геологические предпосылки для выявления редкометалльных пегматитов подобных Северо-Байкальским имеются в Баргузино-Муйской рудной зоне, связанной с одноименным пегматитовым поясом, протягивающимся не менее чем на 150-180 км от побережья оз. Байкал

на СВ. Несколько отличные редкометалльные пегматиты берилл-сподуменового минерального типа (А.А. Шафеев, 1959), представленные пока только незначительными проявлениями выявлены в хр. Хамар-Дабан, в пределах крупной Зун-Муриной зоны, положение которой определяется системой осевых субширотных региональных разломов, ориентированных по касательной к острому углу образованному Восточно-Саянским и Байкальским структурными швами. Здесь имеются все основания предполагать возможность выявления бериллий-литиевого месторождения, подобного Восточно-Саянским, что подчеркивается сходством геологической обстановки, идентичностью материнской магматической формации (саянские граниты) и оруденения.

Следует подчеркнуть, что в пределах Саяно-Байкальского рудного пояса широко распространены интрузии щелочных сиенитов и субщелочных гранитов, представленные ботогольским, сыннырским и конкудеро-мамаканским комплексами близкими по составу и геохимическим особенностям огнитскому комплексу Восточной Тувы и, вероятно, одновременным с ним по возрасту. С подобными интрузиями в ряде участков устанавливаются практически почти совершенно неизученные или недоизученные проявления флюоритизации во вмещающих карбонатных толщах с повышенной бериллиеносностью. Такие проявления известны в Сенцино-Хонченской зоне в В.Саяне (содержание $\text{BeO} - 0,1\%$), в Баргузино-Буйской зоне - в Ангаро-Баргузинском междуречье (содержание $\text{BeO} - 0,1-0,3\%$) и в Кичерской зоне (содержание $\text{BeO} - 0,1\%$) в Верхнеангарском хребте.

Все это позволяет ожидать выявления на территории Бурятской АССР в пределах Саяно-Байкальского рудного пояса новых перспективных уже пневматолито-гидротермальных бериллиевых месторождений флюорит-бертрандит-фенакитового или лейкофанового минеральных типов среднепалеозойского возраста, подобных проявлениям установленным с рассматриваемой формацией в В.Туве и в Красноярском крае.

В настоящее время с отмеченными интрузивными образованиями в ряде зон установлены перспективные редкоземельные месторождения. Наиболее интересными и крупными проявлениями подобного рода являются Кичерский рудный узел и месторождение "Горное" в СЗ Прибайкалье.

Кичерский рудный узел, связанный с одноименной зоной, характеризуется двумя известными месторождениями: Чэстенским и Аkitским, и десятком перспективных участков и рудопроявлений редких земель иттриевой и цериевой групп, представленных ксенотим-паризитовым и торит-ксенотимовым минеральными типами. Масштабы Чэстенского и Аkitского месторождений, изученных весьма поверхностно, окончательно не определены. Суммарные запасы по известным рудным телам с учетом минимальных допустимых параметров составляют не менее 15 тыс. тонн, при этом не менее половины запасов падает на долю иттриевой группы. Среднее суммарное содержание наиболее распространенных элементов в рудах зоны, а именно иттрия, гадолиния, церия, лантана, тория, варьирует в пределах от 0,3 до 1,0%; среднее содержание дефицитных элементов в рудах составляет: туллия - 0,012%, самария - 0,057%, гадолиния - 0,07%.

Общие перспективы Кичерского редкоземельного узла, безусловно, ещё полностью не раскрыты. Этот участок, несомненно, представляет значительный интерес как и вся зона в целом. В отношении последнего, учитывая общие геологические предпосылки, заслуживают внимания неисследованные районы СВ побережья оз. Байкал и водораздел правых притоков р. Верхней Ангары и р.р. Б. Конкудера, Правая Мама и Мамакана.

Определенный интерес представляет и крупное месторождение редких земель цериевой группы, устанавливаемое на ЮЗ фланге Рель-Гоуджекитской зоны, связанной также, как и северо-восточнее расположенная Лево-Мамская зона, с Северо-Байкальским структурным швом. Ориентировочно запасы редких земель цериевой группы здесь составляют не менее 160 тыс. тонн при среднем содержании элементов цериевой группы 1-2%.

Особое внимание обращает перспективность Саяно-Байкальского рудного пояса на наиболее дефицитное танталовое сырье, генетически связанное со щелочными сиенитами и гранитами. В Восточном Саяне в пределах Ботогольской зоны в последние годы выявлено Хушагольское танталовое рудопроявление, связанное с эндо- и экзоконтактом массива щелочных гранитов, где проявлены существенно альбитовые метасоматиты с гатчеттолитом, ксенотимом, фергусонитом и малаконом.

Метасоматиты представлены как относительно маломощными жильными телами, так и сравнительно крупными зонами, протягивающимися на 2,5–3 км. Содержание Ta_2O_5 , по данным наиболее полных сугубо предварительных пересечений, составляет в среднем 0,02%, единичные пробы в отдельных телах показывают содержания равные 0,112%. Рудопоявление весьма перспективно и в настоящее время изучается. Близкого типа рудопоявление, но совершенно не изученное, выявлено в Средне-Окинской зоне (Пелепягин и др., 1965).

Следует отметить, что в пределах Саяно-Байкальского рудного пояса выделяется очень интересная, в смысле танталонности, провинция амазонитовых и микроклиновых гранитов, возраст которых окончательно не установлен. Вероятнее всего, она связана со своеобразными процессами активизации, энергично проявленными в юго-восточных прилегающих районах Бурятии в нижнем мезозое, получившими соответствующее специфическое отражение в виде провинции амазонитовых и тесно с ними связанных микроклиновых гранитов в древнейшем позднеархейском и нижнепротерозойском устойчивом жестком обрамлении, менее захваченными этими процессами активизации.

Рассматриваемая провинция охватывает чрезвычайно большую площадь, протягиваясь из районов В.Саяна в хр. Хамар-Дабан и далее в хр. Улан-Бургасы и Приморский. Изученные массивы показали относительно низкие содержания Ta_2O_5 в среднем составляющие 0,005% и несколько выше; и лишь по ограниченному количеству проб были получены содержания 0,015–0,012% (Биту-Джидинский, Харагульский, Оймурский м-вы). Однако здесь изучены далеко не полностью все массивы (Шагайтэ-Гольский, Котокельский, Прибайкальский и др.). Таким образом, не исключено, что новые проявления могут оказаться сравнительно более перспективными.

Южные и юго-северо-восточные районы Бурятской АССР по результатам проведенного металлогенического районирования выделены в Западно-Забайкальскую область Монголо-Охотского металлогенического пояса. Здесь процессы нижнемезозойской активизации проявлены необычайно широко с формированием последовательно развивавшихся несколько разновременных прогибов, выполненных континентальными вулканогенно-осадочными образованиями. Параллель-

но происходили массовые интрузии преимущественно гранитоидного состава, среди которых большая роль принадлежит и редкометальным магматическим формациям. Нижнемезозойская активизация в пределах описываемой области наложена на раннепалеозойскую эвгеосинклиналь. Таким образом, выделяемые рудные зоны делятся на нижнесреднепалеозойские и нижнемезозойские с доминированием последних, участками имея полициклический характер.

Всего в пределах Западно-Забайкальской металлогенической области в общей сложности выделено до 35 рудных зон, специализированных на определенный вид полезных ископаемых (золото, молибден, вольфрам, полиметаллы, флюорит, алюминий); со всеми зонами в большей или меньшей степени связаны и проявления редких элементов, наиболее тесно ассоциирующих с проявлениями молибдена, вольфрама, полиметаллов, алюминия (нефелиновые сиениты), флюорита и образующие иногда и более или менее самостоятельные зоны, где проявления редких элементов имеют главное значение (Нырокская, Талойская, Амалатская, Ингурская, Удинская, Заганская, Моностойская и др. зоны).

Из генетических типов здесь в отличие от Саяно-Байкальского рудного пояса, пегматиты менее характерны. Сравнительно бедные проявления редкометальных замещенных бериллоносных и танталит-колумбитовых пегматитов известны на Талой-Ципиканском водоразделе и в Моностойском хребте, относящиеся к батолитовой гранитной формации нижнего палеозоя.

На данной стадии изученности сравнительно интересна Западно-Забайкальская металлогеническая область в отношении нового типа бериллиевых месторождений, представленных флюорит-фенакит-бертрандитовыми рудами. Здесь в настоящее время установлено два месторождения и целый ряд перспективных рудопроявлений подобных руд, а также участков, где они могут быть выявлены.

Наиболее изученным месторождением этого типа является Ауникское, приуроченное к пересечению Талой-Усойского продольного регионального разлома со скрытой поперечной ослабленной зоной, проявленной на месторождении сравнительно отчетливо. В региональном плане Ауникское месторождение связано с крупной Туркино-Бамбульской металлогенической зоной, находящейся во внешней части нижнемезозойского подвижного пояса и в значительной мере

обусловленной долгоживущим одноименным структурным швом. Структура месторождения и прилегающих участков представляется как сложная линейная антиклинальная складка, ось которой ориентирована на СВ; в западном направлении, очевидно, в связи с поперечным разломом фундамента, она круто разворачивается на СЗ. Крылья складки сложены карбонат-полевошпатовыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками и филлитовидными сланцами, возраст которых условно определяется как нижнекембрийский (Кузьмин, 1960, 1961), 1962). В ядре складки обнажаются метаморфизованные известняки с пропластками филлитовидных и углистых сланцев, слагающих дугообразную в плане брахиантиклинальную структуру высшего порядка, к которой приурочены все выделенные рудные тела на месторождении. Последние локализованы в ослабленных тектонических зонах поперечного разлома, ориентированных исключительно в северо-западном направлении ($310-320^{\circ}$). К ним приурочены также дайковые образования и малые тела материнских гранитоидов, представленных кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, субщелочными сиенитами, микросиенит- и граносиенит-порфирами, микросиенитами, альбитизированными сиенитами, альбититами, трахитовыми сиенит-порфирами и спессартитами. Наиболее крупное штокообразное тело, состоящее, главным образом, из альбитизированных кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров установлено в центральной части месторождения. С поверхности оно представлено глубоко переработанными породами существенно кварцевого состава, образованными в стадии кислотного метасоматоза и несущими рассеянную минерализацию пирита, халькопирита, молибденита и ильменита. В экзоконтакте рассматриваемого штока отмечаются актинолит-везувиановые скарны, участками переходящие в тремолитовые. При этом везувиан в скарнах характеризуется резко повышенной бериллиеносностью, что является важным генетическим признаком. Все известные наиболее крупные рудные тела тяготеют к отмеченному штокообразному массиву. Однако, последнее скорее объясняется наиболее высокой проницаемостью этих участков, а отнюдь не является следствием прямой генетической связи рассматриваемого оруденения с плутоном. В действительности эта связь имеет четко выраженный парагенетический характер. Это подтверждается наложением многостадийного процесса рудообразования практически на все жильные и контакто-

во-метасоматические образования плутона, а также определенной самостоятельностью отдельных тел по отношению к последнему, при прослеживании их на глубину, особенно на западном фланге месторождения. В общем виде рудные тела представляют сложно ветвящиеся крутопадающие линзообразные и пластообразные залежи интенсивно замещенных минерализованных пород. При этом в отдельных случаях начинаясь с поверхности сравнительно мелкими "проводниками" они на глубину резко раздуваются представляя относительно крупные тела. Протяженность главного рудного тела на центральном участке составляет свыше 500 м, при средней мощности - 51 м.

Как в СЗ, так и в ЮВ направлении тело выклинивается, распадаясь на целый ряд сравнительно мелких ответвлений. По падению рассматриваемое тело прослежено на 300 м. В связи с нечеткими геологическими границами оконтуривание всех рудных тел проводилось по данным химических анализов. Внутри рудных тел выделяются также безрудные участки, мощность которых колеблется от долей метра до 4-7 м.

Рудные тела отличаются чрезвычайно сложным внутренним строением и составом руд, что обусловлено, по данным Е.Н. Галанина и А.С. Назаровой, многостадийностью их формирования в условиях неоднородной геолого-структурной обстановки. Таким образом, внутри рудного тела выделяется ряд существенно отличных минерализованных участков морфологически близких к жильному, линзообразному или штокверковому типам и соответственно приуроченных или к массивным известнякам, или к известнякам тонкопереслаивающимся с углисто-глинистыми сланцами, или к дайковым сиенитовым породам и скарнам. При четко выраженной многостадийности процесса рудообразования главное значение в привносе и концентрации бериллия безусловно принадлежит к процессу флюоритизации, проявленной на месторождении чрезвычайно широко и неоднократно.

Как это видно, руды месторождения в основном являются комплексными флюорит-бериллиевыми. Собственно бериллиевые практически важные минералы, кроме окиси бериллия и прочих компонентов, по данным ВИМСа, также и германия в количествах соответственно равных 0,0057 и 0,0053%. Суммарное содержание фенакита и бертрандита в рудах месторождения, по данным определения валового минералогического состава руд, выражается в 0,5%. При этом

берtrandита находится в рудах примерно в 4 раза больше чем фенакита. Содержание флюорита составляет 21%. Причем, по имеющимся данным количественного спектрального анализа, флюорит содержит редкие земли в количестве 0,15-0,1% при резком преобладании иттриевой группы. Количество породообразующих минералов: кальцита, микроклина, альбита, кварца, актинолита и везувиана в рудах составляет 72,5%.

По составу руды делятся на следующие три разновидности (по А.С. Назаровой и Е.Н. Галанину, 1963):

1. Существенно фенакит-флюоритовые массивные руды с высоким содержанием до 0,5-2,5% окиси бериллия и флюорита (от 50 до 70%).

2. Фенакит-берtrandитовые руды прожилковой и брекчиевидной текстуры в скарнированных известняках и тонкополосчатых карбонатно-сланцевых породах, содержащих окиси бериллия от 0,05 до 0,5% и флюорита до 15-17%. Это наиболее распространенный тип руд.

3. Берtrandитовые руды преимущественно в сланцах, ещё мало изученные. Вариации содержаний окиси бериллия и флюорита в них пока не ясны.

Существенное значение имеют сульфиды: пирит, галенит, сфалерит и молибденит - в сумме составляющие 6%. Промышленными рудами на месторождении принимаются все выделенные разновидности руд, содержащие в среднем 0,181% окиси бериллия (при бортовом содержании 0,05% и минимальном промышленном содержании 0,09) и 13% флюорита.

Предварительные технологические исследования, проведенные в ВИМСе, показали вполне удовлетворительное качество руд. При этом получаемый фенакит-берtrandитовый концентрат в отношении извлечения бериллия обладает известным преимуществом перед берилловым концентратом (характерным для других месторождений) в силу меньшей химической стойкости берtrandита. На данной стадии изученности месторождения суммарные запасы окиси бериллия, оцененные по категории C_2 , составляют не менее 30 тыс. тонн. Из этого числа около 6 тыс. тонн окиси бериллия оценивается по категории C_1 . При этом в контурах, учтенных по категории C_2 запасов окиси бериллия по примерному подсчету следует ожидать также свыше 1 млн. тонн флюорита.

Перспективы Ауникского месторождения, являющегося уже на данной стадии изученности крупным по запасам, учитывая геологическую обстановку, безусловно, не исчерпываются приведенным подсчетом. В процессе разведки рудных тел западного участка и с доразведкой глубоких горизонтов месторождения возможно получение нового прироста запасов. Это подтверждается непрослеженностью некоторых тел на глубину до выклинивания, а также учитывая парагенетический характер связи оруденения с интрузией сиенитов, возможностью встречи на глубине, на продолжении якобы выклинивающихся тел, новых слепых залежей или раздувов. Следует также учитывать недостаточную изученность флангов месторождения и особенно северо-западного и юго-восточного, как наиболее перспективных. В свете вышеизложенного материала Ауникское месторождение уверенно может быть отнесено в число весьма перспективных крупных флюорит-бериллиевых месторождений, представляющих значительный промышленный интерес.

Юго-восточнее в 22 км от Ауникского месторождения расположено Амандакское рудопроявление подобного типа, очевидно, связанное с первым единой скрытой поперечной ослабленной зоной, наличие которой подтверждается данными аэрогеофизических исследований. Оно в сравнении с Ауникским месторождением представляет ограниченный интерес и в настоящее время не может рассматриваться как месторождение, но вместе с тем, изученность его совершенно недостаточна и необходимость ревизии Амандакского месторождения не вызывает сомнения. Не останавливаясь на остальных участках Туркино-Бамбуйской структурно-металлогенической зоны, перспективных на рассматриваемый тип бериллиевого оруденения, имеющих место как к СВ от описанных проявлений (Ульгии-Васильевская, Верхнебагдаринская поперечные зоны, междуречье верховьев Бамбуйки и среднего течения Ципы), так и по направлению на ЮВ (Сайжинская, Нырокская поперечные зоны и др. участки), охарактеризуем новое месторождение подобного типа, выявленное в ЮВ Бурятии и расположенное в окрестностях д. Вознесенки - в 40 км от железнодорожной станции Бада.

Вновь открытое флюорит-фенакит-бертрандитовое Ермаковское месторождение (Ермаков, 1964) является в известной степени уникальным проявлением бериллиевых руд, отличающихся исключительно высокими содержаниями окиси бериллия. Оно приурочено, по

данным предварительного изучения (И.Я. Кузьмин, В.И. Гальченко, 1965), к серии разнонаправленных относительно крупных разрывов. Среди них особенно четко выделяется продольная система долгоживущих сквозных северо-восточных региональных разломов, картируемых на продолжении СВ крыла древнего Заганского поднятия, а в настоящее время отграничивающих с СЗ Кижингинскую впадину, пересекающихся относительно скрытыми разломами северо-западного субширотного и субмеридионального направлений.

Структура месторождения представляется как сложная субширотная складка, разбитая вышеотмеченными нарушениями на отдельные блоки. Крылья складки сложены перекристаллизованными известняками условно нижнего кембрия, переслаиваемыми с биотитовыми и биотит-хлоритовыми сланцами. В ядре обнажаются плотные кварцитовидные песчаники, прорванные мелкими телами мелко- и среднезернистых, участками пегматоидных гранитов и графосиенитов, условно отнесенных к триасу. В пределах рудного поля месторождения связанного с крыльями складки, метаморфические породы прорваны многочисленными дайками и пластообразными телами микроклиновых субщелочных гранитов, дайками роговообманковых сиенит-порфиров и диоритовых порфиритов, а также мелкими штоками сиенитов и гранит-порфиров, сопровождающихся жильными производными — лейкократовыми микросиенит-порфирами и аплитами. На месторождении выделяется два участка: южный и северный, отстоящие друг от друга на 400–500 м. Наиболее изученным является южный участок, пространственно связанный с соответствующим крылом синклинальной складки. Здесь оруденение локализуется в 2 субпараллельных ослабленных зонах, отвечающих СЗ — субширотной системе разрывов (310°) и приурочено к мраморизованным известнякам, экранируясь горизонтами биотитовых и биотит-хлоритовых сланцев.

В этой же системе нарушений, несколько к востоку вскрывается небольшой шток кирпично-красных сиенитов с обильным акцессорным флюоритом в пустотах-занорышах. Оно прорывается сложно ветвящимся телом аляскитовых гранит-порфиров, имеющих постепенные переходы с вышеотмеченными сиенитами и содержащими подобно им акцессорный флюорит в пустотах-занорышах. Этот единый интрузивный комплекс условно отнесен к верхней юре. Наиболее крупное рудное тело установлено в ослабленной зоне, связанной с цент-

ральной частью южного участка. Здесь описываемая зона осложнена серией поперечных разнонаправленных нарушений с преобладающим значением субмеридиональных, выполненных дайками. Морфология рудного тела в значительной мере сложна и оно имеет вид ветвящейся подковообразной линзы, в западном направлении распадающейся на два апофиза.

Протяженность рудного тела за вычетом дайковых пород составляет 65 м при средней мощности 7 м.

По составу руды рассматриваемого тела характеризуются сравнительной однородностью и относятся к берtrandит-флюоритовым с определенным весьма подчиненным значением также фенакита, кварца, полевого шпата и карбоната. Содержание берtrandита участками достигает 30-35%. Это получило отражение и в данных химических анализов бороздовых проб и в массовых измерениях руд бериллометром, по которым содержания окиси бериллия варьирует в пределах от 1 до 16%, составляя в среднем 4,82%. Менее богаты руды остальных рудных тел южного участка, отличающихся также сравнительно меньшей мощностью (3 м, 1,5 м, 2,6 м). Вместе с тем, содержание окиси бериллия здесь относительно высокое и колеблется в пределах 0,45-3,61%; 0,1-0,65% и 0,236-1,0%.

Руды здесь имеют несколько иной состав и существенно отличные количественные соотношения главных минералов, будучи представлены берtrandит-фенакит-полевошпатовой ассоциацией. В зависимости от уменьшения или увеличения флюорита в составе руд, роль доминирующего полезного минерала переходит от фенакита к берtrandиту и обратно. Преобладающее значение в составе рассматриваемых руд имеет крупнозернистый калишпатовый агрегат, образующий основной фон сложноветвящихся жильных явно метасоматических тел. Тесно с ним связанный сфероидальный фенакит обычно выполняет отдельные внутрижильные пустоты и трещинки в существенно полевошпатовом агрегате, ассоциируя с гребенчатым кварцем и отчасти флюоритом. Необходимо подчеркнуть, что мелкие ветвящиеся калишпатовые прожилки чрезвычайно характерны для рассматриваемого месторождения. Подобные им близкие образования присутствуют в виде шлировых выделений и внутри штока субщелочных сиенитов отличаясь лишь более крупнозернистым сложением и связанными постепенными переходами с сиенитами.

Это в известной степени наводит на мысль о прямой генетической связи фенакит-полевошпатовых образований с субщелочными сиенитами; в то время как берtrandит-флюоритовое оруденение, вероятно, относится к рассматриваемому интрузивному комплексу парагенетически, практически накладываясь на все его производные: субщелочные сиениты, гранит-порфиры, микросиенит-порфиры и аплиты.

Таким образом, по предварительным данным, рудообразование на месторождении проходило многостадийно, а именно не менее чем в 6 стадий — от более ранних к более поздним, представленных следующими процессами: 1) калишпатизация; 2) кварц-флюорит-фенакитовая стадия, возможно, сопутствующая калишпатизации, или имеющая более или менее самостоятельное значение; 3) образование гранат-везувиановых скарнов, распространенных в полосе ослабленных зон с оруденением и соответствующими интрузивными образованиями; 4) альбитизация, широко проявленная в жильных производных комплекса сиенитов аляскитовых гранитов; 5) флюорит-берtrandитовая стадия поздней бериллиевой минерализации; 6) эпитермальная флюоритизация в сопровождении сульфидов: галенита, сфалерита и пирита.

На северном участке в настоящее время вскрыто два рудных тела и установлено ряд свалов берtrandит-флюоритовых руд. Изучен он ещё крайне недостаточно и что-либо определенного о размерах рудных тел здесь пока ещё сказать нельзя. Что касается качественной характеристики руд северного участка, то здесь пока лишь имеются данные их измерения бериллометром, подтвержденные в отдельных случаях химическим анализом. При этом содержания окиси бериллия варьируют в пределах 0,14—4,3%, что свидетельствует о высоком качестве руд.

Масштабы Ермаковского месторождения в целом пока ещё не ясны. Приуроченность главного рудного тела на южном участке к серии разнонаправленных трещин выполненных дайками, что является весьма благоприятным структурным признаком, позволяет предполагать большую глубину распространения оруденения. На месторождении, по данным начавшейся проходки скважины, имеют место и слепые рудные тела. В настоящее время с поверхности оно оценивается как мелкое месторождение, но с весьма качественными уни-

кальными рудами. Вместе с тем достаточно благоприятная геологическая обстановка на южном и обилие свалов богатых руд на северном участке, позволяют ожидать значительного увеличения запасов при дальнейшей разведке месторождения.

Ермаковское месторождение при исключительном богатстве руд главного тела, не имеющих по содержанию BeO равных себе в мире, с учетом намечающегося расширения масштабов и его близости к железной дороге, представляется весьма перспективным, заслуживающим всестороннего изучения в самое ближайшее время.

Следует обратить внимание на то, что в южных и юго-восточных районах Бурятии возможно выявление ещё ряда новых подобных, или близких по типу месторождений. Определенные предпосылки имеются в верховьях р. Кудун - к СВ от Ермаковского месторождения. Этот участок связан с последним единой структурой регионального разлома. При этом здесь при изучении флюоритовых проявлений в эффузивах, рассматривающихся в качестве объектов нерудного сырья, устанавливались содержания бериллия, составляющие 0,1 до 0,3%.

К западу от Ермаковского месторождения - на правом берегу р. Уды устанавливается ряд участков с грейзенизацией, сопровождающейся берилловой минерализацией. В непосредственной близости к этим объектам известны зоны с флюоритизацией. Перспективно на рассматриваемый минеральный тип и северо-западное обрамление Боргойской впадины, где флюоритизация на отдельных участках ассоциирует с урано-ториевой минерализацией, что является весьма показательным для северных проявлений флюорит-фенакит-бертрандитовых руд (Ауникское, Амандакское месторождения) и для подобных месторождений С. Америки. Вместе с тем для Ермаковского месторождения последнее не характерно.

Наиболее четким поисковым признаком месторождений рассматриваемого типа, помимо постоянной тесной ассоциации с флюоритом, является их тесная пространственная связь, благодаря парагенезису, с формацией малых интрузий гуджирского комплекса сиенитов и аляскитовых гранит-порфиров ($J_3 ?$) и дайковыми полями их жильных производных - I этапа по В.С. Коптеву-Дворникову (1952) - сиенит-порфирами и аплитами. При этом, известное значение имеет наличие благоприятной вмещающей среды (карбонатные породы, пере-

слаивающиеся с алюмосиликатными и, возможно, эффузивы) и соответствующей структурной обстановки (узлы пересечения сквозных региональных и скрытых субрегиональных разломов).

В связи с рассмотрением перспектив и состояния изученности проблемы редких элементов территории Бур. АССР следует отметить и известное Инкурское бериллиево-вольфрамовое месторождение, кварц-берилл-гюбнеритового минерального типа, расположенное в пределах Западно-Забайкальской металлогенической области — в Джидинском рудном районе и связанное также с отмеченным комплексом малых интрузий. Как известно, запасы окиси бериллия здесь при относительно низком его содержании (0,05%) чрезвычайно велики. Необходимо подчеркнуть, что бериллиевая минерализация в той или иной степени сопутствует многим подобным или близким по типу проявлениям вольфрамовых и вольфрам-молибденовых руд в Джидинском районе. Все это указывает на его перспективность в отношении выявления более или менее самостоятельных бериллиевых месторождений и, возможно, флюорит-фенакит-берtrandитового типа. Практически близкая геологическая обстановка имеет место и в районе известных северных — Ауникского и Амандакского месторождений.

Западно-Забайкальская металлогеническая область, безусловно, имеет определенные предпосылки и для открытия месторождений ещё ряда редких элементов, а именно, редких земель, а также тантала и ниобия. Очень интересное, практически неизученное редкоземельное оруденение с высоким содержанием бастнезита (десятки процентов), установлено в зонах флюоритизации, приуроченных к надвиговым структурам, проходящим в городской черте г. Улан-Удэ подчиняясь, очевидно, крупной редкоземельной зоне, прослеживаемой как в юго-западном, так и в СВ направлениях от отмеченного пункта.

В этом отношении детального изучения заслуживают интрузии куналейского комплекса (J_{1-2} ?) щелочных гранитов-сиенитов, так широко распространенных в описываемой металлогенической области и отличающихся ещё по старым данным А.А. Арсеньева и Е.А. Нечаевой (1945) повышенными концентрациями редких земель, а также тантала и ниобия.

Особенно обращает внимание танталоносность интрузий куналейского комплекса, что является весьма важным фактом, так как

с подобными, но отличными по возрасту интрузиями огнитского (сютохольского) комплекса в Восточной Туве, как известно, связаны крупные месторождения тантала. Подтверждением танталоносности куналейского комплекса являются незначительные гнездовые проявления пироксид-цирконового оруденения, установленные внутри соответствующих массивов в бассейне рч. Ингур — на левобережье р. Витима. Вместе с тем с интрузиями куналейского комплекса в ряде участков устанавливаются вторичные ореолы рассеяния ниобия до 0,06% с относительно высокими концентрациями (верховье р. Кыджимит и др.), что в известной степени может указывать и на объект танталового оруденения.

Кроме интрузий куналейского комплекса, в описываемой области почти повсеместно сопровождаются комплексной тантало-ниобиевой минерализацией, обычно ассоциирующей с урано-ториевым и редкоземельным оруденением, массивы нефелиновых пород (участки Кыджимит, Боргой, Сайжа и др.). Кроме того, определенный интерес представляют в отношении танталоносности малые интрузии гранитов гуджирского комплекса, нередко альбитизированные и содержащие в качестве акцессорных минералов тантало-ниобаты и в том числе колумбит (Витимкан-Ципинское междуречье, бассейн р.р. Уды Олдынды и др. участки). Местами в них устанавливается и амазонитизация, в известной степени сопутствующая танталоносности (уч. Сайвони).

Несмотря на отсутствие в настоящее время выявленного практически интересного объекта, такое обилие тантало-ниобиевых рудопоявлений позволяет весьма положительно оценивать перспективы описываемой области в этом направлении.

В итоге краткого обзора проявлений редких элементов территории Бурятской АССР обращает внимание их обилие и многообразие. Между тем, проведенными кратковременными исследованиями возможности её в этом направлении далеко ещё не исчерпаны. Определенно можно ожидать выявления здесь новых месторождений бериллия, редких земель и что особенно важно, тантала, а также ниобия, лития и др. редких элементов.

Территория Бурятской АССР, расположенная на стыке двух крупных редкометальных провинций, уверенно может рассматриваться в числе наиболее перспективных регионов Союза для открытия новых месторождений редких элементов.

В.А. Дворкин-Самарский,
Г.В. Андреев
(БурКНИИ СО АН СССР)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ БУРЯТИИ

По генетическому признаку все эндогенные месторождения редких элементов Бурятии можно разбить на три больших группы, содержащие ряд типов и подтипов:

I. Месторождения, связанные с пегматитами;

- а) редкоземельные пегматиты,
- б) редкометалльные пегматиты,
- в) миаролитовые пегматиты.

II. Пневматолито-гидротермальные месторождения:

а) связанные с гранитоидами ультракислого и нормального состава;

- б) связанные с субщелочными гранитами и сиенитами;
- в) связанные со щелочными и нефелиновыми сиенитами;
- г) связанные с ультраосновными щелочными породами.

III. Контактново-метасоматические месторождения:

- а) фениты,
- б) скарны.

Каждый из выделенных типов может быть подразделен более подробно по ведущему процессу (альбитизация, грейзенизация и т.д.) и элементарному составу (бериллиевые, тантало-ниобиевые, ториево-редкоземельные проявления и т.д.).

В группе пегматитовых месторождений по глубине формирования и особенностям состава выделяется три типа: редкоземельные, редкометалльные и миаролитовые пегматиты. Под термином "редкоземельные пегматиты" мы будем подразумевать только пегматиты с торием, тантало-ниобатами и редкими землями, т.е. пегматиты второго типа по А.Е. Ферсману.

Поля редкоземельных пегматитов широко распространены в Бурятии. Они известны в Баргузино-Муйской, Туркинской, Гусино-Удинской, Заганской и других структурно-металлогенических зонах. Редкоземельные пегматиты сопровождаются аплитами и гранит-пегматитами. Отдельные жилы редкоземельных пегматитов имеют мощность от 2 до 20 м и длину по простиранию от 30 до 300 м. Они сложены обычно пегматитом плагиоклаз-микроклинового состава с аплитовой, гранитной, графической и пегматоидной структурами. Процессы замещения развиты сравнительно слабо. Редкоземельная минерализация, связанная с ранней альбитизацией, представлена цирконом, монацитом, ортитом, фергюсонитом и другими минералами. В небольших зонах поздней альбитизации присутствуют эвксенит, самарскит, колумбит, чевкинит, пирохлор, хлопинит, изредка берилл.

По нашим наблюдениям, все поля редкоземельных пегматитов контролируются крупными зонами разломов и связаны с малыми телами субщелочных гранитоидов интрузивной формации областей завершенной складчатости (Дворкин-Самарский, 1964). Такая связь установлена нами в Заганском, Ганзуринском, Моностойском, Муйском и др. хребтах. По возрасту они значительно моложе окружающих их массивов гранитоидов батолитовой формации.

Несмотря на разнообразное оруденение, промышленная ценность редкоземельных пегматитов невелика. В пределах Бурятии они могут служить источником редких и редкоземельных минералов, для россыпных месторождений.

Редкометалльные пегматиты слагают крупные пояса и поля в Восточном Саяне (Урикское, Бельское, Гольцовое, Окинское и др. месторождения), Северном Прибайкалье (Абчадское, Укучиктинское и др.), в Моностойском, Муйском, Хамар-Дабанском хребтах, по Ципикан-Талойскому водоразделу и в ряде других мест.

В Восточном Саяне по характеру оруденения выделяется два типа редкометалльных пегматитов: сподуменовые (Урикское поле) и берилло-колумбитовые (Окинское поле), между которыми имеются взаимные переходы (Бельское, Гольцовое поля).

Пегматиты Урикского поля слагают свиту жил, достигающих длины по простиранию 400–600 м, при мощности 10–40 м. Пегматиты имеют участков-зональную текстуру, обусловленную чередованием блоковых обособлений микроклина с кварц-сподуменовыми и альбитизированными участками, причем содержание сподумена, в отдельных жилах достигает 15–40%. Кроме породообразующих минералов, в урицких пегматитах отмечаются берилл, колумбит, касситерит, амблигонит, рубеллит, циркон и другие минералы.

Запасы лития, бериллия, тантала и ниобия в них исчисляются сотнями, десятками и тысячами тонн.

В Северном Прибайкалье наиболее крупным является Абчадское поле альбитизированных амазонитовых пегматитов, содержащих берилл, колумбит, танталит, эвксенит, самарскит, фергусонит, касситерит и другие минералы. Содержание бериллия в них достигает 1–3%, а общие запасы BeO поля оценены по предварительным данным в 10000 тонн.

Миаролитовые пегматиты в Бурятии появляются в апикальных частях гранит-порфиров, альбитизированных и амазонитовых гранитов и других субвулканических интрузий (Оймурский, Первомайский Биту-Джидинский, Харагульский и другие массивы). Обычно они представлены жилами кварц-полевошпатовых пегматитов с пустотами стенки которых выполнены друзами морисона, щетками гребчатого альбита и других минералов. По составу оруденения среди них выделяются сульфидные (молибденит, сфалерит, халькопирит), редкометалльные (касситерит, берилл, тантало-ниобаты) и редкоземельные (тантало-ниобат-редкоземельные) разновидности.

Пегматиты этого типа изучены слабее, чем предыдущие и существенных проявлений, связанных с ними, на территории Бурятии пока не выявлено.

Кроме описанных типов пегматитов в Бурятии известны небольшие тела щелочных пегматитов в пределах Сыннырского и Бурпалинского щелочных плутонов, которые образуют жилы мощностью от 0,5 до 2,0 м и протяженностью до 100 м. По составу это эгирин-поле-

вошпатовые пегматиты с лопаритом. В качестве второстепенных минералов присутствуют циркон, астрофиллит, ринкит, карбуран и др.

Пневматолито-гидротермальные месторождения, связанные с гранитоидами, в пределах Бурятии представлены небольшими штоками альбитизированных гранит-порфиров и амазонитовых гранитов с тантало-ниобиевой и литиевой минерализацией, грейзенизированными гранитами с вольфрамо-бериллиевой минерализацией, а также штокверковыми вольфрам-молибденовыми месторождениями с бериллом.

Наиболее крупными вольфрам-молибденовыми месторождениями с бериллом являются Первомайское, Инкурское и Орехитканское. Берилл в них выделяется в одну из высокотемпературных стадий минерализации, ассоциируя обычно с вольфрамитом. Содержание окиси бериллия варьирует от 0,005 до 0,1%. Общие запасы в отдельных случаях исчисляются десятками тысяч тонн. Добыча попутная. Все это позволяет рассматривать этот тип месторождений как весьма перспективный.

Примером альбитизированных гранит-порфиров является Оймурское проявление в юго-восточном Прибайкалье. Гранит-порфиры внедрились по системе краевых разломов Байкальской глыбы среди баргузинских гранитов I фазы. Оруденение связано с альбитизацией апикальных частей штока гранит-порфиров и жилами миаролитовых пегматитов. Минерализация представлена тантало-ниобатами редких земель, колумбитом, цирконом, циртолитом, монацитом, микролитом, чевкинитом и другими минералами. Содержание тантала варьирует от 0,005 до 0,02%.

Характерным месторождением амазонитовых гранитов с тантало-ниобиевой и литиевой минерализацией является Биту-Джидинский массив. Центральная часть массива сложена лейкократовыми гранитами, в которых амазонит присутствует лишь эпизодически. Краевые фации представлены амазонитовыми гранитами со шпировыми выделениями и жилами амазонитового пегматита. Из послемагматических процессов проявились амазонитизация и альбитизация.

С грейзенизацией связано образование циннвальдита, небольшого количества касситерита и тантало-ниобатов, с альбитизацией ассоциирует колумбит, пирохлор и микроклин. Однако, содержания тантала и ниобия низкие (0,001-0,006%). В слюдах и амазоните массива содержится до 1,5% двуокиси лития.

Кроме Биту Джидинского массива, в Восточном Саяне известны Харагульский, Уругудеевский, Шагайтэ-Гольский амазонитовые массивы, в Верхне-Витимском нагорье — массив Сайвони и др. Все они характеризуются повышенными, но не промышленными, содержаниями тантала, ниобия, лития, бериллия и олова.

Пневматолито-гидротермальные месторождения, связанные со щелочными гранитами и сиенитами, представлены рядом довольно крупных месторождений. Среди них известны Горемыкинское, Акитское, Ауникское и др.

Горемыкинское месторождение расположено на северо-западном побережье Байкала. Оно представлено тремя рудными участками. Наиболее крупный из них участок Горный образован восемью сложными линейно вытянутыми зонами общей длиной до 1100 м. Мощность отдельных зон варьирует от 2 до 10 м. Главный рудный минерал — бастнезит.

Месторождение локализуется в пределах крупного регионального разлома, прослеживающегося в северо-восточном направлении.

К этому же разлому приурочено Бурпалинское редкометальное месторождение. Оно расположено в приконтактной части массива щелочных сиенитов и образовано двумя альбититовыми зонами протяженностью 3,5 и 7,0 км. Средняя мощность этих зон равна 15–18 м. Полезная минерализация представлена лопаритом, цирконом и вальеритом.

По параллельному крупному региональному разлому локализуется Акитское и Честенское месторождения. Акитское месторождение образовано десятью рудными зонами. Наиболее крупная из них имеет длину 300 м и мощность 20 м. Полезные минералы представлены ксенотимом, цирконом, монацитом и другими. Формирование рудных тел произошло в результате последовательно проявившегося калиевого, натриевого и фтор-карбонатного метасоматоза.

На Честенском месторождении установлено 3 рудных тела общей протяженностью 1000 м при средней мощности 6,3 м. Минерализация такая же, как на Акитском месторождении.

На Витимском плоскогорье с субщелочными сиенитами и граносиенитами генетически связаны Амандакское и Ауникское месторождения. Они представлены зонами флюоритизации в известняках. Главные рудные минералы в них берtrandит и фенакит. На Ауникском

месторождения главное рудное тело представлено рудоносной зоной мощностью 55 м, простирающейся на 300 м и прослеженной на глубину на 160 м. Оба месторождения приурочены к крупному региональному разлому.

К этому же типу относится Вознесенское флюорит-берtrandитовое месторождение, расположенное в зоне разлома по северному борту Кижингинской впадины. Оно находится среди карбонатных пород, прорванных серией мезозойских даек сиенит-порфиров, щелочных гранитов, фельзитов и жилами кварц-микроклиновых миаролитовых пегматитов. В пегматитовых жилах кроме берtrandита, содержится немного фенакита.

Флюорит-берtrandитовые жилы имеют мощность от 40-70 см до 2 м. (в раздуве). Месторождение разведется, запасы его исчисляются первыми тысячами тонн окиси бериллия, при очень высоких содержаниях (10-16%) окиси бериллия.

В Восточном Саяне в связи со щелочными сиенитами известно месторождение Сиенитовое, представленное зоной альбитизированных сиенитов. Мощность зоны от 200 до 600 м, протяженность около 5 км. Рудная минерализация представлена цирколитом, фергасонитом, пирохлором, монацитом, ксенотимом. Месторождение расположено в эндоконтакте трещинной интрузии, вытянутой в субширотном направлении.

Следующую группу образуют рудопроявления, генетически связанные с нефелиновыми сиенитами. Это обычно мелкие проявления. Наиболее интересными являются рудопроявления Сынырского и Кыджимитского плутонов.

Плутоны Сыныр расположен в зоне регионального разлома северо-восточного направления. В центральной части его установлено изометричное (в плане 70x100 м) тело микроклинитов с цирконом. Содержание окиси циркония в среднем составляет 0,62%.

Определенный интерес в качестве редкоземельного сырья в Сынырском массиве имеет апатит, содержащий до 4,1% суммы редких земель. Известные в настоящее время апатитовые проявления характеризуются небольшими размерами. Однако при выявлении крупных запасов этот минерал может быть использован в качестве комплексного сырья.

В Кыджимитском массиве (Витимское плоскогорье) известны две зоны альбитизированных, флюоритизированных и карбонатизированных пород с редкоземельной минерализацией. Более крупная зона имеет следующие размеры: длина 800 м, мощность 20 м. Месторождение располагается в полосе регионального разлома.

Пневматолито-гидротермальные рудопроявления, связанные с комплексом ультраосновных щелочных пород, представлены карбонатами Сайженского плутона. В пределах этого плутона установлено три тела форстерит-бруситовых карбонатитов с перовскитом и пироксидом. Мощность тел карбонатитов 10-15 м, протяженность до 300 м. Кроме того, известно изометричное 200x300 м тело доломитсодержащих карбонатитов с бастнезитом.

Скарновые месторождения Бурятии изучены слабо. В генетическом отношении представляет интерес Ключевское рудопроявление, расположенное в южном обрамлении Иволгинской впадины. Здесь на контакте кристаллических известняков с гранитоидами малокуналейского комплекса установлены гранат-пироксеновые скарны с бриолитом и редкоземельным гранатом. Скарны образуют линзообразные тела мощностью 2-5 м и протяженностью до 20-30 м.

Редкометалльная минерализация в фенитах известна лишь вблизи Боргойского массива, расположенного на юге Бурятии. Здесь во вмещающих эффузивах наблюдалось семь зон флюорит-эгиринов-альбитовых фенитов. Спектральными анализами в них установлены содержания бериллия, тантала и ниобия и редких земель.

Из приведенного материала видно, что наблюдается четкая приуроченность всех типов эндогенных редкометалльных проявлений к зонам крупных разломов и оперяющих их структур, которые развиваются в областях завершенной складчатости. Последний термин взят нами у Ю.М. Шеймана, но употребляется по отношению к жестким областям, испытывающим активные блоковые движения.

Вдоль крупных долгоживущих разломов формируются специфические редкометалльные структурно-металлогенические зоны. Редкометалльные месторождения, расположенные в этих зонах, генетически или парагенетически связаны с интрузиями формации областей завершенной складчатости. Установлено, что с изменением петрохимического типа интрузий формаций областей завершенной складчатости меняется и состав связанного с ними редкометалльного ору-

денения. Так, с ультракислыми интрузиями этой формации связаны разнообразные берилл-вольфрам-молибденовые проявления: с интрузиями нормального ряда — бериллиевые и тантало-ниобиевые проявления типа альбитизированных амазонитовых пегматитов и гранитов; со щелочными породами обычно связаны бериллиево-ниобиево-ториево-редкоземельные проявления гидротермально-пневматолитового генезиса; со щелочными породами ультраосновного ряда связаны карбонатитовые месторождения с редкометальным и редкоземельным оруденением.

В размещении редкометальных структурно-металлогенетических зон Бурятии отмечаются следующие закономерности: наиболее крупные из них располагаются по системе краевых разломов Сибирской платформы, а также в областях сочленения внешних и внутренних зон складчатых поясов каждого периода. Зоны меньших размеров развиваются по разломам, отделяющим жесткие глыбы, срединные массивы и горст-антиклинальные структуры от прогибов, впадин и грабен-синклиналей во внутренних частях подвижных поясов Саяно-Байкальской горной страны.

В размещении различных генетических типов редкометальных месторождений также намечаются определенные закономерности. Так, например, большинство полей редкометальных пегматитов региона приурочено к крупным разломам, проходящим по границе внутренней и внешней зон верхне-протерозойской складчатости (Саянский и Байкальский пояса полей редкометальных пегматитов). Поля редкоземельных пегматитов чаще всего располагаются вдоль разломов, отделяющих глыбы и горстантиклинальные поднятия от впадин палеозойского и мезозойского возраста во внутренней зоне складчатости (Заганский хребет, Моностой, Хамар-Дабан и др.). Гидротермально-пневматолитовые редкометальные проявления, связанные с ультракислыми и щелочными гранитами, присутствуют в структурно-металлогенетических зонах внутренних областей каледонид, герцинид и, главным образом, мезозой (Джидинский рудный район, Удино-Витимская и другие зоны). К крупным разломам внутренних областей складчатых поясов приурочены также месторождения редких и редкоземельных элементов, связанные со щелочными и нефелиновыми сиенитами. Наиболее часто они встречаются в зонах разломов, проходящих по границе внешней и внутренней областей герцинид и мезозой (Левомамская, Амалатская зоны). Редкометаль-

ные месторождения, связанные с ультраосновными щелочными породами, обычно располагаются по границе платформы и складчатой области (Белозиминское и др. карбонатитовые месторождения), а во внутренних частях складчатых поясов известны только мелкие их проявления (Сайжа, Гулхен), формирующиеся в жестком обрамлении мезозойд.

Размещение месторождений редких элементов внутри структурно-металлогенических зон контролируется локальными структурами, а также зависит от состава вмещающих пород и эрозионного среза. Так, например, редкометальные месторождения наиболее часто встречаются в апикальных частях рудоносных интрузий экранированных сланцевой кровлей, в замковых частях складок, участках пересечения зон трещиноватости и т.д. Из вмещающих пород наиболее благоприятны в различной степени метаморфизованные карбонатно-сланцевые основные породы и эффузивы, неблагоприятны граниты, гранито-гнейсы и кварцевые сланцы. О влиянии эрозионного среза говорит смена по простиранию полей редкоземельных пегматитов редкометальными пегматитами и альбитизированными гранитами, а также более низкотемпературный характер молодых редкометальных проявлений в длительно развивающихся структурно-металлогенических зонах.

Многочисленность рудопоявлений редких и редкоземельных элементов, разнообразие их генетических типов, широкое развитие разломов, содержащих интрузии формации областей завершённой складчатости, — все это выдвигает Бурятию в ряд наиболее перспективных районов по обнаружению редких и редкоземельных элементов. Мы считаем, что в ближайшие годы на её территории может быть открыт ряд крупных месторождений этих металлов.

Г.И. Туговик
Бур.КНИИ СО АН СССР

БЕРИЛЛИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
БУЛУКТАЕВСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ТРУБКИ
(Юго-западное Забайкалье)

Бериллиевая минерализация в вулканических трубках^х) встречается довольно редко и, поэтому, остается мало известной. Из литературных данных можно отметить лишь вулканическую трубку в горах Агуачилла в Мексике, в которой распространены флюорит-бертрандитовые руды.

Автором была изучена бериллиевая минерализация в ряде вулканических трубок Забайкалья, ассоциирующая во многих случаях с молибденовыми и вольфрамовыми рудами.

Одна из наиболее исследованных вулканических трубок Булуктаевская, расположена в замыкающей части Джидинской синклинорной зоны, в сложении которой принимают участие метаморфизованные осадки нижнего кембрия (известняки, песчаники и различные сланцы) с локальными полями развития мезозойских эффузивов и угленосных континентальных отложений. Осадочно-метаморфические породы интродуцированы палеозойскими гипербазитами, габброидами и разновозрастными гранитоидами. Мезозойским (киммерийским) лейкократовым гранитам и гранит-порфирам, образующим обычно пояса "малых интрузий", обязаны многочисленные месторождения и рудо-

(сноску см. на следующей стр.).

проявления района, в большинстве которых известна бериллиевая минерализация, образующая незначительную примесь берилла в молибденовых рудах и достигающая промышленных концентраций — в вольфрамовых.

Характеризуемая вулканическая трубка (Туговик, 1959) располагается в палеозойских **монцонитовых гранитах**, вблизи от контакта с мезозойскими аляскиотовыми гранитами, которым она обязана своим возникновением. В I—I,5 км от трубки имеются выходы кембрийских осадочно-метаморфических пород. Трубка развита на месте пересечения свиты палеозойских даек (лампрофиры, сиенит-порфиры, бостониты и др.) северо-восточного простирания с зоной трещиноватости северо-западной ориентировки. Она имеет в плане округлое сечение со средним диаметром 115 м и крутой (70°) наклон оси на северо-запад. Выработками она прослежена на 300 м и, видимо, прослеживается на много глубже. Изменения площади поперечного сечения трубки с глубиной не наблюдается.

Вмещающие вулканическую трубку монцонитовые граниты в кольцевой зоне шириной около 100 м интенсивно брекчированы и вновь сцементированы и мусковитизированы кварцево-рудным материалом. Сам контакт трубки имеет переходную зону (0,3–2 м), сложенную обломками вмещающих пород и пород трубы.

х) В понятие вулканической трубки мы вкладываем преимущественно морфологический смысл, понимая под этим термином лишь отверстие в земной коре, которое в силу тех или иных причин возникло за счет магматического очага при специфическом его развитии. Чаще всего вулканическая трубка является подземной частью (субструктурой) вулкана или эмбрионального вулканического аппарата центрального типа, расположенной между магматическим очагом или в нем самом (обычно в его апикальной части) и поверхностью. Происхождение вулканических трубок, таким образом, связано с развитием магматического очага, могущего пройти интрузивный, экструзивный или эффузивный путь развития.

Вулканическая трубка выполнена полимиктовой брекчией, состоящей из остроугольных обломков и глыб монцонитовых гранитов, гранит-порфиров, лампрофиров, диоритовых порфиритов, бостонитов, осадочных и эффузивных пород. Кластический материал в различной степени метаморфизован, иногда скарирован. Обломки скреплены гидротермальным рудоносным кварцем и цементом, возникшем при тонком перетирании обломков. Состав цемента, таким образом, не постоянный и в отношении основных породообразующих минералов определяется составом обломочной части брекчии, количеством и мощностью кварцевых жил. Цвет брекчии в целом темно-зеленый до черного и лишь в местах распространения обломков гранитоидов и жильных сиенитов (обычно вблизи от контактов) становится светло-серым.

Рудная минерализация охватывает всю площадь вулканической трубки и прилегающие раздробленные монцонитовые граниты ("оруденелая брекчия"); рудоносный кварц здесь обволакивает и скрепляет каждый обломок, выделения его не имеют определенной формы. По периферии оруденелой брекчии имеется ряд кварцево-рудных жил мощностью 0,2-0,7 м круто падающих на северо-восток при северо-западном простирании. Ряд более мелких жил наложен на оруденелую брекчию.

Рудный процесс как в вулканической трубке, так и за её пределами протекал стадийно. В первую очередь формировались полевошпатовые прожилки. Во вторую - возникали почти мономинеральные просечки молибденита, наиболее распространенные по внешней, спясывающей вулканическую трубку, зоне. Третья стадия характеризуется отложением основной массы пирита, который доминирует над суммой всех прочих рудных минералов. После отложения пирита проявилась пегматоидно-берилловая стадия минерализации, в течение которой отлагались бериллы и гельвин, а также незначительные количества флюорита, гюбнерита и браннерита. В пятую, кварц-молибденовую стадию, формировались основные кварц-молибденитовые жилы по периферии вулканической трубки, часть которых ("секущие жилки") наложена на оруденелую брекчию. Следующая стадия характеризуется отложением вольфрамитов; по периферии вулканической трубки в силикатной среде отложился преимущественно гюбнерит, а в кальцийсодержащих породах трубчатого тела - шеелит. В после-

дующем сформировались кварц-флюоритовые и затем кварц-сульфидные жилы и прожилки. Гидротермальная деятельность в вулканической трубке закончилась в низкотемпературную стадию отложением тонкозернистого кварца роговиковой структуры.

Бериллиевая минерализация проявилась как в самой вулканической трубке, так и по её периферии. Она наблюдается и в цементе оруденелой брекчии, и в кварцевых прожилках, наложенных на брекчию.

Наибольшая часть берилла встречается в кварцевом и кварц-флюоритовом цементе брекчии вулканической трубки и прилегающей к трубке брекчии монзонитовых гранитов. В прожилках он тесно ассоциирует с микроклином, по отношению к которому является более поздним. Иногда развиваются мономинеральные берилловые прожилки, образовавшиеся за счет полного замещения бериллом кварца и полевого шпата. Часто выделения берилла сопровождаются флюоритом, гюбнеритом и рядом других рудных и жильных минералов.

Бериллу этого типа свойственны хорошо образованные различной интенсивности светло-голубоватые или зеленовато-голубоватые кристаллы. Они имеют резко выраженный призматический облик и переходят иногда в игольчатые образования, развивающиеся иногда в виде пучков радиально-лучистого строения. В кварцевых выделениях и жилках идиоморфные призмочки берилла часто расположены перпендикулярно зальбандам, прикрепляясь к последним своим основанием. Середина кристаллов берилла более прозрачная, периферические же части — матовые. За счет этого часто отмечается зональность отдельных индивидов. Кроме кристаллов размером 0,2-4,0 см этот берилл встречается и в сплошных массах, объемом в несколько кубических см.

Меньшая часть берилла выделилась в жеодах и пустотах оруденелой брекчии вулканической трубки в ассоциации с кварцем, флюоритом, кальцитом и шеелитом. Отлагался он, видимо, на стенках открытых полостей за счет последних порций бериллиеносных растворов. Бериллу этого типа более присущи короткопризматические утолщенные кристаллы (до 5-8 мм по длинной оси) голубовато-синего или ярко-синего цвета. Нередко встречаются также скопления кристаллов и некрупные сплошные выделения этого минерала.

Берилл в целом является одним из ранних минералов рудного процесса. Имеются случаи замещения им калишпата и их тесных ассоциаций друг с другом, что отводит бериллу место в парагенетической схеме близкое к полевоому шпату. Имеются случаи пересечения полевошпато-берилловых прожилков с бледно-зеленым бериллом берилло-гюбнеритовыми прожилками, берилл в которых сине-зеленый, что свидетельствует о выделении части берилла в более раннюю стадию по сравнению с более ранними минералами, а также о широком диапазоне его отложения.

В участках сложного минералогического состава берилл интенсивно замещается кварцем, в котором присутствуют молибденит, гюбнерит, галенит и сфалерит. Иногда макроскопически видно, что в кристаллах берилла по трещинкам развиваются более поздние древовидные выделения галенита.

В качестве включений в берилле часты чешуйки мусковита, который иногда также образует примазки на отдельных кристаллах. Отложение берилла началось, видимо, во время ранней стадии образования мусковита.

Изучение парагенетических ассоциаций позволило выделить в вулканической трубке три генерации берилла:

1. Светло-зеленый берилл (I генерация), ассоциирующий с полевым шпатом;
2. Сине-зеленый берилл (II генерация), ассоциирующий с гюбнеритом и сульфидами;
3. Густо-синий берилл (III генерация), ассоциирующий с шеелитом.

Под микроскопом все разновидности берилла бесцветны, разбиты сетью трещин, по которым развиваются мелкие зерна кварца. Показатели преломления их, определенные иммерсионным методом, колеблются в пределах: $n_o = 1,571-1,577$, $n_e = 1,564-1,568$. Удельные веса колеблются в незначительных пределах: от 2,680 до 2,860 (табл. I)

Спектральным анализом в светло-зеленом берилле I-й генерации устанавливаются следы олова, никеля, ванадия, меди, серебра; тысячные доли процента вольфрама; сотые - свинца, титана, бария, стронция, скандия, кобальта и цинка; десятые железа и алюминия.

Т а б л и ц а 1

Физические свойства бериллов

	Показатели преломления		Уд. вес г/см ³
	№	№	
Светло-зеленый берилл (I генерация)	1,577	1,568	2,86
Сине-зеленый берилл (II генерация)	1,571	1,565	2,74
Густо-синий берилл (III генерация)	1,573	1,564	2,68

В сине-зеленом берилле 2-й генерации олово и свинец присутствуют в более высоких концентрациях (до 1%); для него характерны также повышенные содержания мышьяка (десятые доли %).

Для синего берилла (III генерация) в отличие от предыдущих, свинец, кобальт и цинк оказываются не характерными, но зато в нем отмечаются повышенные количества серебра (десятые доли %), вольфрама и незначительная примесь хрома.

Химические анализы бериллов, заимствованные из работы С.А. Вахромеева и др. (аналитик К.П. Глебова), приведены в таблице 2.

Т а б л и ц а 2

Химический состав бериллов

Тип берилла	О к и с л ы							Сумма
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	BeO	MgO	CaO	MnO	
Берилл зеленый (I генер.)	66,12	19,90	0,92	12,00	0,41	0,26	сл.	99,61
Берилл голубой (I генер.)	64,68	20,58	0,76	12,30	0,66	0,32	сл.	99,68

По физическим и химическим свойствам бериллы Будуктаевской вулканической трубки близки бериллам гидротермального генезиса (Гинзбург, 1955).

Второй бериллийсодержащий минерал вулканической трубки гельвин обнаружен на глубоких горизонтах гетерогенной брекчии. Он детально изучен А.Ф. Коржинским, Е.В. Францкой, Д.М. Корытовой и В.П. Стравинской. Согласно этим исследователям и нашим наблюдениям, гельвин выделялся в цементе брекчии вулканической трубки в ассоциации с бледнофиолетовым и бесцветным флюоритом, кальцитом, эпидотом, гранатом, шеелитом и, иногда, с синим бериллом. Обычно он развит в виде мелких буроватых неправильных зерен и, реже, красновато-бурых с жирным блеском тетраэдрических кристаллов размером до 5-8 мм. Минерал характеризуется удельным весом $3,25 \text{ г/см}^3$ и показателем преломления $1,738$.

Под микроскопом обычно наблюдаются буровато-желтые, корродируемые хлоритом, кристаллы гельвина с треугольными ограничениями. Д.М. Корытовой и В.П. Стравинской подмечено нарастание гельвина на кристаллы берилла.

Спектральным анализом в гельвине обнаружены повышенные количества молибдена, ванадия, меди и олова. Химический анализ этого минерала, по данным Д.М. Корытовой и В.П. Стравинской (аналитик Е.А. Полякова), приведен в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Химический состав гельвина

Анализируемый минерал	О к и с л ы							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO
Гельвин	32,18	сл.	12,31	0,61	11,77	нет	0,51	9,45

О к и с л ы					
BeO	H ₂ O	K+Na	ZnO	S	Сумма
12,29	0,19	0,05	13,72	6,13	99,21

Химический состав и физические признаки свидетельствуют о том, что изучаемый минерал является изоморфным и отвечает, согласно диаграмме А.Н. Винцелла, содержанию гельвина 73%, даналита 17% и гентгельвина 10%.

Бериллиевая минерализация в вулканической трубке протекала, таким образом, в течение длительного времени. В раннюю стадию рудного процесса в условиях, близких к пневматолито-гидротермальным стадийно шло отложение берилла. В последующем, в условиях, уже близким к гидротермальным бериллий связывался в гельвине.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Гинабург А.И. - К вопросу о химическом составе берилла. Тр. Минерал. музея АН СССР, 1955, вып. 7.
- Корытова Д.М., -Стравинская В.П. - Гельвин из Булуктаевского месторождения в Западном Забайкалье. Зап. Вост.Сиб. отдел. Всес. минералог. об-ва, 1962, № 3.
- Туговик Г.И. - О составе и происхождении трубчатого тела Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье). Изв. высш. учебн. завед. Сер. Геология и разведка, 1959, № II.

Ю.И. Темников
Заб.НИИ

О ПРОСТРАНСТВЕННОМ РАЗМЕЩЕНИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
И НЕКОТОРЫХ ПЕРСПЕКТИВАХ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ

За последние два десятилетия в Восточном Забайкалье геологами были найдены многочисленные месторождения и рудопроявления редких элементов, выдвинувшие данный регион в число интереснейших редкометалльных провинций Советского Союза. К настоящему времени накоплен огромный фактический материал по геологии месторождений редких элементов, который нуждается в тщательном исследовании и обобщении. Это настоятельно диктуется жизнью, так как поиски и выявление новых месторождений требуют применения научно обоснованных геологических критериев. Анализ закономерностей размещения редкометалльных месторождений в Восточном Забайкалье дает возможность наметить некоторые из таких критериев. В данной статье освещаются специфические черты условий локализации месторождений редких элементов и на основании этого приводятся некоторые общие выводы о перспективах возможного обнаружения редкометалльной минерализации в новых районах.

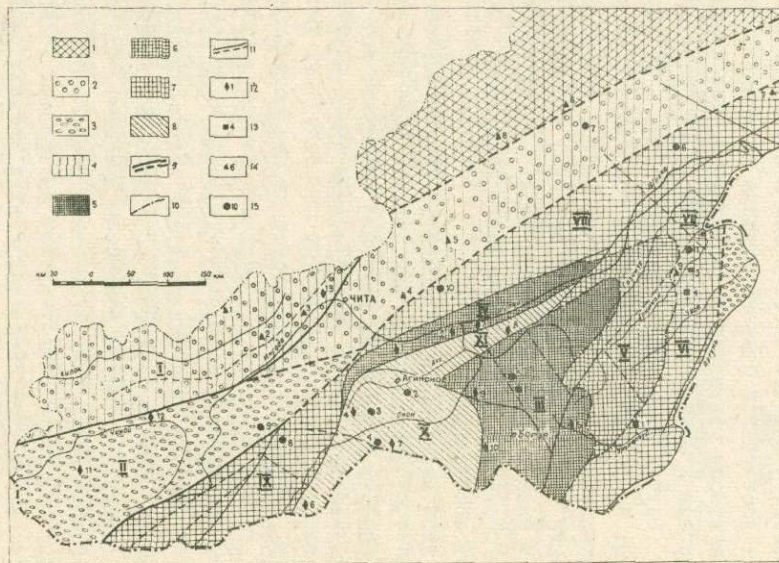
Закономерности в локализации большинства эндогенных месторождений Забайкалья, в том числе и редкометалльных, обусловлены геологическими особенностями его развития в мезозое. Согласно взглядам В.Н. Козеренко и В.В. Старченко (1960), характеристика мезозойской металлогении Забайкалья в кратких чертах сводится к следующему. В пределах главных прогибов остаточной геосинклинальной системы в юрский период формировались оловянно-вольфрамовые месторождения кварцево-касситерито-вольфрамитовой формации и другие редкометалльные образования, связанные с кислыми и ультракислыми гранитами. В то же время в краевых антиклинальных

зонах образуются полиметаллические, мышьяково-полиметаллические, мышьяково-золотые, молибденовые и золоторудные месторождения. К более молодому, посленижнемеловому возрасту относятся флюоритовые, золоторудные и ртутные месторождения, размещение которых контролируется разрывными нарушениями, развивающимися в основном, в краевых зонах и участках внутренних поднятий.

Обращаясь теперь к месторождениям редких элементов необходимо отметить, что в настоящее время в Восточном Забайкалье выявлена и в достаточной степени изучена редкометалльная минерализация генетически связанная с пегматитами, щелочными гранитоидами, скарнами и метасоматически изученными гранитами или апогранитами (Беус и др., 1962). Вместе с тем, в металлогенических построениях В.Н. Козеренко и других исследователей данного региона (Кормилицын, Тихомиров, Шталь, Шилин, Щеглов, 1960) редкие элементы (в современном их понимании) не нашли должного освещения. В связи с этим мы предприняли попытку рассмотреть некоторые особенности пространственного размещения перечисленных выше типов месторождений.

Для этой цели мы воспользовались тектонической схемой В.Н. Козеренко (1961), которая на наш взгляд, наиболее удачно (с позиций существующих познаний региона) объясняет ход и направленность развития эндогенной минерализации Восточного Забайкалья в геохронологическом аспекте.

Проведенными за последние годы работами обнаружены рудопроявления редких элементов, генетически связанные с интрузиями щелочных и субщелочных гранитов. Последние, как правило, располагаются, в краевой геоантиклинальной зоне среднепалеозойской складчатости, образуя известный пояс щелочных гранитоидов Забайкалья (Арсеньев, 1946). Некоторые массивы, содержащие повышенные концентрации редких элементов, локализируются в Пришилкинской зоне, т.е. в пределах участков внутренних поднятий и в древнекаледонской складчатой области. В районах развития мезозойской складчатости нам не известны проявления редкометалльной минерализации в интрузиях щелочных и субщелочных гранитоидов, исключая лишь Большагочинский массив, располагающийся в зоне Газимуро-Урюмканских поднятий (фиг. I).



Ф и г. I. Схема размещения редкометальных пегматитов, щелочных гранитоидов, скарнов и метасоматически измененных гранитов в Восточном Забайкалье. Тектоническое строение изображено по данным В.Н. Козеренко.

I - древнекаледонская складчатая область; 2 - краевая геантиклинальная зона среднепалеозойской складчатой области; 3 - краевая геантиклинальная зона складчатой области верхов палеозоя - низов мезозоя; 4 - зона глыбовых движений верхов палеозоя - низов мезозоя; Область мезозойской складчатости; 5 - центральные части остаточных геосинклиналей; 6 - переходная зона; 7 - краевые зоны и участки внутренних поднятий; 8 - верхнемезозойские глыбовые поднятия; 9 - границы между складчатыми областями различного возраста (достоверные и предполагаемые); 10 - границы между структурно-фаціальными зонами (достоверные и предполагаемые); II - региональные разломы; 12 - поля редкометальных пегматитов (I - Седловское, 2 - Завитинское, 3 - Кангинское, 4 - Саханайское, 5-Цаган-Олуевское, 6 -Халзанское, 7 - Дурулгуевское, 8 - Борщовочное, 9 - Кулиндинское, 10 - Адун-Чолонское, II - Мензинское, 12 Ямаровское, 13 - Каменское-Черновское); 13 - поля редкометальных скарнов: (I-Урулюнгуевское, 2-Будюкано-Лубинское, 3-Средне-Газимурское, 4-Урово-Аргунское); 14-массивы щелочных гранитоидов: (I- Тайдутский, 2-Аблатуканский, 3-Кукинский, 4-Ульдургинский, 5-Дотулурский, 6-ВерхнеОлекминский, 7-Чичаткинский, 8-Катугинский, 9-Большагочинский); 15-Районы локализации метасоматически измененных гранитов: (I-Этыкинский, 2-Хуху-Челотуйский, 3-Урда-Таптанайский, 4-Шенистыуйский, 5-Тургинский, 6-Косинский, 7-Верхне-Джалирский, 8-Даурский, 9-Чикойский, 10-Ульдурга-Нерчинский, 11-Урмкано-Газимурский), Тектонические зоны: I-Хилокская, II-Зачикойская, III-Центральная синклиналичная; IV-Северо-Западная синклиналичная; V - Переходная; VI-Приаргунская, VII-Зона Газимуро-Урмканских поднятий, VIII-Пришилкинская, IX-Даурская, X- Агинский массив, XI- Борщовочная глыба.

В пределах последней, а также Приаргунской антиклинальной зоны в настоящее время выявлены поля редкометалльных скарнов. Эти поля, выделенные нами под названием Урулюягуевского, Будюмкано-Лубинского, Средне-Газимурского, Урово-Аргунского, в своем пространственном положении тяготеют к границе указанных зон с переходной, т.е. размещаются в полосе стыка синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий. В других районах области мезозойской складчатости редкометалльные скарны отсутствуют.

Весьма интересны пространственные взаимоотношения пегматитов и метасоматически измененных гранитов. Наиболее крупные пегматитовые поля размещаются в следующих структурно-фациальных зонах. Завитинское, Кангинское и Седловское поля находятся в Северо-Западной синклинальной зоне. Саханайское, Халзанское и Дурлуговское пегматитовые поля располагаются в пределах Агинского поднятия, причем в своем размещении тяготеют к его окраинам. Кулиндинское и Адун-Чолонское поля локализируются на участках сочленения Агинского поднятия с центральной синклинальной зоной. Мензинское и Ямаровское поля фиксируются в геантиклинальной зоне верхнепалеозойской-нижнемезозойской складчатости, Царан-Олуевское - в Центральном синклинальном прогибе, Борщовочное - в пределах одноименного поднятия, Каменско-Черновское - в области среднепалеозойской складчатости. В Пришилжинской, Переходной, Даурской, Приаргунской структурно-фациальных зонах, в области Газимуро-Урюмканских поднятий крупные пегматитовые поля не известны.

Следует подчеркнуть, что практически интересные редкометалльные пегматиты образуют те пегматитовые поля, которые размещаются или в периферических частях Агинского поднятия, или в районах, примыкающих к нему. Иными словами они локализируются в зонах сочленения Агинского поднятия, сложенного палеозойскими песчанико-сланцевыми породами, с районами распространения более молодых осадочных толщ. Таковыми, в частности, являются северная и восточная оконечности Агинского поднятия; именно здесь, в местах сопряжения его краевых участков с долгоживущими разломами северо-восточного простирания, наиболее полно проявились пегматиты с повышенными содержаниями редких элементов.

Из изложенных данных видно, что по периферии Агинского поднятия отмечается своеобразное овалльно-поясовое распределение пегматитов. В свое время мы считали, что примерно этой же выявленной закономерности подчиняются и редкометалльные гранитоиды (Бабкин, Гладков, Темников, 1963), ибо наиболее интересные из них (Этикинский, Хуху-Челотуйский, Урда-Таптанайский и другие) располагаются или по окраинам Агинского поднятия, или в областях его стыка с другими структурно-фациальными зонами. Однако, полученные в последние годы данные заставили несколько пересмотреть подобный вывод по следующей причине. Было установлено, что гораздо большая часть интрузий метасоматически измененных гранитов пространственно разобщена с пегматитами и локализуется в краевых зонах, окаймляющих синклиналиные прогибы Восточно-Забайкальской геосинклинали.

Достаточно сказать, что из числа 171 массива ахьбитизированных и грейзенизированных гранитов, учтенных в настоящее время, 33 располагаются в области Газимуро-Урюмканских поднятий, 38 - в Пришилкинской и 27 - Даурской зонах. Поэтому вряд ли представляется правильным утверждение некоторых исследователей, (Ленок Л.Н. и др.) о том, что проявления редких элементов строго приурочены к зоне морских осадков геосинклинали. Более того, имеющиеся в нашем распоряжении материалы показывают, что редкометалльные гранитоиды зачастую локализуются в районах накопления континентальных осадков (например, в зоне Газимуро-Урюмканских поднятий), а также и там, где проявления ниже- и среднеюрского осадконакопления не известны (Даурская зона).

Разумеется, что отмеченное выше положение об овалльно-поясовом распределении редкометалльных пегматитов и гранитоидов не теряет полностью своего значения для группы разновозрастных месторождений, что должно учитываться при выяснении закономерностей их пространственного размещения. Действительно, наиболее интересные в практическом отношении месторождения редких элементов, представленные пегматитами и гранитами, находятся в тесной генетической связи с юрскими интрузиями, формирование которых происходило в мезозойский геосинклиналиный этап развития Восточного Забайкалья. Большая же часть недостаточно изученных в настоящее время редкометалльных гранитоидов размещается, как бы-

до показано выше, в Газимуро-Урюмканской, Пришилкинской и Даурской антиклинальных зонах; внедрение этих интрузий, имеющих пермский, триасовый и, в меньшей мере, более поздний возраст, произошло, очевидно, в послегеосинклинальное время и не связано с мезозойской историей развития данного региона. (Темников, Гладков, 1963).

Суммируя вышесказанное мы можем констатировать, что месторождения редких элементов известных генетических типов в общих чертах размещаются в различных структурно-фациальных зонах Восточного Забайкалья и только в редких случаях мы можем привести примеры их пространственного сонахождения. После изложения некоторых обобщающих данных целесообразно рассмотреть особенности локализации пегматитов и метасоматически измененных гранитов, представляющих собой наиболее перспективные месторождения редких элементов.

Особенности локализации редкометалльных пегматитов

Гранитные пегматиты Восточного Забайкалья обычно группируются в крупные поля, образующие узкие протяженные зоны северо-восточного направления. Среди пегматитов достаточно четко выделяются следующие типы: плагиоклазовые редкоземельные, микроклиново-плагиоклазовые мусковитовые и микроклиновые, существенно альбитизированные редкометалльные. Для перечисленных типов пегматитов устанавливается довольно четкая связь с материнскими интрузиями определенного возраста. Так, в частности, плагиоклазовые редкоземельные и микроклиново-плагиоклазовые мусковитовые связаны с каледонскими и, в меньшей мере, с герцинскими гранитами. Редкометалльные пегматиты обычно находятся в генетическом родстве с мезозойскими кислыми интрузиями. Последние представлены или крупными батолитами, или небольшими постскладчатými интрузиями, формирующимися в условиях средних глубин. Пегматитоносными обычно являются массивы, сложенные порфировидными биотитовыми гранитами и характеризующиеся относительно мелким эрозионным срезом. Чаще всего, пегматиты локализуются в зонах экзо- и эндоконтакта таких интрузий, размещаясь со стороны пологих

контактов. Отдельные тела пегматитов вытягиваются зачастую на многие сотни метров параллельно линии контакта того или иного массива, редко удаляясь от него на 1-2 км. На некоторых пегматитовых полях наблюдается довольно четкая зональность размещения отдельных типов пегматитов в зависимости от их удаленности от материнского очага. В непосредственной близости у контакта, развиваются простые недифференцированные микроклиновые пегматиты, сменяющиеся затем телами с мелко- и крупноблоковой структурой. В наибольшем удалении размещаются альбитизированные редкометалльные пегматиты той или иной степени дифференциации.

В локализации пегматитов, содержащих повышенные концентрации редких элементов, главную роль играют факторы структурного контроля. Среди них могут быть выделены региональные и локальные факторы. К числу региональных, определяющих пространственное положение ранее перечисленных пегматитовых полей, относятся, как уже говорилось выше, крупные разломы глубокого заложения, имеющие северо-восточное простирание. В пределах отдельных полей локальными структурами, контролирующими размещение пегматитов, являются зоны повышенной трещиноватости, секущие вмещающие породы и располагающиеся почти под прямым углом к главным нарушениям. В ряде случаев установлено, что наиболее благоприятными для локализации рудных тел со значительной мощностью и выдержанными элементами залегания являются трещины скалывания, развивающиеся в таких породах, как антофиллитовые, кордьеритовые и мусковит-андалузитовые сланцы.

Особенности локализации метасоматически измененных гранитов

Редкометалльные месторождения, генетически связанные с интрузивами альбитизированных и грейзенизированных гранитов, приобретают в последнее время большое практическое значение, как возможный источник получения многих редких элементов. Поэтому на особенностях их размещения мы остановимся более подробно.

Выше уже говорилось, что большинство интрузий метасоматически измененных гранитов локализуется в пределах Даурской, Пришилькинской и Газимур-Урюмканской антиклинальных зон, представ-

лящих собой тектонически ослабленные участки рамы юрской геосинклинали. Им свойственны менее напряженные складчатые дислокации и более интенсивное развитие дизъюнктивной тектоники по сравнению со срединными районами Восточно-Забайкальской геосинклинали. В связи с этим пространственное размещение массивов редкометалльных гранитоидов, как правило, контролируется различными по генезису разрывными нарушениями, характеризующимися значительной концентрацией на том или ином участке и выдержанностью по простиранию. Устанавливается, что поля редкометалльных гранитоидов располагаются в районах сопряжения или пересечения разноориентированных и зачастую разновозрастных глубинных разломов, имеющих раннее заложение и длительную историю формирования. Таковы нарушения Даурской зоны, северо-восточного замыкания рамы юрской геосинклинали и т.д.

Применительно к отдельным интрузивам метасоматически измененных гранитов выяснено, что они локализируются не в главных зонах разломов глубокого заложения, а в сопряженных с ними, сравнительно небольших дизъюнктивных структурах второго и третьего порядка, протяженность которых колеблется от одного до первых десятков км. В качестве таких структур, контролирующей размещение массивов рассматриваемых гранитов, выступают согласные или секущие складчатость трещинные зоны скальвания и сбросы доминирующего северо-западного простирания. Реже встречаются зоны смятия северо-восточной ориентировки, наследующие направление более древних нарушений первого порядка.

Для некоторых массивов редкометалльных гранитоидов, размещающихся в районах синклиналиных прогибов Восточно-Забайкальской геосинклинали, установлена важная роль в их локализации складчатых структур. Такими структурами, непосредственно вмещающими тела гранитов, обычно являются флексуорообразные прогибы и своды крутых линейных складок второго порядка. Эти складки имеют протяженность, колеблющуюся в пределах 2-30 км при размахе крыльев не более первых км. По условиям образования среди них намечаются глыбовые и приразрывные складки, которые по способу формирования могут рассматриваться как структуры поперечного изгиба.

Приведенные данные свидетельствуют, что локализация интрузий редкометалльных гранитоидов происходит на участках проявления определенных складчатых и разрывных нарушений, которые в своей совокупности обуславливают тип структуры тогв или иного месторождения и, следовательно, его морфологию, размеры и особенности внутреннего строения.

Следующая характерная особенность альбитизированных и грейзенизированных гранитов выражается в том, что с ними обычно пространственно ассоциируют или находятся в парагенетической (иногда генетической) связи определенные типы оловянно-вольфрамовых и, реже, молибденовых месторождений. Так, одна группа интрузий, в которых фиксируются в повышенных содержаниях редкие элементы, сопровождается месторождениями касситерито-полевошпато-кварцевой формации. Известны случаи тесной пространственной связи с редкометалльными гранитами грейзеновых типов месторождений касситерито-кварцевой формации. Не устанавливается редкометалльная минерализация в тех гранитоидах, на площадях развития которых локализуются месторождения касситерито-кварцево-сульфидной и касситерито-сульфидной формаций.

К другой группе интрузий метасоматически измененных гранитов пространственно тяготеют вольфрамовые и молибденовые месторождения, представленные штокверковым и жильным типами пневматолито-гидротермального происхождения. Первый тип месторождений связан с гранитами, в которых присутствует в значительных количествах или вольфрамит (причем высокотемпературный) или молибденит. Из жильных месторождений преобладают образования вольфрамит-касситерит-грейзеновой формации с частой примесью молибденита и висмутита.

В районах развития других генетических типов месторождений молибдена (молибденит-серицитовой формации) и вольфрама (шеелитовой, вольфрамитовой, сульфидно-гюбнеритовой и сульфидно-ферберитовой формаций) не известно присутствие в гранитоидах минералов редких элементов.

На основании изложенного, мы можем подчеркнуть, что в настоящее время намечается определенная зависимость между проявлением редкометалльной минерализации в гранитоидах и генетическими типами оловянно-вольфрамовых и молибденовых месторождений,

образующих ряд известных рудных узлов в Восточном Забайкалье. Вопрос этот достаточно сложен и его разрешение, видимо, следует искать в установлении аналогии или тождества родоначальных источников, приводящих к совместному проявлению отмеченных выше минеральных ассоциаций.

Рассмотренные нами особенности локализации массивов редкометалльных гранитоидов выступают в качестве прямых и косвенных поисковых критериев, которые следует учитывать при проведении работ на редкие элементы.

О перспективных выявления новых редкометалльных месторождений

Переходя к оценке перспектив Восточного Забайкалья в отношении выявления новых редкометалльных месторождений, необходимо отметить следующее. В настоящее время заслуживающими внимания являются месторождения, генетически связанные с пегматитами и метасоматически измененными гранитами (широкого проявления редкометалльной минерализации в скарнах и щелочных гранитоидах, по-видимому, ожидать не следует). Из них наиболее интересными являются редкометалльные гранитоиды, образующие месторождения, выгодно отличающиеся по своим запасам, содержаниям полезных компонентов от пегматитов. Это обязывает геологов направить максимум усилий на их поиски, что не исключает, естественно, дальнейшего проведения работ по выявлению редкометалльных месторождений новых генетических типов. К ним относятся, например, риолитовые туфы, недавно обнаруженные в США (хр. Томас-Рейндж в штате Юта, Гинзбург, 1961).

Ранее было показано, что в Восточном Забайкалье большая часть интрузий, подвергнутых постмагматическим изменениям и в ряде случаев содержащих редкие элементы, проявилась в районах, охватывающих область юрской завершённой складчатости. В значительно меньшем количестве они установлены в пределах последней.

Исходя из приведенных выше данных об особенностях их локализации, мы можем выделить ряд структурно-фациальных зон или их участков, где возможности обнаружения редкометалльных гранитоидов представляются довольно ограниченными. К таковым относятся:

Северо-Западная зона, юго-западные и юго-восточные участки Агинского поднятия, периферические площади Главного синклинального прогиба, юго-восточные и центральные участки Переходной зоны, область Борщевочного поднятия, центральная часть Пришилкинской антиклинальной зоны, юго-восточная и центральная части Приаргунской зоны. В то же время перспективными для выявления редкометальных гранитоидов являются Даурская и Зачикойская зоны, область Газимуро-Урюмканских поднятий, западная и северо-восточная части Пришилкинской зоны, некоторые районы области среднепалеозойской и верхнепалеозойско-нижнемезозойской складчатости.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Арсеньев А.А. - Проблема изучения щелочных гранитоидов Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1946.
- Бабкин А.С., Гладков В.Г., Темников Ю.И. - О некоторых закономерностях локализации мезозойских пегматитов и метасоматически измененных гранитоидов с редкометальным оруденением в Восточном Забайкалье. В сб. Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья, Чита, 1963.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. - Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
- Гинзбург А.И. - Специфические особенности месторождений редких элементов. В сб. Геология месторождений редких элементов, вып. 14, Госгеолтехиздат, 1961.
- Козеренко В.Н., Старченко В.В. - Металлогения Центрального и Восточного Забайкалья. Материалы к Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. II, Владивосток, (Материалы, вып. I), 1960.
- Козеренко В.Н. - Тектоника. В кн. Геология СССР, том XXVI, Читинская область, часть I, Госгеолтехиздат, 1961.

Кормилицын В.С., Тихомиров Н.И., Шталь Н.В., Шилин Д.М., Щеглов А.Д. - Основные особенности металлогении Забайкалья. Материалы, вып. I, 1960.

Темников Ю.И., Гладков В.Г. - О некоторых вопросах пространственного размещения метасоматически измененных гранитов (апогранитов) в Забайкалье. Зап. Забайкальского отд. геогр. об-ва СССР, вып. XXII, 1963.

В.П. Комаров, Г.Н. Комарова
ИГЕМ АН СССР

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В КЛИЧКИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ
(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Полиметаллические месторождения Кличкинского рудного поля известны с дореволюционного времени. В последние годы в пределах рудного поля разведаны промышленные флюоритовые месторождения, а также обнаружена редкометальная минерализация.

Основная масса разнообразной минерализации Кличкинского рудного поля развивалась в осадочно-метаморфических породах нижнего палеозоя, в которых Д.И. Горжевским выделено три свиты; нижняя - существенно доломитовая, средняя - существенно сланцевая с прослоями карбонатных пород и верхняя - доломито-сланцево-известняковая.

Породы ниже-среднеюрского и нижнемелового возраста отмечаются в северной и южной частях рудного поля. Они представлены конгломератами, аргиллитами, андезитами, ортофирами, плагиоклазовыми порфирами и залегают с резким угловым несогласием на размытой поверхности палеозойских пород.

Интрузивные породы, обнаженные на значительной части рудного поля, составляют северо-западную часть Урулюнгуевского массива. Они представлены габбро, диоритами, гранитами и серией жильных гранит-порфиров, аплитовидных гранитов и пегматитов. Как было показано проведенными исследованиями (П.В. Комаров и др., 1965), формирование интрузивных образований происходило в несколько этапов, в период от силурийского до мелового времени. В пределах поля широкое развитие получили пермские, нижнемезозойс-

кие и верхнеюрские гранитоиды.

Породы Кличкинского рудного поля слагают северное крыло крупного Кличкинско-Кадаинского антиклинория. Ближе к осевой части антиклинальной структуры преобладают нижнепалеозойские осадочно-метаморфические породы и прорывающие их гранитоиды Урулюнгуевского массива. В северном направлении они сменяются вышеизложенными отложениями юры и мела. Кличкинское рудное поле находится в области развития Кличкинско-Урулюнгуевской тектонической зоны, имеющей северо-западное направление и прослеживаемой на протяжении многих километров (Н.Ф. Шинкарев, 1958; В.В. Архангельская, 1963).

Наиболее крупным тектоническим нарушением в пределах рудного поля является Царан-Золотуевский разлом, имеющий субмеридиональное направление.

Минерализация рудного поля представлена магнезиальными и известковыми скарнами, грейзенами, магнетитовыми, свинцово-цинковыми и флюоритовыми рудами, различной редкометалльной минерализацией, среди которой выделяется оловянная, вольфрамовая, бериллиевая, тантал-ниобиевая, урановая, редкоземельная, а также сурьмяная.

Разнообразие минеральных ассоциаций, проявившихся в Кличкинском рудном поле, свидетельствует о формировании их в различных геологических условиях и обуславливается многоэтапным образованием интрузивов. Так, с интрузивами пермского, триасового и верхнеюрского возраста генетически связаны свои скарны, грейзены, редкометалльная и магнетитовая минерализация (Комаров П.В. и др., 1965). Полиметаллы, промышленные флюоритовые руды, урановая и сурьмяная минерализация образовалась, по имеющимся данным, только в послеверхнеюрское время.

Минерализация редких элементов проявилась неоднократно, хотя интенсивность её развития неодинакова. Колумбит^{х)}, например, установлен в гранитоидах различных этапов, но повышенное его содержание отмечается в дайках кислого состава пермского времени и верхнеюрских морионовых гранитах ($Nb - 0,005-0,01\%$).

х) Колумбит подтвержден рентгенометрически в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР Г.В. Басовой.

Минералы олова, вольфрама и бериллия распространены в скарнах и грейзенах различных этапов, наиболее же высокие концентрации этих элементов отмечаются в метасоматитах верхнеюрского возраста.

Та же картина наблюдается в концентрации редких земель и редких щелочей. В морионовых гранитах были установлены зоны, в которых содержание редких земель достигало 0,27%^x). Такие же содержания редких земель отмечались в некоторых участках скарнов Северного месторождения.

Биотит морионовых гранитов содержит 0,32% редкоземельных элементов, до 0,4% Rb_2O , 0,7% Li_2O и Cs_2O , 0,035%^{xx}); 0,35% Rb_2O отмечается и в слюдяных метасоматитах Северного участка, имеющих верхнеюрский возраст. В мусковитовых грейзенах этого же возраста в Гарсонуйском месторождении содержание Rb_2O не поднимается выше 0,2%. В некоторых канавах Олимпийского участка слюдяные грейзены показывают содержание Rb_2O до 0,3%.

Из всего комплекса редких элементов, обнаруженных в рудном поле, лучше всего в настоящее время изучена минерализация бериллия, на характеристике которой мы ниже и остановимся. Зоны с бериллиевой минерализацией вскрыты горными выработками и скважинами на Гарсонуйском месторождении, канавами на Олимпийском^{xxx} и Каменском месторождениях. Бериллиевая минерализация представлена различными минералами, образовавшимися в разнообразных геологических условиях.

Из бериллиевых минералов известны берилл, фенакит, эвклаз, бавенит, берtrandит, описание которых дано в открытых статьях Г.Н. Комаровой (1965, 1966_{1,2,3}). Здесь приводится краткая характеристика бериллийсодержащих минералов и рассматривается их распространение в пределах рудного поля.

x) Редкие земли определялись в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР аналитиками Л.С. Шулик, В.И. Павлуцкой.

xx) Редкие щелочи определялись в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР аналитиками Г.Е. Каленчук, В.А. Туренковой.

xxx) Под названием Олимпийского месторождения объединяются Кличкинский рудник, шахта Олимпиада, Савинское № 2 и № 4.

Берилл

Отдельные находки берилла в Кличкинском рудном поле отмечались в разное время рядом исследователей (В.В. Архангельская, В.М. Строев, Г.Н. Комарова, В.Г. Гладков, В.А. Намолов, Б.П. Санин, Г.М. Мейтув и др.). В настоящее время установлено, что берилл является наиболее широко распространенным бериллиевым минералом Кличкинского рудного поля, встречающимся на всех его участках.

При поисковых маршрутах берилл был встречен в палеозойских дайках гранит-порфиров, а также пегматитах и верхнеюрских марионовых гранитах. Крупные выделения берилла были найдены в свалах кварцевых жил, секущих марионовые граниты в вершине пади Цаган-Золотуй. Здесь в кварце кристаллы берилла длиной в несколько сантиметров образовали гнезда до десяти сантиметров мощности.

На Гарсонуйском месторождении берилл отмечен в калишпатовых прожилках, а также на участках калишпатизации и грейзенизации различных пород, но чаще алюмосиликатных.

Он представлен несколькими разновидностями, в том числе акваарином, относящимся к натровому типу бериллов и содержащему по данным химического анализа (вес.%): $\text{Na}_2\text{O} = 0,84$, $\text{K}_2\text{O} = 0,12$, $\text{Li}_2\text{O} = 0,27$, $\text{Hf}_2\text{O}_3 = 0,008$, $\text{Ca}_2\text{O} = 0,117$.

На Каменском месторождении берилл развивается в зонах грейзенизации альбитизированных апогранитов в ассоциации с мусковитом и флюоритом. Здесь, как и в других местах, берилл образуется позже калишпата и альбита, но в некоторых случаях корродируется и замещается мусковитом. Более поздний берилл отмечается в пустотках, где он нарастает на агрегаты мусковита. Во всех наблюдаемых случаях берилл не дает значительных скоплений. На Каменском месторождении зона с бериллиевой минерализацией прослеживается на большом расстоянии по простиранию, но богатых содержаний бериллия пока не установлено.

Фенакит

В Кличкинском рудном поле фенакит наиболее широко распространен на Гарсонуйском месторождении, меньше на Олимпийском и довольно редко отмечается на Каменском месторождениях.

Породы, по которым развивается фенакитовая минерализация, представляют собой сложные образования, сформировавшиеся в длительный промежуток времени, который охватывает несколько этапов минералообразования. Первично-осадочные породы представляли собой пачку переслаивающихся сланцев и карбонатных пород нижнепалеозойского возраста. Эти породы в пермское и нижнемезозойское время были прорваны гранитоидами различного состава. В результате высокотемпературного метаморфизма и метасоматоза карбонатные породы подвергались скарнированию, а сланцы ороговиканию.

Наиболее ранние метасоматические образования представлены магнизиальными аподоломитовыми скарнами. Значительную часть вмещающих пород месторождения составляют также пироксен-гранатовые известковые скарны, которые при своем образовании частично замещали магнизиальные скарны и роговики. В верхнеюрский этап по скарнам, в меньшей степени роговикам и гранитоидам, развивались щелочные метасоматиты и грейзены с бериллиевой минерализацией.

Фенакит на Гарсонуйском месторождении установлен как в полевошпатовых метасоматитах, так и в грейзенах.

Состав фенакит-содержащих полевошпатовых метасоматитов в ряде случаев существенно альбитовый, кроме того, присутствует калиевый полевой шпат. Порода имеет неравномерное мелкозернистое сложение и нередко характеризуется своеобразной сферолитовой структурой удлинненно-призматических кристаллов альбита. В составе породы значительное место занимает флюорит, обычно более поздний по отношению к полевому шпату. Последний, как правило, в большей или меньшей степени замещен мусковитом.

Фенакит наблюдается среди полевого шпата в виде радиально-лучистых агрегатов призматических кристаллов, дающих в поперечном срезе шестигранное или изометрическое сечение. Минерал бесцветен, размер выделений обычно не превышает 1 мм.

В пустотках полевошпатовых метасоматитов фенакит ассоциирует с адуляром, зональным плагиоклазом, часто замещенным мусковитом, также с флюоритом, выделяющимся вслед за фенакитом, и, наконец, с кальцитом, который корродирует и замещает полевой шпат и фенакит.

Фенакит развивается также в слюдисто-флюоритовых грейзенах и присутствует нередко в них в виде типичных сферолитов, сложенных призматическими индивидами. Наблюдаемые в ряде случаев взаимоотношения его с мусковитом и флюоритом позволяют предполагать близкое одновременное их образование. В других же случаях, выделения фенакита корродируются и замещаются мусковит-флюоритовым агрегатом.

На Олимпийском месторождении фенакит установлен в слюдистых метасоматитах, описанных ниже в связи с эвклазом.

Во всех наблюдаемых случаях фенакит выделялся позже калишпата и альбита, обычно в ассоциации с мусковитом, флюоритом, селлаитом, хлоритом и некоторыми другими минералами.

На Гарсонуйском месторождении фенакит образует скопления, показывающие интересные в промышленном отношении содержания, так отдельные участки фельдшпатизированных и грейзенизированных скарнов дают содержания, достигающие иногда более 2-х процентов BeO (по данным химанализа).

Бавенит

Бавенит — алюмосиликат кальция и бериллия является сравнительно малораспространенным минералом бериллия. Он известен в основном из пегматитов. В других генетических типах месторождений отмечается лишь несколькими находками. Для Западного Забайкалья бавенит описан Г.Н. Тарновским и Е.К. Васильевым (1964) в трещинках редкометального пегматита. Образование бавенита обычно относили к наиболее поздним стадиям гидротермального процесса.

Бавенит в Кличкинском рудном поле впервые определен в Гарсонуйском месторождении, как и фенакит, при изучении зерна скважин, в полевошпатовой метасоматической породе, развивающейся по

гранат-пироксеновому скарну и скарнированным роговикам (Комарова Г.Н., 1965).

Гранат является главным минералом скарнов, в которых встречается бавенит, в подчиненном количестве присутствуют пироксен, роговая обманка, эпидот и некоторые другие. Гранат — зональный, анизотропный, с секториальным угасанием, принадлежит к рядуgrossular-андрадита.

Полевошпатовая метасоматическая порода сложена в основном, альбит-олигоклазом и реже калиевым полевым шпатом. Из других минералов вместе с бавенитом отмечаются также флюорит и фенакит.

Бавенит в фенакит-флюорит-полевошпатовом метасоматите встречается как в массе самой породы, так и в микропустотках. Он представлен скоплениями тонко-пластинчатых кристаллов.

Под микроскопом хорошо наблюдается, что бавенит развивается метасоматически, замещая полевой шпат. Границы выделений бавенита обычно неправильные. Очень часто он содержит примесь графита. В бавените нередко также включены сростки призматических кристаллов фенакита; при этом в одних случаях фенакит не обнаруживает каких-либо следов изменения, в других же наблюдалось, что бавенит явно корродирует фенакит. С бавенитом тесно связан флюорит, октаэдрические кристаллы последнего нередко заключены в бавените.

Кроме указанных минералов, бавенит, развивающийся в полевошпатовом метасоматите, ассоциирует ещё с мусковитом. Последний интенсивно замещает полевой шпат породы. Бавенит же подвергается замещению мусковитом лишь в незначительной степени. По видимому, он образуется по времени близко с мусковитом.

Имеется более поздний по отношению к бавениту комплекс минералов, представленный флюоритом, хлоритом и кальцитом. Эти минералы наблюдались в интерстициях между пластинчатыми, иногда раздробленными кристаллами бавенита. Кальцит частично корродирует бавенит.

По геологическим условиям нахождения рассматриваемый бавенит имеет некоторые черты сходства с бавенитом из скарнов Казахстана (И.Н. Смольянинова, В.И. Молева, 1959) и плагиоклазитов Урала (Е.И. Кутукова, 1964). В целом же он занимает отличное от них геологическое положение.

В рассматриваемом случае бавенит не относится к числу наиболее поздних, низкотемпературных минералов конечной стадии гидротермального процесса, как это указывалось в литературе.

Эвклаз

Эвклаз — $AlBe SiO_4OH$ редкий бериллиевый минерал, известный в Советском Союзе лишь в нескольких случаях. В Кличинском рудном поле он установлен в слюдястых метасоматитах на Олимпийском месторождении.

Макроскопически это темные серо-зеленые породы мелкокристаллического строения. Эвклаз невооруженным глазом обычно не распознается.

При микроскопическом изучении можно видеть, что слюдястый метасоматит состоит из относительно крупнопластинчатых выделений мусковита, размером до 1-2 мм, и более тонкослюдястой массы, а также флюорита и кальцита. Пластинки мусковита имеют резко корродированные края, часто несут следы динамометаморфизма.

Тонкослюдястая масса метасоматита, как видно под микроскопом, сложена смесью нескольких типов слюды, точно диагностировать которые трудно. Имеется бесцветная слюда типа мусковита, по данным рентгеновского анализа (брались микропробы из шлифа), принадлежащая диоктаэдрическому ряду. Выделяются также слабо зеленоватый слюдястый агрегат, определенный рентгенометрически как триоктаэдрическая слюда биотит-флогопитового ряда.

Флюорит является одним из главных минералов метасоматитов. Он развивается среди слюдястой массы и выполняет пустотки. В некоторых случаях, совместно с флюоритом наблюдался турмалин, образующий отдельные игольчатые кристаллы и их скопления. Более поздний флюорит отлагается в секущих жилах.

Эвклаз во флюорит-слюдястых метасоматитах развивается среди тонкослюдястой массы породы, а также в микропустотах, нередко нарастая на розетки бесцветного мусковита. В микропустотах идиоморфные кристаллики эвклаза обычно заключены во флюорите или во флюорите с кальцитом. В некоторых случаях они корродируют и замещают эвклаз.

Отдельные индивиды описываемого эвклаза чаще имеют размеры менее 1 мм и очень редко достигают 0,5-1 см. Кристаллы прозрач-

ны, окрашены в голубой, зеленый и синие тона, а также бесцветны. Окраска распределена неравномерно. Блеск сильный стеклянный.

Кроме эвклаза во флюорит-слюдистых метасоматитах другие бериллийсодержащие минералы представлены фенакитом и бертрандитом. Так же, как и эвклаз, они развиваются в массе породы и в пустотках. Наблюдалось замещение эвклаза бертрандитом.

По геологическим условиям нахождения описываемый эвклаз отличается от эвклаза из грейзенов Колорадо и Дальнего Востока. По данным В.Н. Шарпа (1961), в Парк Каунти эвклаз известен в грейзеновых телах, залегающих в пределах гранитного массива, и связан с флюоритом, мусковитом, бертрандитом и кварцем. На Дальнем Востоке он встречается в слюдисто-флюорит-кальцитовых прожилках среди грейзенов, образовавшихся по доломитизированным известнякам (М.И. Новикова, 1964).

Бериллиеносные эвклазсодержащие слюдистые породы Олимпийского месторождения образовались в стадию грейзенизации путем метасоматического замещения дайки гранит-порфиров, а также апо-долитовых магнезиальных скарнов в её контакте. Эвклаз развивается как метасоматический минерал, отлагающийся в пустотах. Характерна тесная ассоциация его с флюоритом при отсутствии кварца.

Бертрандит

Бертрандит для Кличкинского рудного поля указывался С.С. Смирновым ещё в тридцатые годы, в дальнейшем он отмечался также и другими исследователями.

Нами бертрандит наблюдался в основном на Олимпийском месторождении в слюдистых метасоматитах совместно с фенакитом и эвклазом. Размер его выделений, как правило, микроскопический и редко достигает несколько миллиметров, цвет минерала белый.

Под микроскопом можно наблюдать, что таблитчатые по форме выделения бертрандита присутствуют среди слюдистого агрегата метасоматита и нередко корродируются им. Призматические кристаллы бертрандита, размером по длинной оси первые десятки миллиметра, отлагаются в пустотках слюдистых метасоматитов всегда совместно с флюоритом.

Кроме обычных для берtrandита таблитчатых и призматических кристаллов, он наблюдался также в виде сферических образований, впервые отмечаемых в нашей литературе и схожих с радиально-лучистыми агрегатами берtrandита из Мексики (А.А. Левинсон, 1964).

Найденные сферические образования берtrandита под микроскопом имеют отчетливое радиально-лучистое волокнистое или тонкопластинчатое строение. При скрещенных николях они обнаруживают "крест угасания", характерный для сферолитов. Замеренные в иммерсионных жидкостях показатели преломления этой сферолитовой разновидности берtrandита и обычных его образований оказались равными: $n_g = 1,612$, $n_p = 1,591$ и близкими к тем, которые приводит К.С. Талдыкина для берtrandита Кличкинского месторождения.

Следует отметить, что удлинение отдельных индивидов берtrandита всегда оказывалось положительным. Обычно же в литературе для него отмечается отрицательное удлинение. И.Ф. Григорьев и Е.И. Долманова (1955) для берtrandита из оловорудного месторождения установили как положительное, так и отрицательное удлинение.

Дебаеграммы вышеописанного берtrandита, в том числе и сферолитовой его разновидности, рассчитанные А.С. Анисимовой, полностью отвечают соответствующим эталонным данным для берtrandита.

Кроме Олимпийского месторождения берtrandит в незначительных количествах присутствует и на других участках рудного поля как вторичный минерал по бериллу и фенакиту.

Выше указывалось, что кроме бериллия в метасоматитах месторождений Кличкинского рудного поля отмечаются повышенные содержания олова (касситерит), вольфрама (шеелит), редкоземельных элементов, редких щелочей и флюорита. Разновозрастные гранитоиды этого поля имеют повышенный кларк как на олово, так и на бериллий. В зонах метасоматических изменений гранитоидов или пород кровли содержание этих элементов возрастает. Опробование альбитизированных и грейзенизированных гранитов Каменского месторождения, скарнов, нередко грейзенизированных в Гарсонуйском, Северном, Мыльниково-Хоркиринском, Широкинском и др. месторождениях, показало содержание в них олова до десятых долей

процента. Оловянная минерализация заслуживает внимательного изучения в районе Кличкинского рудного поля.

Таким образом, можно заключить, что в Кличкинском Рудном поле наряду с бериллиевой минерализацией, замещающей алюмосиликатные породы и представленной, главным образом, бериллом, значительное распространение получила бериллиевая минерализация, развивающаяся по апокарбонатным метасоматитам. Преимущественное развитие здесь имеет фенакит, в меньшей мере отмечаются берилл, эвклаз, бавенит и бертрандит.

Метасоматиты, замещаемые бериллиевыми минералами, представляют собой известковые и магнезиальные скарны, подвергшиеся фельдшпатизации и грейзенизации. Зоны этих метасоматитов являются интересными и с точки зрения повышенных содержаний в них флюорита, олова и других редких металлов. Месторождения такого типа на Дальнем Востоке изучались И.Н. Говоровым и отнесены к апокарбонатно-грейзеновой формации. Сравнительное изучение месторождений Кличкинского рудного поля, месторождений Дальнего Востока и Средней Азии показало наличие в них множества общих черт.

Для Восточного Забайкалья перспективы этого нового типа бериллиевой минерализации ещё не выяснены, но известно, что подобные месторождения здесь не единичны. В частности, по сообщению М.З. Кантора, фенакит им был установлен в скарнах Досатуйского месторождения.

К перспективным на бериллий и олово может быть отнесено любое месторождение Восточного Забайкалья, если известно, что в данном случае происходило наложение грейзенов на скарны или другие породы, богатые основаниями. Этот тип бериллиевой или оловянной минерализации может быть перспективным и для других регионов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Архангельская В.В. — Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 93, 1963.
- Говоров И.Н. — Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых м-ний Д.Востока. Изв. АН СССР сер. геол., № I, 1958.

- Ив.Ф. Григорьев и Е.М. Доломанова. — Берtrandит из оловорудного месторождения в Центральном Забайкалье. Тр. Минерал. музея, вып. 7, 1955.
- Комаров П.В., Комарова Г.Н., Гольцман Ю.В., Аркелянц М.М. — Возрастные взаимоотношения интрузивных проявлений и минерализации Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1965.
- Комарова Г.Н. — О флюорит-слюдистой минерализации в карбонатных породах Забайкалья. "Геология рудных м-ний", № 1, 1965.
- Комарова Г.Н., Рудницкая Е.С., Яковлевская Т.А. — Эвклаз из Восточной Сибири. Известия АН СССР, сер. геол., 1966. (в печати).
- Комарова Г.Н., Молева В.А., Рудницкая Е.С., Дмитриева М.Т. — Бавенит из Забайкалья. Труды Минер. музея, АН СССР, вып. 17, 1966 (в печати).
- Комарова Г.Н. — О сферолитовой разновидности берtrandита. Авторефераты сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1965 год (1966).
- Кутукова Е.И. — Бавенит изумрудных копей. ДАН СССР, нов. сер., т. 54, № 8, 1946.
- Левинсон А.А. — Бериллий-фторовая минерализация горы Агуачиле Коауила, Мексика. Новости зарубежной геологии, вып. 35, 1964.
- Новикова М.И. — Эвклаз пневматолито-гидротермальных месторождений Д. Востока. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 15, 1964.
- Смольянинова Н.Н. и Молева В.А. — Находка бавенита в скарнах месторождения Батыстау (Центральный Казахстан). В сб. Матер. по геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии. Изд. АН СССР, 1959.

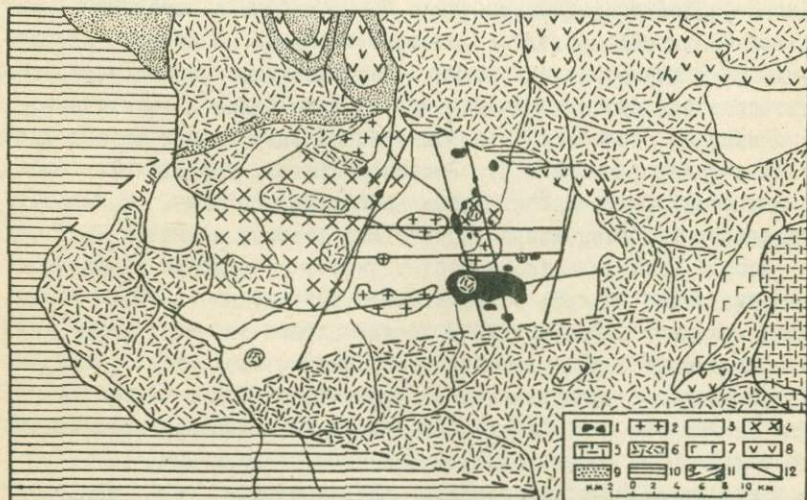
- Талдыкина К.С. - Минералогия полиметаллических месторождений Кличкинской группы Восточного Забайкалья. Тр. Геолог. музея им. А.П. Карпинского АН СССР, вып. X, 1962.
- Тарновский Г.Н. и Васильев Е.К. - Бавенит из пегматитов Восточной Сибири. ЗВМО, вторая серия, ч. 93, в. I, 1964.
- Шинкарев Н.Ф. - Некоторые закономерности формирования верхне-кimmerийских тектонических структур и интрузивных тел в Кличкинском рудном районе (Восточное Забайкалье). Вест. Ленингр. Университета, 1958, № 6., серия геолог. и географ., вып. I.

П.Г. Недашковский
(Дальневосточный геологический институт
ДВФ СО АН СССР)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕНЕЗИСА УЧУРСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Фенакит-берtrandитовые руды характеризуются высоким содержанием окиси бериллия и сравнительно простой схемой обогащения, что повышает их промышленную ценность в сравнении с другими типами бериллиевых руд. Месторождения этого типа известны в США, Бразилии и других зарубежных странах и получили высокую экономическую оценку (Белякова Л.Г., Мареева З.И., 1962, 1963). Фенакит-берtrandитовые рудопроявления, связанные с кислыми и субщелочными гранитоидами были обнаружены и в ряде районов Советского Союза (Гинзбург А.И. и др., 1964). В данном обобщении описывается Учурское месторождение бериллия нового генетического и промышленного типа, расположенное в среднем течении реки Учур (Хабаровский край, Аяно-Майский район).

Учурское месторождение бериллия пространственно и генетически связано со сложной гипабиссальной интрузией субщелочных и щелочных гранитов (Улканский гранитоидный массив), локализуемой в области сочленения архейского фундамента Сибирской платформы со складчатым обрамлением Становика-Джугджура. Гранитоиды прорывают вулканогенно-осадочные образования верхнего протерозоя, абсолютный возраст которых колеблется в пределах 1600 - 1190 миллионов лет. Верхняя возрастная граница интрузии гранитоидов точно не установлена.



Ф и г. I - Схематическая геологическая карта Улканского гранитоидного массива и прилегающих районов.

I - штоки щелочных гранитов; 2 - штоки неравномернозернистых биотитовых гранитов; 3 - крупнозернистые биотитовые граниты; 4 - гибридные биотит-гастингситовые сиениты; 5 - покровы меловых фельзит-порфиров; 6 - кислые и субщелочные эффузивы верхнего протерозоя; 7 - силлы миндалекаменных диабазовых и диоритовых порфиров; 8 - габбро-диабазы и плагиоклазиты; 9 - песчаники, аргиллиты и конгломераты верхнего протерозоя; 10 - кристаллические породы архея; II - контакты пород; а) осложненные тектоническими подвижками и б) нормально интрузивные 12 - разломы.

Улканский гранитоидный массив занимает площадь около 700 км² и представляет собой сложное интрузивное тело, сформировавшееся в несколько магматических этапов. Ранний этап магматизма проявлен двумя интрузивными фазами. К первой фазе относится внедрение крупнозернистых биотитовых гранитов с широко развитой краевой фацией гибридных пород, в совокупности с которыми они слагают около 80% площади Улканского массива. Во вторую интрузивную фазу формировались штоки и дайкообразные тела неравномернозернистых биотитовых гранитов, приуроченные к тектоническим разломам, пересекающим породы ранней интрузивной фазы в широтном направлении (фиг. I). Биотитсодержащие субщелочные гранитоиды обеих фаз сопровождаются небольшими телами шлировых пегматитов микроклин-кварц-биотитового состава и жилами аплитов.

Второй этап магматизма характеризуется внедрением щелочных гранитов, штоки которых располагаются в пределах массива субщелочных гранитов и приурочены к местам пересечения широтных разломов разломами северо-восточного и северо-западного простираний. Большинство штоков щелочных гранитов тяготеет к восточной части Улканского массива, где последний пересекается мощной тектонической зоной общего северо-западного направления (фиг. I). Отдельные штоки щелочных гранитов встречаются и среди вулканогенно-осадочных образований. Щелочные граниты сопровождаются разновозрастными жильными образованиями — щелочногранитными пегматитами, жилами ряда грорудит-сильвсбергитов и аплит-бостонитов. Жильные тела двух последних групп распространены в северной части полосы развития щелочных пород, а пегматиты сконцентрированы в южной части этой полосы, располагаясь в виде пояса вокруг самого крупного штока щелочных гранитов. В совокупности с жильными образованиями щелочные гранитоиды, вероятно, следует рассматривать как самостоятельный интрузивный комплекс, который можно сопоставить со щелочными гранитоидами Алданского щита (Шейнман Ю.И. и др., 1961).

Особенностью минералогического состава субщелочных гранитов является отсутствие первичного плагиоклаза и повышенные содержания микроклин-пертита (до 75%). Биотит составляет всего 5-7% объема породы и представлен лепидомеланом ($N_{\text{B}} = 1,652$, $N_{\text{P}} = 1,600$, $2V = -16^{\circ}$ и $f = 70\%$). Содержание кварца не превышает 25%. Среди аксессуаров преобладают циркон, циртолит, флюорит,

ортит, ксенотим, колумбит, касситерит и сульфиды. Широкое развитие графических и гранофировых структур свидетельствует о том, что состав магматического расплава, из которого образовались биотитовые граниты, был близок к эвтектическому.

Гибридные породы, являющиеся краевой фацией крупнозернистых биотитовых гранитов, имеют очень пестрый петрографический состав, меняющийся в пределах сравнительно небольших участков породы. Здесь повсеместно можно наблюдать постепенные переходы от биотитовых гранитов через граносиениты, лейкократовые сиениты и монциты в меланократовые биотит-гастингситовые сиениты и диопсидовые граниты. Установлено, что подобная пестрота состава обусловлена процессом ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород различного состава (кислых и средних эффузивов, анортозитов и сиенит-порфиров).

Щелочные граниты представляют собой обычно грубозернистые породы с миароловой текстурой, среди которых преобладают рибекитовые, эгирин-рибекитовые и астрофиллит-рибекитовые разновидности, имеющие между собой постепенные переходы. Главной составляющей частью щелочных гранитов является кали-натровый полевой шпат (50-95%), замещаемый послемагматическим альбитом. Содержание кварца колеблется от 10 до 35%. Из темноцветных минералов присутствуют эгирин, рибекит, энigmatит, астрофиллит, лепидомелан и полилитионит, составляющие в сумме от 5 до 20% объема породы. Породообразующие минералы кристаллизовались в следующей последовательности (по ассоциациям): микроклин + эгирин + лепидомелан → рибекит + астрофиллит + энigmatит + кварц I → альбит + полилитионит + кварц 2. Среди аксессуарных минералов установлены титаномagnetит, циркон, ксенотим, монацит, чевкинит, апатит, пироклор, торит, поликраз, гагаринит, бастнезит, флюорит, и гематит.

Щелочногранитные пегматиты (всего обнаружено около 40 жил мощностью до 5 м и протяженностью до 350 м) сложены грубозернистыми или мелкоблоковым микроклин-пертитом (60%), кварцем (30%) рибекитом (до 10%), эгирином, астрофиллитом и аксессуарным цирконом, цитролитом, пироклором, флюоритом и сульфидами. Простирание жил всегда согласуется с линией контакта массива щелочных гранитов, падение пологое в сторону от массива.

Т а б л и ц а I

Химический состав и числовые характеристики гранитоидов
Улканского массива (аналитик М.Г. Погорелова)

породы окислы	Крунозер- нистые биотитов. граниты (5)	Биотит- гастинг- ситовые сиениты (5)	Неравномерно- зернистые би- отитовые гра- ниты (8)	Щелочные граниты (6)	Щелочные лампрофиры (2)
I	2	3	4	5	6
SiO ₂	75,62	62,72	74,82	71,20	68,47
TiO ₂	0,19	0,61	0,20	0,22	0,24
Al ₂ O ₃	12,11	16,65	11,58	11,45	11,61
Fe ₂ O ₃	0,96	2,01	1,19	3,08	6,24
FeO	0,56	3,32	2,10	2,62	1,94
MnO	0,08	0,19	0,08	0,21	0,18
MgO	0,35	0,58	0,28	0,40	0,17
CaO	0,51	1,70	0,47	0,30	0,56
Na ₂ O	3,55	5,86	3,80	4,89	4,90
K ₂ O	4,99	5,22	4,76	4,63	4,60
Li ₂ O	-	-	-	0,09	0,001
Rb ₂ O	-	-	-	0,07	0,03
Cs ₂ O	-	-	-	0,03	0,001
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,03	0,05	0,06
H ₂ O ⁺	0,58	0,55	0,11	0,68	0,54
H ₂ O ⁻	0,15	0,20	0,48	сл.	сл.
F	0,09	0,17	0,30	0,21	0,08
п.п.п.	0,12	0,18	0,14	0,10	0,04
Сумма	99,93	100,06	100,34	100,23	99,662
F ₂ = 0	-0,04	-0,07	-0,12	-0,09	-0,04
Сумма	99,89	99,99	100,22	100,14	99,659

Числовые характеристики

I	2	3	4	5	7
s	83,0	71,5	81,6	78,9	76,5
a	14,5	20,4	14,6	15,0	15,3
в	2,0	7,1	3,7	4,0	6,3
с	0,5	1,0	0,1	-	-
с'	-	-	-	-	-
a'	0	-	-	-	-
с'	0	15,3	10,5	8,2	9,9
m'	32,2	14,6	12,3	16,4	4,8
r'	67,8	70,1	77,2	75,4	85,3
п	51,8	63,3	54,5	56,4	56,9
Q	36,5	1,2	33,9	25,7	20,7
a/c	29,0	20,4	146,0	7,1	10,1

Характерными особенностями химического состава изученных гранитоидов (исключая гибридные и фенитизированные породы) является пересыщенность их кремнеземом, щелочами и железом и недосыщенность глиноземом, магнием и кальцием (табл. I). Среди щелочей $N a_2O$ всегда преобладает над K_2O . Избыток щелочей, кремнезема и железа при дефиците глинозема обусловил широкое развитие щелочных пироксенов и амфиболов, ассоциирующих с кали-натровым полевым шпатом. Особенно интересны повышенные содержания в щелочных гранитах лития, ниобия, тантала и тория и весьма низкие - бериллия (табл. 2).

Апикальные части штоков неравнозернистых биотитовых гранитов местами микроклинизированы и содержат редкие гнезда и прожилки амазонит-кварц-биотитового состава с аксессуарной вкрапленностью берилла. Дайкообразные тела этих же гранитов обычно грейзенизированы и насыщены гнездово-прожилковыми образованиями кварц-топаз-биотитового состава с вкрапленностью касситерита, вольфрамита, гентгельвина, колумбита и сульфидов. Обособленно от грейзенов развиваются штокверковые зоны кварц-молибденитового состава.

Т а б л и ц а 2

Средние содержания бериллия, лития, рубидия,
ниобия, тантала и тория в гранитоидах Улканского массива

Наименование пород	Кол-во анали- зов	Среднее содержание в г/т					
		Be	Li	Rb	Nb	Ta	Th
Крупнозернистые биотитовые граниты	4	3,5	6,3	101,0	45,0	2,9	228,0
Биотит-гастингситовые сиениты	4	2,9	8,9	92,0	49,0	2,5	263,0
Неравномернозернистые биотитовые граниты	7	2,3	19,1	138,0	70,0	3,7	360,0
Гранитные аплит-пегматиты	3	10,0					
Эгирин-рибекитовые щелочные граниты	5	2,3	156,0	342,0	140,0	7,8	536,0
Фенитизированные вмещающие породы	7	2,7	126,0	244,0	73,0	2,5	158,0
Щелочногранитные пегматиты	3	8,0					
Щелочные лампрофиры	4	3,8	2,1	238,0	59,0	4,1	290,0
Кларки элементов для кислых гранитоидов по А.П. Виноградову (1962)		5,5	40,0	200,0	20,0	3,5	180,0

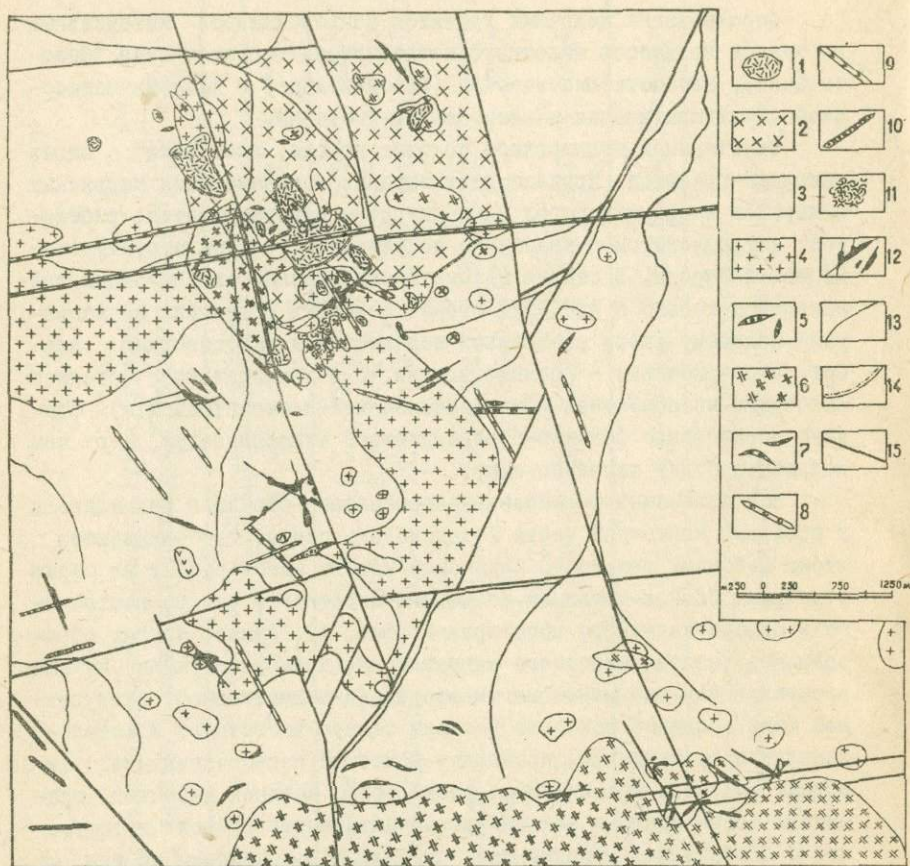
Примечание: Определения бериллия производились мориновым методом аналитиком М.Г. Погореловой с точностью $\pm 0,1$ г/т. Литий и рубидий определялись на пламенном фотометре.

Формирование щелочных гранитов сопровождалось интенсивным развитием процессов щелочного метасоматоза-магматической (фени- тизация), аутометасоматической (альбитизация) и послемагматиче- ской (фельдшпатизация и окварцевание) стадий.

Фени- тизации подверглись боковые породы, вмещающие штоки щелочных гранитов. Процесс этот выразился в замещении первичных минералов вмещающих пород кали-натровым полевым шпатом, рибекитом, астрофиллитом и кварцем с сохранением теневых структур заме- щаемой породы. В стадию аутометасоматической альбитизации, про- явившейся только в пределах штоков щелочных гранитов, по калие- вому полево- му шпату развивался пертитовый и лейстовидный аль- бит, а по рибекиту - поздний эгирин. С заключительной стадией щелочного метасоматоза (фельдшпатизацией и окварцеванием) свя- зано образование фенакит-бертрандитовой минерализации, о чем подробнее будет изложено ниже.

Все известные в районе рудопоявления бериллия размещаются в пределах восточной части Улканского массива, где обнажаются штоки щелочных гранитов. Улканский массив здесь разбит на серию отдельных блоков крупными разломами широтного, северо-восточно- го и северо-западного простираний (фиг. 1). Раньше других обра- зовались разломы широтного направления, которые служили путями проникновения гранитной магмы второй (дополнительной) интрузив- ной фазы. Позднее возникли разломы северо-восточного и северо- западного простираний, поскольку в местах пересечения ими ши- ротных разломов локализуются штоки более поздних щелочных гра- нитов. Новые вспышки тектонической активности привели к тому, что и поздние интрузивные тела оказались взломанными по тем же направлениям, а в подновленные разломы внедрились жильные тела щелочных лампрофиров и дайки диабазов. Таким образом, в резуль- тате многократного проявления дизъюнктивных тектонических под- вижек Улканский массив оказался разбитым на серию смещенных от- носительно друг друга блоков, что составляет главную структур- ную особенность изученного рудного поля (фиг. 2).

По структурному положению, вещественному составу и физико- химическим условиям формирования бериллиеносные рудные тела раз- деляются на две группы: зоны с фенакитовой и зоны с бертрандито- вой минерализацией.



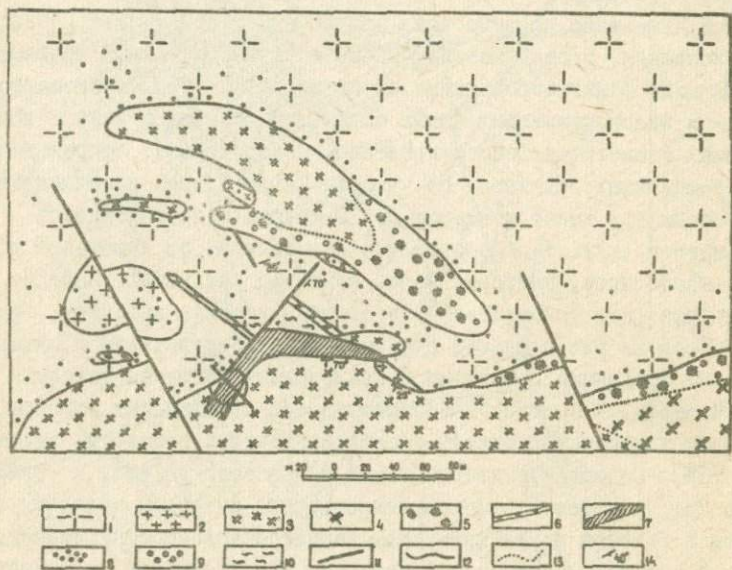
Ф и г. 2 - Схематическая геолого-структурная карта Учурского месторождения (составлена Э.Г.Абисаловым).

I - ксенолиты осадочно-эффузивных пород (роговики, кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, порфириты); 2 - гибридные биотит-гастингситовые сиениты; 3 - крупнозернистые биотитовые граниты; 4 - неравномернозернистые биотитовые граниты; 5 - гранитные пегматиты; 6 - щелочные граниты; 7 - щелочно-гранитные пегматиты; 8 - щелочные лампрофиры; 9 - дайки диабазов; 10 - зоны грейзенизации; 11 - штокверк кварц-молибденитовых прожилков; 12 - тела бериллиеносных метасоматитов; 13 - интрузивные контакты; 14 - контакты с постегненными переходами; 15 - разломы.

Зоны с фенакитовой минерализацией размещаются в апикальной части самого крупного штока щелочных гранитов, над которым сохранилась покрывка фенитизированных эффузивов. В свою очередь по морфологии и характеру оруденения фенакитсодержащие рудные тела можно разделить на два типа - вкрапленные и сплошные.

Рудные тела первого типа приурочены к зонам окварцевания и эгиринизации, развивающимися вдоль контакта щелочных гранитов с вмещающими фенитизированными породами. Обычно они обнажаются в эндо- и экзоконтактных зонах щелочных массивов и реже - вокруг крупных ксенолитов фенитизированных пород кровли, сохранившихся среди щелочных гранитов. На участке Север П зона вкрапленных фенакитовых руд имеет мощность до 20 метров и протяженность до 350 метров (фиг. 3). Простирание её меняется от широтного до северо-восточного, повторяя изгиб контакта интрузива. Падение зоны крутое (под углом $70-80^{\circ}$) в сторону массива щелочных гранитов. Сложена она в разной степени альбитизированными и окварцованными щелочными гранитами и ксенолитами фенитизированных базовых пород. В составе измененных пород преобладают реликты кали-натровых полевых шпатов и новообразований шахматный альбит (до 75%). Содержание кварца в них возрастает до 40%, а эгирина - до 7%. При этом первичные темноцветные минералы щелочных гранитов и фенитов почти полностью замещены волокнистым крокидолитом, гематитом, кварцем и фенакитом. Вкрапленность фенакита приурочена к полосе интенсивного окварцевания. Округлые зерна его размерами до 2 мм тесно сростаются с мелкозернистым кварцем, развивающимся по темноцветным минералам в ассоциации с волокнистым крокидолитом и гематитом. Из аксессуарных минералов обнаружены циркон, циртолит, пирохлор и бастнезит. Содержание окиси бериллия во вкрапленных рудах колеблется в пределах 0,2-1,5%.

Сплошные тела кварц-эгирин-фенакитового состава имеют чаще линзовидную форму при мощности до 40 см и протяженности до 5 м и обнажаются среди зон с вкрапленным оруденением. Судя по всему, они локализируются в трещинах контракции щелочного массива. Сложены они сливным молочно-белым кварцем - 40-50%, фенакитом - 10-40%, волокнистым эгирином - до 10%, гематитом - до 3%, крокидолитом, цирконом, лейстовидным альбитом и флюоритом. По возраст-



Ф и г. 3 - Геологический план участка Север П.

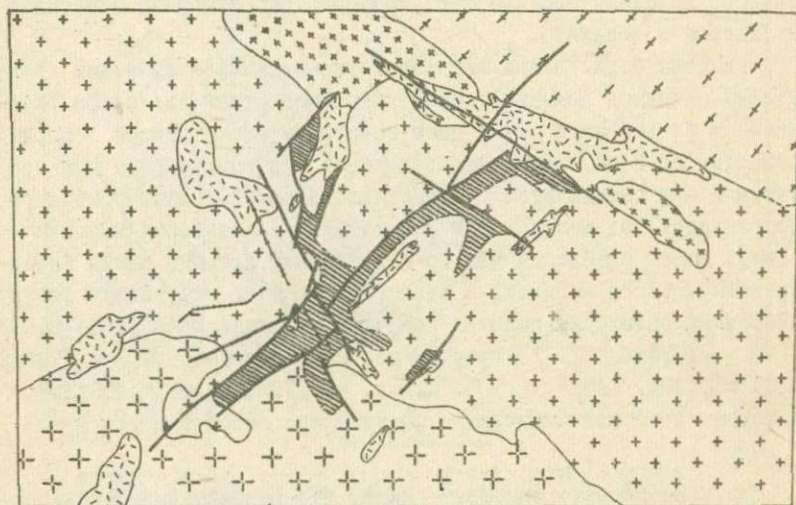
I - крупнозернистые биотитовые граниты; 2 - неравномернозернистые биотитовые граниты; 3 - среднезернистые щелочные граниты; 4 - крупнозернистые щелочные граниты; 5 - щелочные граниты с пегматоидной структурой; 6 - гранитные пегматиты; 7 - зона с фенакитовой минерализацией; 8 - рибекитизация; 9 - окварцевание; 10 - зоны дробления; II - разломы; I2 - интрузивные контакты пород; I3 - контакты с постепенными переходами; I4 - элементы залегания.

ным взаимоотношениям перечисленные минералы образуют три парагенетических ассоциации (перечислены в порядке кристаллизации): альбит + эгирин + циркон + кварц I → фенакит + крокидолит + кварц 2 и гематит + флюорит + кальцит. Контакты линзовидных тел с вмещающими породами резкие, последние вдоль контакта слегка окварцованы и содержат мелкие гнезда и тонкие просечки светло-зеленого волокнистого эгирина, голубоватого флюорита и бесцветных кварца и фенакита.

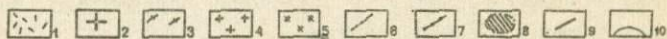
Главным бериллиевым минералом вкрапленных и сплошных рудных тел является фенакит, образующий бесцветные или слабо окрашенные в бледно-желтоватый цвет кристаллы изометричной формы размерами до 2 мм. Отдельные выделения его раздроблены и по трещинкам в них развивается тонкозернистый агрегат слюдopodobного берtrandита. Под микроскопом для фенакита характерны высокий рельеф, ясная спайность одного направления и яркие цвета интерференции первого порядка. В коноскопе он дает отчетливую фигуру одноосного оптически положительного кристалла. $N_o = 1,654 \pm 0,002$ и $N_e = 1,670 \pm 0,002$. Химический состав фенакита: $SiO_2 = 57,89\%$, $Fe_2O_3 = 0,30\%$, $BeO = 31,90\%$, п.п.п. = $0,10\%$. Сумма = $100,19\%$. Расчетная кристаллохимическая формула его имеет вид $Be_{1,86} Si_{1,07} O_4$.

Из приведенного описания видно, что локализация фенакитсодержащих рудных тел определяется структурами прототектоники интрузива щелочных гранитов, а оруденение обусловлено процессами фельдшпатизации и окварцевания.

Зоны с берtrandитовой минерализацией развиваются на некотором удалении от выходов щелочных гранитов среди вмещающих биотитовых гранитов. По данным Э.Г. Абисалова (1965), в локализации берtrandитсодержащих рудных тел главную роль играют зоны трещиноватости северо-восточного и северо-западного простираний. Так, на участке Бугундья рудная минерализация приурочена к зоне дробления сложных очертаний, пересекающей массив неравномернозернистых биотитовых гранитов, интродуцировавший вдоль ослабленного контакта между крупнозернистыми биотитовыми гранитами и биотит-гастингситовыми сиенитами (фиг.4). Северо-восточный фланг этой зоны под прямым углом примыкает к крупному дорудному разлому северо-западного простирания, вдоль



0 10 20 30 40 50м



Ф и г. 4 - Геологический план участка Бугундя.

1 - ксенолиты эффузивов; 2 - крупнозернистые биотитовые граниты; 3 - гибридные биотит-гастингситовые сиениты; 4 - неравномернозернистые биотитовые граниты; 5 - щелочные граниты; 6 - дайки диабазов; 7 - жилы щелочных лампрофиров; 8 - зона с бертрандитовой минерализацией; 9 - разломы; 10 - интрузивные контакты пород.

которого локализуется цепочка небольших штоков щелочных гранитов. В зоне дробления фиксируются пересекающиеся между собой, но выдержанные по простиранию тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного направлений, вдоль которых вмещающие породы передроблены и превращены в мелкий щебень и дресву. Кактаклазированные породы сильно изменены процессами выщелачивания и пустоты в них заполнены тонкозернистым агрегатом кварца, берtrandита, гематита и флюорита. В плане рудное тело имеет крестообразную форму с простиранием ответвлений $45-50^{\circ}$ и $350-360^{\circ}$. Общая длина рудоносной зоны достигает 500 метров при мощности от 15 до 55 метров. На участке Южном берtrandитсодержащие тела обнажаются среди крупнозернистых биотитовых гранитов в виде серии разрозненных мелких участков, приуроченных к выходам жильных неравномернозернистых биотитовых гранитов. Последние локализуются в тектонических разломах северо-восточного и северо-западного простираний. Рудные тела здесь экранируются жильными телами гранитоидов и останцами кровли глубоко метаморфизованных бостонитоподобных пород, ксенолиты которых местами сохранились среди минерализованных участков.

Для описываемых рудных тел характерно зональное строение — в центральной части они сложены сильно пористыми полевошпатовыми метасоматитами, поры и пустоты в которых выполнены мелкими щетками дымчатого кварца, сростками пластинчатых кристаллов берtrandита и мелкозернистым агрегатом гематита и флюорита. По периферии участки сильно пористых минерализованных пород окружены ореолом плотных осветленных (десилицированных) гранитоидов, постепенно переходящих в неизменные биотитовые граниты.

В общеструктурном плане рудного поля охарактеризованные рудовмещающие зоны дробления можно рассматривать как оперяющие по отношению к крупным дорудным разломам широтного, северо-восточного и северо-западного направлений. Возникновение их, видимо, обусловлено повторными тектоническими подвижками в результате смещения тектонических блоков, на которые разбит Улканский гранитоидный массив.

Центральные (осевые) участки берtrandитсодержащих зон сложены почти мономинеральным агрегатом грубозернистого розового микроклина (N_m $P_{001} = 16^{\circ}$ и $2V = -86^{\circ}$) с резко выраженной

ноздревато-пористой текстурой. Наличие псевдоморфоз микроклина по шахматному альбиту, сохранение постоянства объема замещаемой породы за счет увеличения пористости и совпадение расположения и форм пор и пустот с расположением и формами темноцветных минералов неизмененных гранитов свидетельствует о том, что микроклин развивался метасоматически по первичным кали-натровым полевым шпатам вмещающих биотитовых гранитов, а темноцветные минералы и кварц были выщелочены. В образовавшихся порах и пустотах, а также в микротрещинах десицированных плотных пород отлагались в последующем друзовый кварц, пластинчатый берtrandит, реже альбит, и тонкозернистые массы гематита, флюорита и других аксессуарных минералов. По времени выделения новообразованные минералы метасоматических зон кристаллизовались в следующей последовательности: микроклин \rightarrow альбит \rightarrow друзовый кварц + циртолит \rightarrow берtrandит + дымчатый кварц \rightarrow гематит + флюорит + сульфиды.

Бериллиевая минерализация в описываемых зонах представлена берtrandитом, реже в них встречаются реликтовые зерна фенакита, гентгельвина и берилла.

Берtrandит наблюдается в виде белых и розовато-белых иногда совершенно прозрачных пластинчатых кристаллов размерами до 1 см. Грани кристаллов имеют сильный стеклянный блеск и испещрены штриховкой параллельно длинной оси. Под микроскопом видна ясная спайность двух направлений, пересекающаяся под прямым углом. Часто встречаются сердцевидные двойники. $n_g = 1,611 \pm 0,002$, $n_m = 1,602 \pm 0,002$, $n_p = 1,597 \pm 0,002$ и $2V = -74^\circ$. Химический состав берtrandита (аналитик О.К. Ольховская) $SiO_2 = 50,88\%$, $Al_2O_3 = 0,57\%$, $Fe_2O_3 = 0,46\%$, $FeO = 0,21\%$, $BeO = 41,11\%$, $H_2O^+ = 7,12\%$, $H_2O^- = 0,12\%$, сумма = 100,47%. Расчетная кристаллохимическая формула его имеет вид: $(Be_{3,93}Fe^{2+}_{0,01}Fe^{3+}_{0,01}Al_{0,03})_{3,98}[Si_{2,03}O_7](OH_{1,9}O_{0,1})$

Содержание окиси бериллия в берtrandитосодержащих зонах по разным участкам колеблется от 0,05 до 0,24%. Распределение оруденения в плане весьма неравномерное - наиболее обогащены центральные участки зон. На распределение бериллия по вертикали заметно влияют процессы выветривания, снижающие содержание элемента в 3-4 раза.

Из приведенного описания вытекает, что в локализации берtrandитсодержащих рудных тел важную роль играли зоны дробления, оперяющие крупные дорудные разломы, а отложение рудных минералов происходило вслед за микроклинизацией вмещающих пород одновременно с окварцеванием.

Химические составы фенакитовых и берtrandитовых руд различаются между собой по содержанию кремнезема, глинозема, щелочей, фтора, окиси бериллия и воды (таблица 3). Берtrandитовые руды более обогащены глиноземом, калием, фтором и водой, а фенакитовые — кремнеземом, натрием и бериллием.

По предварительным подсчетам усредненные запасы BeO по всем изученным с поверхности рудным телам оцениваются в 200 тонн на каждый метр углубки. Если считать, что оруденение не выклинивается до глубины 100–150 метров, общие запасы окиси бериллия на месторождении будут составлять 20–30 тысяч тонн. По данным лабораторных исследований, оба типа руд хорошо обогащаются по сравнительно простой схеме.

В целом для Учурского месторождения положительными факторами являются: сосредоточенность бериллиевых рудных тел в пределах небольшой площади — 5х6 км; развитие в пределах этой же площади рудопроявлений олова, вольфрама, молибдена, ниобия, тантала и тория и возможность вести разработку руд открытым способом. Таким образом, описываемое рудное поле характеризуется комплексной редкометальной минерализацией, которая присуща всем известным редкометальным районам Забайкалья и Дальнего Востока.

О ГЕНЕЗИСЕ БЕРИЛЛИЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Образование Учурского бериллиевого месторождения протекало в три стадии (альбитизация, фельдшпатизация и окварцевание) на фоне снижающейся щелочности послемагматических процессов, проявившихся на заключительном этапе формирования щелочных гранитов.

Альбитизация проявилась в пределах штока щелочных гранитов и охватила его на глубину более 400 метров. Выразилась она в замещении первичного калиевого полевого шпата пертитовым и лейстовидным альбитом, а рибекита — вторичным эгирином, кварцем и

Т а б л и ц а 3

Химический состав руд Учурского бериллиевого месторождения (аналитик А.П. Гречищева)

Оксиды	Фенакитовые руды		Берtrandитовые руды (5)
	Сплошные (2)	Вкрапленные (4)	
SiO ₂	83,74	70,71	64,60
TiO ₂	0,43	0,27	0,27
Al ₂ O ₃	3,15	12,23	15,80
Fe ₂ O ₃	6,27	3,62	2,09
FeO	0,74	0,28	0,45
MnO	0,01	0,02	0,09
MgO	0,18	0,36	0,12
CaO	0,18	0,61	0,98
BeO	1,93	1,05	0,17
Na ₂ O	2,36	8,29	0,39
K ₂ O	0,32	0,18	13,22
P ₂ O ₅	0,02	0,10	0,06
H ₂ O ⁺	0,59	0,97	1,06
H ₂ O ⁻	0,16	0,30	0,16
F	0,36	0,58	1,03
Сумма	100,04	100,20	100,40
F ₂ = 0	-0,15	-0,24	-0,42
Сумма	99,89	99,96	99,98

Примечание: В скобках указано количество проанализированных бороздовых проб.

гематитом. По данным декрепитации альбитизация щелочных гранитов протекала при температурах выше 360°C . Содержание окиси бериллия в альбитизированных разностях пород не превышает количество её в неизмененных щелочных гранитах, т.е. концентрации элемента в стадию альбитизации не происходило.

Стадия фельдшпатизации предшествовала рудообразованию и проявилась в апикальной части штока щелочных гранитов и во вмещающих породах в пределах участков с повышенной трещиноватостью. Геохимически она также характеризуется высокой активностью щелочей, однако на разных горизонтах метасоматических зон роль калия и натрия была различной. В нижних более глубинных горизонтах, вскрываемых непосредственно среди измененных щелочных гранитов или вблизи их экзоконтактов, метасоматоз протекал при высокой активности натрия, глинозема, фтора и воды и низкой калия, кремнезема и железа. В верхних же горизонтах метасоматических зон, размещающихся среди боковых пород на значительном удалении от штоков щелочных гранитов, метасоматоз этой стадии протекал при высокой активности калия, бария и фтора и сопровождался значительным выносом кремнезема и других компонентов и приводил к образованию мономинеральных микроклинитов, обогащенных барием. В целом для метасоматической колонки стадии фельдшпатизации характерно резкое преобладание роли натрия на глубине и калия в верхних горизонтах при высокой активности фтора на всех горизонтах. В грубом приближении метасоматоз протекал примерно так: под воздействием восходящих натро-фтористых растворов в нижних горизонтах зон повышенной проницаемости происходило интенсивное замещение альбитом богатых калишпатом щелочных гранитов. Освобождающийся при этом калий переходил в раствор и выносился в верхние горизонты, где и осаждался в составе новообразованного микроклина.

Фенакит-бертрандитовая минерализация отлагалась в заключительную стадию и пространственно тесно сопряжена с описанными выше зонами фельдшпатизации. При этом фенакитовая минерализация тяготеет к нижним горизонтам зон фельдшпатизации, а бертрандитовая — к верхним горизонтам. Гидротермальная стадия рудогенеза проявилась непосредственно вслед за фельдшпатизацией и протекала в широком интервале температур — от 350 до 100°C .

По возрастным взаимоотношениям и температурам кристаллизации новообразованные минералы бериллиеносных зон можно разделить на две парагенетических ассоциации: альбит + кварц I + крокидолит + фенакит ($340-350^{\circ}\text{C}$) и берtrandит ($280-300^{\circ}\text{C}$) + дымчатый кварц ($260-270^{\circ}$) + гематит ($240-260^{\circ}\text{C}$) + сульфиды ($200-180^{\circ}$) + флюорит ($140-100^{\circ}\text{C}$). Первая ассоциация характерна для рудных тел с фенакитовой минерализацией, а вторая — для зон с берtrandитом. Различия вещественного состава руд и некоторая пространственная разобщенность их на месторождении обусловлены проявлением температурной зональности отложения, при которой более высокотемпературная фенакитовая минерализация с альбитом и крокидолитом стала преобладающей в нижних горизонтах рудоносных зон, а берtrandитовая — в периферических участках и верхних горизонтах этих же зон.

В целом гипогенные растворы всех трех стадий имели щелочной характер и эволюционировали до нейтральных и слабокислых. Исследованиями И.Н. Говорова и А.А. Стунжас (1963) было доказано, что бериллий в этих условиях мог транспортироваться в форме сложных хлор (фтор) карбонатбериллатных комплексных соединений, устойчивых в широком интервале щелочности. Косвенным подтверждением этого предположения служит широкое развитие на месторождении флюорита при отсутствии в замещаемых гранитоидах кальцийсодержащих минералов. При восходящем движении щелочных бериллиеносных растворов, в результате взаимодействия с боковыми породами и осадения ряда оснований, щелочность их снижалась и комплексные соединения бериллия разрушались. Действительно, кристаллизация бериллиевых минералов происходила после отложения альбита и крокидолита, но до образования флюорита. Измерение величины pH суспензий, приготовленных растиранием кварца в дистиллированной воде (вода имела $\text{pH} = 6$), дало для кварца из прожилков с фенакитом $\text{pH} = 6,85$, а для кварца из гнезд с берtrandитом — $\text{pH} = 5,65$, т.е. в верхних горизонтах рудоносных зон минералообразующие растворы обладали более кислотными свойствами и производили выщелачивание боковых пород, обычно наблюдаемое в телах с берtrandитовой минерализацией.

Форма осадения бериллия из растворов, по расчетам И.Н. Говорова (1960, 1963), во многом определяется химическими потенци-

алами щелочей и глинозема. В частности, парагенезисы с фенаки - том характерны только для фаций, недосыщенных глиноземом при высоких химических потенциалах щелочей. В рассматриваемом случае метасоматоз протекал без привноса глинозема и при значительном избытке щелочей. В подобных условиях алюмосиликаты бериллия не могут образоваться даже при замещении чисто полевошпатовых пород, поскольку освобождающегося глинозема нехватает даже для связывания щелочей и они совместно с железом и кремнеземом осаждались в виде эгирина и рибекита. А бериллий мог связываться только с кремнеземом в составе силикатов - фенакита и берtrandита. В этом заключается главная особенность физико-химических условий минералообразования в описанном типе бериллиевых рудопроявлений.

Анализ особенностей развития магматизма и закономерностей изменения связанных с ними послемагматических процессов, геолого-структурного положения щелочных пород и рудных образований, физико-химических условий формирования и особенностей вещественного состава рудоносных зон позволяет нам считать, что бериллиевая минерализация изученного месторождения генетически связана со щелочными гранитами. Хотя содержание бериллия в щелочных гранитах не достигает кларкового (таблица 2), источником его несомненно служила щелочногранитная магма. При рассмотрении закономерностей распределения элемента в щелочных гранитоидах отмечается закономерное накопление бериллия в поздних дифференциатах щелочной магмы. При этом основная масса бериллия входит изоморфно в калиевый полевой шпат, а самые высокие концентрации элемента характерны для рибекита, альбита и позднего эгирина, кристаллизация которых происходила после микроклина и магматического кварца. По мнению А.А. Беуса (1960), накоплению бериллия в магматическом остатке способствует ранняя раскристаллизация кварца, практически не принимающая бериллия в свою решетку, а препятствует - наличие в магме высоковалентных катионов титана, циркония и редких земель. По нашему мнению, существенную роль играла здесь ещё и высокая щелочность среды и отсутствие в магме кальция. Высокая щелочность среды определяла сохранение в расплаве комплексного соединения $[\text{BeO}_4]^{-6}$, устойчивого в этих условиях (А.А. Беус, 1960), а дефицит кальция в расплаве спо-

собствовал образованию микроклина, изоморфная емкость которого в отношении бериллия в 6-8 раз меньше, чем у плагиоклаза. Все это привело к тому, что большая часть бериллия, присутствовавшего в щелочном расплаве, не связывалась в составе твердой кристаллической фазы, а накапливалась в магматическом остатке. Таким образом, низкие содержания бериллия в материнских гранитоидах вовсе не отрицают их бериллиенности, а скорее свидетельствуют о специфике физико-химических условий кристаллизации щелочно-гранитной магмы, в ходе которой с породообразующими минералами изоморфно связывалась лишь ничтожная часть бериллия, а основная часть его накапливалась в постмагматических растворах.

Месторождения бериллия подобного типа в геологической литературе никем не описаны. Высокие содержания BeO при значительных запасах и простой схеме обогащения выдвигают описанный тип рудопроявлений в число объектов, заслуживающих промышленного освоения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

а) Опубликованная

- Белякова Л.Г., Мареева З.И. - Новые типы промышленных месторождений бериллия за рубежом. ж. "Разведка и охрана недр", № I, 1962.
- Беус А.А. - Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд. АН СССР, 1960.
- Виноградов А.П. - Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
- Гинзбург А.И. и др. - Геология месторождения редких элементов. Вып. 27. Недр, 1964.
- Говоров И.Н. - Грейзенизация карбонатных пород. Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. Проблема I4, АН СССР 1960.

Говоров И.Н., Стунжас А.А. - Формы переноса бериллия и зональность его месторождений при щелочном метасоматозе. Материалы конференции: "Проблемы постмагматического рудообразования", том I, Прага, 1963.

Шейнман Ю.И., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. - Щелочные интрузии, их размещения и связанная с ними минерализация. Сб. "Геология месторождений редких элементов". Вып. 12-13. Госгеотехиздат, 1961.

б) Фондовая

Абисалов Э.Г. - Результаты геохимических исследований в Верхне-Учурском редкометальном районе. Фонды ДВГЭ, Благовещенск, 1965.

Недашковский П.Г. и др. - Петрография, минералогия, геохимия и генезис бериллиевых рудопоявлений Улканского рудного поля (бас.р. Учур). Фонды ДВГИ, Владивосток, 1965.

РЕШЕНИЕ

совещания по геологии и геохимии месторождений редких элементов Алтае-Саяно-Байкальской складчатой области

Быстрые темпы развития новой техники выдвигают задачу перед советскими геологами обеспечить промышленность всеми видами редкометалльного сырья, особенно в восточных районах страны.

В целях способствования делу практической реализации имеющихся данных по состоянию геолого-поисковых работ и повышению эффективности их и научных исследований в Сибири было организовано совещание по геологии и геохимии месторождений редких элементов, созданное по инициативе межведомственной координационной комиссии по закономерностям размещения редких и рассеянных элементов на территории Сибири и Дальнего Востока.

В работе совещания приняли участие: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Институт земной коры СО АН СССР, Бурятский комплексный научно-исследовательский институт СО АН СССР, Всесоюзный институт минерального сырья, Всесоюзный геологический институт (ВСЕГЕИ), Институт минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Вост. Сиб. НИИГГиМС, ИРГИРЕДМЕТ, Западно-Сибирское геологическое управление (ЗСГУ), Красноярское геологическое управление (КТУ), Иркутское геологическое управление (ИГУ), Бурятское геологическое управление (БГУ) и др., всего 25 организаций, общей численностью в 117 человек.

Совещание проходило в г. Новосибирске в Институте геологии и геофизики СО АН СССР с 10 по 13 ноября 1965 г. Всего на сове-

щании было заслушано 33 доклада и выступило 38 человек в прениях.

Совещание отмечает:

1. В настоящее время Алтай-Саяно-Байкальская складчатая область является крупнейшей редкометальной провинцией, в пределах которой выявлено большое число крупнейших месторождений редких элементов. Сюда относятся: Белозиминское тантало-ниобиево-редкоземельно-фосфорное карбонатитовое и Среднезиминское танталовое месторождение в Восточном Саяне, Улуг-Танзекское ниобиево-танталовое и Арысканское редкоземельное месторождения в Восточной Туве, Аунигское фенакит-бертрандитовое и уникальное по качеству руд Ермаковское фенакит-бертрандитовое месторождения в Бурятской АССР, Гольцово-Тагницкая группа танталоносных пегматитов в Восточном Саяне, а также весьма богатые германием лигниты в Красноярском крае. На протяжении 1964-1965 г.г. выявлено большое количество (свыше 20) перспективных на тантал и бериллий рудопроявлений в Восточном Саяне, Кузнецком Алатау, южной части Бурятской АССР с промышленными содержаниями тантала и бериллия, но очень слабо изученных и неоцененных.

2. Район Юго-Восточной Тувы, Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, стыка Алтай-Саяно-Байкальской области с Монголо-Охотским складчатым поясом, южное и северное Прибайкалье и Горный Алтай представляются совещанию перспективными на нахождение крупных промышленных месторождений и в первую очередь тантала, бериллия и редких земель.

3. Наиболее перспективными структурами, в пределах которых локализируются месторождения редких элементов, являются: область сопряжения Сибирской платформы со складчатым обрамлением Алтай-Саянской области, стык каледонской складчатой области с Монголо-Охотским молодым складчатым поясом, участки сопряжения разнонаправленных структур, скрытые поперечные разломы фундамента и области активизации древних складчатых структур.

4. Наиболее важными промышленными и генетическими типами месторождений редких элементов в пределах Алтай-Саяно-Байкальской складчатой области являются:

- а) карбонатитовые (В. Саян);

б) метасоматически измененные щелочные и субщелочные гранитоиды (Юв. Тува, Кузнецкий Алатау, В.Саян. Зап.Забайкалье и Прибайкалье);

в) метасоматически измененные аляскитовые граниты (В.Саян, Горный Алтай, Прибайкалье);

г) месторождения фенакит-бертрандит-флюоритовой формации, связанные с субщелочными и щелочными гранитами (Зап.Забайкалье, В.Саян, Юго-Восточная Тува, Кузнецкий Алатау);

д) редкометалльные пегматиты (В.Саян, Юв Тува, Восточный Алтай, Северное Прибайкалье);

е) россыпи и древние коры выветривания (северное обрамление Кузнецкого Алатау и Горный Алтай);

ж) молодые германиеносные угли (Зап. Забайкалье) и лигниты (Красноярский край);

з) полиметаллические месторождения, обогащенные рассеянными элементами (кадмий, германий, индий) - Зап. Забайкалье и СЗ Прибайкалье (Озерное, Таборное, Луговое месторождения).

5. Вместе с тем поисковые, ревизионные и разведочные работы в пределах Алтае-Саяно-Байкальской области сильно сдерживаются вследствие того, что Министерством геологии СССР и РСФСР отпускается совершенно недостаточно ассигнований для проведения этих работ, несмотря на большие перспективы их, особенно на тантал. В то же время ЭГУ и КГУ уделяют целеустремленным поискам тантало-ниобиевых руд совершенно недостаточное внимание.

Совещание постановляет:

I. Считать важнейшими задачами научноисследовательских институтов (ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, Вост.СНИИГГиМС, Заб.НИИ) и производственных организаций (ЭГУ, КГУ, ИГУ, Бур.ГУ) на ближайшие годы:

а) составление прогнозных карт на редкие элементы различных масштабов, обобщающих весь накопленный материал;

б) изучение рудоносности различных интрузивных комплексов, особенно субщелочных и щелочных пород;

в) проведение структурного районирования рассматриваемой территории с выявлением благоприятных структур для локализации рудоносных интрузий;

г) изучение металлогенической специализации различных ин-

трузивных формаций и поведения редких элементов в различных процессах;

д) изучение (ИГиГ СО АН СССР) способов связи редкометалльного оруденения с гранитоидными интрузиями и вмещающими их формациями, поведения редких элементов в процессе становления интрузий и формирования рудных месторождений;

2. Необходимо расширить резко поисковые, ревизионные и поисково-разведочные работы на редкие металлы и в первую очередь на тантал и бериллий в пределах Алтае-Саяно-Байкальской складчатой области, особенно в районах В.Саян, Кузнецкого Алатау и Зап. Забайкалья. Особо следует отметить, что до настоящего времени совершенно недостаточно опоскована территория Кузнецкого Алатау, особенно Мариинская тайга и Горная Шория.

3. Совещание рекомендует при проведении поисковых и ревизионных работ применять геохимические, геофизические и биогеохимические методы поисков, повысив их разработку в научно-исследовательских институтах.

4. Учитывая опыт Уральских геологических организаций, в целях повышения эффективности поисковых работ, обратить внимание геологов на возможность открытия крупных метасоматических залежей руд редких элементов (Be, Ta), залегающих в рудных полях мелких месторождений жильного типа.

5. В связи с пуском железной дороги Абакан-Тайшет резко меняется экономика Восточного Саяна, в связи с чем КГУ, ИГУ, ЗСГУ необходимо в первую очередь опосковать районы, примыкающие к железнодорожной трассе.

6. Обратить внимание Госплана СССР, Министерства цветной и химической промышленности на необходимость ускорения ввода первой очереди Белозиминского ГОКа, который резко изменит конъюнктуру в стране по ниобию, даст значительное количество тантала и обеспечит Сибирь и Дальний Восток фосфатным сырьем.

7. Обратить внимание Госплана и Министерства геологии СССР и РСФСР на необходимость переориентации бериллиевой промышленности на богатые фенакит-берtrandит-флюоритовые руды, что может в самое ближайшее время привести к резкому перелому состояния бериллиевой промышленности в СССР.

8. Обратить внимание Госплана СССР на необходимость проведения ускоренной оценки и освоения лигнитов Красноярского края, располагающихся в хороших экономических условиях и содержащих около 10 кг германия на тонну руды (Сым, Каз, Бахта).

9. Внедрить в практику работ лабораторий геологических управлений и научно-исследовательских институтов новых передовых методов анализа руд редких элементов.

10. Обратить внимание управления по науке Министерства геологии СССР на стабилизацию тематики по изучению редких элементов в СНИИГТимСе, Вост.СНИИГТимС, Заб.НИИ и геологических управлениях.

11. Совещание считает целесообразным специализацию геологической лаборатории ИРГИРЕДМЕТа в области технологической типизации редкометалльных руд.

12. Особое внимание при проведении поисковых, ревизионных и разведочных работ, а также научных исследований обратить на комплексное изучение и освоение редкометалльных месторождений, что в значительной степени будет способствовать снижению себестоимости продукции и повышению рентабельности строящихся предприятий.

13. Совещание обращается к руководству Министерства геологии СССР рассмотреть вопрос о выделении на 1966 г. дополнительных ассигнований на редкие элементы на территории Алтае-Саяно-Байкальской складчатой области.

14. Совещание считает целесообразным регулярно созывать подобные совещания через 3 года.

15. Совещание просит Сибирское отделение АН СССР опубликовать в закрытой печати труды данного совещания в 1966 году.

Председатель комиссии
по выработке решения
член-корреспондент АН СССР

Ф.Н. Шахов

Секретарь
К.Г.-М.Н.

Я.А. Косалс

О Г Л А В Л Е Н И Е

	стр.
Ф.Н. Шахов. Магма и руды	3
Ю.Г. Щербakov. Зависимость размещения редкометалльных месторождений от состава и строения структурно-формационных зон	14
В.В. Потapьев. Связи гидротермального оруденения с многофазными гранитными массивами	22
Н.И. Раффиенко, Я.А. Косалс. Генетические типы бериллиевого оруденения и некоторые закономерности его размещения в Алтае-Саянской складчатой области..	60
Н.И. Раффиенко. Выделение рудных формаций с целью составления прогнозной карты Алтае-Саянской складчатой области на редкие металлы	73
А.М. Глотов, В.Г. Гладков, З.И. Глотова. Технологическая типизация редкометалльных пегматитов и гранитов на основе их геолого-минералогического изучения (на примере месторождений Восточного Забайкалья и Саяна)	102
В.А. Даргевич, Е.И. Евдокимов, Г.В. Нестеренко, В.М. Цибульчик. Редкометалльные россыпи Алтае-Саянской области и прилегающей части Западно-Сибирской низменности	115
Я.А. Косалс. Распределение бериллия в гранитах калбинского комплекса и вмещающих их формациях и некоторые вопросы бериллиенности Горного Алтая	127
Б.В. Дроздов. Перспективы поисков танталового и бериллиевого оруденения на Алтае-	143

В.П. К о в а л е в. Берилл в гранитных пегматитах Абаканско-го хребта	153
В.П. К о в а л е в. Некоторые вопросы геологии, возраста и генезиса пегматитов Прителечья	163
Я.А. К о с а л с. Перспективы поисков комплексных танталобериллиевых месторождений в Горном Алтае	174
Я.А. К о с а л с, Г.В. Н е с т е р е н к о. Перспективы поисков танталоносных кор выветривания и россыпей в северных предгорьях Алтая	187
А.М. Д и д е н к о. Проявления танталового оруденения в северо-западной части Кузнецкого Алатау	198
В.П. Б о р д о н о с о в. Геология и закономерности размещения оруденения в редкометальном месторождении Улуг-Танзек (Тувинская АССР)	208
Е.Л. Д а н и л и н. Редкометальное оруденение юга Красноярского края	217
В.С. М а л ы х. Джедгокарская металлогеническая зона байкалид, перспективная на редкие элементы	223
И.Я. К у з ь м и н. Состояние изученности и перспективы расширения минерально-сырьевой базы редких элементов Бурятской АССР	244
В.А. Д в о р к и н - С а м а р с к и й, Г.В. А н д р е е в. Генетические типы и закономерности размещения эндогенных месторождений редких элементов Бурятии.	263
Г.И. Т у г о в и к. Бериллиевая минерализация Булуктаевской вулканической трубки (ЮЗ Забайкалье)	272
Ю.И. Т е м н и к о в. О пространственном размещении редкометальных месторождений Восточного Забайкалья и некоторых перспективах их выявления	280
П.В. К о м а р о в, Г.Н. К о м а р о в а. Минерализация редких элементов в Кличкинском рудном поле (Восточное Забайкалье)	293

П.Г. Недашковский. Особенности строения и генезиса
Учурского редкометалльного месторождения 306

Решение совещания по геологии и геохимии месторождений
редких элементов Алтае-Саяно-Байкальской склад-
чатой области 328

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
38	17 сверху	"поток"	"потолок"
65	6 сверху	Орочанском	Орочаганском
65	3 снизу	альбитов	альбититов
69	II снизу	составляет 0,5%	достигает 0,5%
115	4 сверху	известны только многочисленные	известны много- численные
191	4 снизу	поверхность выветри- вания	поверхность выравнивания
192	4 сверху	ступень	степень
290	10 сверху	0 перспективных	0 перспективах

Технический редактор Л.А. Панина

Учетный № 72сс. Бумага 60x90/16.
Печ.л. 21,0+2вкл. Уч.-изд.л. 19,85. Тираж 200.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

5482