



МАГМАТИЗМ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Отделение геологии, геофизики, геохимии
Петрографический комитет

МАГМАТИЗМ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



Издательство «Наука»

Москва

1975



1613

В сборнике рассмотрены проблемы пространственной, генетической и парагенетической связи рудных и нерудных полезных ископаемых с магматическими процессами и породами, а также сами горные породы магматического происхождения с точки зрения использования их в качестве полезных ископаемых.

Анализируются критерии и формы связи месторождений и рудопроявлений различных видов сырья с материнскими магматическими породами, выявленные методами полевой, лабораторной и экспериментальной петрологии. Рассматриваются место, время, механизм образования тех или иных рудных и нерудных тел в магматическом процессе, а также в становлении конкретных интрузивных и вулканических комплексов и связанные с этими проблемами теоретические вопросы.

Сборник рассчитан на специалистов, работающих в области магматической петрологии, разработки учения о полезных ископаемых, а также на широкий круг геологов-поисковиков и разведчиков.

Редколлегия:

Ответственные редакторы

член-корр. АН СССР Г.Д. АФАНАСЬЕВ (председатель),

В.П. ПЕТРОВ, А.К. СИМОН

МАГМАТИЗМ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Утверждено к печати петрографическим комитетом

Редактор издательства *Н.В. Знаменская*

Художественный редактор *С.А. Литвак* Технический редактор *Г.В. Лазарева*

Подписано к печати 4/IX-75 г. Т - 14931. Усл.печ.л. 13,25. Уч.-изд.л. 15,0.

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1650 экз. Тип.зак. 387

Цена 1 р. 05 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Очередной тематический сборник Петрографического комитета ОГГГ АН СССР посвящен проблеме образования и прогнозирования полезных ископаемых в связи с явлениями магматизма. Так же, как и предыдущий (Магматизм и рудообразование, "Наука", 1974) данный сборник привлекает внимание широкого круга исследователей к сложной проблеме, которая для петрографов и специалистов близкого профиля постоянно сохраняла свою актуальность по крайней мере со времени I Всесоюзного петрографического совещания.

На примере отдельных теоретических вопросов и на конкретных объектах показан современный подход к проблеме и наиболее рациональные пути ее разработки. В этом отношении материал, предложенный авторами и отобранный редколлегией оказался весьма симптоматичным. Выяснилось, что исследователи разных школ, направлений, различного научного и практического профиля сходятся в некоторых основных моментах, касающихся роли магматизма в образовании полезных ископаемых и путей решения проблемы.

Анализ статей сборника, как и других современных работ, показывает, что такими исходными теоретическими и методическими моментами являются: 1) признание магматизма и магматических явлений в широком их понимании в качестве первопричины основных рудогенерирующих и рудоконцентрирующих процессов для многих видов рудного и нерудного минерального сырья; 2) упрочение формационно-генетического подхода к магматическим образованиям в качестве главного и исходного метода их анализа, как для общегеологических целей, так и для целей минералогии; 3) признание необходимости все более глубокого изучения образований всех стадий магматического и постмагматического процесса с привлечением полевых, аналитических и экспериментальных методов, как основы для понимания генезиса и закономерностей локализации месторождений минерального сырья.

Оставляя читателю возможность самому оценить убедительность материалов и выводов авторов, научный уровень отдельных статей и сборника в целом, подчеркнем в заключение еще одну несомненную и очень важную его особенность. Почти в каждой статье обнаруживается большое генетическое разнообразие и большая сложность в понимании процессов формирования и причины возникновения тех или иных минеральных месторождений. Руды, ранее связывавшиеся с одним или двумя типами горных пород или их ассоциаций, теперь обнаружены в свя-

зи с двумя-тремя и более типами. Привязка месторождений к определенным интрузивным или вулканогенным комплексам стала более точной и относится к отдельным фазам, фациям, стадиям развития подобных комплексов и т.д. Такого рода результаты связаны с успехом изучения вещественного состава и строения рудоносных и нерудоносных магматических образований в последние годы. Они свидетельствуют, что дальнейшее изучение вещества магматических пород, закономерностей строения и формирования отдельных их тел и естественных ассоциаций, процессов магматического петрогенезиса в целом закономерно обеспечивает прогресс в понимании крайне сложных процессов рудогенеза и обеспечивает научную базу для совершенствования прогноза широкого круга минеральных месторождений.

Выпускаемый сборник вместе с предыдущими изданиями Петрографического комитета не охватывает полностью проблем петрологии в связи с образованием эндогенных полезных ископаемых. Эти проблемы шире и могут быть обсуждены лишь с участием широких кругов петрографов основных научных и производственных центров страны. Местом для такого обсуждения могло бы стать очередное петрографическое совещание, которое планируется на 1976 г.

В связи с этим представляется целесообразным назвать те разделы проблемы петрологии и полезных ископаемых, которые по мнению Петрографического комитета ОГГГ должны в первую очередь быть приняты во внимание при подготовке совещания по данной проблеме. Эти разделы следующие:

- 1) роль структурно-тектонических форм развития земной коры в образовании специфических формаций и комплексов изверженных пород и связанных с ними полезных ископаемых;
- 2) глубинные ультрабазиты, базиты, гранитоиды и связанные с ними магматические и метаморфические образования стратиформных и альпинотипных комплексов, полезные ископаемые, связанные с этими комплексами;
- 3) "ювенильное" и палингенное гранитообразование и связанное с ним образование полезных ископаемых;
- 4) разноглубинные ассоциации щелочно-ультраосновных и щелочных пород и их практическое значение;
- 5) место рудогенеза в процессе эволюции магматических расплавов, вероятность и пути мобилизации пород, уровни генерации магмы и ее кристаллизации;
- 6) эффузивно-экструзивные серии изверженных пород докембрия и фанерозоя, их роль в образовании полезных ископаемых;
- 7) физико-химия возникновения и переноса магматических масс и процесса становления горных пород. Соотношение магматогенных и рудоносных растворов.

Редколлегия считает, что расширение фактической базы и дальнейшая углубленная разработка перечисленных вопросов будет способствовать увеличению вклада петрологии в решение теоретических и прикладных проблем геологической науки в целом.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ — МНОГООТРАСЛЕВОЕ СЫРЬЕ БЛИЖАЙШЕГО БУДУЩЕГО

В горных породах земной коры как в осадочных, так и в магматических заключены практически неограниченные ресурсы различных видов минерального сырья. Уже сейчас роль горных пород как полезных ископаемых выявилась достаточно отчетливо. Однако в дальнейшем тенденция к увеличению использования горных пород и их компонентов как промышленного сырья будет увеличиваться. Можно ожидать, что в самое ближайшее время в промышленное использование войдут многие горные породы, которые до сих пор совершенно не рассматривались как полезное ископаемое. Некоторые виды горных пород могут быть использованы в народном хозяйстве только в будущем, когда будут разработаны экономически выгодные методы извлечения полезного компонента из массы горных пород.

Авторы данной статьи рассматривают в общем виде как возможности современного использования горных пород, так и отдельных их видов в качестве полезных ископаемых.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ

Горные породы используются главным образом в качестве строительных материалов. При этом наиболее важными являются их прочность, способность сопротивляться раздавливанию и сила сцепления с цементом. При использовании горных пород в качестве строительных материалов они применяются в виде бутового материала — крупных обломков неправильной формы, из которых складывается каменная кладка, и в виде щебня, наполняющего бетон. В последнее время наиболее интенсивно используется мелкодробленный щебень, поскольку сейчас широкое распространение получило стандартное домостроение из железобетонных деталей.

Кроме использования в качестве стройматериала, большую роль играет камень и как облицовочный материал. При этом помимо прочности весьма важны и декоративные свойства камня, так как облицовочный камень должен не только сохранять сооружение, но и украшать его. В качестве облицовочного камня используются различные граниты и особенно различные мраморы и мраморовидные известняки, которые помимо хорошей декоративности обладают высокой прочностью и легко поддаются обработке и полировке.

В последние годы одним из важнейших видов применения камня стало использование вулканических стекол в дробленном и вспученном

виде. Использование вулканического стекла, содержащего некоторое количество воды, базируется на его способности вспучиваться при нагревании до размягчения. Полученная в результате вспучивания искусственная пемза в последние годы очень широко используется как наполнитель легкого бетона и теплоизоляционный материал.

Наряду с использованием вспученного стекла используются и различные глинистые материалы, в том числе и глинистые сланцы, которые во вспученном виде представляют собой также чрезвычайно легкий строительный материал.

Кроме того, в природе существует целый ряд специфических горных пород, которые могут использоваться как цементное или химическое сырье. К ним в первую очередь следует отнести различные карбонатные породы, известняки и доломиты, используемые как цементное сырье, как источник CO_2 или как флюсные добавки в металлургическом производстве. Не менее широко используются и такие специфические породы как каменная соль, отложения фосфоритов, различных калийных солей, гипса и т.д.

Специфическим применением обладают высококремнистые породы, такие как песок и кварциты. Достаточно чистые кварцевые пески используются в производстве стекла. Кварциты также иногда используются в стекольной промышленности как кварцевое сырье, однако более известно использование кварцитовых материалов в качестве сырья для изготовления кислых кремневых огнеупоров типа динаса; применяемых в целом ряде металлургических печей.

Более подробно перечисление горных пород, использование которых достаточно широко, разбирается в обычных учебниках и методических справочниках по полезным ископаемым.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Вторым направлением использования горных пород является выделение из них отдельных минералов. Полезным ископаемым могут быть как породообразующие минералы, так и более редкие, в том числе и акцессорные минералы. Сейчас некоторые из этих пород уже используются как источник полезных ископаемых. Однако совершенно очевидно, что в будущем использование минералов горных пород весьма сильно расширится. В качестве примера разберем несколько случаев.

Главные породообразующие минералы

Полевой шпат. До сих пор полевой шпат, который является важнейшим компонентом керамической шихты, добывается главным образом из пегматитовых жил. Кристаллы полевого шпата извлекаются при этом с помощью ручной отборки. Впервые в нашей стране добыча полевого шпата из пегматита для нужд керамической промышленности была начата после революции, в Карелии. Первое время такая добыча полностью удовлетворяла нашу промышленность. Сейчас, когда керамическая промышленность весьма сильно расширилась, и кроме того, потребителям полевого шпата стала стекольная промышленность, полевого шпата,

добываемого из пегматитового сырья с помощью ручной отборки, и поэтому очень дорогого, сейчас резко не хватает. Необходимы новые виды фарфорового сырья, заменяющие полевой шпат или новый источник полевого шпата. В качестве заменителя полевого шпата сейчас уже отчетливо выявился очень интересный новый вид сырья — так называемые фарфоровые камни. Первое месторождение этого сырья в нашей стране было недавно открыто в Приморье близ г. Владивостока. Это — разрабатываемые сейчас гусевские и сергеевские камни. Самой главной характеристикой этих фарфоровых камней является малое содержание в них железа. Поскольку в гусевском фарфоровом камне в некоторых случаях окислов железа содержится меньше, чем даже в отобранном вручную полевым шпате из пегматита, из него получается более белый фарфор. В результате гусевский фарфоровый камень сейчас используется не только на фабриках Приморья и Востока, но и перевозится на очень большие расстояния и лучшие сорта продукции ленинградских и украинских фарфоровых заводов готовятся из приморского фарфорового камня.

Большие перспективы находок фарфорового камня имеются в других местах Советского Союза. Уже намечены отдельные точки для исследования месторождений фарфоровых камней в Казахстане и в пределах Северного Кавказа.

Дефицит пегматитового полевого шпата (используемый в качестве фарфорового камня) заставляет получать его из различных гранитов, в которых он является одним из главных пороодообразующих минералов.

До настоящего времени не удалось наладить получение из горных пород чистых калиевых полевого шпатов; однако уже налажена очистка гранита от железистых примесей с получением кварцево-полевошпатового концентрата. На Лянгарском месторождении гранитов в Средней Азии построена флотационная фабрика, на которой получается кварц-полевошпатовый концентрат, который широко используется в стекольной и отчасти в керамической промышленности. Этот материал нельзя считать первосортным, здесь слишком велико содержание плагиоклаза. Такой полевой шпат дает натровые стекла и натровый фарфор, качество которых несколько хуже, чем калиевых. Керамическая и особенно электро-керамическая промышленность требуют поставки чистого калиевого полевого шпата и сейчас разрабатываются методы отделения калиевого полевого шпата от натриевого с тем, чтобы получить из гранита высококалийный концентрат для фарфоровой промышленности.

Существует еще один путь получения калиево-полевошпатового концентрата, который в будущем будет, по-видимому, основным методом получения высококачественного керамического полевого шпата. Калиевые и натровые полевые шпаты в процессе выветривания ведут себя различно. Плагиоклаз выветривается быстрее, чем калиевый полевой шпат. В результате в нижних горизонтах коры выветривания почти весь плагиоклаз переходит в каолинит, а калиевый полевой шпат в значительной мере сохраняется. Этот калиевый полевой шпат может быть отделен как от мелкого каолинового материала, присутствующего здесь, так и от более крупного кварцевого песка. В лабораториях был получен концентрат, содержащий почти чистый калиевый полевой шпат,

с отношением калия к натрию 20:1 при очень низком содержании железа. Этот материал представляет собой прекрасное керамическое сырье. В настоящее время ведутся большие работы по организации промышленного получения керамического полевого шпата за счет материала гранитных кор выветривания.

Кварц. Искусственное отделение кварца из свежих горных пород не производится, однако кварц гранитных пород сейчас получается при переработке развитой на них коры выветривания. Участки коры, бедные железом — первичные каолины — перебиваются для получения каолинового концентрата. Кварцевые отходы этого производства после дополнительного отмыва остатков глинистого материала сейчас довольно широко используются в качестве дорожного песка, кварцевого наполнителя бетона, а после некоторой более тщательной очистки используются и как прекрасный стекольный материал.

Слюды. Обычная промышленная мусковитовая слюда добывается из гранитных пегматитовых жил. Последние, как правило, образовались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Месторождения этих слюд имеются у нас в Мамском районе и в Карелии. В настоящее время большой интерес привлекла метасоматическая флогопитовая слюда, получающаяся из слюдитов, образующихся при метаморфизме карбонатных пород в условиях большой глубинности. Месторождения этого типа известны в районе г. Слюдянки близ Иркутска и в Алданском районе. Кроме того, интересен флогопит, образующийся в ультраосновных-щелочных массивах.

Несмотря на такое большое количество типов месторождений слюдяного сырья, его не хватает, чтобы удовлетворить все запросы промышленности. Особенно резко дефицитны крупнолистоватые слюды, поэтому промышленность широко разрабатывает методы получения различных заменителей листоватой слюды. Обычно это различные продукты типа слюдопластов и слюдобумаг. Важнейшим сырьем для этих материалов являются слюдяные отходы (скрап) и специально добываемая мелкая слюда. До сих пор в Советском Союзе для этих целей использовалась мелкая слюда, получаемая в качестве отходов при переработке крупнолистовой слюды. Однако уже сейчас имеющихся в Союзе слюдяных отходов не хватает для производства необходимых количеств слюдобумаг и слюдопластов. Поэтому встала на очередь проблема добычи и использования мелкой слюды. Наиболее перспективным оказывается использование богатых слюдой мусковитовых сланцев. В последнее время такие слюдистые сланцы исследуются в Северном Казахстане; ведется изучение подобных месторождений, их состава руд и разработка схем обогащения. Можно не сомневаться, что очень скоро будут организованы специальные рудники мелкого мусковита.

Редкие порообразующие минералы

Апатит. Находка месторождения апатита в Хибинских тундрах, оказавшегося крупнейшим в мире, резко изменила промышленную оценку апатита как фосфорного сырья. При эксплуатации месторождения были

разработаны очень эффективные методы обогащения апатитовых руд. При этом оказалось выгодным обогащать апатитовые руды даже при очень небольшом содержании этого минерала в породе. Отдельные подсчеты показывают, что в некоторых экономических районах будет выгодно даже обогащение пород, содержащих всего 3–5% фосфорного ангидрида. Это количество так не велико, что практически уже многие горные породы, содержащие апатит в качестве акцессорного минерала, могут рассматриваться как апатитовые руды.

Породами, перспективными для извлечения апатита, являются различные карбонаты, некоторые разности которых содержат до 20–30% апатита. Особенно интересны коры выветривания, лежащие на апатитонесных карбонатитах. В этом случае получается естественное обогащение карбонатитовых пород апатитом, поскольку кальцит в верхних горизонтах коры выветривания целиком растворяется и в коре выветривания остается только апатит и другие силикатные минералы. Кроме того, растворяющаяся часть апатита переотлагается в верхних горизонтах коры выветривания, образуя штаффелитовые накопления с довольно высоким содержанием фосфорного ангидрида. И штаффелит и остаточный апатит могут представлять в некоторых случаях большой промышленный интерес.

Кроме карбонатитов, в качестве апатитовой руды могут быть использованы и некоторые богатые апатитом габбровые породы; так, в частности, в районе г. Улан-Удэ в Ошурковском габбровом массиве выделены отдельные участки породы, содержащие до 12–15% апатита и представляющие интерес уже сейчас как апатитовое сырье.

Очевидно, в недалеком будущем мы будем иметь довольно большое количество месторождений апатита среди магматических и метаморфических пород. Поиск их сейчас весьма актуален.

Нефелин. Уже сейчас нефелин используется как важнейшее алюминиевое сырье. В качестве алюминиевого сырья перерабатываются нефелиновые отходы, остающиеся после обогащения апатитовых руд Хибин. Кроме того, в Сибири, в Кия-Шалтырском массиве ведется специальная добыча нефелиновых пород. В обоих случаях переработка нефелина ведется с получением глинозема, соды и шлама, перерабатываемого на цемент.

Использование нефелина как алюминиевого сырья, по-видимому, весьма перспективно и будет расширяться в ближайшие годы.

Следует отметить, что нефелин, кроме использования как алюминиевого сырья, представляет большой интерес как добавка, содержащая щелочь и глинозем в стекловую шихту; он может использоваться и как заменитель полевого шпата в керамике.

Анортит. Как весьма перспективный вид нового полезного ископаемого можно рассматривать анортит; по содержанию глинозема он практически не уступает нефелиновым рудам. Интересен он также как наилучшее сырье для производства кальциевых стекол. Весьма интересна возможность использования в качестве сырья различных сортов анортитов, состоящих почти целиком из анортита.

Криолит. Криолит широко используется в алюминиевой промышленности. Расплав его составляет основной растворитель, в котором ведет-

ся электролиз глинозема для получения металлического алюминия. Первоначально этот минерал добывался в Гренландии, затем в значительном количестве начал готовиться искусственно. Около пяти лет тому назад гренландское месторождение оказалось исчерпанным, и сейчас весь используемый криолит готовится искусственно. Недавно в Забайкалье и на Украине были найдены измененные гранитоиды, в которых был установлен криолит, который раньше принимался за кварц. Содержание криолита в породе здесь настолько велики, что имеет смысл изучить возможность его промышленного извлечения.

Топаз. Минерал топаз сейчас нигде не добывается, однако, после прокаливания он может дать весьма дефицитный высокоглиноземистый огнеупор. Производство топазовых огнеупоров имело место в пятидесятых годах в США, а позднее было оставлено по истощению месторождения. Существование в природе метасоматически измененных пород, довольно богатых топазом, позволяет предполагать, что этот материал можно рассматривать как весьма перспективное огнеупорное сырье.

Акцессорные минералы

Среди новых методов, проникающих в практику геологических исследований, особое место занимает метод искусственных шлихов или, как его еще называют, метод тяжелых фракций. Он позволяет выделять из изверженных пород концентраты минералов, редких и рудных элементов, которые в силу своей незначительной распространенности, получили название акцессорных.

Эти минералы многие годы не привлекали должного внимания исследователей. Однако в последние десятилетия интерес к их изучению значительно повысился. Причин к этому было несколько.

Во-первых, при расшифровке сложных процессов петрогенезиса и рудообразования использование обычных химических анализов пород или оптических констант породообразующих минералов не всегда дает однозначные результаты. В то же время большую помощь могут оказать рассеянные в породе редкие элементы и образуемые ими акцессорные минералы. Поэтому важно знать, какие признаки акцессорных минералов пород могут указывать на особенности их генезиса или рудоносности. Действительно, акцессорные минералы, весьма разнообразные по видовому набору, форме и составу, несут обильную информацию о своеобразии генезиса, условий формирования и последующего преобразования включающих их пород. Кроме того, один и тот же элемент может образовывать различные акцессорные минералы (например, фтор — флюорит или топаз; редкие земли — ортит, монацит, ксенотим, бастнезит; титан — сфен, ильменит, рутил и т.п.), тем самым указывая на своеобразие химической обстановки среды минералообразования. Подобная информация значительно более разнообразна, чем та, которую могут дать породообразующие минералы. Поскольку большая часть акцессорных минералов или полностью образована рудными и редкими элементами или концентрирует их в себе в значительной степени, постольку они могут явиться и хорошим индикатором рудоносности инт-

рузивов. Поэтому ни одно современное исследование горных пород, не использующее результаты изучения содержащихся в них акцессорных минералов, нельзя признать полноценным.

Во-вторых, нельзя не сказать и о том, что изучение акцессорных минералов изверженных пород проливает свет на характер поведения редких элементов и форму их нахождения в процессе становления пород различного генезиса и состава. Широкое распространение в изверженных породах минералов редких элементов, выделившихся в собственно магматическую стадию, показывает, что помимо изоморфного рассеяния для редких элементов может быть характерна и другая форма нахождения — форма минерального рассеяния, т.е. нахождение редких элементов в виде рассеянных в породе микроскопических и субмикроскопических минералов. В связи с этим большой интерес представляет выяснение причин, приводящих к появлению акцессорных минералов, большая часть которых образована элементами с весьма низкими значениями кларков. При выяснении причин, приводящих к проявлению рудогенерирующей способности кристаллизующейся магмы, интересно установить зависимости, существующие между содержанием рудного элемента в породообразующем минерале-носителе и содержанием собственного (акцессорного) минерала этого элемента в породе.

В-третьих, возросший за последние десятилетия спрос современной промышленности и техники на редкие элементы заставляет искать новые источники сырья и взор исследователей обращается к горным породам, которые, подобно водам океанов, являются вместителем огромного количества редких элементов и в ряде случаев представляют практически неисчерпаемый их источник. Поэтому представляется крайне важным определить средние содержания акцессорных минералов в различных типах пород и выявить отдельные разновидности последних, содержащие повышенные количества минералов редких элементов, и установить причины, приводящие к появлению промышленно-интересных концентраций этих минералов. Говоря об изверженных породах как о возможном источнике редких элементов, нельзя не отметить большого значения акцессорных минералов при поисках экзогенных концентраций редкометалльных минералов в корах выветривания и в россыпях. На возможности извлечения акцессорных минералов из горных пород, содержащих эти минералы в интересных для практики количествах, следует остановиться подробнее.

Применение комбинированных методов обогащения позволяет выделять из изверженных пород концентраты ряда минералов. Так, при добыче слюды, полевых шпатов, берилла и кварца из пегматитов за рубежом ежегодно попутно добывается несколько десятков тонн торийсодержащих минералов. В Норвегии, например, минералы урана и тория добываются как побочные продукты из пегматитов при разработке их на полевые шпаты (Davidson, 1956).

Для того, чтобы судить о принадлежности породы к определенному типу, позволяющему ее использовать как комплексное сырье на рудные и нерудные компоненты, надо, чтобы содержание в ней акцессор-

ных минералов превышало величину $(\bar{X}+S)^1$, которую предлагается именовать "нормативным" содержанием.

Отдельные разновидности гранитоидов могут содержать либо промышленные концентрации минералов редких элементов и представлять собой своеобразную руду, либо только повышенные количества этих минералов, которые могут быть реализованы попутно, при разработке гранитоидов на другие, нерудные, компоненты. Поскольку в гранитоидах встречаются самые разнообразные минералы редких элементов, это позволяет рассматривать их как комплексное сырье, использование которого в ряде случаев может быть экономически выгодным.

Промышленно интересные содержания минералов редких элементов отмечаются только в измененных породах, где происходили мобилизация и перераспределение рудного вещества, приводящие к формированию скоплений минералов этих элементов.

Сравнительно давно известны повышенные концентрации минералов ниобия и циркония в нефелиновых сиенитах Кольского полуострова (Власов и др., 1959). С щелочными массивами Приазовья связаны коренные месторождения циркона (Царовский, 1947). Массивные альбито-рибекитовые граниты Лирени-и-Кано в долине Каффо (Нигерия) содержат значительное количество пирохлора (0,6%), монацита и торита и считаются комплексным сырьем на ниобий, торий и уран (Mac Cay, 1956). В Бразилии на плато Покус-ди-Колдос, сложенном главным образом нефелиновыми сиенитами и фонолитами, разрабатываются ураноносные циркониевые месторождения алювиального типа. В концентратах содержание урана составляет 0,13–2,0% и окиси циркония 60–85%, что вполне отвечает промышленным кондициям (Tolbert, 1958).

В последние годы все чаще отмечаются промышленные содержания минералов редких элементов в разрушенных гранитоидах. Так, в районе Риу-дас-Муэртис (Бразилия) разрабатывается крупнозернистый выветрелый гранит, содержащий касситерит, танталит и джалмаит, при этом в месяц добывается 11 т оловянного концентрата и 4 т танталита (Ahlfeld, 1956). В Сьерра-Леоне (Африка) обнаружены латеритизированные граниты, содержащие до 9 кг монацита на 1 т остаточной породы (Davidson, 1956). Концентрации монацита и ксенотима известны и в разрушенных оловоносных гранитах Индонезии, характеризующихся повышенным содержанием редких элементов (Bodenhausen, 1954). Представителем такого типа месторождений редких элементов являются выветрелые биотитовые граниты плато Джос в Нигерии (Horn, 1954; Sinclinar, 1954), содержание колумбита в которых достигает 3,7 кг/м³. Эти граниты содержат также и значительные количества торита, который может добываться из них как побочный продукт. Богатые гранатом граниты Индии содержат до 40 кг/т фергюсонита и уранинита (Pargameshwara, Majumdar, 1960).

В измененных гранитных массивах Аризоны и Юта встречаются многочисленные мелкие кристаллы берилла (Найнингер, 1955), в грейзенизированных гранитах Колорадо присутствует бертрандит, содержание

¹ \bar{X} – среднее содержание элемента в минерале, S – стандартное отклонение.

которого иногда достигает нескольких процентов (Sharp, Hawler, 1960). В некоторых пегматоидных гранитных дайках наблюдаются кондиционные содержания уранинита и ураноторита (Robinson, 1960), а в альбитизированных и грейзенизированных субвулканических кварцевых порфирах обнаружен неравномерно распределенный тонкокristаллический берилл (Некрасов, 1960).

Значительные скопления минералов редких элементов наблюдаются и в щелочных гранитах. Такие их разности, как астрофиллит-магнетитовые граниты, содержат до 80 кг/т астрофиллита и магнетита, а содержание ортита и циртолита в ортит-циртолитовых гранитах Западных Кейв достигает до 30 кг/т (Морозов, 1958). Все это позволяет рассматривать некоторые разновидности гранитоидов и особенно их измененные разности, как новый перспективный генетический тип месторождений редких элементов.

В результате проведенных работ по изучению аксессуарных минералов в гранитоидах представилось возможным выделить их разновидности, характеризующиеся повышенным содержанием циркона, монацита, ортита, берилла, тантало-ниобатов. Так, среди альбитизированных гранитоидов выделены разновидности, содержащие до 5,8 кг/т тантало-ниобатов (в том числе 2,5 кг/т колумбита-танталита, содержащего 45,0% Ta_2O_5), до 12 кг/т циркона и 18 кг/т циртолита (содержащего до 3% HfO_2), до 1,7 кг/т торита и ряд других редких минералов. Подтверждением приведенных данных минерального анализа являются и высокие содержания редких элементов: Nb_2O_5 до 0,59%, Ta_2O_5 — до 0,068%, ZrO_2 — до 0,53%, которые превышают известные данные по содержанию этих элементов в альбитизированных гранитах.

Количественное изучение аксессуарных минералов гранитоидов позволило вычислить "нормативные содержания" минералов редких элементов как в наиболее распространенных биотитовых гранитах, так и в остальных разновидностях гранитоидов. В случае превышения этих содержаний каждая разновидность гранитоида должна получать соответствующие наименования (цирконовый, торитовый и т.п. граниты). В связи с ними наиболее целесообразно попутное получение концентратов редкометальных минералов и наиболее вероятно нахождение месторождений редких элементов различных генетических типов.

Циркониевый тип. В циркониевых гранитах содержание циркона превышает 237 г/т. В основном он представлен обычной прозрачной бледноокрашенной разновидностью, содержащей в среднем 0,4% TR_2O_3 и 1,3% HfO_2 . Цирконовые граниты обычно характеризуются повышенным содержанием биотита и частым преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, приближающим их по составу к адамеллитам.

Граниты с преобладанием калиевого полевого шпата также содержат значительные количества циркона, нередко темноокрашенного. Например, граниты-рапакиви Украины содержат 1,2 кг/т циркона и 1432 г/т иттриалита.

Наиболее высокие содержания циркона, особенно циртолита, наблюдаются в альбитизированных гранитах, достигая в отдельных случаях до 18,5 кг/т, при содержании до 3% HfO_2 в минерале.

Циркон, являясь одним из наиболее устойчивых минералов изверженных пород, в ряде случаев может концентрироваться в продуктах их выветривания. В коре выветривания гранитных массивов Украины были отмечены содержания циркона, значительно превышающие его содержания в неизмененных гранитах (до 1,2 кг/т).

Наиболее значительные концентрации циркона могут быть встречены в альбитизированных гранитоидах в коре выветривания гранитных массивов или в основных разностях гранитоидов (адамеллитах — гранодиоритах).

Редкоземельный тип. Граниты этого типа содержат то или иное количество минералов редких земель: монацита, ортита, ксенотима, бастнезита. Содержание этих минералов в гранитах непостоянно. В гибридных гранитоидах количество монацита резко сокращается, в связи с обилием в них различных Са-содержащих минералов, увеличивающих возможности к изоморфному рассеиванию в их решетках редкоземельных элементов, в то время как для ортита отмечается некоторое увеличение его содержания в гибридных гранитах. В грейзенизированных гранитах сильно уменьшается (вплоть до их полного исчезновения) содержание монацита и ортита, в то время как содержание ксенотима и особенно бастнезита — увеличивается.

В ортитовых гранитах содержание ортита превышает 194 г/т. Встречается он в виде пластинчатых кристаллов бурого-черного цвета, содержащих 15–20% TR_2O_3 , в составе которых сильно преобладают легкие лантаноиды. Сами граниты характеризуются повышенным содержанием биотита, частым присутствием роговой обманки и преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. По составу они более всего отвечают биотитово-роговообманковым гранитам или адамеллитам.

Наиболее обогащены ортитом среднепалеозойские граниты Дальнего Востока и особенно — докембрийские граниты Приазовья (до 1,27 кг/т). Отдельные представители гранитоидов Зирабулакских гор (диориты Чангаллы, гранодиоритовые дайки Кудук-Чадара) настолько обогащены ортитом, что могут рассматриваться как своеобразные ортитоносные породы (Хамрабаев, 1958).

В монацитовых гранитах содержание монацита превышает 154 г/т. Он образует обычно светло-желтые таблитчатые кристаллы с содержанием TR_2O_3 — 53%, при практическом отсутствии тяжелых лантаноидов. Для монацитовых гранитов характерна порфирировая структура и значительное преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Это, главным образом, калиевые биотитовые граниты, нередко порфиробластические.

Выявляется приуроченность концентраций монацита к микроклиновым гранитам и гнейсам. Так, красные аляскитовые граниты содержат 520 г/т монацита; микроклинизированные граниты — 857 г/т и т.п. Приуроченность повышенных содержаний монацита к породам, испытавшим воздействие калиевого метасоматоза, неоднократно отмечалась на Украине (Щербак, 1961; Кононов и др., 1962).

В ксенотимовых гранитах содержание ксенотима превышает 8 г/т. Этот редкий минерал встречается в виде желто-зеленых бипирамидаль-

ных или короткопризматических кристаллов. Содержание TR_2O_3 — 52%. Граниты этого типа характеризуются преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом и частым присутствием мусковита и граната. Это преимущественно двуслюдяные граниты. Наиболее высокие содержания ксенотима характерны для герцинских гранитов Урала, пермских гранитов Казахстана и двуслюдяных гранитов Северного Кавказа, в которых содержание ксенотима достигает 63 г/т. Граниты-рапакиви Карелии, в которых количество флюорита достигает весьма значительной величины в 7,8 кг/т, содержат много бастнезита — 1,96 кг/т и фергюсонита — 103 г/т.

В соответствии с особенностями минерального состава гранитоидов, содержащих повышенные количества редкоземельных минералов, для ортитовых гранитоидов характерна ортит-сфен-магнетитовая ассоциация акцессорных минералов, для монацитовых — монацит-ксенотим-ильменитовая, для ксенотимовых — ксенотим-гранатовая.

Ниобиевый тип. В гранитоидах определены разнообразные минералы ниобия и тантала: эвксенит, поликраз, фергюсонит, блонстрандин, пироклор, колумбит. В биотитовых гранитах наиболее широко распространены эвксенит, в лейкократовых и щелочных гранитах — пироклор, в аляскитах — фергюсонит.

В соответствии с особенностями геохимии тантала и ниобия появление акцессорных тантало-ниобатов следует ожидать в первую очередь в лейкократовых гранитах и аляскитах, характеризующихся пониженным содержанием цветных породообразующих минералов и незначительным количеством титансодержащих акцессорных минералов.

При вторичных процессах, ведущих к разрушению ряда породообразующих и акцессорных минералов, происходит не только привнос, но и высвобождение ниобия и тантала из кристаллических решеток этих минералов. При этом могут образовываться скопления самостоятельных минералов этих элементов.

В гранитах с повышенным содержанием тантало-ниобатов (колумбитовых, эвксенитовых, пироклоровых и т.п.) их суммарное содержание превышает 200 г/т. Характерной чертой гранитов является незначительное развитие или отсутствие цветных минералов и сильное преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Это — преимущественно лейкократовые и аляскитовые граниты.

Повышенные содержание колумбита (до 270 г/т) отмечены во вторичных аляскитах Казахстана (Бугаец, Нарсеев, 1962).

При общей тенденции ниобия и тантала накапливаться в поздних дифференциатах, в заключительные этапы интрузивной деятельности, повышенные количества акцессорных тантало-ниобатов должны наблюдаться в лейкократовых и щелочных гранитах поздних фаз. В этих разновидностях гранитоидов, а также и в альбитизированных гранитах более ранних фаз наиболее вероятны концентрации минералов ниобия и тантала. Следует отметить, что среднее содержание тантало-ниобатов в альбитизированных гранитах составляет 400–800 г/т, т.е. значительно превосходит "нормативное содержание" этих минералов в гранитоидах.

Урано-ториевый тип. В ураноносном типе гранитоидов главная масса урана сконцентрирована в уранините и ксенотиме. Это преимущественно наиболее калиевые и кислые разновидности гранитоидов, которые выделяются своей повышенной радиоактивностью и обособляются в своеобразные урановые провинции (Клеппер, Уайнт, 1956).

В уранинитовых гранитах содержание уранинита превышает 4 г/т. Большие его содержания были отмечены в гнейсовидных и лейкократовых гранитах. В порфиробластических гранитах отмечается обилие мелкодисперсного уранинита, обусловившего повышенную радиоактивность породы (Савоненков, 1961).

Промышленных скоплений урановых минералов в гранитах пока не обнаружено. Известны настурановая минерализация в пегматоидных гранитах, которая, возможно, является магматической, высокие содержания уранинита и фергюсонита в гранитах Индии (Parameshwara, Majumdar, 1960), а также дайки пегматоидных гранитов района Банкрофт, Онтарио, с уранинитом, ураноторитом, бетафитом и фергюсонитом (Robinson, 1960).

В торитоносном типе гранитоидов торий почти полностью сконцентрирован в торите и цирконе (Филиппов, Комлев, 1959) или в пирохлоре (Adams et al., 1962). Нами высокие содержания торита были отмечены в гранодиоритах и плагиогранитах, биотит-роговообманковых гранитах и щелочных сиенитах (36–86 г/т), в аляскитовых гранитах. Однако наиболее высокие содержания торита характерны для грейзенизированных и особенно альбитизированных гранитов.

Бериллиевый тип. До последнего времени берилл относился к числу редких минералов гранитоидов. Обладая небольшим удельным весом (2,6–2,9), он концентрируется в легких фракциях, которые не всегда подвергаются минеральному анализу. Несмотря на это, наличие берилла неоднократно отмечалось в гранитах: Корнуолла (Ghosh, 1927) и о-ва Лэнд, Англия (Dollar, 1933), Ирландии (Smithson, 1932), Южной Дакоты (Taylor, 1935), Колорадо (Boos, 1935), Франции (ledwab, 1956), Уганды (Groves, 1930). В двуслюдяных гранитах Восточной Бретани найден хризоберилл (Vertois, 1933), а в гранитах Швейцарских Альп — берилл и миларит (Hugi, 1956).

Упомянутые находки в большинстве случаев относятся к гранитам двуслюдяным с турмалином или флюоритом, т.е. несущим следы позднего изменения. Это весьма характерная особенность бериллиеносных гранитов. И.Я. Некрасов (1960) описал бериллсодержащие биотитовые аляскитовые граниты, значительно альбитизированные и грейзенизированные, которые, помимо берилла, содержат гадолинит, уранинит, ксенотим, торит и ряд других аксессуарных минералов.

На измененность бериллсодержащих гранитов указывает и характерный комплекс встречающихся в них аксессуарных минералов, среди которых обычно отмечаются поздние по времени образования: топаз, рутил, анатаз, турмалин, касситерит, вольфрамит и др. (Заболотная и др., 1962). В ряде случаев отмечается приуроченность мелкокрапленного берилла к измененным приконтактовым или апикальным частям гранитных массивов (Беус, 1959).

Иногда грейзенизированные участки гранитов содержат такое количество берtrandита (и уранинита), что они могут рассматриваться как своеобразная бериллиевая руда (Sharp, Hawley, 1960). В гранитах Тюрингии встречаются пегматоидные шпиры, содержащие кристаллы берилла, иногда собранные в "берилловые солнца". Здесь же известны и жилы аплита, содержащие в своих интерстициальных участках кристаллы берtrandита в ассоциации с апатитом, сфалеритом и флюоритом (Хайде, 1955). Граниты штатов Юта и Аризона содержат берилл в виде мелких светло окрашенных кристаллов, иногда образующих лучистые пучки, особенно в участках, где гранит сильно трещиноват и обесцвечен (Найнингер, 1955).

Нами берилл в количестве до 30 г/т был обнаружен в лейкократовых, двуслюдяных и в грейзенизированных гранитах. О степени измененности последних можно судить по высокому содержанию в них флюорита — 5 кг/т и топаза — 35 кг/т. Встречается берилл в виде зеленоватых или белых, прозрачных или полупрозрачных зерен, очень редко в форме гексагональных кристаллов. В грейзенизированных гранитах часто наблюдается замещение берилла агрегатом мелкочешуйчатой слюды.

Литиевый тип. Находки минералов лития в гранитах очень редки. Смитсон (Smithson, 1932) указывает на присутствие сподумена в гранитах Лейнстера (Ирландия), содержащих также берилл, Хоппе (Норре, 1951) отмечает присутствие амблигонита в оловоносных гранитах.

Среди разнообразных, известных в настоящее время, типов гранитоидов, концентрирующих в себе те или иные минералы редких элементов — колумбит, танталит, фергюсонит, уранинит, монацит, берилл, берtrandит и т.п. — граниты с повышенным содержанием минералов лития не описаны. Нами литиевые минералы в заметном количестве были обнаружены в гранитоидах СССР. В остальных случаях это — спорадические находки отдельных зерен сподумена.

Амблигонит встречается в виде неправильной формы зерен молочно-белого цвета, обладающих ясной спайностью, а сподумен образует белые шестоватые зерна и уплощенные призмы, обладающие хорошей продольной спайностью. Амблигонит характерен для грейзенизированных гранитов, сподумен — для альбитизированных. Наряду с амблигонитом и сподуменом в гранитоидах иногда наблюдаются повышенные концентрации и других аксессуарных минералов, главным образом, тантало-ниобатов: колумбита, пирохлора, фергюсонита. Кроме того, граниты с амблигонитом содержат повышенные количества касситерита, а граниты со сподуменом — монацита, ксенотима или циркона.

Для литиеносных гранитов характерно крайне неравномерное распределение содержаний лития, незначительное содержание биотита или его полное отсутствие, катаклиз породы и значительная измененность породообразующих минералов, главным образом серицитизация плагиоклаза и альбитизация калиевого полевого шпата, а также хлоритизация и мусковитизация биотита. В гранитах с амблигонитом наблюдается преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом (10–15% An) и флюорит-топаз-турмалиновая ассоциация аксессуарных минералов, в то время как в сподуменсодержащих гранитах — преобладание плагиоклаза (20–

35% An) над калиевым полевым шпатом и эпидот-гранатовая ассоциация акцессорных минералов.

Бороносный тип. Турмалиновые граниты, двуслюдяные и грейзенизированные, характеризуются повышенным содержанием бора, количество которого достигает 0,03%, что в 20 раз превышает кларк этого элемента в гранитоидах. Своеобразие турмалиновых гранитов заключается также в том, что в них отмечаются высокие содержание цезия — до 0,053% и олова — до 0,042%, что соответственно в 100 и 140 раз превышает кларки этих элементов в гранитоидах (Ляхович, 1963, 1965). По данным Б.М. Меликсетяна (1959), граниты Мегринского плутона, являющиеся дифференциатами более ранних монзонитов, содержат в апикальных частях до 88 кг/т турмалина.

Наиболее благоприятным процессом, ведущим к значительной концентрации турмалина, является грейзенизация. В грейзенизированных гранитах Северо-Востока СССР содержание турмалина достигает 170 кг/т.

Породообразующие минералы

Большие успехи, достигнутые за последние годы в области методов сепарации и обогащения, позволяющих получать из различных пород мономинеральные фракции как породообразующих, так и акцессорных минералов, значительно расширили возможности петрологии, как науки. Появилась возможность получать для различных исследований необходимое количество чистых минералов и даже их отдельных разновидностей или генераций. Это весьма важно, так как различные содержания редких элементов в составе породообразующих и акцессорных минералов могут указывать на своеобразие генезиса породы или на ее возможную рудоносность. Подобная информация значительно более разнообразна по сравнению с той, которая добывается методами классической петрографии.

Действительно, установление средних содержаний редких элементов в минералах из пород различных регионов позволит объективно оценить степень концентрации каждого элемента в соответствующем минераленосителе или -концентраторе и дать более объективную геохимическую характеристику региона, имеющую первостепенное значение при научно обоснованном планировании поисковых и разведочных работ на редкие элементы.

Эти исследования приобретают особенное значение и при решении вопросов о потенциальной рудоносности гранитоидов, так как среднее содержание элемента в породе не отражает формы его нахождения — рассеянной или концентрированной. Последняя, когда элемент образует собственные минералы, может служить важным индикатором при поисках как эндогенных, так и экзогенных скоплений минералов редких элементов.

Знание средних содержаний редких элементов в минералах приобретает особый интерес в связи с тем, что известен ряд примеров, когда содержания этих элементов в минералах, например цезия в биотите (Гинзбург,

Ставров, 1969), достигали такой величины, что использование в качестве сырья концентратов этих минералов становились экономически выгодным.

Породообразующие минералы изверженных пород концентрируют в себе до 90% и более от общего содержания редких и рудных элементов в породе. Однако степень концентрации последних неодинакова в различных минералах; чаще всего концентрируются: в роговой обманке — Sc, In, Y; в биотите — Sn, Li, Rb, Nb, Mo, W, Ta; в плагиоклазе — Sr, U и Be; в калиевом полевоом шпате — Pb, Rb и т.п. Привлекает внимание необычно высокая степень концентрации большинства редких элементов в мусковите, намного превосходящая все остальные минералы. Это, очевидно, связано с тем, что, будучи поздним по времени выделения, мусковит отражает в особенностях своего состава известную тенденцию редких и рудных элементов накапливаться в поздних продуктах кристаллизации.

Средние содержания редких и рудных элементов в подобных минералах-индикаторах можно использовать, как эталон при выявлении геохимических особенностей и практической ценности изучаемых гранитов. Однако для суждения об их возможной рудоносности или промышленной ценности, как возможного источника редких элементов, необходимо знать такую величину, превышение которой будет свидетельствовать о значительном обогащении минерала тем или иным элементом. Эту величину можно вычислить, если учитывать дисперсию содержаний элемента в минерале. Для этого наиболее целесообразно использовать содержания, определяемые величиной $(\bar{X}+S)$, которая охватывает 84% возможных значений, в то время как содержания больше этой величины будут составлять только 16% от общего числа наблюдений. В последнем случае можно говорить о необычно высоком содержании элемента в минерале, которое отражает возникшую, в силу тех или иных причин, концентрацию данного элемента в среде минералообразования. Поэтому применять к какой-либо разновидности гранитоида специальное прилагательное, например, скандиевый, бериллиевый, цезиевый и т.п., можно лишь в том случае, когда содержание одного из этих элементов в главном минерале-носителе превысит "нормативную" величину $(\bar{X}+S)$.

Используя полученные нормативные содержания редких элементов в породообразующих минералах, появляется возможность выделять разновидности гранитоидов, породообразующие минералы которых содержат повышенные, в ряде случаев промышленно интересные количества этих элементов. Возможность их использования определяется тем, что выделение подобных минералов из дроблёных пород при существующих методах сепарации не представляет трудностей.

Можно привести следующие примеры обогащения породообразующих минералов гранитоидов редкими элементами.

Цезий. В наибольшей степени концентрируется в мусковите. В двуслюдяных гранитах мусковит содержит до 6320 г/т Cs, а иногда — 8400 г/т Cs, что в 3,5—4,5 раза превышает его нормативное содержание в этом минерале.

Биотит, хотя и содержит по сравнению с мусковитом меньше цезия, является главным минералом-носителем этого элемента в гранитоидах. В биотите из щелочных и нормальных сиенитов содержание цезия может в шесть раз превышать нормативное и достигать в среднем 1142 г/т.

Более высокие содержания цезия установлены в биотите из метаморфических пород экзоконтактных зон, окружающих литиевые или цезиевые пегматиты. Например, бурый биотит из кристаллических сланцев на контакте со сподуменовым пегматитом Северной Каролины содержит 4418 г/т Cs (Hess, Stevens, 1937). Кроме того, в гранитных пегматитах известны цезиевые биотиты, содержащие до 29 г/т (Hess, Fahney, 1932).

В калиевом полевоом шпате, где цезий концентрируется в значительно меньшей степени, чем в биотите, его максимальные содержания, хотя и могут в отдельных случаях значительно превышать нормативные, однако всегда остаются значительно меньше, чем в биотите. Так, в амазонитах из гранитов содержание цезия достигает 110–180 г/т, а по данным (Антипин и др., 1969) в амазоните из пегматитов — даже до 400 г/т.

Литий. Содержание лития в породообразующих минералах гранитоидов также может значительно превышать нормативное и тогда заслуживает более пристального изучения.

В биотите высокие содержания лития встречаются реже.

Рубидий. В наиболее значительной степени концентрируется в мусковите. Поэтому и нормативное содержание в нем этого элемента достигает значительной величины — до 6250 г/т. Однако мусковит может содержать и значительно большие количества рубидия. В литиевом мусковите из сиенит-пегматита содержание рубидия достигает 8000 г/т (Ставров, Портнов, 1965); в мусковите из двуслюдяных гранитов Восточного Забайкалья — до 8920 и даже до 11000 г/т (Залашкова, 1960); Восточного Саяна — 13900 г/т; Тувы — 17620 г/т.

В биотите степень концентрации рубидия и его нормативные содержания (1769 г/т) меньше, чем в мусковите. Несмотря на это значительное обогащение рубидием устанавливается в биотите из гранитоидов поздних фаз многофазных интрузивов Горного Алтая — до 4152 г/т, Центрального Казахстана — до 8300–9300 г/т (Ляхович, 1967), превышающая в последнем случае в 5 раз нормативное содержание этого элемента в биотите.

Высоким содержанием лития 5520 г/т характеризуются и биотиты из роговоиков, вмещающих тела сподуменовых пегматитов (Hess et al., 1937).

Биотиты из пегматитов Северо-Байкальского пояса (Мануйлов и др., 1966) и Мамского слюдоносного района (Макагон, Шмакин, 1964) характеризуются более низкими средними содержаниями Li, Rb и Cs (470–716; 700 и 28–59 г/т соответственно), по сравнению с вычисленными для гранитов, и поэтому не представляют интереса как источник редких щелочей.

В калиевом полевоом шпате степень концентрации рубидия и его нормативное содержание — 1079 г/т — в два раза меньше, чем в биотите.

Однако некоторые разновидности калиевых полевых шпатов содержат рубидий в количестве, представляющем практический интерес.

Нами наиболее высокие содержания рубидия — 7140–9340 г/т — отмечались в амазонитах из гранитов Восточного Забайкалья. Еще большее содержание — 10160 г/т Rb установлено в калиевом полевом шпате из редкометалльных пегматитов Восточного Саяна (Учакин, Шиманский, 1968), а В.И. Вернадский в 1913 г. описал рубидиевый микроклин из Ильменских гор, содержащий 21000–28400 г/т Rb, и указывал на еще более высокое содержание рубидия в ортоклазе из Мурзинки.

Ниобий. Для ниобия нормативное содержание в биотите составляет 261 г/т. Более высокие содержания ниобия установлены в биотите из гранитоидов Восточного Забайкалья — 430 г/т, Тувы — 910 г/т, Украины — 651–686 г/т. По данным Пятенко и др. (1966) биотиты из гранитов Приазовья также содержат значительные количества Nb — 770 г/т.

Особенно высокие содержания ниобия, в десять раз превышающие нормативное, установлены в биотитах из ниобиеносных гранитов Восточного Забайкалья — до 2450 г/т (Гребенников, 1968). Не исключено, что такие необычно высокие содержания частично могут быть обязаны микровключениям тантало-ниобатов.

В мусковите содержание ниобия выше, чем в биотите, хотя обычно и не превышает 331 г/т. Однако в мусковитах из гранитов Восточного Забайкалья содержание ниобия достигает 455 г/т, Горного Алтая — 910 г/т, а из щелочных гранитов Памира — 1610 г/т, превышая в последнем случае в 5 раз нормативное содержание.

Тантал. Содержание тантала в биотите обычно не превышает 36 г/т. Однако в гранитах Приазовья оно достигает 77 г/т (Пятенко и др., 1966), а в биотите из гранитов Восточного Саяна — 150 г/т.

В мусковите содержание тантала в два раза выше, чем в биотите, хотя обычно и не превышает 80 г/т. Однако мусковит из двуслюдяных гранитов Восточного Саяна содержит до 120–160 г/т, а из щелочных гранитов Памира — до 146 г/т тантала.

Во всех приведенных примерах превышение нормативного содержания редких элементов в породообразующих минералах позволяет рекомендовать использовать в отношении гранитов, содержащих подобные минералы, соответствующие прилагательные: цезиевый, литиевый, рубидиевый, танталовый и т.п.

Не только минералы, концентрирующие в себе определенные элементы, но и сами породы рассматриваются как возможный источник легковывелачиваемых элементов. В связи с этим следует отметить, что в последние годы ведутся исследования, направленные на выявление возможностей извлечения урана и тория из гранитов с повышенным содержанием этих элементов (4 г/т U_3O_8 и 12 г/т ThO_2), что позволяет рассматривать подобные граниты как сырье ближайшего будущего (Brown, Silver, 1956). Примерами пород, сильно обогащенных торием (до 12 г/т), являются граниты Род-Айленда, Нью-Гемпшира, Мэн, Масачузетса и др. (Klein et al., 1962). Любопытно, что по предварительным подсчетам гранитный батолит Conway содержит на глубину 100 футов свыше 3 млн. т металлического тория (Adams et al., 1962).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие геологии, как науки, во многом определяется теми методами, которые используют геологи в своей повседневной работе. Для ее успешного развития необходимо применение новых методов и приемов, нужны более совершенные исходные данные, в частности такие, как различные физические свойства пород и минералов, новые минералогеохимические классификации изверженных пород, учитывающие особенности содержания в них не только породообразующих, но и акцессорных минералов, и не только их содержание, но и своеобразие их состава. В связи с этим особое значение приобретает установление новых минералогических и геохимических эталонов, особенно таких, как среднее содержание минералов редких и рудных элементов в породах различного генезиса и различной рудоносности, а также редких и рудных элементов в слагающих их минералах, которые следует считать одной из основных задач современной минералогии и геохимии.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В.С. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфиroidных гранитоидах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1969, №6.
- Бандуркин Г.А. О поведении редкоземельных элементов во фторсодержащих средах. — Геохимия, 1961, №2.
- Бугаец А.Н., Нарсеев В.А. Поисковое значение ореолов рассеяния редких металлов в пределах гранитных массивов северо-восточной части Чингиза. — В сб.: Вопросы геологии генезиса и методики изучения месторождений полезных ископаемых Сибири. Госгеолтехиздат, 1962.
- Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
- Гинзбург А.И., Ставров О.Д. К геохимии цезия. — Геохимия, 1969, №4.
- Гинзбург А.И., Луговской Г.П., Рябенко В.Е. Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения. — Разведка и охрана недр, 1972, №8.
- Гребенников А.М. Акцессорные минералы — индикаторы редкометалльных гранитоидов кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье. — В сб.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Чита, 1968 (Забайкальский фил. Геогр. об-ва СССР. Отд. геологии им В.А. Обручева. IV. Чтения памяти акад. С.С. Смирнова).
- Заболотная Н.Г., Новикова М.И., Шацкая В.Т. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. Госгеолтехиздат, 1962.
- Залашкова Н.Е. Закономерности распределения бериллия, лития и рубидия в гранитах Восточного Забайкалья. — В сб.: Геохимические циклы. Госгеолтехиздат, 1960.
- Зинченко О.В. Акцессорные литий, рубидий и цезий в породообразующих минералах некоторых типов пород Суцано-Пержанской тектонической зоны. — В сб.: Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья. Сборник научных работ №3. Изд. Киевск. ун-та, 1967.
- Калужный В.А. Докембрийские ильменоносные петрографические провинции парапород и значение их в формировании крупных россыпей титана. — Геол. рудн. месторожд., 1972, 14, №4.
- Клеппер М.Р., Уайнт Д.Г. Урановые провинции. В кн.: Геология атомных сырьевых материалов (Докл. иностр. ученых на Междунар. конф. по мирному использ. атомн. энергии). Госгеолтехиздат, 1956.
- Кононов Ю.В., Нечаев С.В., Терец Т.Я. Абсолютный возраст акцессорной редкоземельной минерализации в метасоматических образованиях Побужья. — Труды X сессии комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.

- Косалс Я.А., Сухоруков Ф.В. Распределение бериллия, бора, лития и фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая. — В сб.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, изд-во "Наука", 1965.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы и рациональная номенклатура гранитоидов. — Сов. геол., 1963, №9.
- Ляхович В.В. Особенности содержания олова и бора в гранитоидах. — Геохимия, 1965, №1.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., "Наука", 1967.
- Ляхович В.В. Минеральное сырье будущего. — Природа, 1970, №6.
- Магидович В.И. Полевошпатовое сырье, его заменители и возможные новые источники в СССР. — Труды ИГЕМ, 1961, вып. 48.
- Макагон В.М., Шмакин Б.М. Распределение щелочей в биотитах мамских слюдоносных пегматитов. — Геохимия, 1964, №4.
- Мануйлов М.М., Петров Л.Л., Рыбакова М.М., Соколов Ю.М., Шмакин Б.И. Закономерности распределения щелочных элементов и бериллия в минералах пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса. — Геохимия, 1966, №4.
- Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Об источнике ильменита в россыпных месторождениях. — Геол. и геофиз., 1972, №12.
- Меликсетян Б.М. О некоторых особенностях процесса турмалинизации. — Изв. АН Арм.ССР, серия геол. и геогр., 1959, 12, №5.
- Михалев В.Г. Новые данные о нефелиновых породах Кузнецкого Алатау: — Изв. Томского политехн. ин-та, 165, 1969.
- Морозов А.И. Сравнительная петрографическая характеристика щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958.
- Найнингер Р.Д. Бериллиевые минералы и их месторождения. — В кн.: Геохимия, минералогия и месторождения бериллия. ИЛ, 1955.
- Некрасов И.Я. О новом типе бериллиевого оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1960, №2.
- Пятенко И.К., Ситнин А.А., Лавренко А.Ф. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Приазовья. — Сов. геол., 1966, №12.
- Ставров О.Д., Портнов А.М. К геохимии цезия в щелочных породах. — Геохимия, 1965, №3.
- Учакин Ю.М., Шиманский А.А. Некоторые геохимические особенности поведения К и Р в пегматитах Саяна. — Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы, вып. 1. Иркутск, 1968.
- Хамидов М.Х. Генетические типы и особенности распространения акцессорных минералов в комплексе раннеальпийских гранитоидных пород Западного Памира. — Записки Тадж. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 1, 1959.
- Хамрабаев И.Х. Об акцессориях гранитоидов Западного Узбекистана. — Записки Узб. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 12, 1958.
- Царовский И.Д. О характеристике остаточной кристаллизации Октябрьского (Мариупольского) щелочного массива. — Докл. АН СССР, 1947, 57, №5.
- Щербак Н.П. Новый генетический тип акцессорной редкоземельной минерализации на Украинском кристаллическом щите. — Докл. АН УССР, 1961, №9.
- Adams I, Richardson K, Rogers I. Gonway granite of New Hampshire as a low-grade thorium resource. — In: Program 1962 Annual Meetings of the geological Society of America, November 12-14, N.Y., 1962.
- Ahlfeld F. Linnstein und Tantalitlagerstätten in Brasilien. — Zs. Erzbergbau und Metallhüttenwesen. 1956. 2. N 7.
- Berthois L. Etude du métamorphisme de contacte a l'aide des minéraux lourds. — C. r. Acad. Sci., 1933, 196, N 7.
- Bödenhausen I. The mineral assemblage of some residual monazite and xenotime - rich cassiterite deposits of Banka (Indonesia). — Proc. Koninkl. Nederl. akad. met. ser. B., 1954, N 57, N 3.

- Boos M. Some heavy minerals of the Front Range granites. — *J. Geol.*, 1935, 43, N 8, pt. 2.
- Brown H., Silver L. The possibilities of obtaining longrange supplies of uranium, thorium and other substances from igneous rocks. — *Geol. Surv. Profess. Paper.*, 1956, N 300.
- Davidson C. The economic geology of thorium. — *Mining Mag.* 1956, 94, N 4.
- Dollar A. Age problems of the Lundy Island Granites. — *Geol. Mag.* 1932, 69, N 816.
- Ghosh P. Petrology of the Bodmin Moore granite (eastern part) Cornwall. *Miner. Mag.* 1927, 21, N 118.
- Groves A. The heavy minerals suites of the Uganda granites. — *Uganda Geol. Surv. Dept. Annual Rept.* 1930.
- Hess F., Faney J. Cesium biotite from Custercounty, South Dakota. — *Amer. Miner.*, 1932, 17, N 5.
- Hess F., Stevens R. A rare — alkalic biotite from Kings Mountain, North Carolina. — *Amer. Miner.* 1937, N 22.
- Happe G. Die akzessorischen Schwermineralien in Graniten und verwandten Gesteinen des Harzes. — *Fortschr. Mineral.* 1951, 2930, Ht 1.
- Horn A. Columbite in Nigeria. — *Rocks and Minerals.* 1954, 29, N 11—12.
- Hügi T. Verbreitung des Berilliums und der Berilliummineralien in den Schweizer — Alpen. — *Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt.* 1956, 36, Hf. 2.
- Iedwab I. Caractérisation spectrochimique des granites. Granite aberyé du Massif Central occidental (France). — *Bull. Soc. géol. Belgiqu.* 1956, 65, fasc. 1.
- MacKay K. Niobium and Tantalum. — *Mining J.* 1956.
- Parameshwara R., Majumdar K. Studies in flotation of uraniferous granite from Salem, Madras State. — *J. Ind. Metals and Fuels.* 1962, N 7, 8.
- Robinson S. Economic of uranium deposits in granitic dykes Bancroft district, Ontario. — *Canad. Mineralogist.*, 1960, 6, pt. 4.
- Sharp W., Hawley C. Bertrandit bearing greisen, a new beryllium ore in the Lake George district, Colorado. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Papers*, 1960, N 400—B.
- Smithson F. The petrography at the Northern Portion at the Leinster Granite. — *Geol. Mag.* 1932, 69, N 821.
- Taylor G. Pre-Cambrian granites of the Black Hills. — *Amer. J. Sci.* ser. 5, 1935, 29, N 171.
- Tolbert G. Preliminary report on the uraniferous zirconium deposits of the Pocos de Coldas platena, Brazil. — *Engen. haria, miner. e metalurgia*, 1958, 27, N 161.
- Vernadsky W. Sur le microcline a rubidium. — *Bull. Soc. Franv. de Mineral.*, 1913, N 36.

МАГМАТИЗМ ЗОН КОНЦЕНТРАЦИИ КРУПНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Новый подход к металлогеническому анализу — а именно, сопоставление условий размещения эндогенных месторождений, различных по типу ископаемого, но по объему относящихся к крупнейшим и уникальным, осуществляется в последние годы (Фаворская, 1971, 1973). Сравнительное изучение геологической позиции крупнейших месторождений, которые рассматриваются как индикаторы глубинной тектоники, уже позволило наметить ряд важных закономерностей. В частности, анализ материалов по Забайкалью и Дальнему Востоку привел к формулировке гипотезы о "рудоконцентрирующих структурах", поскольку оказались, что все крупные рудные районы этих провинций сосредоточены в нескольких сквозных линеаментах, секущих вкрест металлогенические зоны с тем или иным преимущественным набором ископаемых (Томсон, Фаворская, 1968).

В дальнейшем с этой точки зрения была проанализирована позиция крупных эндогенных месторождений на территориях Северной и Южной Америки, Европы, Африки. При этом выяснилось, что крупные скопления золота, меди, никеля, хрома, урана, олова, свинца, цинка, молибдена, редких земель, а также флюорита, барита, боратов, калийных солей и горючих ископаемых сосредоточены в пределах нескольких сквозных линеаментов планетарного масштаба. Таким образом, гипотеза "рудоконцентрирующих структур" получила дальнейшее развитие.

Было установлено, что такие структуры имеют преимущественно широтные и меридиональные простирания, специфическую выраженность в рельефе — как на континентах, так и на дне морей и океанов. В геофизических полях они проявлены в виде согласно вытянутых, хотя и разнородных аномалий. Сквозные зоны трассируются полями повышенных концентраций калия, бора, водорода, хлора, фтора. Месторождения, сосредоточенные в таких линеаментах, содержат широкий набор полезных элементов, характеризуются разнообразием рудных формаций и имеют длительную многоэтапную историю.

Сквозные линеаменты, в пределах которых размещаются крупные рудные объекты, обладают также общими чертами магматизма, которые устойчиво проявляются на разных этапах развития поясов. Сравнительной характеристике главных особенностей магматизма "продуктивных" сквозных структур и посвящена эта статья.

В Сихотэ-Алине ряд широтных линеаментов, продолжающихся на дне Японского моря, был установлен по морфоструктурным, геофизическим и геологическим признакам. Один из них, Кавалеровско-Дальнегорский был охарактеризован как рудоконцентрирующий, так как в его пределах размещаются известные оловянные и полиметаллические рудные узлы Приморья — Вознесенский, Кавалеровский, Дальнегорский. Аналогичные структурно-геологические и геофизические признаки были установлены у широтного Бикинского линеамента (Связь магматизма... 1969). В числе важных геолого-магматических признаков было отмечено, что широтные сквозные структуры разделяют площади распространения гранитных интрузивов (как выходящих на поверхность, так и скрытых, обнаруживаемых геофизическими методами). Внутри сквозных линеаментов региона относительно крупные гранитоидные интрузивы очень немногочисленны. Помимо этого имеется ряд других особенностей магматизма, характерных для этих структур, в частности: сквозные широтные линеаменты Сихотэ-Алиня выступают, как пояса сгущения пород основного состава; в их пределах сосредоточены контрастные магматические комплексы, а также разновозрастные проявления ультрабазитов.

Пояса фемических пород. В Сихотэ-Алине, особенно в прибрежной его части, наиболее широко распространены меловые — палеогеновые изверженные породы кислого состава (липариты, дациты, латиты, гранитоиды). В составе разновозрастных магматических ассоциаций образования фемического типа в целом не превышают 20% объема. Это — тела габбро и диоритов в многофазных гранитоидных массивах; свиты даек порфиритов, с составами от андезита до пикрита; вулканические постройки андезитов, толщи базальтов (преимущественно неоген — четвертичных). Все подобные фемические породы, независимо от их возраста или формационной принадлежности, сосредоточены в нескольких линейных ареалах. Скопления таких пород образуют пояса широтного и меридионального простирания (рис. 1). Широтные фемические пояса имеют ширину 40—60 км; меридиональные — скрытые, более узкие, представлены преимущественно цепочками интрузивных тел и свитами даек.

В пределах опорного, Кавалеровско-Дальнегорского линеамента такой широтный фемический пояс, представленный системой мелких (и иногда и не выходящих на поверхность) магматических тел и комплексов, прослеживается более чем на 300 км. К нему принадлежат, в частности, габбро интрузива в заливе Опричника; дайки и штоки андезитов долины р. Лидовка; андезитовые вулканы Солонцовский и Николаевский, нежки близ слияния р. Пиритной и Высогорской, свиты даек Кавалерова и жерла вулкана Лагерного, покровы верхнетретичных и неоген — четвертичных базальтоидов в долинах рек Зеркальной и Перевальной; на стрелке рр. Грушевая — Матвеевка и к западу от оз. Ханка. Несмотря на небольшой объем фемических тел, этот пояс является сквозным по отношению к геологическим структурам разного возраста и величины, и долгоживущим, так как возраст образу-

ших его тел базальтоидов колеблется от палеозойского до неоген-четвертичного.

В других широтных сквозных поясах Сихотэ-Алиня, в частности, в Бикинском, помимо разновозрастных субвулканических тел и даек, размещаются крупные лавовые поля палеогеновых и неоген-четвертичных андезитов и базальтов.

Присутствие тел ультрабазитов также характерно для описываемых фемических поясов в сквозных линеаментах Приморья. Хотя формации ультрабазитов в целом мало распространены в регионе, ассоциированы с продольными, Северо-Восточными структурными швами, размещение массивов в этих продольных швах неравномерно. Сгущения выходов массивов ультраосновного состава также в значительной мере контролируются широтными сквозными линеаментами. Такой же особенностью отличается и размещение неогеновых щелочных базальтоидов, формация которых, как полагают, ассоциирована с зоной продольного Даубихинского разлома (см. рис. 1).

В пределах широтных сквозных линеаментов выходы перидотитов и пироксенитов известны далеко за пределами обычных ареалов их распространения. Так, в Кавалерово-Дальнегорской зоне пироксениты в ассоциации с базальтами и липаритами вскрыты на глубоких горизонтах Высокогорского оловянного месторождения, а перидотиты обнаружены среди даек оловорудных месторождений Кавалеровской группы (Осипова, 1973).

Контрастные ассоциации базальтоидов и калиевых липаритов. Тесную пространственную и возрастную связь с фемическими поясами сквозных линеаментов обнаруживают липариты и гранит-порфиры, обогащенные калием относительно натрия, а также летучими и рудными примесями. В Кавалерово-Дальнегорской зоне к этой группе пород относятся: гранит-порфиры штоков Контактного и Заветного в ассоциации с андезитами (р. Лидовка), липариты в постройке андезитового вулкана Солонцового, а также гранит-порфиры в субвулканических габбро вулкана Николаевского (Баскина, 1965). Еще более специфический состав имеют калиевые липариты в ассоциации с андезитами и трахиандезитами вулкана Лагерного, Кавалеровская группа месторождений (Связь магматизма... 1969). Подобные примеры многочисленны как в описываемой, так и в остальных сквозных зонах Приморья.

Такого рода кислые субвулканические тела и дайки, отличающиеся содержанием калия, летучих и рудных примесей от разновозрастных с ними и преобладающих по объему Na—K липаритов региона, давно известны в рудных полях Приморья. Обычно они рассматривались как поздние дифференциаты регионально распространенных кислых вулканических серий и гранитоидных массивов (Руб, 1960; Баскина, 1963, 1965 и др.). Однако, как выяснилось в ходе дальнейших исследований, практически все они сосредоточены в сквозных линеаментах вместе с фемическими комплексами и образуют с ними, как правило, контрастные магматические ассоциации.

Выходы таких минерализованных тел в обширных, ареальных полях вулканитов и в гранитных массивах редки. В то же время именно

там и следовало бы их ожидать в первую очередь, если калиевые липариты действительно формировались бы в процессе дифференциации магм этих ареальных кислых очагов.

Такое противоречие дало автору основание предположить, что возрастная и структурная ассоциация липаритов и базальтоидов в контрастных комплексах сквозных линеаментов отражает их генетическую общность. Предполагается, что специфические по составу, относительно богатые калием, кислые расплавы являются ювенильными, т.е. не возникают в результате анатектического плавления осадочно-метаморфической оболочки — гранитного слоя коры, или в процессе дифференциации возникающих таким образом расплавов. Далее мы вернемся к разбору этого предположения.

Как уже было отмечено, среди пород повышенной основности и среди ассоциированных с ними ультрабазитов и липаритов имеются тела различного возраста. Естественно, что все эти образования с полным основанием описывались, как составляющие различных магматических комплексов и формаций региона. Однако факты тесной пространственной сопряженности таких тел друг с другом, совпадение площадей их скопления со сквозными широтными линеаментами позволяют предположить и другое, а именно, что контрастная ассоциация фемических пород и калиевых липаритов (с подчиненными ультрабазитами и щелочными базальтоидами) является типичной магматической формацией сквозных линеаментов. Естественно возникает вопрос и о мере генетической связи между различными по составу членами такой ассоциации.

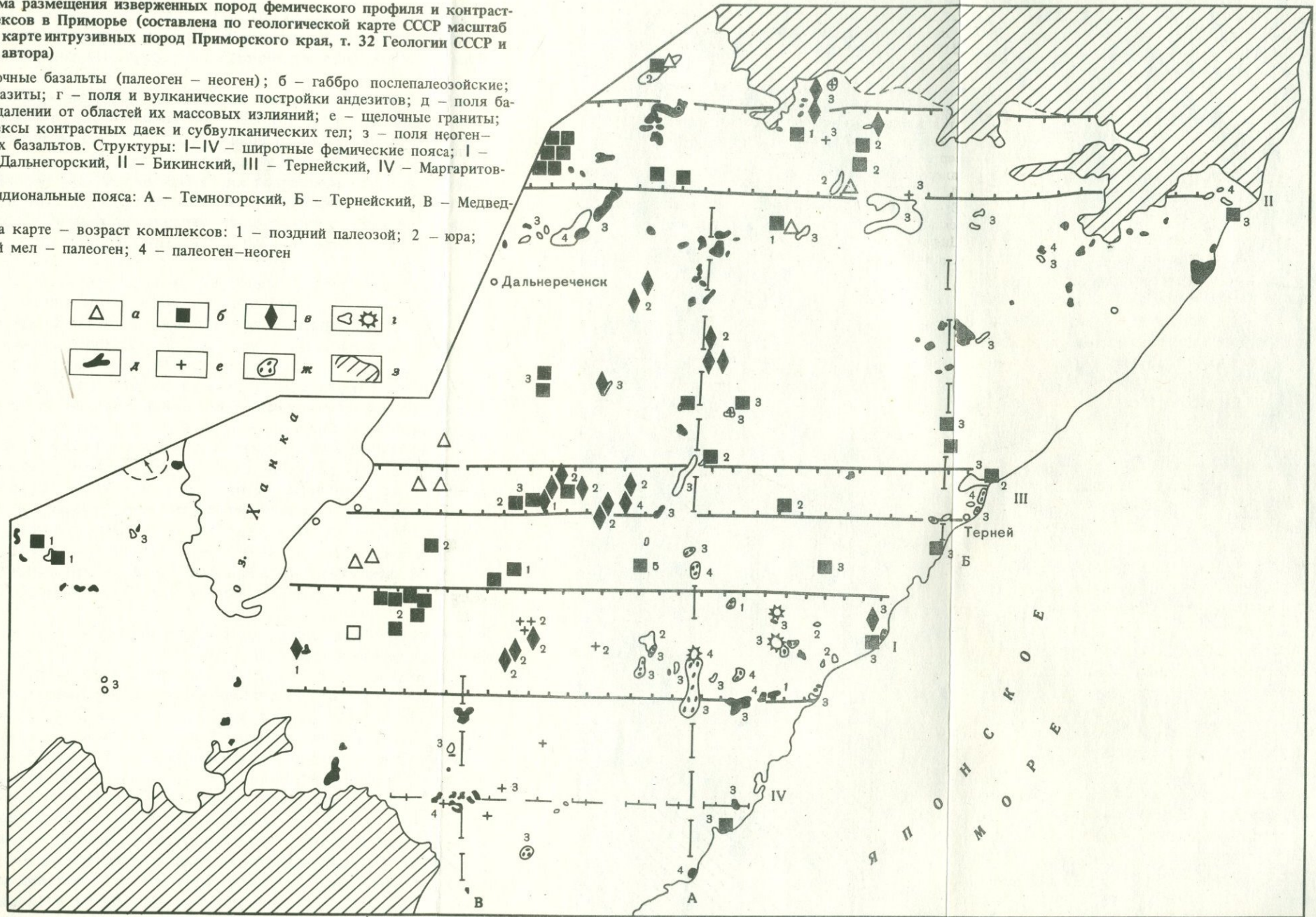
Приморье — не вполне удачный регион для решения таких вопросов по ряду причин. Это, в первую очередь, незначительный объем продуктов "контрастных формаций" по сравнению с одновозрастными вулканитами; преимущественно субвулканическая форма проявления, затрудняющая относительную датировку комплексов. Наличие зрелой сиалической коры в регионе заставляет практически всех исследователей обращаться к анатектической модели генезиса кислых магм (особенно богатых SiO_2 , K_2O , летучими и рудными примесями). Поэтому для того, чтобы выяснить, являются ли и в какой мере, эти особенности магматических комплексов общими для продуктивных сквозных линеаментов, далее используется сравнительный материал по магматизму рудоконцентрирующих линеаментов Северной Америки (преимущественно Канады) и юга Африки. Выбор объектов для сравнения продиктован следующими соображениями. Выявленные на этих территориях рудоконцентрирующие пояса четко фиксируются суммой геолого-тектонических, геохимических, геофизических и морфоструктурных признаков. По своей протяженности это — трансрегиональные и планетарные структуры, прослеживаемые либо от одной окраины континента до другой, либо даже с одного континента до другого. Эти сквозные пояса пересекают различные структурно-фациальные зоны, от архейских щитов до кайнозойских складчатых областей, что дает возможность проследить главные черты их магматической истории во времени. Эти структуры контролируют размещение практически всех типов месторождений (Глобальные закономерности..., 1974).

Рис. 1. Схема размещения изверженных пород фемического профиля и контрастных комплексов в Приморье (составлена по геологической карте СССР масштаб 1: 1 500 000, карте интрузивных пород Приморского края, т. 32 Геологии СССР и материалам автора)

а – щелочные базальты (палеоген – неоген); б – габбро послепалеозойские; в – ультрабазиты; г – поля и вулканические постройки андезитов; д – поля базальтов в удалении от областей их массовых излияний; е – щелочные граниты; ж – комплексы контрастных даек и субвулканических тел; з – поля неоген-четвертичных базальтов. Структуры: I–IV – широтные фемические пояса; I – Кавалерово-Дальнегорский, II – Бикинский, III – Тернейский, IV – Маргаритовский.

А–В – меридиональные пояса: А – Темногорский, Б – Тернейский, В – Медведковский.

Цифры на карте – возраст комплексов: 1 – поздний палеозой; 2 – юра; 3 – поздний мел – палеоген; 4 – палеоген–неоген



МАГМАТИЗМ СКВОЗНЫХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ ЛИНЕАМЕНТОВ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ И ЮЖНОЙ АФРИКИ

Основания для выделения подобных структур на разных континентах и их характеристика даны в упомянутой выше книге. На Северо-американском континенте это, в частности, широтные сквозные линеаменты 49–50° и 46–47° с.ш.

В Африке, южнее экватора, система протяженных меридиональных нарушений образует пояс шириной 300–400 км, звенья которого кулисообразно смещены (27–29° в.д. к северу от рифта Замбези и 29–31° в.д. южнее его). К этому поясу приурочено большинство крупных месторождений Африки, независимо от их возраста и типа ископаемых. Система широтных сквозных зон, хотя и гораздо меньших по масштабу, играет важную роль в размещении крупнейших рудных узлов внутри меридионального пояса и определяет позицию месторождений за его пределами (рис. 2).

Для всех рассматриваемых далее сквозных структур характерны те же общие особенности магматизма, которые были установлены в Приморье. Такие структуры проявлены как пояса базальтоидного магматизма и как зоны концентрации контрастных магматических комплексов с широким участием ультрабазитов.

Фемические вулканические пояса. На самых ранних этапах геологической истории сквозные линеаменты проявляются как системы преимущественно широтных и меридиональных вулканических поясов базальтового состава. Наиболее древние из таких поясов известны в сквозных структурах на юге Канады (пояса Абитибиде, Вава в линеаменте 49–50° с.ш.); в Африке (пояс Барбертон 26° ю.ш.); такие же пояса определяют положение золотоносных районов в юго-западной Австралии. Исследователи отмечают однообразие строения подобных зеленокаменных поясов как внутри одного региона – в частности, в различных структурных провинциях Канады (Baragar, Goodwin, 1969; Goodwin, 1972), так и на всех континентах (Engel, 1968; Anhaeusser, 1971).

Вулканический разрез поясов таков: в основании лежат основные потоки, основные и ультраосновные интрузии общей мощностью 3–6 км, выше – 1,5–3,5-километровая толща базальтов с участием андезитов и риолитов, затем такой же мощности накопления преимущественно андезитов и риолитов и, наконец, 0,5–2 км кислых эффузивов, вулканогенно-осадочных пород и базальтов. Подсчитанные для нескольких поясов Канады объемные отношения базальтов, андезитов и риолитов (фельзитов) в разрезах равны 6:3:1. Во многих поясах такой зональный разрез повторяется 2 и 3 раза, причем пропорция кислых лав в каждом вышележащем "цикле" увеличивается.

Состав базальтов отличается разнообразием – это и низкокальциевые, примитивные или океанические толеиты, и континентальные толеиты, и высокоглиноземистые, и субщелочные разновидности. Накопление вулканитов сопровождается внедрением субвулканических тел и малых интрузий перидотитов и габбро, диоритов, монзонитов, граносиенитов,

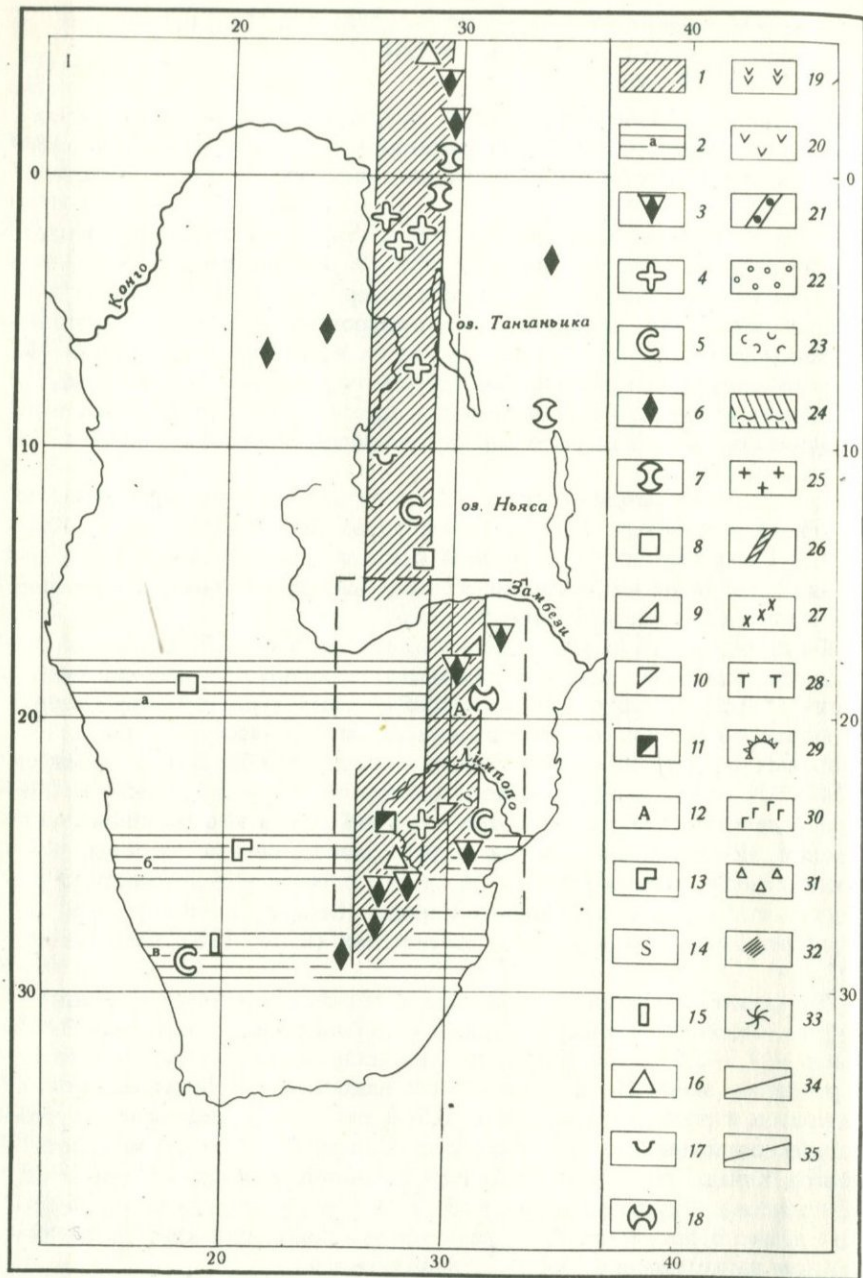
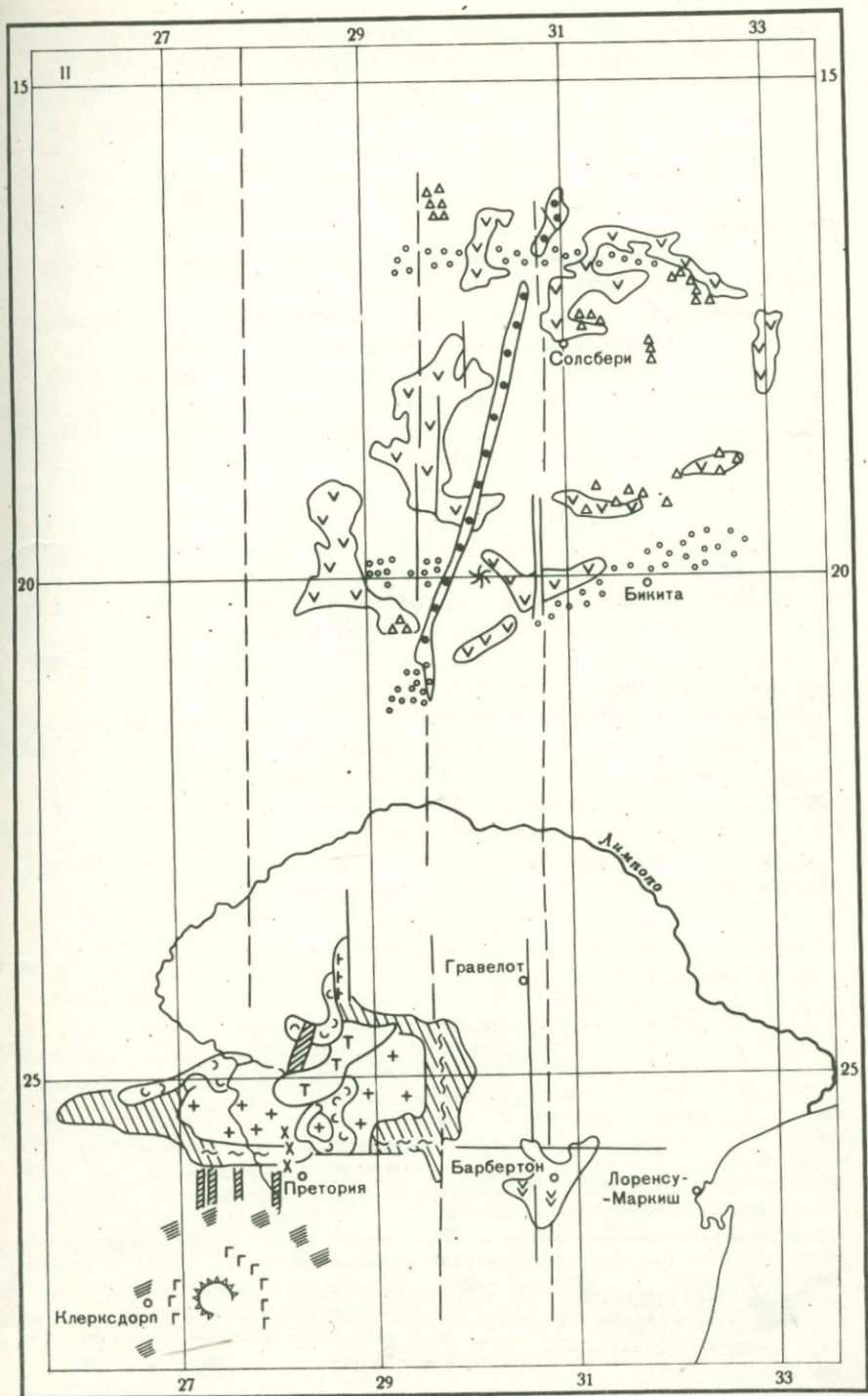


Рис. 2. Рудоконцентрирующие пояса и главные магматические комплексы в зонах сгущения докембрийских месторождений на юге Африки. Составлена В.А. Баскиной с использованием материалов: Карта полезных ископаемых, 1973; Kun, 1965. Pelletier, 1964, African Magmatism... 1970



фельзитов и кварцевых порфиров. Этот комплекс пород формируется ранее первых осадочных накоплений (граувакк) внутри поясов и до внедрения нижнеархейских гранитов на окружающих площадях. Предполагается, что сиалическая кора в это время не была еще полностью сформирована.

Характерной чертой базальтовых разрезов является присутствие магнезиальных разновидностей — коматитов, о которых подробнее речь пойдет в следующем разделе.

Главная масса базальтов Абитиби и Барбертона древнее 3,2 млрд. лет (Niekerk et al., 1969).

С линеаментами, контролирующими докембрийские зеленокаменные пояса, и в дальнейшем связаны очень сходные по составу (хотя и иные по объему и фациальному типу) магматические ассоциации. Обычно это базальтоиды, в подчиненном объеме — контрастные серии вулканитов, а также комплексы интрузий и даек с широкими вариациями состава, аналогичные комплексам интрузивных пород в составе инициальных зеленокаменных поясов.

Рассмотрим в качестве примера широтный линеамент 46–47° с.ш. В Южной провинции Канадского щита в архее в этой зоне размещался осадочно-вулканогенный бассейн (территория складчатого пояса Пенюкиан). Заполняющие бассейн толеиты, а в восточной части (близ Садбери) толщи щелочно-земельных толеитов, андезитов и фельзитов имеют возраст 2300 млн. лет (Card et al., 1972). Систему широтных тел образуют здесь расслоенные диабазы Ниписсинг (2150 млн. лет).

Западнее, в районе современного бассейна оз. Верхнего расположено наиболее мощное и протяженное (более 400 км) субширотное звено трога, заполненного базальтами Кьюиноу, возрастом 1100–1000 млн. лет. Одним из аналогов толщи Кьюиноу считается примыкающий к нему с запада расслоенный интрузив Дулут.

Базальты — пузырьчатые, миндалекаменные, отличаются богатством летучих составляющих (Уайт, 1972). В верхах разреза Кьюиноу появ-

Подпись к рис. 2 (окончание)

I — схема размещения месторождений; 1 — меридиональный рудоконцентрирующий пояс юга Африки; 2 — широтные рудоконцентрирующие пояса: а — Бэйра, б — Лоренсу, в — Дурбан; 3–18 — крупные месторождения с ведущим элементом: 3 — золото, 4 — олово и редкие металлы; 5 — медь; 6 — алмазы; 7 — ниобий; 8 — свинец, германий; 9 — хром; 10 — платина; 11 — флюорит; 12 — асбест; 13 — циркон; 14 — сурьма; 15 — барит; 16 — железо; 17 — уран; 18 — литий, бериллий. II — схема размещения магматических комплексов (на рис. 2, I показана пунктиром); 19 — зеленокаменные пояса, нижнеархейские; 20 — то же, архейские; 21 — Великая Дайка Родезии, 22 — поля калиевых гранитов; 23–28 — комплекс Бушвельд: 23 — риолиты; 24 — нориты расслоенные с главными рудными горизонтами; 25 — красные граниты; 26 — дайки диабазов; 27 — выходы щелочных пород; 28 — эффузивы Карру; 29 — купол Фредефорт; 30 — поля андезитов в его обрамлении; 31 — поля редкоземельных пегматитов; 32 — золоторудные поля Витватерсранда; 33 — кольцевой перидоритовый массив Машаба; 34 — откартированные меридиональные нарушения; 35 — отдешифрированные линеамента

ляются лавы андезитов и фельзитов, гипабиссальные тела фельзитов, кварцевых порфиров, реже граносиенитов.

Помимо магматического бассейна Седбери, о котором речь пойдет дальше, в пределах пояса Пенокиан известен ряд разновозрастных протерозойских интрузивов кварц-монцититового и габбро-сиенитового составов и габбро-анортозитовых плутонов. Цепочка этих плутонов протягивается и к востоку от Седбери. Там, в провинции Гренвилл, сохранились останцы докембрийских зеленокаменных поясов с контрастным составом вулканитов. Палеозойские магматические образования, прорывающие эти докембрийские вулканиды и контролирующее оруденение медно-никелевое, висмутовое, оловянное и вольфрамовое (Маунт-Плезант), представлены диабазами, габброидами, перидотитами, реже сиенитами и риолитами (Ruitenberg, 1972).

Далее на восток, вплоть до окраин материка, протягивается система широтных разломов, вмещающих пояс примитивных диабазов триасового возраста (Boyle, 1972).

Тот же сквозной пояс в Кордильерах контролирует поперечную зону кайнозойской активизации — пояса третичных андезитов, цепочки плиоценовых и голоценовых стратовулканов андезитового и базальтового состава (Маунт-Адамс, Рейнир, Сент-Элен). В этом поясе в зоне Паско, миоценовые базальты р. Колумбии достигают мощности 5–6 км.

Характерная особенность магматизма сквозных рудоконцентрирующих структур — проявления ультрабазитового вулканизма. В разрезах нижнеархейских вулканидов присутствуют лавы ультраосновного состава¹, представленные наслоениями потоков до 4–5 км длиной и до 400 м мощностью. Толща, состоящая из 60 потоков, каждый из которых обладает правильным зональным строением, описана близ Манро, пояс Абитиби (Puke et al., 1973). Подушечные текстуры, стекловатое сложение с характерной структурой раскристаллизации "Shinifes" (скелетные, сноповидные и игольчатые кристаллы оливина и пироксена), отмечаемое местами переслаивание с осадочными горизонтами позволяют исследователям отнести многие тела к эффузивной фации. Лавы сопровождаются многочисленными силлами и интрузивами перидотитов. Все эти тела, образованные внедрениями и излияниями перидотитовой магмы, по минеральному составу аналогичны ультраосновным обособлениям в телах дифференцированных толеитовых потоков и расслоенных интрузий. В ассоциации с перидотитами обычны покрывы и высокомагнезиальные базальты, называемые коматитами.

Коматиты впервые были описаны в нижнеархейском золотоносном поясе Барбертон (Viljoen et al., 1968) в одном из звеньев широтной зоны Лоренцу. Коматиты отличаются от других типов базальтов не только избытком Mg, но и недостатком Ti, Al и щелочей. Как и в архее Канады, эти базальты, совместно с ультраосновными лавами, образуют покрывы подушечного сложения в десятки и сотни метров мощ-

¹Здесь и далее химические анализы см. в таблице.

№ пп	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	39,3	8,9		12,8
2	48,9	11,1	2,0	11,1
3	72,2	13,6	2,6	2,6
4	41,6–52,7	2,7–9,8	0,9–11	4,4–9,7
5	51,9	3,5	2,1	7,9
6	74,1	14,0	0,9	0,3
7	71,5	11,9	1,8	4,0
8	51,5	11,3		10,1
9	75,4	12,4	0,4	1,4
10	74,1	13,4	0,7	1,2
11	75,2	11,3		2,4
12	76,1	11,7		2,5

1 – ультраосновные лавы, пояс Абитибби; 2 – коматиты, пояс Вава; 3 – риолиты, пояс Кьюинау (1–3 по Baragar et al., 1969); 4 – коматиты, пояс Барбертон (Brooks et al., 1972); 5 – пироксенит, средний состав Великой Дайки Родезии (Bichan, 1968); 6 – риолит нижнеархейский, пояс Барбертон (Ferguson, 1972); 7 – риолит Претория, комплекс Бушвелльд (Уэйджер, Браун, 1970); 8 – коматиты, нижнеархейские вулканические пояса Западной Ав-

ностью и представлены стекловатыми разновидностями лав. Состав их часто близок к пироксенитам (таблица).

В золотоносных архейских зеленокаменных поясах Западной Австралии, помимо аналогичных толщ, состоящих из потоков подушечных лав и силлов ультрабазитов и коматитов, описаны агломераты, туфы, этакситовые туфолавы и гиалокластиты ультраосновного состава. В лавах наблюдались пузырчатые текстуры (Mc Call, 1971). Некоторые силлы, как показал анализ, внедрились в виде смеси кристаллов и расплава; состав их центральных частей отвечает перидотиту, а состав стекловатых зон закалки – пироксеновому перидотиту.

Внедрение ультрабазитов происходит в процессе формирования вулканических толщ поясов неоднократно. Особенно интересна их частая ассоциация со скоплениями кислых пород на разных уровнях разрезов вулканитов: Гудвин, обобщая имеющиеся данные (Goodwin et al., 1972), приводит ряд примеров интрузивных контактов перидотитов с кислыми пирокластами, с потоками риолитов в верхах базальтовых разрезов; описывает силлы и субвулканические тела стекловатых перидотитов в жерле фельзитового вулкана, а также в верхах мощной (более 16 км) базальт-риолитовой эффузивной толщи и т.д.

В Австралийском поясе Мунт-Монгер архейская серия того же названия начинается с излияний и внедрений ультрабазитов и коматитов, которые перекрывают фельзиты предыдущего "цикла" (Williams, 1972).

По мере утолщения архейской гранито-гнейсовой коры объем излияний ультрабазальтовых лав и коматитов в вулканических поясах сокращается. Тем не менее, на рассматриваемых площадях в докембрии

Mg O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O
22,5	6,3	0,45	0,18
16,7	11,4	0,8	0,06
0,3	0,6	2,5	4,7
10,1–33,8	4,3–12,8	0,1–2,7	0,02–0,5
29,6	3,4	0,3	0,1
1,0	0,6	0,3	7,0
0,3	1,9	3,1	4,2
17,0	8,3	1,1	0,1
0,2	0,5	0,8	6,6
0,3	0,9	2,5	5,0
0,13	1,0	2,7	5,0
0,3	1,9	0,4	6,6

стралии (Williams, 1972); 9 – риолиты из контрастного комплекса вулкана Лагерного, Кавалеро, Сихотэ-Алинь; 10 – риолитовые порфиры из контрастных субвулканических серий, Дальнегорск, Сихотэ-Алинь; 11 – риолит – остаточное стекло в толеитах Таласса (Lowder, 1970); 12 – риолит (по Roedder, 1970).

происходит неоднократное внедрение субвулканических тел и интрузий ультрабазитов. Хорошим примером является комплекс кольцевых и радиальных даек Машабы. Этот протерозойский магматический комплекс приурочен к узлу пересечения меридионального (31° в.д.) и широтного (20° ю.ш.) рудоконцентрирующих линеаментов юга Африки и представлен системой даек, в том числе концентрических кольцевых, и пологих тел, сформированных в результате нескольких фаз внедрения расплава (Wilson, 1968).

В сущности громадным каналом мантийных лав, соответствующих по составу коматитам (см. табл. 1), является Великая дайка Родезии, — имеющая более 500 км в длину и 5–10 км в ширину. По геофизическим свойствам это абиссолит — тело большой плотности, уходящее на неопределенную глубину. Лишь в верхней части выходы пород дайки образуют пологое расслоенное тело. Возраст дайки 2800–2500 млн. лет (Vail et al., 1969).

В более молодом протерозойском изверженном комплексе Бушвельда также обнаружены внедрения роговообманковых коматитов в габбро. Здесь отмечается другая важная особенность магматизма сквозных линеаментов — локализация в их пределах расслоенных габброидных интрузивов и контрастных вулканических комплексов.

Контрастные магматические комплексы. В описываемых сквозных линеаментах риолиты появляются вместе с самыми ранними излияниями базальтов. В результате уже в основании поясов образуются толщи с многократной перемежаемостью базальт — риолит или андезит — риолит, сопровождаемые сериями субвулканических тел и даек

контрастного состава. Значительная часть риолитов предшествует как наиболее ранним осадочным образованиям, так и наиболее ранним из вскрытых нижнеархейских гранитоидов. Такие риолиты с наибольшим основанием можно считать продуктом тех же очагов магмогенерации, что и ассоциированные с ними базальты, ультрабазиты и андезиты, т.е. предполагать в них ювенильные образования. По составу среди них встречены разности как натровые, так и калинатровые и калиевые (см. табл. 1).

Геологические и петрохимические признаки, позволяющие видеть в риолитах вместе с ультрабазитами и базальтоидами продукты генетически единых ассоциаций, подробно рассмотрены в другом месте (Баскина, 1974).

Риолиты, ассоциированные с базальтоидами и ультрабазитами наиболее ранних вулканических поясов, по составу неотличимы от тех кислых пород, которые являются продуктом либо остаточной кристаллизации, либо контрастного расщепления базальтов. Часто, подобно остаточным стеклам в толеитовых телах или включениям в минералах базальтов Луны, эти риолиты представлены разностями с SiO_2 до 74–78%, а $\text{K} > \text{Na}$ и с ничтожно малыми содержаниями Mg (Баскина, 1971, 1972). Для таких риолитов обычны высокие содержания примесей меди, свинца, бария, фтора.

Предположение о происхождении всех ассоциированных расплавов из единого мантийного субстрата согласуется с результатами петрологических экспериментов Бенема, Грина, Йодера, Кусиро, Уилли, Хитарова и других исследователей. Ими показано, что кислые расплавы могут образоваться при очень высоких давлениях, наряду с расплавами андезитового, базальтового и перидотитового составов из единого (основного или ультраосновного) субстрата в процессе его более или менее полного плавления при разных содержаниях воды.

Предположение о единых уровнях генерации расплавов, различных по составу (от ультраосновных до ультракислых) в корневых частях сквозных линеаментов могло бы, очевидно, объяснить и тот факт, что именно в таких структурах локализованы все так называемые расслоенные интрузивы. Например, в упоминавшемся линеаменте 46–47° с.ш., контролирующем размещение архейских вулканических поясов Канады и США, расположены массивы Стилутер, Дулут, Садбери, а в меридиональном линеаменте 116° з.д. — массив Маснокс. С аналогичной структурой связана одна из Великих Даек мира — Бинериньи, в золотоносном районе Западной Австралии (примерно 32° ю.ш., 121° в.д.).

Меридиональная зона концентрации месторождений юга Африки трассируется на значительном отрезке Великой Дайкой Родезии, а южнее, в той же структуре расположен расслоенный комплекс Бушвелд.

Обычно эти тела имеют вертикальные корни, уходящие на большую глубину. Так, выше уже упоминалось, что Великая Дайка Родезии отнесена к абиссолитам. Прослеженная в длину более чем на 500 км, эта дайка сложена норитами, перидотитами, пироксенитами и мелкими кислыми телами, причем такое разнообразие обусловлено как процес-

сами расслоения на месте (в пологой верхней части массива), так и многократными внедрениями с глубины различных по составу контрастных расплавов.

Дайка Бинериньи прослежена более чем на 350 км. Это — вертикальное тело, также сформированное в результате многократных внедрений. На всем протяжении дайки в ней отмечаются признаки явной и скрытой расслоенности, параллельной вертикальным контактам (Mc Call, Peers, 1971).

Классическим примером пологого расслоенного тела — лополита — считается массив Бушвельда, однако контакты разнотипных пород в его составе, как это установлено горными выработками или геофизическими исследованиями, как правило, оказываются крутыми (Уэйджер и др., 1970).

Подобно Великой Дайке Родезии, интрузив Маскоккс представляет собой по форме вертикальное трещинное тело с пологим расширением близ поверхности (Fraser et al., 1972). Этот меридиональный интрузив сложен комплексом дифференциатов магнезиальных толеитов — дунитами, перидотитами, пироксенитами, габбро и гранофирами. Его выходы на поверхности протягиваются на 120 км. Далее к северу крупная линейная магнитная аномалия, а затем и гравитационный максимум, по-видимому, трассируют продолжение тела на глубине, так что в целом длина его достигает 270 км. Установлены признаки многочисленных внедрений магмы в камеру интрузива. Исследователи считают Маскоккс субвулканическим резервуаром на пути расплавов от мантии к поверхности (Goodwin, 1972).

Наряду с такими крупными расслоенными телами имеется большое количество подобных, но мелких интрузий, в эффузивных толщах зеленокаменных поясов. Ни по составу, ни по взаимоотношениям слагающих их разностей эти два типа расслоенных тел: крупные анорогены и мелкие эвгеосинклинальные не различаются.

Однако возраст тех и других даже в пределах единого линеамента может сильно варьировать. Например, в линементе 46° с.ш. (Канада — США) возраст расслоенного интрузива Седбери 1750 млн. лет; массив Стилуотер прорван монцонитами с U—Pb возрастом 2750 млн. лет (Page et al., 1972), т.е. является нижнеархейским, а Дулут датируется цифрой 1100—1200 млн. лет.

На юге Африки расслоенный массив Великой Дайки формировался в интервале 2800—2500 млн. лет, а породы Бушвельда имеют возраст 1950 млн. лет. Итак, образование расслоенных изверженных тел, связанных с многократным внедрением контрастных расплавов, является еще одним из магматических признаков сквозных рудоконцентрирующих линементов, устойчиво сохраняющихся во времени. По-видимому, с режимом глубинного магмообразования тесно связана и возможность отделения и концентрации первичных ювенильных накопленей рудного вещества — поскольку для многих крупных месторождений, независимо от типа металла или тектонического фона, в локальном магматическом контроле важную роль играют масштабы предшествующего кислого магматизма.

АНОМАЛИИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА УЧАСТКАХ КОНЦЕНТРАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

В пределах линеаментов месторождения эндогенных руд распределены неравномерно, причем часто такие узлы концентрации оруденения совпадают с участками аномального по объему и составу магматизма.

В Канаде в зоне широтного линеамента 49–50° с.ш. более 10 крупных месторождений золота, меди, цинка, серебра контролируются нижнеархейским вулканическим поясом Абитибби. Из всех аналогичных по возрасту и составу зеленокаменных поясов Канады, Абитибби не только самый крупный, но и уникальный по разнообразию вулканитов (Godwin, 1972). В его пределах, в частности, располагается вулканический бассейн Кирклэнд, где мощность нижнеархейских вулканитов равна 20 км (мощности разрезов других крупных поясов страны — таких как Йеллоунайф, Берч, Учи, Уудс равны 6–17 км). Мощность отдельных потоков базальтов, обычно измеряемая 10–30 м, достигает близ Кирклэнда 250 м. В основании разреза Кирклэнда наряду с базальтами присутствуют базаниты и базальты, обогащенные калием; среди кислых разностей наряду с риолитами появляются трахиты и сиениты. И в дальнейшем магматизм этого узла сохраняет черты повышенной щелочности — к нему приурочен протерозойский сиенитовый штот Отто (1700 млн. лет) и ряд мезозойских кимберлитовых тел (хотя практически мезозойский магматизм на щите неизвестен).

В другом участке пояса Абитибби, в Тиммингс, сосредоточены калиевые риолиты, а в Норанде описаны мощные потоки богатых летучими, шаровых риолитовых лав.

В этих участках кислые вулканиты сосредоточены в линейных широтных структурах и образуют скопления изометричных куполов, к которым и приурочена главная масса месторождений. Относительное количество кислых пород здесь выше, чем в других поясах региона.

Своеобразие тектонического и вулканического режима рудоносных структур, как это часто можно видеть, возникает задолго до формирования близких к оруденению магматических комплексов.

Например, в бассейне Седбери уже наиболее ранние члены разреза — породы группы Элиот-Лейк (2200 млн. лет) представлены толщей базальтов, андезитов и фельзитов мощностью 1,5–2 км.

В других частях бассейна Пенокиан, восточную часть которого занимает площадь Седбери, разновозрастные отложения представлены сланцами и песчаниками, лишь изредка с маломощными горизонтами толеитов.

Разрез ранних вулканитов Седбери очень близок к разрезам нижнеархейских зеленокаменных поясов Канадского щита. Одновременно с накоплением вулканитов, близ Седбери произошло внедрение двух кварц-монцитовых плутонов — Меррей и Крейтон (2200 млн. лет). Эта фаза гранитообразования не имеет регионального распространения. Выше вулканитов залегают циклические толщи осадочных пород Гуронского возраста — конгломератов, сланцев и песчаников. Одна из таких

толщ, мощностью 1 км (формация Мак-Ким), известна лишь в бассейне Седбери, другие формации имеют в этом районе мощность 3,5–4 км, в то время как суммарная мощность разновозрастных толщ в других участках пояса около 1,5 км. Заметно большую мощность в районе Седбери имеют и отложения вышележащей группы Кобальт (5,1 км близ Седбери; 3,5 до 4 км на остальной территории).

Только в бассейне Седбери локально распространены лежащие на осадках группы Кобальт отложения группы Уайтуотер. Начинаются они с мощных (более 1 км) накоплений туфобрекчий андезитового состава с дайками и потоками андезитов и риолитов. Эти туфобрекчии, выделяемые в формацию Опейпинг, часто рассматривают как фацию брекчий выброса метеоритного кратера (Dietz, 1970 и др.). Возраст их определен в 1800 млн. лет. В эти отложения внедрился расслоенный норит-гранофировый интрузив Седбери. С одной из его поздних интрузивных фаз — кварцевыми диоритами, проникающими по периферии тела, и ассоциированно сульфидно-никелевое оруденение.

С таким же основанием можно говорить о локальных особенностях тектоно-магматической истории других рудоносных комплексов, например Бушвельда и Фредфорда в Южной Африке.

Бушвельдский комплекс контролируется узлом пересечения транс-африканских широтных и меридиональных линеаментов. В протерозойское время в пределах этого узла проявился интенсивный локальный параксизм кислого вулканизма. Образовалась мощная (3–4 км) воронка, заполненная фельзитами, обсидианами, кислыми туфами, сферолитовыми риолитовыми порфирами, эруптивными брекчиями и т.д., в которую и произошло в дальнейшем внедрение расслоенных норитов Бушвельда, имеющих возраст 1950 млн. лет. Поздние интрузивные фазы Бушвельдского массива также имеют локальное распространение, они представлены многократными внедрениями гранитов, с которыми связано оловянное оруденение. Несмотря на большое фациальное разнообразие, ранние кислые вулканыты, а также гранофиры в составе расслоенных тел, и все граниты поздних фаз Бушвельда имеют близкий состав и принадлежат к К–Na типу.

Мы вынуждены ограничиться здесь приведенными примерами, чтобы подчеркнуть роль кислого магматизма в образовании рудоносных комплексов расслоенного типа. В сущности в любом из известных случаев оруденение разных типов, контролируемое телами ультрабазитовых дифференцированных базальтоидов, проявляется в связи с фазами кислого магматизма и кремнево-щелочного метасоматоза. Так, золоторудные месторождения Южной Родезии размещены в пределах базальт-ультрабазитовых тел древних зеленокаменных поясов в тех участках, где происходит внедрение кислых даек или формирование на месте кислых дайкоподобных порфировых тел. На флангах аналогичных зеленокаменных поясов происходит либо обособление гранитов, отличающихся калиевым типом от остальных архейских гранитоидов региона, либо концентрация пегматитов с редкометальным (Li, Rb, Nb, Ta) оруденением (Viewing, 1968).

В статье рассмотрены некоторые закономерности регионального магматического контроля эндогенного оруденения. Показано, что те сквозные линеаменты, в пределах которых сконцентрировано наиболее богатое и разнообразное оруденение, в различных по строению регионах обладают многими общими особенностями магматизма. Это — площади, где сосредоточена главная масса разновозрастных магматических продуктов основного состава, там же локализованы контрастные ассоциации, причем к ним принадлежат наиболее кислые и богатые щелочами тела, которые, как правило, отсутствуют в окружающих ареалах одновозрастного кислого магматизма. Ультраосновной вулканизм, особенно обильный на ранних (архейских) этапах развития подобных структур, неоднократно проявляется и в дальнейшем в тесной возрастной и пространственной связи с кислым и базальт-андезитовым.

Такие вулканические ассоциации, названные здесь контрастными триадами, рассматриваются как генетически единый комплекс ювенильных пород. Предполагается, что особенно интенсивная эндогенная проработка в некоторых узлах сквозных линеаментов приводила к многократной мобилизации кислого ювенильного вещества и его локальному накоплению в объемах значительно больших, чем при первичных процессах обособления кислого расплава за счет расслоения базальтов или контрастного плавления мантийного вещества. Такие участки служат одним из признаков локальных продуктивных узлов в пределах сквозных линеаментов.

ЛИТЕРАТУРА

- Баскина В.А., Фаворская М.А. Формации мезо-кайнозойских субвулканических и малоглубинных интрузий Сихотэ-Алиня. — Труды Третьего Всесоюзного петрографического совещания. Новосибирск, 1963.
- Баскина В.А. Магматизм Тетюхинского района. М., "Наука", 1965.
- Баскина В.А. Калиевые граниты на Луне. — Природа, 1971, № 9.
- Баскина В.А. Механизм формирования контрастных вулканических серий. Автореф. ИГЕМ за 1971 г. М., ИГЕМ.
- Баскина В.А. К характеристике контрастных вулканических формаций. — В сб.: Проблемы магматических формаций. М., "Наука", 1974.
- Волчанская И.К., Кулинич Р.Г., Шило Г.К., Фаворская М.А. О некоторых методах выявления магмо- и рудоконтролирующих структур. — В сб.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М., "Наука". 1973.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., "Недра", 1974, 192 стр. с илл.
- Карта полезных ископаемых континентов мира, 1:15000000. Л., 1973.
- Осипова Г.А. О связи даек и оруденения в Кавалеровском районе. — В сб.: Вопросы магматизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Руб М.Г. О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 1.
- Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., "Недра", 1969, 263 стр.
- Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — Сов. геол., 1968, № 10.

- Уайт У.С. Месторождения самородной серы в северной части штата Мичиган. — В кн. "Рудные месторождения США", т. 1. М., "Мир", 1972, стр. 540.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир". 1970.
- Фаворская М.А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники. — Сов. геол., 1971, № 11.
- Фаворская М.А. На подступах к глобальной металлогении. — Природа, 1973, № 3.
- Anhaeusser C.R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archaean greenstone belts. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 3, 1971, p. 121-142.
- Baragar W.R.A., Goodwin A.M. Andesites and Arcean volcanism of the Canadian shield. — Proc. Andesite Conf. Oregon, 1969.
- Bichan R. The evolution and structural setting of the great Dyke, Rhodesia. — African Magmatism and Tectonics Edinburgh, 1969, p. 51-73.
- Boyle R.W. The geology, geochemistry and origin of the Ba, Mn, and Cu-Pb-Zn-Ag deposits of Wolton area. — Geol. Surv. Can. Bull., 1972, 166.
- Brooks C., Hart S. An extrusive basaltic komatite from a Canadian Archaean metavolcanic belt. — Can. Journ. Earth Sci., v. 10, 1972, p. 1250-1254.
- Card K.D., Church W.R., Franklin J.M., Frarey M.J., Robertson J.A., West G.F., Young G.M. The Southern Province. — Geol. Ass. Can. Spec. Paper, v. 11, 1972, p. 336-380.
- Dietz R.S. Sudbury astrobleme and possible cosmogenic ores. — Geol. Ass. Can. Spec. Paper, v. 10, 1972, p. 40-48.
- Engel A.E.I. The Barberton mountain land—clue to the differentiation of the Earth. — In: Symp. on Rhodesian Basement Complex. Salisbury, 1968, p. 225-271.
- Geology and Economic Minerals of Canada. Ottawa, 1969, p. 1-838.
- Goodwin A.M., Ridler R.H. The Abitiby Orogenic Belt. — Geol. Surv. Can. Paper, N 70-40, 1970, p. 10-19.
- Goodwin A.M. The Superior Province. — Geol. Ass. Can. Spec. Paper, v. 11, 1972, p. 626-688.
- Fraser I.A., Hoffman P.F., Irvine T.N., Murskyg N. The Bear Province. — Geol. Ass. Can. Spec. Paper, v. 11, 1972, p. 455-503.
- Lowder G.G. The volcanoes and caldera of Talasea N. Britain. Contr. — Min. Petrol., 1970, v. 26, p. 4-17.
- McCall G.I.H. Some ultrabasic and basic igneous rock occurrences in the Archaean of W. Australia. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., N 3, 1971, p. 425-442.
- McCall G.I., Peers R. Geology of the Binneringie Dyke, W. Australia. — Geologische Rundschau, 1971, B. 60, H. 3, Pt. 2, S. 1174-1190.
- Niekerk C.B., Burger A.I. A note on the minimum age of the acid lava of the Onverwacht series. — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1969, v. 72, part 1, p. 9-23.

- Page N., Nokleberg W.I. Genesis mesozonal granitic rocks below the base of the Stillwater Complex. - Geol. Surv. Prof., 1972, Paper, N 800d, p. 127-141.
- Pyke A.P., Naldrett A. Archean ultramafic flows in Munro township Ontario. - Bull. Geol. Soc. Am. 84, 1973, N 3, p. 215-234.
- Roedder E., Weiblen P. Silicate liquid immiscibility in Lunar magmas. Science, 1970, v. 167, N 3918.
- Ruitenberg A.A. Metallisation episodes related to tectonic evolution Rolling-Dam. - Econ. Geol., 1972, v. 67, N 4, p. 434-450.
- Vail I.R., Dodson M.H. Geochronology of Rhodesia. - Trans. Geol. Soc. South Africa, 1969, v. 72, part 3, p. 79-115.
- Viewing K.A. Regional geochemistry and rhodesian basement complex. - In: Geol. South Afr. Soc. annexture, 1968, v. 71, p. 21.
- Viljoen H.I., Viljoen R.P. Archaean volcanicity and continental evolution in Barberian region. - In: African magmatism and tectonics, Edinbourn 1970, p. 27-51.
- Williams D.A. Archaean ultramafic and associated rocks, Mt Monger. - J. Geol. Soc. Austr., 1972, v. 19, part 2, N 2, p. 163-188.
- Wilson G.F. The Mashaba igneous complex. - In: Symp. on rhodesian basement complex. Salisbury, 1968, p. 175-189.

О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗИ СУЛЬФИДНОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ФОРМАЦИЯМИ БАЗИТОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время при металлогенических исследованиях целесообразно изучать не только процесс отложения самого рудного вещества, но также условия формирования тех или иных рудных месторождений в совокупности с комплексами горных пород, геологически связанными с ними, т.е. следует учитывать формационную принадлежность рудных месторождений.

При этом большие трудности возникают при исследовании условий и характера связи сульфидных медно-никелевых руд с формациями мафических пород. Если вещественный состав этих руд удивительно однообразен и повторяется от месторождения к месторождению, от провинции к провинции, то геологическая обстановка и комплексы родоначальных пород чрезвычайно разнообразны. Следовательно, какой бы геологический процесс не лежал в основе рудообразования, необходима вполне конкретная физико-химическая обстановка рудоотложения, определяемая весьма узкими пределами термодинамических параметров — температуры, общего давления, парциальных давлений (или химических потенциалов) отдельных компонентов, окислительно-восстановительного потенциала и т.д. Прежде всего следует отметить, что это будут условия достаточно высоких температур и сравнительно невысоких фугитивностей кислорода и серы, обеспечивающих устойчивость моносульфидов и препятствующих широкому образованию полисульфидов и окислов. Комбинация такого рода параметров может встретиться при любом эндогенном процессе, но для реального осуществления рудоотложения должны быть в наличии и соответствующие ресурсы цветных металлов и серы.

В принципе можно считать, что образование медно-никелевых месторождений почти всегда в той или иной мере связано со становлением дифференцированных интрузивов основного состава, причем формирование руд может совершаться в течение трех этапов — собственно магматического, постмагматического и метаморфического. Для месторождений, возраст которых датируется начиная со среднего протерозоя и до конца мезозоя (а таких месторождений большинство), основная масса руды возникает в течение магматического этапа, а в последующие этапы происходит лишь переотложение руд, которое, однако, может сопровождаться резким обогащением отдельных участков полезными компонентами.

Иная картина наблюдается для древнейших месторождений эпохи "протогея" — архея и самых низов протерозоя, когда громадные территории переживают неоднократный метаморфизм и часто подвергаются ультраметаморфизму. В этих условиях главную роль часто играет процесс метаморфического формирования богатых руд под влиянием серосодержащих растворов. Предугадать течение процесса заранее почти невозможно, однако следует заметить, что ультраметаморфизм, как таковой, по своим термодинамическим параметрам, а главным образом по температуре, не является абсолютно противопоказанным для сохранения ранее возникшего медно-никелевого оруденения, и если часто на месте ранее существовавших руд мы находим теньевые образования, то причина здесь лежит не в общей несовместимости, а часто в изменении какого-либо одного, но важного параметра (например, окислительного потенциала).

Таким образом, для месторождений протогея центр тяжести при поисках часто перемещается на расшифровку процессов метаморфизма, оттесняя на второй план вопрос о магматических формациях. Однако это неверно, так как без интрузивного массива обычно не бывает и руды, хотя связь здесь не столь прямая, как при ортомагматическом рудообразовании. С другой стороны, и сами магматические формации в протогее имеют несколько иной состав, нежели поздние их эквиваленты.

Остановимся на этом несколько подробнее. Магматические формации представляют собой временные категории. В ходе поступательного движения в развитии земной коры от архея и до ныне смена их следует за сменой типов геологических структур. Этот принцип нашел отражение во всех современных определениях понятия о магматических формациях (Билибин, 1959; Кузнецов, 1964). Таким образом, анализируя тектоническое строение какой-либо территории и выделяя там структуры разных порядков, мы одновременно должны учитывать соответствующие им магматические формации.

В настоящее время может быть дана довольно подробная характеристика догеосинклинального и раннегеосинклинального этапов развития земной коры. В архее преобладали простые линейно вытянутые и куполовидные структуры. В раннем протерозое уже существовали геосинклинали и платформы, хотя часто и весьма своеобразные, заслуживающие порой названия квазигеосинклиналей и квазиплатформ, но все же имеющие много сходных черт с соответствующими структурными элементами более позднего времени. Соответственно менялись и магматические формации и связанные с ними месторождения.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ РУДЫ

Аллареченский район. Из медно-никелевых месторождений СССР наиболее древними, вероятно, являются месторождения Аллареченского района на Кольском полуострове. Здесь на архейском фундаменте в нижнем протерозое закладывались узкие трогии геосинклинального

типа, в которых накапливались осадочно-вулканогенные толщи, испытавшие складчатость и метаморфизм в период поднятия (Зак и др., 1972). На заключительных этапах орогении произошло внедрение плагио-микроклиновых гранитов. Ультраосновой магматизм происходил до внедрения гранитоидов, причем ультраосновная магма проникала по зонам отслаивания и тектоническим нарушениям как в архейском фундаменте, так и в образованиях нижнего протерозоя.

Изучение слабоизмененных разностей гипербазитов показывает, что главнейшими первичными минералами в них являются оливин (Fe_{12-18}) и ортопироксен (Fs_{11-17}). Таким образом, мы имеем обычную гипербазитовую формацию (оливиниты, гарцбургиты и пироксениты, таблица), лишенную нацело габброидов, однако по железистости оливина и пироксена, по величине коэффициента $M/F = 4,1-4,4$ и по другим показателям она не соответствует типичным альпинотипным формациям и, как указывают авторы упомянутой работы, занимает промежуточное положение между альпинотипной и габбро-пироксенит-дунитовой.

На месторождениях Аллареченского района выделяются два основных этапа рудоотложения: магматический — образование сидеронитовых руд и метаморфический — образование эпигенетических руд ("серых" и жильных). Роль первого этапа в формировании месторождений различными исследователями оценивается по-разному — от ничтожной до довольно значительной. Допускается возможность образования эпигенетических медно-никелевых руд не только вследствие переотложения сульфидов первично-магматической вкрапленности, но и в результате процессов изменения и последующей сульфуризации гипербазитов, стерильных в отношении первично-магматических сульфидов. Согласно исследованию С.В. Ежова (1973) возникновение сложной тектонической структуры Аллареченского рудного поля было обусловлено образованием гранито-гнейсового купола. Формирование эпигенетического медно-никелевого оруденения происходило на второй стадии послегранитизационного метасоматоза, в связи с массивами гипербазитов, и контролировалось продольными разрывными нарушениями, которые возникли в том же поле напряжений, что и складчатая структура.

Карелия. Нижнепротерозойские никеленосные формации Карелии изучались автором и его сотрудниками (А.В. Касьяновым, Е.В. Баташевым и другими). Здесь я остановлюсь на разборе сульфидной минерализации Хаутаваарских гипербазитовых (серпентинитовых) массивов, которая имеет явно наложенный метасоматический характер. Хаутаваарские гипербазитовые массивы абсолютно не дифференцированы и, судя по полному отсутствию контактовых воздействий, внедрялись в холодном состоянии. Первичные сульфиды в массивах нацело отсутствуют. Хаутаваарские гипербазитовые интрузии локализованы в пределах Чалкинско-Ведлозерской структурной полосы, представляющей собой тектонический эвгеосинклинальный трог, заполненный разнообразными нижнепротерозойскими вулкано-осадочными и интрузивными образованиями, находящимися на архейском гранит-гнейсовом фундаменте. Находящаяся в верхней половине разреза кварц-серицитовая (по эффузивам) рудно-сланцевая толща содержит линзы пирит-пирро-

Химический состав некоторых никеленосных интрузий и их высокомагнезиальных

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	39,70	41,03	41,98	38,91	51,38	39,24
TiO ₂	0,20	0,47	2,97	4,97	0,27	0,07
Al ₂ O ₃	1,66	1,94	7,27	3,90	14,58	1,69
Cr ₂ O ₃	0,88	0,63	—	—	—	1,68
Fe ₂ O ₃	3,31	3,97	3,88	7,27	1,37	1,40
FeO	11,43	12,10	10,81	9,45	6,50	6,76
MnO	0,20	0,25	0,20	0,26	0,14	0,14
CaO	2,12	1,84	5,80	4,23	10,45	1,08
MgO	39,80	36,80	17,52	25,38	12,90	45,11
Na ₂ O	0,23	0,31	1,15	0,18	1,61	0,19
K ₂ O	0,12	0,40	0,57	0,13	0,28	0,08
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,64*	2,05*	—	—	—	2,83
Сумма	99,65	99,74	92,15	94,68	99,48	100,27
M/F	4,4	4,1	—	3,6	—	9,8

* В сумму не включено.

1, 2 — Алларченский район (по Заку и др., 1972), 1 — оливинит, 2 — гарбургит; 3, 4 — Печенгский район (по Увадьеву), 3 — средний состав интрузивного рудоносного комплекса, 4 — перидотиты (верлиты); 5—9 — центральная часть Кольского полуострова (5 — по Заку, остальные — по Козлову, 1973), 5 — габбро-норит-гипербазитовая формация в целом, 6 — оливинит Мончи,

тиновых руд (Хаутаваарские колчеданные месторождения). Изменения прогрессивного (изохимического) этапа регионального метаморфизма характеризуются очень длительным развитием наложенного прогиба. Регрессивные изменения непосредственно сменяют преобразования прогрессивного этапа. Они имеют локальный характер и происходят в условиях изменяющегося во времени режима кислотности — щелочности растворов. С регрессивным метасоматическим этапом связано образование руд, которое происходило непосредственно после отложения тремолита, в моменты повышения щелочности среды при переходе от кислотной стадии к позднещелочной.

Участок локализации оруденения контролировался наложенными тектоническими структурами, а никеленосность сульфидов была, вероятно, обусловлена содержанием силикатного никеля в гипербазитах. Тесная пространственная связь и единый структурно-тектонический контроль медно-никелевого оруденения и участков наиболее интенсивного гидротермально-метаморфического преобразования серноколчеданных залежей, выражающегося в пирротинизации, указывает на общность процессов и, тем самым, возможно, на их генетическую связь. Следовательно, источником серы при формировании медно-никелевой минерализации,

дифференциатов, в вес. %

	7	8	9	10	11	12	13	14
	44,06	53,09	45,40	50,55	50,68	47,73	44,06	38,26
	0,33	0,33	0,33	0,66	0,45	0,12	0,71	0,66
	3,33	2,93	4,55	15,23	17,64	4,82	14,81	10,65
	0,62	0,61	—	0,01	0,04	0,48	0,44	0,83
	1,41	1,08	4,05	1,04	0,26	2,94	4,51	5,65
	10,05	8,12	6,99	10,07	9,88	6,54	8,77	10,24
	0,19	0,17	0,13	0,23	0,15	0,17	0,14	0,16
	2,38	2,38	8,30	11,30	10,47	2,44	9,85	6,86
	37,0	29,60	27,23	8,30	7,71	28,98	10,84	18,93
	0,39	0,32	0,23	2,24	1,87	0,19	1,26	0,97
	0,17	0,13	—	0,19	0,24	0,02	0,66	0,45
	—	—	—	0,12	0,09	0,01	0,24	0,11
	1,43	0,87	2,87	0,24	0,42	4,91	3,09	5,03
	101,36	99,63	100,08	100,18	99,90	99,35	99,38	99,80
	5,6	5,6	4,6	—	—	7,2	—	2,7

7 — перидотит Мончи, 8 — пироксенит Мончи, 9 — перидотит из Федоровой тендры; 10 — краевое гиперстенное габбро Бушвельда, 11 — гиперстеновый долерит из закаленной зоны Стиллиутера, 12 — породы ультраосновной зоны (10, 11, 12 — по Уэйджеру и Брауну, 1970); 13—14 — Норильский район (по Годлевскому, 1959), 13 — средний состав интрузии Норильск 1, 14 — пиритовый габбро-долерит интрузии Норильск 1.

возможно, была сера колчеданных руд. Таким образом, существует некоторая общность в процессах формирования эпигенетических руд Алларченских месторождений и Хаутаваарских медно-никелевых участков, хотя метаморфизм в Алларченском районе был несколько более высокотемпературным.

Канадский щит. На Канадском щите упомянутым выше районам Балтийского щита отвечают по времени пояса Томсон и Линн Лейк. Они расположены в Центральной Манитобе, причем пояс Томсон протягивается вдоль стыка между провинциями Чёрчилл и Сапериор (точнее между Чёрчилл и Пиквитон), а пояс Линн Лейк находится целиком на территории провинции Чёрчилл (Годлевский, 1968; Щерба, 1973). Древним ядром континента является провинция Сапериор с возрастом пород киватинского и тимискаминского складчатого основания 2400—2700 млн. лет. На большей части этой территории еще в нижнем протерозое возникла одна из древнейших протоплатформ, и местами сохранился мощный (до 4,4 км) спокойно лежащий чехол осадочных отложений гурона (начало отложения 2 млрд. лет). Одновременно в узких трогах отлагались осадки гурона, смятые впоследствии в складки. Недавно выделенная провинция Пиквитон, ограничивающая с востока

пояс Томсон, имеет ширину всего 60 км, она сложена наиболее древними и глубоко метаморфизованными породами архея гранулитовой и амфиболитовой фаций. Провинция Чёрчилл отличается иным, близким к широтному, простираением структур, а также присутствием в составе дислоцированных комплексов большего количества осадочных пород и меньшего количества лав. Пояс Томсон представляет собой структурно-формационную зону (в форме трога), сложенную вулканогенно-осадочными породами дифференцированной диабаз-андезитовой морской флишоидной формации. Вдоль зоны протянулись цепочки мелких тел габбро-перидотитового состава, с гипербазитовыми дифференциатами которых связаны медно-никелевые руды. Помимо сложной дислоцированности, все эти породы претерпели глубокий метаморфизм амфиболитовой и местами даже гранулитовой фаций. Это обстоятельство затрудняет реконструкцию первичного состава габбро-перидотитовой рудоносной формации. Медно-никелевые месторождения иногда тесно связаны с интрузивными массивами и кристаллизация сульфидов идет непосредственно вслед за выделением силикатов, иногда же месторождения пространственно оторваны от массивов. Сами интрузивы часто настолько малы, что их не приходится считать за источник оруденения (например, на месторождении Томсон). Пояс Линн Лейк имеет примерно такое же строение, но роль габбро и амфиболитов по ним несколько выше. Отличительной особенностью этих поясов является наличие медно-цинкового колчеданного оруденения, связанного с силлами андезитов.

Связь магматизма и оруденения в нижнем протерозое. Подводя итоги, следует заметить, что базит-гипербазитовые формации и связанные с ними руды, которые относятся к нижнепротерозойским (а в некоторых случаях, возможно, и к среднепротерозойским) структурам типа наложенных тафрогеосинклиналей, отличаются целым рядом специфических особенностей, присущих только раннему докембрию. Это прежде всего относится к составу материнских интрузий, их дифференциации и характеру связанного с ними оруденения. Вследствие сильного и постоянного метаморфизма первичную природу интрузивов, особенно в отношении состава, восстановить почти невозможно. Приходится делать слишком много предположений, и в результате мы не получаем однозначного ответа. Но все же в некоторых случаях, как, например, на Аллареченском месторождении, детальные исследования могут привести к некоторому определенному решению. Так, по общей железистости гарцбургиты Аллареченского района существенно превосходят альпинотипные перидотиты и уральские гарцбургиты, будучи близкими к перидотитам габбро-пироксенит-дунитовой формации (Зак и др., 1972). Петрографически же по значительному преобладанию гарцбургитов — Аллареченские интрузии ближе к гипербазитовой формации.

Разрешение этой дилеммы, надо полагать, заключается в том, что в раннем докембрие еще отсутствовали мантийные очаги чисто перидотитовой ("альпинотипной") магмы и нижнепротерозойские аналоги альпинотипных интрузий по химическому составу ближе подходили к производным габбровой магмы, хотя в них и преобладали гарцбургиты, а габброиды для них не были характерны.

Наконец, характеризуя сульфидное медно-никелевое оруденение нижнего протерозоя и связь его с магматическими формациями, следует подчеркнуть, что это оруденение преимущественно никелевое, меди здесь очень мало, что характеризует магматический источник оруденения как высокотемпературный (Лихачев, 1973). В случае же метасоматического характера сульфидов малая медистость руд следует из самой геологической обстановки. Указанные выше особенности пространственного положения рудных залежей заставляют предполагать во многих случаях наличие более глубоких очагов оруденения и возможности переноса рудного вещества не только магмой, но и гидротермальными растворами. Что же касается процесса чисто метасоматического рудообразования, выявленного с полной очевидностью на Хаутавааре, а также в других местах, то экспериментальные данные и геологические наблюдения позволили выделить среди изученных минеральных ассоциаций буферные смеси твердых фаз разных степеней окисления и сульфуризации и таким образом фиксировать определенные величины f_{O_2} и f_{S_2} . Это, в свою очередь, позволяет уточнить области устойчивости главных метасоматических силикатов — граната, тремолита, серпентина, хлорита, талька — и определить условия их совместной кристаллизации с пирротинном и пентландитом. В этих строго ограниченных по основным параметрам пределах идет осаждение медно-никелевых сульфидов в процессе регионального метаморфизма.

ПЕЧЕНГСКАЯ НИКЕЛЕНОСНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

На рубеже среднего протерозоя на Кольском полуострове возникают наложенные троговые структуры довольно примитивного типа, во многом сходные с раннепротерозойскими геотектоногенами, описанными выше, но магматизм их уже целиком базальтоидный. Это — Печенгская структура и полоса Имандра — Варзуга.

Тектоника, магматизм и связанное с ним оруденение. Формирование складчатой структуры на Печенге происходило в то время, когда на остальной территории Кольского полуострова уже прочно установился платформенный режим. Складчатость не получила своего завершения; для синклинория характерна форма крупной раскрытой брахискладки, несколько удлиненной по оси в северо-западном направлении. Общая мощность пород печенгской серии, выполняющей синклинорий, около 5500 м. Она подразделяется на четыре вулканогенно-осадочные свиты, которые соответствуют ограниченному во времени этапам единого цикла, охватившего весь процесс формирования структуры, начиная с излияния спилитоподобных пород и кончая базальтами континентального типа (Загородный и др., 1964). Такой сокращенный вулканический цикл, без ряда промежуточных звеньев, соответствует особенностям тектоники Печенгской структуры.

Печенгское рудное поле находится в пределах толщи туфогенно-осадочных пород, расположенной между третьим и четвертым горизон-

тами эффузивных диабазов. Рудовмещающая толща насыщена межпластовыми интрузиями, относящимися к последней фазе внедрения; с ними связано сульфидное медно-никелевое оруденение. Среди этих интрузий выделяются два подтипа — дифференцированные и недифференцированные. Последние количественно преобладают, сложены они серпентинитами или габбро. Что же касается дифференцированных интрузивов, то в лежачем боку этих массивов обычно расположены серпентинизированные перидотиты, сменяемые к висячему боку пироксенитами и габбро. Характерной особенностью никеленосных интрузий Печенги, помимо их высокой основности, является верлитовый состав перидотитов и присутствие эссекситовых разностей среди габбро, т.е. повышенное содержание кальция и титана, что отличает их от большинства никеленосных интрузий мира (см. табл.). Очевидно, в какой-то степени здесь проявляются черты, сближающие рудоносный комплекс Печенги с аналогичными никеленосными комплексами более поздних трапловых формаций.

Согласно взглядам Г.И. Горбунова (1968) медно-никелевые руды возникли в процессе формирования рудоносных интрузий путем обособления сульфидных масс в придонных частях в виде вкрапленности, сплошных и брекчиевидных образований. Перзично-магматические руды позднее претерпели интенсивный метаморфизм с частичным переотложением сульфидов.

Зона сплошных и брекчиевидных руд удаляется за пределы интрузивных тел по простиранию на 400—500 м, на глубину до 200—250 м. В последнее время внутри рудоносной толщи была обнаружена новая рудоконтролирующая структура, параллельная поверхности контакта с третьим горизонтом эффузивных диабазов. Возможно, что здесь степень удаления брекчиевидных руд от перидотитовых тел будет и большей.

Условия формирования. Поскольку Печенгская базальтоидная формация состоит из трех фаций — лав, туфов и интрузий — ее можно отнести к вулканоплутонической. Общее направление эволюции магматизма носило антидромный характер, хотя и не строго выдержанный. По составу лав и сопровождающих их силлов габбро-диабазов Печенгская формация может быть отнесена к толеитовой. Петрохимический пересчет дает следующие величины коэффициента Q по отдельным свитам: +24,0; +28,6; +8,8; +12,0. Толеитовую природу эффузивной серии пород Печенги подтверждает и подсчет по диаграмме Ю.М. Шейнманна (Симон, 1973). Что же касается комплекса никеленосных интрузий, то последний, конечно, сильно отличается от лав и габбро-диабазов по основности, но другие его показатели — величина M/F верлитов, общая титанистость, аккумуляция щелочей и т.д. — показывают его базальтоидный характер и связь с прочими породами Печенги. С другой стороны, имеется упомянутое сходство с мезозойскими никеленосными интрузиями траплов. На Печенге, так же как и во многих других никеленосных районах, можно предполагать непосредственную связь последних продуктов антидромно развивающегося очага с мантией. Однако пространственная разобщенность большинства гипербазитовых и габбровых тел и диспропорция в их соотношении с явным преобладанием

ультраосновных пород (верлитов — 58%, пироксенитов — 6%, габбро — 36%) доказывает то, что дифференциация материнского расплава отнюдь не совершалась на месте залегания пород, в их интрузивных камерах, а происходила в промежуточных очагах, на путях подъема магмы. В связи с этим следует изучить источники самих сульфидных руд: всегда ли они связаны непосредственно с тем или иным конкретным перидотитовым массивом внутри рудоносной толщи, или же могут иметь и другие, более глубокие корни? Не до конца выяснена и роль в оруденении наложенного регионального метаморфизма. Замечено, что интрузии рудоносны только в пределах развития самой низкотемпературной хлоритовой зоны регионального метаморфизма, а по выходе из нее они становятся безрудными.

Таким образом, Печенгский район имеет много сходных черт с нижнепротерозойскими рудными зонами, т.е. примитивность геологического строения, большое количество сравнительно мелких рудоносных интрузий, значительное развитие метаморфизма и явное влияние его на оруденение. С другой стороны, магматическая формация, с которой связаны руды, типично базальтоидная, по всей вероятности толеитовая.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И ФАНЕРОЗОЙСКИЕ НИКЕЛЕНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Переходя к краткой характеристике никеленосных формаций среднего протерозоя, верхнего протерозоя и фанерозоя, прежде всего отметим, что медно-никелевые месторождения этих эпох связаны почти исключительно с интрузиями базальтоидных комплексов. Однако среди них медно-никелевая сульфидная минерализация приурочена только к более меланократовым дифференциатам, обогащенным магнием. Кроме того, для данных пород характерно относительное снижение суммарного количества щелочей по сравнению с общим количеством кальция, причем в сумме щелочей увеличивается содержание калия.

Геологическая позиция. Пространственное расположение посленижнепротерозойских медно-никелевых месторождений контролируется тектоническими факторами, прежде всего такими, как региональные разломы в пределах консолидированных областей. Месторождения, образующиеся в орогеническую стадию развития подвижных поясов (в предбатолитовую фазу), располагаются обычно в сводовых частях геосинклинальных поднятий и часто связаны с разломами, ограничивающими прогибы в их апикальных частях (Северное Прибайкалье и другие районы).

Никеленосные интрузии платформ образуются в их краевых частях, в глубоких депрессиях, часто развивающихся длительное время. Такова депрессия района Верхнего озера, находящаяся в краевой части жесткой рамы Гренвильской складчатой зоны и заполненная осадками мощностью 15 км. С ней связан массив Седбери. Примерно в аналогичных условиях развивался колоссальный Бушвельдский лополит, внедрению которого предшествовало накопление платформенных осадков мощностью около 20 км. Норильский район также представляет депрессию

рессию в пределах платформенного чехла с осадками мощностью до 10 км, расположенную в краевой части Сибирской платформы.

Петрохимическая характеристика. По глубинам кристаллизации можно выделить гипабиссальные рудоносные интрузии (члены трапловых формаций) и мезоабиссальные массивы: на платформах — расслоенные, в орогенах — неправильно дифференцированные. Их можно объединить в обширную габбро-норит-гипербазитовую формацию (Годлевский, 1968). Тип родоначальной магмы удается определить с большей или меньшей вероятностью при изучении ассоциации дифференциатов в отдельных массивах или в интрузивных комплексах. В большинстве случаев следует считать, что родоначальная магма имела толеитовый состав. На это указывает характер поздних дифференциатов и эволюция минерального состава пород (особенно наличие парагенезисов с двумя пироксенами). Ход дифференциации отвечал боуэнсовской, и даже чаще норильской схеме (Годлевский, Степанов, 1969), но не феннеровской.

Химические анализы габбро-норит-гипербазитовой среднепротерозойской формации расслоенных интрузий Кольского полуострова (Монча, Федорова тундра, Панские тундры) и отдельных членов их вертикальных дифференционных рядов приведены в табл. Здесь же даны анализы пород краевой части массива Стиллоутер и его ультраосновной зоны, а также краевого тонкозернистого габбро из Бушвельда. Эти анализы показывают тип родоначальных магм указанных расслоенных интрузий и ход кристаллизационно-гравитационной дифференциации с образованием высокомагнезиальных аккумуляторов. Дифференциация идет по преимуществу в рамках базальтоидных рядов, величина M/F редко выше 7, но все же можно отметить, что сегрегация почти чистого форстерита бывает весьма значительной и, как, например в оливините из Мончи, или в гипербазилах Стиллоутера, значение M/F превышает 7.

Трапловые формации фанерозоя по своему химизму не отличимы от платобазальтов (Кутолин, 1972).

Магматическая дифференциация трапловой формации Норильского района. Расслоенные массивы дают представление о внутрикамерной дифференциации, но не о магматической. Для этого необходимо рассмотреть в целом какую-либо вулканоплутоническую формацию, например, позднепалеозойскую — раннемезозойскую трапловую формацию Норильского района.

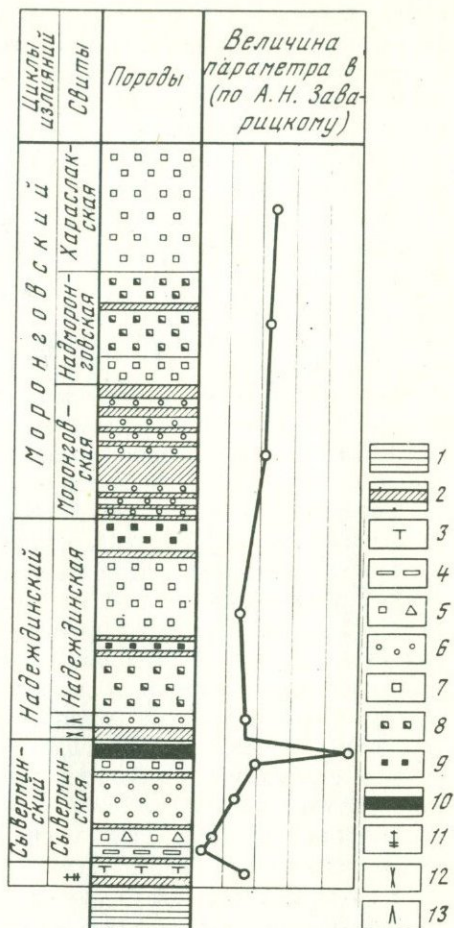
Автор впервые (Годлевский, 1958) установил циклический характер развития трапсового магматизма в Норильском районе. После сравнительно кратковременного этапа формирования субщелочных титанавгитовых базальтов, наступил первый полностью заверченный и наиболее четко проявленный цикл излияний (первый цикл триаса), который начался наиболее кислыми лавами (андезит-базальтами) и закончился наиболее основными — пикритовыми базальтами (рисунок). Дифференциация имела явно выраженный антидромный характер (величина "в" меняется от 22 до 50). Причиной такой магматической дифференциации скорее всего следует считать влияние гравитации в магматической колонне, имеющей большое протяжение на глубину (Кадик, 1963). Лавы "второго вулканического цикла триаса" слагают горизонты эф-

Рис. Строение лавовой толщи Норильского района

1 — осадочные породы; 2 — туфы и туффиты; базальты: 3 — субщелочные; 4 — андезиты, 5 — двуплагиоклазовые, 6 — толеитовые, 7 — порфиновые, 8 — полифировые, 9 — гломеропорфиновые, 10 — пикритовые; свиты: 11 — ергалахская, 12 — хаганчанская, 13 — логанчинская

фузивной толщи, залегающие выше пикритовых базальтов первого цикла. Для второго цикла также характерна тенденция к дифференциации в антидромном направлении, хотя менее явно выраженная. Расслоенные сульфидоносные интрузии норильского комплекса, по возрасту, вероятно, надморонговские, имеют основность, превосходящую основность лав ($v=34,6$) и рассматриваются нами в составе завершающих порций магмы второго цикла, как последние продукты последовательного истощения сверху вниз магматического очага. Анализы одной из никеленосных интрузий и ее высокомагнезиального дифференциата приведены в табл.

Детальные исследования рудоносных интрузий говорят о их двойственной природе, которая выражается в том, что они, с одной стороны, как бы относятся к обычным траппам и несут многие, свойственные им черты, а с другой стороны, имеют характер очень глубинных образований (Годлевский, 1967, 1968). По содержанию ряда петрогенных, халькофильных и сидерофильных элементов они занимают промежуточное положение между базальтами и хондеритами, что позволяет связывать их появление с подкоровыми процессами выщелачивания базальта из мантийного вещества в согласии с теорией зонной плавки А.П. Виноградова. Наличие твердых растворов и интерметаллических соединений платиновых металлов со столь халькофильным элементом, как свинец, а также с оловом, легко дающим соединения с кислородом и серой, свидетельствует об ультравосстановительных условиях начальных стадий кристаллизации. В этом отношении особый интерес представляет нахождение в рудах Талнаха карбидов кремния и вольфрама (Маракун-



шев, Генкин, 1972). Среди них муассанит (SiO) является одним из наименее устойчивых вследствие высокого химического сродства кремния с кислородом. Эти минералы отвечают восстановительным условиям при высоком давлении, и наличие их в сульфидных рудах, как реликтов, может фиксировать глубинный этап рудообразования. Столь необычные парагенезисы, несовместимые с термодинамической обстановкой в земной коре, свидетельствуют о процессах, совершаемых в глубоких геосферах. Об уникальности явления подъема столь глубинных рудоносных расплавов говорит и то обстоятельство, что на фоне великого мезозойского базальтового потока, охватившего древние платформы Земли и достигшего астрономических цифр — 10^{16} базальтов (Масайтис, 1973), лишь в двух местах обнаружены сульфидные медно-никелевые месторождения — на севере Сибири и на юге Африки.

Связь магматизма и оруденения. Касаясь связи сульфидного оруденения с дифференцированными интрузиями траппов, отметим, что здесь наблюдаются самые разнообразные взаимоотношения, начиная с глубокой и гипабиссальной ликвации, кончая скарновыми и послескарновыми процессами (Годлевский, 1968).

В никеленосных массивах, застывающих на больших глубинах, чем трапповые, процессы дифференциации и отделения сульфидной жидкости часто протекают значительно сложнее. Для них характерен сравнительно большой разрыв во времени между внедрением материнского интрузива и образованием эпигенетических массивных и брекчиевидных руд. Однако изотопный анализ показывает, что нет разницы между серой сингенетических вкрапленников и серой секущих жил. В этом отношении характерен Мончегорский массив с его рудами. В Канаде, в связи с развитием глубокого бурения и детальным изучением рудного района Садбери (Naldrett et al., 1972; Смирнов, 1973) наметился перелом в представлениях о строении как самого эруптива, так и об образовании руд. По этим представлениям в первый этап внедрилась слабо сульфидизированная магма, раскристаллизация которой привела к возникновению основного тела эруптива и сингенетической рассеянной вкрапленности. Вслед за этим во второй этап, после дробления приконтактной части главного массива, произошла дополнительная инъекция основной магмы, богатой сульфидным расплавом, отликвировавшей от силикатной части на некоторой глубине в остаточном очаге. В порции этой основной магмы находятся ксенолиты гепербазитов, вынесенные из глубины. Таким образом, современное понимание процессов рудообразования в Садбери значительно приблизилось к тому, которое существует уже давно для месторождений СССР, и обнаружение гипербазитовых ксенолитов поставило Садбери до известной степени в один генетический ряд с другими медно-никелевыми месторождениями.

Метаморфизм и оруденение. В областях развития месторождений на орогенах региональный метаморфизм проявлен обычно очень слабо, что, вообще, не следует прямо из их геологической позиции, как предбазитовых интрузий (Северное Прибайкалье, Невадский пояс). По всей вероятности, здесь сказывается неравномерное развитие фаций регионального метаморфизма в складчатых областях.

Позднеорогенные (субплатформенные) интрузии, образовавшиеся после регионального метаморфизма, а также собственно платформенные интрузии, могут нести только контактово-метаморфические изменения. Контактный метаморфизм, развивающийся вокруг интрузивных тел, представляет собой явление чисто внутрикоровое и связан с наличием летучих, выделяемых из магм в период кристаллизации, в то время как источники оруденения находятся на глубине. Поэтому нет и не может быть прямой генетической связи между оруденением и контактовым метаморфизмом, хотя влияние контактовых изменений на отложение и перераспределение руд несомненно. Поэтому сульфидные медно-никелевые месторождения в равной степени могут иметь значительные контактовые ореолы и не иметь их вовсе, как верно и то, что наличие контактового ореола, самого по себе, еще не является признаком оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной вывод, который можно сделать из изложенного выше, заключается в том, что медно-никелевые месторождения неизменно связаны с теми или иными базит-гипербазитовыми формациями и имеют глубинный мантийный источник, влияние которого часто можно непосредственно установить по минеральным парагенезисам и геохимическим ассоциациям.

Однако проявление медно-никелевого оруденения в земной коре зависит от геологических факторов и эволюции тектонических структур. Линейные геотектоногены нижнего протерозоя в своих троговых прогибах аккумулируют сульфидные месторождения самых различных типов, в том числе и медно-никелевые, и, таким образом, последние входят в общие металлогенические зоны с колчеданными и другими рудами.

Постепенное развитие и усложнение строения земной коры ведет к обособлению магматических очагов. Появление никеленосных интрузий, начиная со среднего протерозоя, связывается уже вполне определенно с члудкоровыми процессами выплавления базальтовых магм устойчивых областей. Оно происходит в эпохи консолидации орогенов и магматической активности на платформах и никогда не происходит при формировании эвгеосинклиналей. Никеленосные интрузии обычно возникают в обширных депрессиях в результате длительной геолого-тектонической подготовки и магматической дифференциации в глубинных резервуарах.

Вероятно, нет существенных принципиальных различий между родоначальными магмами раннего протерозоя и более поздних эпох. Так, нетрудно видеть, например, сходство между комплексом пород месторождения Линн-Лейк и породами какого-нибудь более позднего заведомо толеит-базальтоидного никеленосного массива, но сильная региональная метаморфизация пород нижнего докембрия не позволяет сколь угодно точно установить формационную принадлежность изучаемых комплексов. Во всяком случае критерий Хесса для высокомагнезиаль-

ных дифференциатов, с которыми непосредственно связаны руды, имеет почти неизменно величину < 7 , что указывает, по-видимому, все же на базальтоидную природу даже самых древних никеленосных формаций (включая, вероятно, и аллареченские гарцбургиты). Что же касается позднепротерозойских и фанерозойских никеленосных формаций, то они уже явно принадлежат к толеитовому типу. Правда, величина характеристики Q для нормальных пород не во всех случаях больше нуля, существуют формации, например трапсовая Норильского района, где $Q \leq 0$, и при пересчетах анализов появляется нормативный оливин, но по другим показателям эта формация должна считаться все же толеитовой.

В заключение перечислим главнейшие никеленосные магматические формации. Такое деление ясно отражает различие между нижнепротерозойскими и более поздними формациями по тектонической позиции, петрохимическим особенностям, типу оруденения и характеру наложенного регионального метаморфизма. Однако наряду с этим нетрудно проследить преемственность в развитии магматизма.

Влияние регионального метаморфизма на породы никеленосных формаций и характер их оруденения ослабевает по мере перехода от более древних к молодым.

Формации, связанные с примитивными троговыми структурами нижнего протерозоя (тарфогеосинклиналями и т.д.) на кристаллических щитах (существенно пирротин-пентландитовые руды): габбро-перидотитовая (перидотитовые рудоносные дифференциаты), гарцбургитовая аллареченского типа (наложенное метасоматическое оруденение в гипербазитах).

Формации, связанные со средне- и верхнепротерозойскими и фанерозойскими консолидированными структурами на орогенах и платформах — базальтоидные (в основном толеитовые) пирротин-пентландит-халькопиритовые руды): вулканоплутоническая толеитовая формация Печенгского синклинория (верлитовые рудоносные дифференциаты), габбро-норит-гипербазитовая формация, позднеорогенная и платформенная (высокомагнезиальные рудоносные дифференциаты), трапловые формации фанерозоя (пикритовые рудоносные дифференциаты).

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. Избранные труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Годлевский М.Н. Об особенностях развития трапсового магматизма на северо-западе Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1958, 123, № 2.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Годлевский М.Н. Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы. — Труды НИИГА, вып. 151. Л., 1967.
- Годлевский М.Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Изд-во "Недра", 1968.
- Годлевский М.Н., Степанов В.К. Дифференциация базальтоидных интрузий в зависимости от подвижности FeO и SiO_2 . — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., изд-во "Наука", 1969.

- Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. Изд-во "Недра", 1968.
- Ежов С.В. Особенности послегранитного метасоматоза в гнейсово-магматитовом комплексе Аллареченского рудного поля (северо-запад Кольского полуострова). Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разв., 1973, № 8.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., изд-во "Наука", 1964.
- Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскураков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, изд-во "Карелия", 1972.
- Кадик А.А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л., изд-во "Наука", 1973.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
- Лихачев А.П. О природе магматических месторождений. — Сов. геол., 1973, № 5.
- Маракушев А.А., Генкин А.Д. Термодинамические условия образования карбидов металлов в связи с их нахождением в базитах, гипербазитах и в медно-никелевых сульфидных рудах. Вестник Московского ун-та. — Геология, 1972, № 5.
- Масайтис В.Л. Базитовые магматические формации Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, изд-во "Наука", 1973.
- Симон А.К. Заключительный этап развития протерозойской подвижной зоны Кольского полуострова. — Труды Совещания "Тектоника фундамента древних платформ". М., изд-во "Недра", 1973.
- Смирнов В.И. Метеоритная гипотеза происхождения Садбери. — Геол. рудн. месторожд., 1973, т. XV, № 2.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., изд-во "Мир", 1970.
- Щерба Г.Н. Никелевые пояса Томсон и Линн-Лейк. — Геол. рудн. месторожд., 1973, т. XV, № 2.
- Naldrett A., Greenman L., Hewius R. The irruptive and the sub-layer at Sudbury, Ontario. — Int. Geol. Congr. 24 session, sect. 4. Mineral Deposit, Canada, 1972.

О ХАРАКТЕРЕ И ФОРМАХ СВЯЗИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Наиболее общие формы связи колчеданного оруденения с магматизмом проявляются в его сопряженности с определенными магматическими (вулканическими и вулканоплутоническими) формациями доорогенной мегастадии развития геосинклинальных систем.

Д.С. Штейнбергом (1969), В.С. Кузбным (1972), авторами настоящей статьи (Бородаевская и др., 1973) и рядом других исследователей показано, что в составе доорогенных вулканических и вулканоплутонических формаций присутствуют как натровые, так и калинатровые, а в ряде случаев и собственно калиевые серии¹. Они включают формации собственно базальтовую, базальт-андезито-базальтовую или собственно андезитовую, контрастную липарит-базальтовую и непрерывную базальт-андезит-дацит-липаритовую, представленную то полным, то редуцированным в его левой (основной) части рядом дифференциатов (Штейнберг, 1969), а также собственно липаритовую или липарит-дацитовую. Каждая из этих формаций характеризуется специфическим фаціальным обликом, свидетельствующим о различии тектонического режима их становления. Так, недифференцированные базальты представлены преимущественно продуктами подводных трещинных излияний — афировыми подушечными лавами, переслаивающимися с кремнистыми и глинистыми сланцами; сходны с ними по фациям базальтоиды контрастной формации, лишь в верхах разреза которой появляются породы, указывающие на центральный тип извержений в мелководных бассейнах; базальт-андезит-базальтовая формация отличается высоким коэффициентом эксплозивности и по фациям сходна с образованиями, характерными для внешних зон вулканических островных дуг; то же можно сказать и о большинстве пород непрерывного ряда. К продуктам инициального вулканизма, в том смысле как этот термин был определен Штилле (1964), относятся лишь недифференцированные базальты натровой серии и отчасти базальты контрастной формации. Остальные породы соответствуют образованиям, характерным для островного режима, причем в ряде колчеданосных областей вулканизм непосредственно начинался в условиях мелководья с грядами островных вулканов.

Продуктивными на колчеданные руды, как это показано в ряде наших работ, являются формации: контрастная и непрерывная натровой

¹ Для натровых серий принято содержание K_2O в липаритах — 1,5%, в базальтах — 0,8%, для калинатровых 1,5–4% и 0,8–1,5% соответственно.

серии, непрерывная и липарит-дацитовая калинатровой серии, встречающиеся в самых различных сочетаниях. Сравнительный анализ колчеданных провинций показывает, что определенным их сочетаниям соответствует специфический металлогенический профиль, определяющий ведущие для провинции минеральные типы колчеданных месторождений — существенно серных, медных, полиметаллических, богатых кобальтом и др.

Анализ закономерностей размещения и изменения составов вулканогенных и рудных формаций в колчеданоносных провинциях делает очевидной их зависимость от особенностей развития и глубинного строения рудоносных эвгеосинклинальных областей. С этой точки зрения представляется целесообразным выделять следующие эвгеосинклинальные зоны:

- 1) фемического профиля, преимущественно развитые на субкеаническом фундаменте;
- 2) сале-фемического профиля, развитые на мозаично-построенной коре субкеанического, сиалического и переходного типов;
- 3) сиалического профиля, развитые на сиалическом фундаменте уменьшенной мощности.

Каждый из этих типов характеризуется определенным набором и составом колчеданоносных (продуктивных) магматических формаций, что определяет и металлогеническую специализацию рудных провинций (Бородаевская и др., 1973).

КОЛЧЕДАНОНОСНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Контрастные вулканогенные формации натровой серии характерны для эвгеосинклиналей фемического профиля, где с ними связаны многие колчеданные месторождения Урала, Северного Кавказа, а за рубежом ряд колчеданных месторождений Японии (верхнепалеозойского и мелового возрастов), Турции, Кипра и др. Однако они известны и в узких структурно-формационных зонах, выделяемых в геосинклиналях с мозаичной корой (Мугоджары, Западная Сибирь, Малый Кавказ, Тува и др.). Эти формации представляют собой четко выраженный петро-генетический тип и характеризуются постоянством петрохимического состава и фациального облика пород независимо от их возраста (от рифея — нижнего кембрия до мелового периода включительно).

Породы относятся к щелочноземельным образованиям с резким преобладанием натрия над калием. Средние их составы для некоторых районов приведены в табл. 1. При этом характерно, что кислые породы составляют 3—5, редко до 10% объема формаций.

Низкие значения парных корреляционных связей между основными породообразующими окислами и отсутствие боуэнзовского тренда свидетельствуют, наряду с афировым обликом пород, о малом развитии процессов дифференциации при их становлении.

Металлогенический профиль данных формаций существенно медный, со значительным содержанием цинка, однако в отдельных районах с ними связаны и колчеданно-полиметаллические месторождения

Таблица 1

Средние составы пород контрастных формаций натровой серии различных районов СССР, в вес. % (а – базальты и андезитобазальты б – липаритодациты)

Окислы	Мугоджары (Д ₂)		Южный Урал (Д ₂)		Северный Кавказ (Д ₂)		Западные Са-яны (Ст ₁)		Салаир (Ст ₂)	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	49,00	72,00	48,20	73,38	56,97	71,24	50,20	72,19	53,47	72,52
TiO ₂	1,19	0,30	0,31	0,34	0,69	0,43	1,10	0,34	0,76	0,31
Al ₂ O ₃	16,30	13,00	16,37	12,69	15,47	11,99	15,10	12,07	15,91	12,12
Fe ₂ O ₃	3,52	2,01	4,90	1,49	5,64	2,47	3,75	1,56	2,85	1,63
FeO	6,90	2,67	6,67	2,14	6,19	2,77	8,11	4,07	7,46	3,19
MgO	6,00	1,35	5,79	0,81	6,12	1,46	6,00	1,29	5,09	1,41
CaO	9,20	1,58	7,61	1,49	4,98	1,60	7,50	1,41	4,59	1,49
Na ₂ O	3,40	4,95	2,51	4,74	3,92	4,94	3,79	4,57	3,83	3,86
K ₂ O	0,54	0,54	0,80	0,92	0,78	0,58	0,48	0,65	0,57	0,88

(Западная Сибирь). В этом случае отмечаются некоторые изменения фациального облика пород (прежде всего увеличение доли кислых эффузивов) при сохранении основных черт петрохимического состава.

Среди непрерывных базальт-андезит-дацит-липаритовых и андезит-дацит-липаритовых формаций выделяются как представители натровой, так и калинатровой серий.

Базальт-андезит-дацит-липаритовые формации натровой серии свойственны преимущественно областям фемического профиля, где они развиты в тесной связи с контрастными вулканогенными формациями, обычно следуя во времени за ними (Урал, Передовой хребет Кавказа и др.). При значительной роли меди и цинка в месторождениях, связанных с этими формациями, несколько возрастает роль свинца, прояв-

Таблица 2

Средние составы базальт (а), андезит (б), дацит-липаритовых (в) и липарит-СССР, в вес. %

Окислы	Южный Урал (Д ₂)			Центральный Казахстан (О)		
	а	б	в	а	б	в
SiO ₂	56,69	65,20	70,31	54,05	61,3	71,00
TiO ₂	0,57	0,58	0,35	0,69	0,71	0,54
Al ₂ O ₃	15,15	14,66	13,31	16,3	15,70	13,0
Fe ₂ O ₃	4,91	1,48	2,14	3,5	2,54	1,78
FeO	4,27	4,66	2,20	5,8	4,83	3,43
MgO	4,03	3,64	1,86	5,02	2,72	0,68
CaO	3,58	1,81	2,47	8,1	4,20	2,40
Na ₂ O	4,45	4,20	3,12	3,35	4,24	4,73
K ₂ O	0,47	0,76	1,14	1,03	1,44	0,82

лен более широкий спектр элементов-примесей, в частности, характерно присутствие самородного золота, минералов серебра, блеклых руд и т.д. (месторождения Гай, им. XIX партсъезда, Молодежное и др.). Андезит-дацит-липаритовые, реже базальт-андезит-дацит-липаритовые формации калинатровой серии характерны для эвгеосинклинальных областей смешанного сале-фемического профиля, часто развивавшихся в окраинных частях срединных массивов.

С непрерывными формациями связан ряд колчеданно-полиметаллических месторождений Казахстана, Малого Кавказа, в Бурятии, а за рубежом — многочисленные полиметаллические месторождения Восточной Европы, месторождения типа Куроко в Японии и др.

Состав пород этих формаций весьма изменчив (табл. 2). Характерно наличие как гомодромных, так и антидромных рядов дифференциации. Петрохимические особенности пород натровой серии в целом сохраняют особенности пород контрастной формации, влед за которой они развиваются. Характерен натровый состав при несколько более высоком содержании калия, умеренная глиноземистость, повышенные содержания железа, магния и титана в кислых членах. По сравнению с контрастными формациями, возрастают значения корреляционных связей между основными породообразующими окислами, что отражает сложные процессы дифференциации в магматических очагах и каналах. Для пород калинатровой серии характерна широкая дисперсия составов, в том числе суммы щелочей и их соотношений. Выделяются районы с типично калинатровыми сериями пород, а также районы с переходными сериями к натровым (Малый Кавказ) или собственно калиевым (Бурятия); в последнем случае возрастает и общая щелочность пород. Весьма широко развиты породы с повышенной глиноземистостью, сходные с высокоглиноземистыми сериями Тихоокеанского вулканогенного пояса.

Липаритовые и липарито-дацитовые формации развиты в пределах эвгеосинклиналей сиалического профиля. Состав их меняется от соб-

дацитовых (г) формаций некоторых районов колчеданных провинций

Малый Кавказ (J)		Восточное Забайкалье (Cm ₂)		Алтай (D ₂)	
а	в	а	в	г	г
51,23	70,84	48,0	69,20	72,0	75,12
0,58	0,19	0,59	0,44	0,23	0,23
16,29	13,90	14,8	13,00	12,80	12,00
3,56	2,46	3,08	2,15	2,20	1,19
4,86	1,57	6,85	2,32	1,18	1,70
4,96	1,26	5,74	1,07	2,15	1,25
6,89	2,72	7,57	1,38	1,32	1,04
3,18	3,50	3,30	3,11	1,73	3,46
0,91	1,11	1,44	4,40	2,87	2,20

ственно калинатовых до переходных как к натровым, так и к калиевым сериям. С кислыми породами более натрового состава ассоциируют (в резко подчиненных количествах) базальты (Алтай), в то время как среди кислых пород калиевого состава повышенной щелочности основные породы проявлены только в виде субвулканических тел (Гиссары). Оруденение представлено колчеданно-полиметаллическим типом руд с уменьшением содержания меди и увеличением свинца по мере увеличения в породах калия.

Указанное разнообразие типов продуктивных магматических формаций и связанной с ними металлогении определяется характером фундамента и особенностями истории развития эвгеосинклинальных прогибов. При этом на коре океанического типа происходит формирование преимущественно недифференцированных базальтических продуктов с незначительным количеством кислого материала, отличающихся серно-цинково-железо-медной специализацией. В областях развития мощной сиалической коры можно предполагать более глубинное заложение очагов базальтических расплавов. Развитие их может проходить двумя путями: при быстром и медленном подъеме магмы. В первом случае вдоль региональных проницаемых глубинных расколов формируются преимущественно недифференцированные базальтические продукты. Быстрая стабилизация областей в этом случае способствует формированию месторождений существенно базитового профиля с повышенным содержанием никеля, кобальта, хрома и некоторых других элементов (Мугоджары), а процессы взаимодействия расплавов с земной корой приводят к увеличению роли полиметаллов, в первую очередь свинца, особенно на поздних стадиях рудогенерирующих процессов (Севано-Анкеринская зона Малого Кавказа).

Медленный подъем базальтических расплавов (преимущественно методом зонной плавки) с широко проявленными процессами дифференциации в промежуточных магматических очагах и каналах приводит к увеличению роли магматических продуктов среднего и кислого состава, к увеличению содержания в породах калия, и в рудах — свинца, мышьяка, сурьмы, молибдена, золота, серебра и др. элементов (особенно на поздних стадиях рудообразующих процессов).

Таким образом, устанавливается зависимость металлогенической специализации рудных провинций от двух важнейших факторов: 1) мощности и строения земной коры и 2) скорости подъема магматического материала и степени взаимодействия его с корой.

ПОЛИГЕННОСТЬ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И ВОЗРАСТ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Возраст колчеданного оруденения в пределах одних и тех же геосинклинальных систем неоднократно обсуждался в литературе. При этом большинство исследователей указывало на полицикличность геосинклиналей и на повторяемость колчеданноносных формаций в разрезе. Так, для Урала отмечается повторяемость в разрезе колчеданноносных формаций не менее трех раз (Иванов, 1964). Сходные представления

развивались и в других геосинклинальных зонах, например на Кавказе и др.

Структурно-формационный анализ, проведенный в последние годы, позволил прийти к несколько иным выводам. Разновременное развитие колчеданосных формаций характерно не для всей геосинклинальной системы, а для различных автономно развивающихся ее зон (Бородаевская и др., 1973). Более того, В.И. Смирнов (1973) на примере Кавказа показал, что разновозрастными являются не только колчеданосные вулканогенные формации, но и весь комплекс процессов развития эвгеосинклинали.

Рассмотрим это положение подробнее. На Урале устанавливается отчетливая миграция возрастов раннегеосинклинальных циклов по мере движения с запада (от Русской платформы) на восток. Так, в зонах, примыкающих с запада к Главному Уральскому тектоническому шву в Тагильском прогибе (на севере) и Залаирском синклинии (на юге) раннегеосинклинальные вулканогенные формации и связанное с ними колчеданное оруденение формировались до венлока включительно. В Магнитогорском прогибе западные части характеризовались завершением раннегеосинклинальных процессов магматизма и оруденения в начале эйфеля, а в восточных его частях эти процессы завершились в живетский век. Наконец, в пределах Прикиргизского синклинии продуктивный вулканизм и оруденение имеют нижнекаменноугольный возраст. Несмотря на медно-цинковый металлогенический облик провинции, роль свинца в более молодых зонах возрастает.

Сходная миграция эвгеосинклинальных зон во времени от материка к океану описана для колчеданосных провинций Японии. По данным Т. Тацуми, И. Секине, К. Канехира (1973) сходные по составу вулканогенные формации и связанное с ними медноколчеданное оруденение во внутреннем поясе формировалось в каменноугольно-пермскую эпоху, а во внешнем — в позднеюрско-раннемеловую, что связывается с миграцией геосинклинальных бассейнов во времени. Сходная временная зональность установлена при анализе возраста вмещающих толщ и колчеданного оруденения в Западной Сибири (в нижнем кембрии накапливались колчеданосные толщи Тувы и Западных Саян, в верхнем кембрии — рудовмещающие толщи Салаира). В пределах Казахстана колчеданно-полиметаллические залежи в разных зонах имеют нижнекембрийский (Майкаин), ордовичский (Акбастау-Космурун) возраст и т.д. Подобная автономность развития отдельных структурно-формационных зон установлена практически во всех основных колчеданосных провинциях.

Выделяются два типа разновременного формирования колчеданосных толщ и месторождений в автономно развивающихся зонах. Первый из них рассмотрен выше, на примере Урала и Японии, где близкие по составу вулканогенные формации и связанное с ними оруденение последовательно повторяются в разных зонах. Второй тип связан с появлением в новых зонах, развивающихся позже со значительным перепадом, иных колчеданосных формаций, формирующихся в другом режиме и в отличных геолого-структурных условиях. Наиболее ярким

примером подобной эволюции рудоносного магматизма и оруденения являются колчеданосные провинции Кавказской геосинклинальной системы. Здесь в силуро-девонское время в пределах Передового хребта Большого Кавказа на коре океанического типа формировались раннегеосинклинальные формации фемического профиля с преимущественно медно-колчеданным оруденением. В юрское время в пределах Самхито-Карабахской и Кафанской формационных зон сале-фемического профиля, отличающихся от соседних наименьшей мощностью сиалического слоя (15 км), возникли вулканиты базальт-андезит-дацит-липаритовой формации с широким развитием кислых пород, с которыми связано медно-полиметаллическое колчеданное оруденение. В меловое время на стыке данной эвгеосинклинальной зоны со срединным массивом, расположенным южнее, в пределах Севано-Курдистанской зоны, оформился пояс глубинных разломов и проявился базальтоидный магматизм с подчиненным количеством кислых вулканитов (мощность сиалического слоя порядка 16—20 км). Состав оруденения медно-полиметаллический с повышенным содержанием свинца. Наконец, еще южнее, в пределах активизированного срединного массива (Араксинская зона) собственно полиметаллические месторождения формировались в эоценовое время в связи с последовательно-дифференцированным вулканизмом. Все перечисленные зоны разделены срединными поднятиями с мощной сиалической корой.

Таким образом, по мере развития геосинклинального процесса в каждой новой зоне, все более удаленной от Русской платформы, в соответствии с возрастающей мощностью сиалической коры изменялся состав вулканогенных формаций и возрастала роль полиметаллических составляющих в рудах.

Подобная эволюция с появлением все более дифференцированных магматических продуктов и усложнением состава руд проявляется иногда не только в пределах целых провинций в разных структурно-формационных зонах, но и в пределах отдельных зон. В некоторых структурно-формационных зонах Южного Урала (Учалинская зона и др.) становление базальт-андезит-дацит-липаритовой формации и связанного с ней оруденения протекало позже контрастных. Эти формации характерны для разных структурно-фациальных блоков одной и той же зоны, но в пределах одного и того же блока фактов повторяемости в разрезе рудных залежей, связанных с вулканизмом разной формационной принадлежности, пока не установлено.

В пределах Японии вслед за верхнепалеозойскими и меловыми базальтоидными формациями с медноколчеданным оруденением в неогене на вновь образованной коре формировались колчеданно-полиметаллические залежи, связанные с андезит-дацит-липаритовой формацией (тип Куроко). Подобная смена формаций и оруденения во времени и пространстве характерна и для ряда других колчеданосных провинций мира. В целом устанавливается закономерность смены во времени менее дифференцированных, контрастных формаций непрерывными с уменьшением роли меди и увеличением свинца, а также усложнение состава руд, что связано с формированием все более зрелой сиали-

ческой коры и все более тесным взаимодействием с ней базальтовых расплавов, с уменьшением проницаемости коры, со сменой трещинных излияний вдоль сквозных глубинных разломов вулканизмом центрального типа, с подъемом магматического материала методом зонной плавки и дифференциацией в промежуточных очагах и каналах.

О МЕСТЕ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

В последние годы многие дискуссионные вопросы генезиса колчеданных руд сняты с повестки дня в связи с выдвинутыми положениями о конвергентности рудных месторождений (Смирнов, 1960) и о длительности формирования колчеданных залежей как в пределах провинций в целом, так и в пределах отдельных рудных полей и месторождений (Смирнов, 1970; Бородаевская и др., 1973). Причем длительное формирование колчеданных залежей протекало на фоне эволюции магматических процессов, а становление руд происходило параллельно с магматизмом. Можно выделить следующие главные этапы образования магматических и рудных продуктов.

1. Первый этап развития оруденения связан с поздними стадиями становления колчеданосных вулканогенных формаций, чаще всего отвечающим завершению излияния базальтоидов — началу появления кислых, реже средних дифференциатов. Они сопровождалась формированием руд гидротермально-осадочного происхождения. Среди последних по структурной обстановке рудоотложения выделяются руды, приуроченные к депрессиям рельефа, являвшимся бассейнами для осадконакопления, и руды, контролируемые мелкими кальдерами, зонами просадок и склонами вулканических сооружений центрального типа.

Первому типу отвечают пластовые тела месторождений, основная масса сульфидов которых синхронна с вулканизмом и сформирована до отложения надрудных вулканитов и вулканогенно-осадочных образований. Отложение руд происходило в сравнительно мелководных бассейнах в пределах хорошо выраженных небольших по размерам вулкано-тектонических депрессий, контролировавших также накопление удаленных фаций продуктов вулканизма. Для этого типа руд обычно не устанавливается отчетливой связи с определенными вулкано-постройками. К данному типу, вероятно, следует относить серноколчеданные месторождения Карелии, полиметаллические руды Бурятии и некоторые залежи Южно-Уральских месторождений. Сходными особенностями формирования обладают месторождения Мугоджар (Летнее, Осеннее) и Турции (Эргин-Маден). Для последних объектов характерно наличие в донных частях залежей магнетитовых руд (вероятно, представляющих собой продукт метаморфизма первично-отложенных гидроокислов Fe), которые сменяются по восстанию рудами пирит-халькопиритового состава. Секущие соотношения последних с магнетитовыми рудами позволяют рассматривать процесс формирования залежей как многостадийный.

Гидротермально-осадочные руды второго типа составляют лишь часть месторождений, основной объем сульфидной массы которых сформирован на субвулканическом уровне глубин. Среди руд второго типа выделяются:

а) осадочные с грубослоистыми оолитовыми разностями и кремнисто-гематитовыми прослоями;

б) продукты перемыва ранее отложенных сульфидов, представляющие собой ритмично-слоистые образования пиритового или пирит-сфалеритового состава, иногда с косою слоистостью, локализованные среди туффигов и переслаивающиеся с игнимбритами, кислыми и основными туфами и лавами. Эти руды иногда содержат более крупные окатанные или полуокатанные обломки рудного вещества, размер которых колеблется в больших пределах (до 1 м и более);

в) резургентные обломки колчеданных руд в туфах, часто в различной мере спекшихся, представляющие собой вулканические выбросы ранее сформированных руд. Обычно они связаны с более крупными залежами и часто служат прямым поисковым признаком на промышленное колчеданное оруденение.

2. Второй этап становления колчеданных залежей начинался в значительно более поздние стадии формирования вулканогенных толщ продуктивных формаций и протекал параллельно с многостадийным внедрением субвулканических тел. Внедрение этих тел по времени может совпадать с начальными этапами вулканизма более поздних андезитовых и андезито-базальтовых формаций, захоранивающих продуктивные вулканы и слагаемые ими структуры (Бородаевская и др., 1973). Колчеданное оруденение, формирующееся на субвулканических уровнях глубин, приурочено часто к вулканическим жерловым зонам и наиболее тесно пространственно сопряжено с отдельными вулканическими постройками центрального типа. Оруденение является многостадийным, причем отдельные стадии нередко разделены внедрением субвулканических тел, представленных лавовыми и лавобрекчиевыми фациями, а так же фациями эруптивных и взрывных брекчий, с которыми связано дробление и частичное перемещение рудного вещества как механическим путем, так и путем перекристаллизации и перетотложения.

В эволюции интрузивных образований, связанных с формированием колчеданных залежей, устанавливаются определенные закономерности. Первая из них связана с увеличением объема интрузивных пород по мере стабилизации района. Вторая выражается в постепенной смене во времени на одном уровне эрозионного среза различных по степени кристалличности фаций пород. Так, на рудных полях Верхнеуральского и Александринского районов Южного Урала афировые субвулканические липариты и дациты, по структурам не отличимые от лавовых фаций, сформированы позже вулкаников, но незначительно оторваны от них по времени. Они рассечены более поздними породами полифирового облика, местами с тонкозернистым сложением базиса и, наконец, те и другие рассекаются порфиридовидными плагиогранитами. Все эти породы, имеющие близкий (D_2 gv) возраст, обладают сходными петро-

и геохимическими особенностями. При этом афировые субвулканические образования не меняют свой облик до глубин не менее 2000 м (Учалы, Гай), в то время как интрузивные полнокристаллические породы, образовавшиеся в позднегеосинклинальную стадию, формировались на глубинах не более 500 м. По-видимому, это связано с консолидацией структуры и выравниванием палеорельефа.

Соотношения многофазных субвулканических тел и колчеданного оруденения можно рассмотреть также на примере месторождения им. XIX партсъезда. Здесь, по данным Г.В. Петрова, на интенсивно измененные (серицитизированные, окварцованные) субвулканические липарито-дациты наложено пиритовое оруденение с незначительным количеством халькопирита. Более позднее существенно сфалерит-халькопиритовое оруденение цементирует брекчию как пиритовых руд, так и ранних субвулканических тел, в то же время отдельные полифировые флюидалные крупновкрапленные дациты рассекают и эти руды. Наконец, все перечисленные типы руд и в различной степени измененных пород содержатся в виде обломков в трубках взрыва, в цементе которых устанавливается также рудная минерализация.

Подобные многостадийные образования, проявленные на некоторых колчеданных месторождениях, концентрируются в прижерловых частях вулканических построек и незначительно оторваны по возрасту от собственно вулканических процессов. Они пересекают нижние части разреза захоранивающих рудоносные постройки толщ, проникая вверх по разрезу на десятки, реже сотни метров. Представляет интерес механизм становления колчеданных месторождений. Основываясь на том, что при пересечении взрывными телами рудных залежей обломки последних выносятся за их контуры на расстояния 10–15 м, можно думать, что взрывы носили характер отдельных импульсов, неоднократно повторявшихся по мере подъема магмы.

Главные закономерности эволюции колчеданных залежей, сформированных во второй этап, заключаются в усложнении состава руд, появлении все большего количества свинца, золота, серебра, иногда мышьяка, сурьмы, ряда других элементов. В магматических породах поздних стадий возрастает содержание калия и летучих компонентов, что выражается как в порфирировом облике пород и большей подвижности расплавов, проникавших в тонкие трещины, так и в возрастании роли эруптивных процессов. Одновременно нарастает степень дифференциации пород, влияние на их состав корового материала.

3. Третий этап становления колчеданных залежей связан с внедрением значительно более поздних, обычно предорогенных и раннеорогенных магматических тел иной формационной принадлежности, интенсивно преобразующих рудные залежи. В одних случаях это относительно маломощные дайковые образования основного и кислого состава, в других — штоки и силлы субвулканических тел, часто повышенной щелочности, в третьих — различные по размерам, возрасту и формационной принадлежности массивы гранитов и диоритов. Последние обычно проявлены в областях с повышенной мощностью сиалического слоя земной коры.

В результате прогрессивного метаморфизма рудных залежей происходит укрупнение зернистости сульфидов с исчезновением коллоидных структур, обычных для руд колчеданных месторождений, отмечается распад твердых растворов с формированием более высокотемпературных модификаций ряда минералов, наблюдается выщелачивание и перенос рудного вещества. Весьма характерно замещение пирита пирротином и магнетитом. Во вмещающих породах развиваются эпидот-гранатовые скарны, амфиболовые роговики, а зоны серицит-хлоритовых метасоматитов преобразуются в своеобразные антофиллит-биотит-кордиеритовые роговиковоподобные породы. Подобные процессы изучены в Мугоджарах, на Среднем Урале, в Западных Саянах, на Малом Кавказе и в других районах. За рубежом подобные процессы подробно охарактеризованы в работах японских геологов. Отмечаются они и в ряде других колчеданных провинций мира (Турция, Португалия, Восточная Европа). Интересно, что высокотемпературные регионально-метаморфические преобразования колчеданных месторождений приводят к тем же преобразованиям руд и пород, что и процессы контактового метаморфизма (Карелия, Канада, ФРГ и др.). С регрессивной стадией преобразования в этот поздний этап связано формирование переотложенных руд за счет элементов, вынесенных из колчеданных залежей, а также вновь привнесенных, среди которых присутствуют молибден, мышьяк, сурьма, свинец, барит, олово, серебро, золото и ряд других, часто не свойственных колчеданным залежам. Следует подчеркнуть, что для полиметаллических компонентов руд характерны большие масштабы переотложения и, возможно, новообразования, связанного с привнесением рудного вещества, чем для медно- и серноколчеданных компонентов.

Об источнике рудного вещества

Серно-цинково-медная специализация колчеданных месторождений эвгеосинклинальных провинций фемического профиля, развитых на коре океанического типа, подтверждает обоснованное В.И. Смирновым (1970) положение о подкоровом источнике меди, серы и частично железа. В пользу этих представлений свидетельствуют и данные Л.Н. Овчинникова и В.Д. Баранова о соотношении меди и цинка в месторождениях Урала. В отдельных районах в колчеданных месторождениях установлены повышенные содержания никеля и кобальта. Так, они характерны для Пышминского месторождения на Среднем Урале и для ряда колчеданных месторождений Мугоджар; на месторождении Маден (Турция) отмечается присутствие линнеита и хромшпинелидов; повышенные содержания никеля и кобальта содержатся в месторождении Оутокомпо (Финляндия), в ряде месторождений Испании, Португалии и др.

На основании экспериментальных данных по изучению сульфидно-силикатных систем А.П. Лихачевым (1973) высказано предположение о наличии сульфидоносных выплавок, образующихся при плавлении мантийного вещества; при этом содержание кобальта и никеля по отношению к меди возрастает в них при увеличении температуры плавления.

ления. Этим автором приведены также данные о тесной взаимосвязи между сульфидными расплавами и гидротермальными системами в процессе падения температуры, обогащения летучими и уменьшения давления. Эти данные отчасти коррелируются с увеличением содержания кобальта в колчеданных месторождениях, для которых предполагается большая глубина заложения магматических очагов и связь с малодифференцированными маловодными базальтическими перегретыми расплавами.

Однако для колчеданного оруденения, в отличие от медно-никелевых руд, трудно предположить прямую связь с вмещающими их магматическими породами. Во-первых, базальтоиды продуктивных формаций обладают отрицательной металлогенической специализацией на медь и другие полезные компоненты, причем в них весьма слабо проявлены процессы дифференциации. Во-вторых, колчеданное оруденение в большинстве случаев тесно сопряжено в пространстве и во времени с кислыми вулканогенными и субвулканическими образованиями, что характерно как для контрастных, так и для непрерывных формаций. Кислые породы в объеме контрастных формаций присутствуют обычно в очень незначительном количестве. Не наблюдается закономерного увеличения рудных масс по мере возрастания роли кислых пород в составе формаций (для содержания меди в рудах наблюдается скорее обратная картина). Кроме того, в кислых породах контрастной формации слабо проявлены процессы дифференциации. Связь данных образований с оруденением скорее можно объяснить общностью источника и одновременностью выплавления кислых пород и концентрации рудогенных компонентов под воздействием мантийных расплавов. Появление колчеданного оруденения и кислых пород в этом случае имеет причинную связь.

В базальт-андезит-дацит-липаритовых формациях, где в кислых породах проявлена многофазная дифференциация, происходившая на разных, в том числе небольших уровнях глубин (Бородаевская, 1973, Иншин, 1972), усложняется и состав руд, что можно объяснить как взаимодействием с вмещающими породами, так и обогащением остаточного расплава в процессе дифференциации с неоднократным отделением растворов (вскипанию) при падении давления по мере продвижения магмы к поверхности (Котляр, 1964, Иванкин, 1973).

Повышенные концентрации свинца и цинка в колчеданных рудах провинций с повышенной мощностью сиалического слоя земной коры позволяют предположить коровый источник для накопления свинца в рудном процессе, а также молибдена, мышьяка, сурьмы, серебра и др. В пользу этого свидетельствует тесная геохимическая связь свинца с калием, а также, как это показано Л.Н. Овчинниковым и В.Д. Барановым, соответствие соотношения меди и цинка в месторождениях Рудного Алтая кларкам для кислых пород.

Данное представление увязывается с общей тенденцией возрастания роли свинца по мере увеличения мощности земной коры в развитии эвгеосинклинального процесса, по мере все большего появления кислых расплавов, увеличения степени дифференциации магматических продуктов и увеличения роли летучих компонентов, проявления все большего влияния коры на состав магматических продуктов.

Таким образом, источники рудного вещества в месторождениях колчеданной формации, развитых в эвгеосинклинальных системах, имеют двойное происхождение: мантийное (главные массы S, Cu, Co, Fe, Zn) и коровых (главные массы Rb, As, Mo). Соотношения их определяют особенностями строения коры эвгеосинклинального прогиба и режима подъема и эволюции магматических расплавов.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Связь колчеданного оруденения с магматизмом эвгеосинклиналей определяется параллельным развитием магматических и рудообразующих процессов на последних стадиях становления колчеданосных вулканогенных формаций. Состав последних и их металлогеническая специализация определяются уровнем заложения магматических и рудогенерирующих очагов, мощностью и составом земной коры, скоростью подъема магматического материала мантийного заложения и степенью взаимодействия его с коровым веществом.

2. Тесная пространственная и временная связь колчеданных руд с кислым вулканизмом отражают общность генерации магматических и рудообразующих процессов на определенных стадиях тектоно-магматического развития эвгеосинклинали.

3. В пределах большинства рудоносных провинций устанавливается полигенность развития отдельных структурно-формационных зон; отмирание одних и заложение других происходит последовательно, иногда со значительным перерывом, при общей тенденции смены недифференцированных вулканитов все более дифференцированными и увеличением полиметалличности колчеданных руд; специфика состава пород каждой зоны определяется особенностями ее глубинного строения.

4. Металлогеническая специализация колчеданосных провинций зависит от строения основания эвгеосинклинальных зон и отражает характер и степень взаимодействия мантийного вещества с породами коры. При этом устанавливается связь медноколчеданного оруденения и натровых расплавов с мантийными процессами, а колчеданно-полиметаллического оруденения и калинатровых магматических пород — с процессами, протекавшими и в пределах земной коры. Вместе с тем, в пределах районов с развитой сиалической корой приобретают значение процессы преобразования и регенерации колчеданных руд под воздействием интрузий, не принадлежащих к продуктивным формациям, имеющих чуждую металлогеническую специализацию.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевская М.Б., Ширай Е.П., Кривцов А.И., Курбанов Н.К. Геолого-фациальные и петрохимические характеристики силуро-среднедевонских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория. — Труды ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Ракчеев А.Д. Однотельности и многоактности формирования колчеданных руд. — Сов. геол., 1973, № 3.

- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Ширай Е.П., Гаджиев Т.Г. Вулканогенные формации базальтоидного ряда и связь с ним колчеданного оруденения в различных провинциях СССР. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., "Наука", 1973.
- Иванкин П.Ф. О вертикальном диапазоне оруденения в земной коре и рудоносности магматических фаций. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, изд-во "Наука", 1973.
- Иншин П.В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, изд-во "Наука", 1972.
- Котляр В.Н. Оруденение и вулканизм. Доклады советских геологов на XXI сессии МГК, 1964.
- Кузбный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, изд-во "Наука", 1973.
- Лихачев А.П. О природе магматических месторождений. — Сов. геол., 1973, № 5.
- Рыбаков С.И. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
- Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений. — Вест. МГУ, серия геол., 1960.
- Смирнов В.И. Металлогения и источники рудообразующего вещества. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. IX, изд-во "Наука", 1970.
- Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.
- Смирнов В.И. Металлогенические циклы. — Разв. и охрана недр. 1973, № 5.
- Тацуми Т., Секине И., Канехира К. Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии. — В кн.: Вулканизм и оруденение. М., изд-во "Мир", 1973.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный вулканизм Урала. В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. III, Свердловск, 1969.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во "Мир", 1964.

ОСОБЕННОСТИ Fe-Ti МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГАББРО-НОРИТ-АНОРТОЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УКРАИНЫ И ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

При изучении базитовых пород очень важными являются их фациальные признаки, так как они определяют геологическую обстановку образования изверженных пород. Из них главнейшим для магматических образований является глубинность их становления. Исходя из этого, была предложена классификация интрузивных (плутонических) формаций, в основу которой положена глубинность их формирования (Михайлов, Богатиков, 1974). Выделены три типа плутонических ассоциаций: вулкано-плутонический, объединяющий гипабиссальные интрузии и субвулканические образования, формировавшиеся на глубинах до 2 км; плутонический, объединяющий интрузии средних и больших глубин (от 2 до 10—15 км); плутоно-метаморфический, включающий плутоны сложного плутонометаморфического генезиса, формировавшиеся в зонах ультраметаморфизма (свыше 15 км).

При изменении глубины формирования массивов меняется не только давление, но также и другие факторы, влияющие на структурный и минеральный состав пород: температура, скорость кристаллизации, парциальное давление кислорода, возможность отделения гидротерм и т.д.

В свое время было показано, что состав и магнитные свойства Fe-Ti-окиснорудных минералов, широко распространенных среди пород основного состава (базитов), чутко реагируют на изменение условий формирования массивов и являются своего рода индикатором физико-химических параметров кристаллизации базальтовой магмы (Buddington, Lindsley, 1964; Багин и др., 1970). Ранее нами были изучены Fe-Ti-окислы из базитов плутонической ассоциации, кристаллизация которых происходила в магматической камере на сравнительно небольших глубинах, среди достаточно насыщенных водой вмещающих пород эпизоны и резкого перепада температур между внедрившейся магмой и окружающей средой (Богатиков и др., 1971). При этом выводы об изменении магнитных свойств состава и соотношениях Fe-Ti-окислов, сделанных на конкретном примере малоглубинного расслоенного плутона, видимо, можно считать достаточно общими для базитов плутонической ассоциации эпизоны.

Предлагаемая вниманию читателей статья касается изучения Fe-Ti-окислов другой, плутоно-метаморфической ассоциации базитов, становление которой происходило уже на больших глубинах, в условиях казаны среди безводных метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма.

В качестве объекта изучения были выбраны хорошо изученные петрографически габбро-анортозитовые массивы Украинского кристаллического щита и Западной Латвии (Соболев, 1947; Бухарев и др., 1973; Богатиков, Биркис, 1973), образование которых относится к среднему протерозою и характеризуется субплатформенными условиями.

Предыдущими исследованиями (Богатиков, Биркис, 1973) была показана некоторая петрографическая и петрохимическая специфика габбро-анортозитовых ассоциаций Украины и Западной Латвии. В частности западно-латвийские породы по сравнению с Украинскими характеризуются четко выраженной магнезиальной специализацией и присутствием оливина в качестве главного темноцветного минерала. Для украинских образцов, напротив, характерна высокая железистость фемических силикатов.

Среди пород габбро-анортозитовых массивов обоих комплексов четко выделяется две главные группы: габбро-нориты и анортозиты. Анортозиты резко преобладают над более меланократовыми членами серии, однако в пределах массивов соотношения между этими главными группами пород не всегда достаточно ясны. Большинство исследователей считает габбро-нориты и анортозиты едиными дифференциатами родоначальной магмы, сформировавшимися в сходных физико-химических условиях. Однако для некоторых массивов это утверждение не бесспорно. Еще В.С. Соболев (1947) для Коростеньского плутона подчеркивал гипабиссальный облик габброидов, в отличие от анортозитов — пород безусловно глубинного происхождения. В более поздних работах эта точка зрения нашла и некоторое геологическое подтверждение (Бухарева и др.). Если это так, то габброиды и анортозиты, кристаллизуясь в различных физико-химических условиях, должны иметь различные магнитные характеристики и соотношения Fe—Ti-окисных минералов.

Перед нами стояли две основные задачи:

1. Сопоставление данных минераграфических и магнитных исследований отдельно по габброидам и анортозитам (в пределах габбро-анортозитовой ассоциации) с целью изучения особенностей Fe—Ti минерализации и оценки возможных различий в условиях их кристаллизации.
2. Сравнение полученных результатов с данными по ранее изученным малоглубинным (эпизональным) расслоенным габброидам с целью сопоставления их минерализации и условий образования.

Исходя из генетических предпосылок, мы попытались оценить практическую перспективность Fe—Ti минерализации, связанной с магмами основного состава. В частности, магнитные свойства должны помочь качественной оценке рудной минерализации (состояние окисления гематитов).

Для выполнения этих задач были изучены главные типы пород габбро-норит-анортозитовых комплексов Украины и Западной Латвии.

Анортозиты (лабрадориты) — почти мономинеральные породы, состоящие преимущественно из плагиоклаза, с незначительной примесью пироксена (иногда оливина) и Fe—Ti-окислов. Структура породы часто аллотриоморфнозернистая.

Габбро-лабродориты – породы, по своему минеральному составу являющиеся промежуточными между анортозитами и габброидами, отличаются от первых повышенным (до 30%) содержанием феррических силикатов и Fe–Ti окислов. Структура пород гипидиоморфнозернистая, часто наблюдаются порфирированные текстуры.

Габбро-нориты состоят примерно из 40% плагиоклаза, 50% ромбического и моноклинного пироксена и до 10% Fe–Ti рудных окислов. Иногда присутствуют тонкие сростания ромбического и моноклинного пироксенов, по составу отвечающие первичному пижониту. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Оливиновые габбро-нориты от предыдущей группы отличаются присутствием оливина, иногда в значительных количествах.

Большинство изученных образцов характеризуется относительно невысокой концентрацией Fe–Ti-рудных окислов – от почти безрудных анортозитов Западной Латвии до 6–8% рудных минералов в некоторых габброидах Украины (таблица).

Таблица

Химическая и магнитная характеристики пород и руд габбро-норит-анортозитовых

№ образцов	Порода	Район отбора проб	Концентрация рудной фракции по шлифам, %	Химический состав рудной фракции, вес. %			Порода		
				FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Tc, °C	Is, гс·см ³	Irs/Is
77/64	Оливиновый габбро-норит	Корсунь-Новомиргородский плутон	2,0	44,27	3,80	50,27	+275 +575	0,045	0,13
110/64	"	"	8,0	42,09	6,33	49,20	+300 +575	0,300	0,21
51/64	Габбро-лабродорит	"	6,0	45,04	2,65	51,45	+300 +575	0,117	0,26
58/64	"	"	6,8	43,80	3,83	51,60	+275 +575	0,088	0,32
55/64	Габбро-анортозит	"	5,0	45,14	3,56	49,35	+300 +575	0,021	0,11
127/64	Габбро-норит	Коростеньский плутон	7,9	29,30	11,18	21,90	+275 +575	2,820	0,10

Как для габбро, так и для анортозитов по крайней мере при изучении полированных шлифтов под микроскопом, не выявлена магнетит-ульвешпинелевая серия твердых растворов (титаномагнетит). Fe-Ti-рудные окислы почти во всех образцах представлены ильменитом или ильменогематитом. Такой специфический фазовый состав Fe-Ti-окисных минералов создает определенные трудности при оптическом их изучении, так как рудные минералы не травятся при воздействии на них даже концентрированной HCl и имеют очень близкую отражательную способность. Поэтому за основу исследования нами были положены магнитные методы с привлечением химических данных.

В таблице представлены химические анализы отобранной под бинокляром рудной фракции из анализированных магнитными методами образцов, из которой видно, что в большинстве фракций основная часть железа представлена в закисной форме. Только в габброидах Западной Латвии окисное и закисное железо содержится примерно в равных количествах.

ассоциаций

Порода		Магнитная фракция			Слабomagнитная фракция				Концентрация по магнитным данным	
I_{s_t}/I_{s_0}	H'cs, эрстед	$T_c, ^\circ C$	$I_s, \text{гс} \cdot \text{см}^3$	I_{s_t}/I_{s_0}	$T_c, ^\circ C$	I_s (при -196°)	I_s (при $+20^\circ$)	I_{s_t}/I_{s_0}	магнетита	гемоильменита $T_c > +20^\circ$
3,8	280	+250 +575	-	1,2	-130 +275 +575	9,2	1,1	1,2	0,01	0,1
-	280	-	-	-	-	-	-	-	0,05	0,2
1,9	330	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,4
2,3	320	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
1,5	350	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01
1,5	190	+575	7,0	1,0	-125 +325 +575	3,5	0,9	1,3	0,6	1,0

Таблица (окончание)

№ образцов	Порода	Район отбора проб	Кон-центр. рудной фракции по шлифам, %	Химический состав рудной фракции, вес. %			Порода		
				FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Tc, °C	Is, гс·см ³	lrs/lr
29/64	Лабрадорит	Корсунь-Новомиргородский плутон	3,0	43,29	4,06	50,75	+175 +575	0,052	0,08
35/64	"	"	3,0	44,44	2,46	51,30	+150 +575	0,067	0,02
169/64	"	Коростеньский плутон	2,0	-	-	-	+150 +575	0,206	0,17
115/64	"	"	-	-	-	-	+175 +575	0,348	0,13
122/64	Лабрадорит	"	Следы	42,96	8,62	45,60	+150 +575	-	-
63/68	Габбро-норит	Западная Латвия	6,0	24,61	16,50	14,17	+150 +575	0,071	0,21
203/69	"	"	4,0	30,77	32,50	19,19	+150 +575	0,144	0,15
193/69	"	"	3,0	33,93	32,13	23,59	+100 +575	0,183	0,28
4/68	Лабрадорит	"	Следы	-	-	-	+150 +575	0,068	0,17
8/68	"	"	Следы	-	-	-	+125 +575	0,109	0,10
28/68	"	"	3,4	-	-	-	+150 +575	0,998	0,11
48/68	Ильменит	Месторождение Ирша (россыпь)	-	33,8	10,5	52,55	-	-	-

Порода		Магнитная фракция			Слабомагнитная фракция				Концентрация по магнитным данным	
I_{st}/I_{s0}	H'cs, эрстед	Tc, °C	I_{sc} гс. см ³	I_{st}/I_{s0}	Tc, °C	I_s (при -196°)	I_s (при +20°)	I_{st}/I_{s0}	магнетита	геоименита Tc > +20°
-	430	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01
-	350	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01
1,4	330	+150 +575	16,1	1,0	+150	10,7	1,3	1,0	0,03	0,01
1,5	310	+175 +575	9,2	1,2	-140	10,7	1,0	1,2	0,06	0,01
-	350	-	-	0,9	-150	6,3	0,9	1,5	-	-
-	250	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01
14,0	340	+175 +575	18,6	0,9	-150 +150 +575	9,1	1,1	1,6	0,02	0,01
-	290	-	-	-	-	-	-	-	0,05	0,01
-	530	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01
1,0	290	-	17,4	0,9	-	7,8	2,8	1,0	0,01	0,01
1,2	350	+175 +575	35,1	0,9	-150	7,3	1,6	1,0	0,3	0,02
-	-	-	-	-	-120 +100 325 575	8,14	0,79	-	-	-

Для многих образцов, но особенно для анортозитов Украины, характерна насыщенность плагиоклазов рудной пылью, в связи с чем некоторые разности анортозитов в штуфах имеют черный цвет.

Для габбро-норитов и анортозитов Украины и Латвии изучены те же магнитные характеристики, что и для габброидов Патынского эпизонального интрузива (Богатиков и др., 1971):

1. Величины намагниченности насыщения (I_s) и остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) пород и выделенных из них рудных фракций.

2. Точки Кюри (T_c) пород и рудных фракций.

3. Разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения породы (H'_{cs}).

4. Изменение параметров насыщения (I_{rs} и H'_{cs}) после нагрева и охлаждения образцов пород в интервале температур 20–600°C.

Величины I_s пород колеблются в интервале 4–40 $\times 10^{-2}$ ед. СГСМ, исключение составляет габбро-норит Коростенского плутона (280 $\times 10^2$ ед. СГСМ).

Отношение I_{rs}/I_s , равное 0,1–0,3, указывает на то, что намагниченность пород при комнатной температуре определяется в основном ферромагнитными минералами.

Точки Кюри минералов определялись по кривым зависимости I_{rs} и I_s от температуры, полученным выше +20°C на термомагнитометрах ИФЗ АН СССР, а в области низких температур – на термобаллистической установке лаборатории физических свойств горных пород ВИМС.

Представленные ниже результаты экспериментов показали некоторые различия в составе ферромагнитной фракции габбро-норитов и анортозитов Украины и ее сходство для тех же пород Латвии.

На кривых I_s – T и особенно I_{rs} – T габбро-нориты Украины в области температур выше +20°C четко выделяется фаза 275–300°C, сохраняющаяся на кривых I_s – T (при охлаждении) и кривых I_{rs} – T второго нагрева (рис. 1,а). Вторая магнитная компонента – магнетит. Вогнутая форма кривой I_s – T и остаток намагниченности при 700°C, составляющий 20% первоначального значения, указывают о влиянии на ход кривой I_s – T присутствующих в породах парамагнитных минералов.

Нагрев приводит к образованию в породе дополнительного количества магнетита, что отражается в возрастании величин I_s и I_{rs} после нагрева и увеличении доли магнетита на кривой I_s – T охлаждение (рис. 1,а). Незначительное возрастание доли магнетита на кривых I_{rs} – T второго нагрева позволяет сделать предположение о том, что вновь появившийся в результате нагрева, магнетит представлен очень мелкими, близкими к суперпарамагнитному состоянию, зернами, которые не имеют остаточной намагниченности, тогда как характер кривой I_s – T обуславливают все зерна,

На аналогичных кривых термомагнитного анализа анортозитов Украины $T_c \sim 275$ – 300°C , характерная для габбро-норитов Украины, отсутствует, а проявляется (в ряде случаев слабо) $T_c \sim 150$ – 175°C (рис. 2,а). Вторая компонента – магнетит. Обе фазы сохраняются в породах после нагрева. Величины I_s и I_{rs} после нагрева возрастают, как и в габбро-норитах.

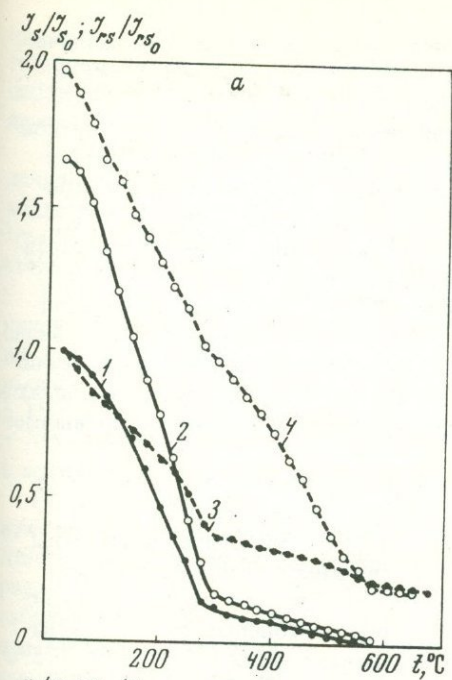
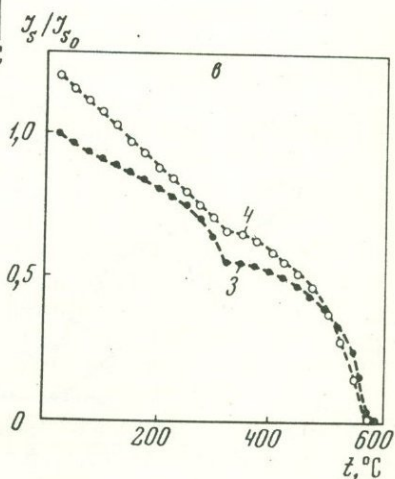
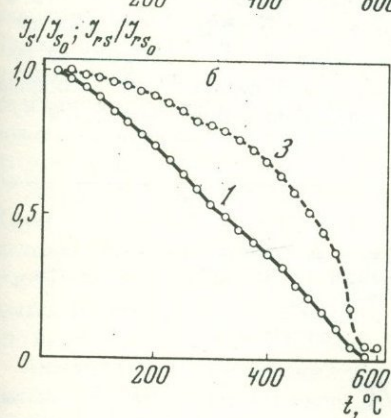


Рис. 1. Кривые термомагнитного анализа (20–700°C) габбро-норитов Украины

а – порода, б – магнитная фракция, в – слабомагнитная фракция
 1 – $I_{rs}-T$ – первый нагрев; 2 – $I_{rs}-T$ – второй нагрев; 3 – I_s-T – нагрев, 4 – I_s-T – охлаждение



Для выяснения, с какими магнитными минералами связаны наблюдаемые точки Кюри габбро-норитов и анортозитов Украины, термомагнитным исследованиям была подвергнута выделенная под бинокляром рудная фракция обоих видов пород.

Рудная фракция, выделенная из габбро-норитов и анортозитов Украины, разделялась с помощью слабого магнита на магнитную и практически немагнитную (или слабомагнитную). Термомагнитный анализ проводился для обеих частей рудной фракции. На термомагнитных кривых магнитной и слабомагнитной фракции габбро-норитов Украины видны одни и те же точки Кюри, т.е. $T_c \sim 275-300^\circ\text{C}$ и $T_c =$

= 575°C (рис. 1,б,в). Количественное соотношение этих фаз различно, что отражается в величинах I_s той и другой части рудной фракции (см. табл. 1).

В анортозитах Украины наблюдается различие в составе магнитной и слабомагнитной частей рудной фракции. Термомагнитные кривые магнитной фракции анортозитов аналогичны соответствующим кривым породы в целом (рис. 2,а,б). Выделяются две фазы: $T_c \sim 150-175^\circ\text{C}$ и $T_c \sim 575^\circ\text{C}$. Кривая I_s-T слабомагнитной фракции анортозитов имеет вид, характерный для парамагнетика (рис. 2,в).

Следует отметить, что магнетит в габбро-норитах связан с фазой $T_c \sim 275-300^\circ\text{C}$, а в анортозитах с фазой $T_c \sim 150-175^\circ\text{C}$ и, очевидно, присутствует в одних с ними зернах в виде сростков или включений. Судя по величинам $H'cs$ (280-530 э см. табл. 1), которые определяют в основном магнетитом, размер выделений магнетита не превышает первых микрон.

Следующие факты позволяют утверждать, что $T_c \sim 275-300^\circ\text{C}$ в габбро-норитах и $T_c \sim 150-175^\circ\text{C}$ в анортозитах Украины связаны с гемойльменитами.

1. Высокая стабильность пород и особенно фракции к нагревам: фазы с $T_c \sim 150-175^\circ\text{C}$ и $T_c \sim 275-300^\circ\text{C}$ сохраняются на кривых $I_{rs}-T$ второго нагрева и I_s-T охлаждения. Величины рудных фракций смещаются

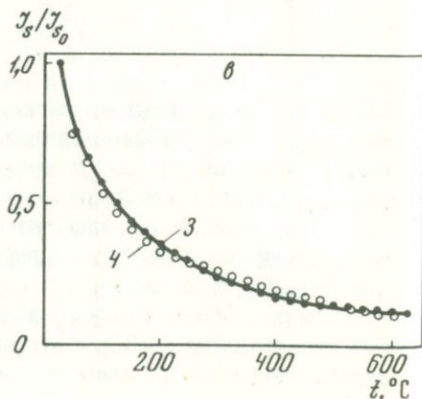
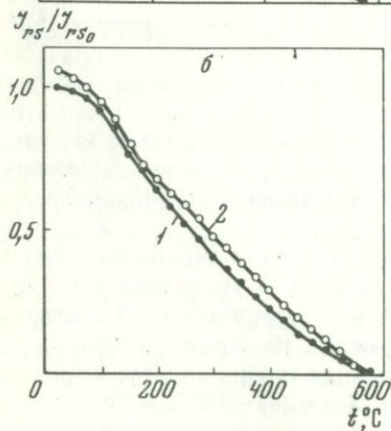
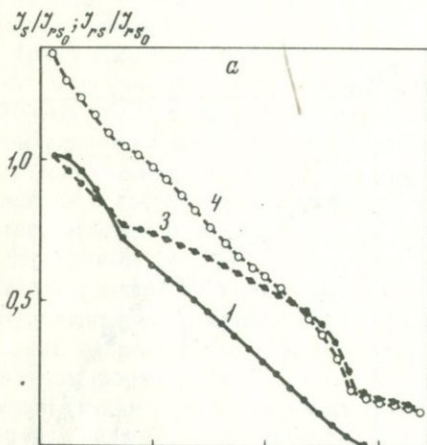


Рис. 2. Кривые термомагнитного анализа (20-700°C) анортозитов Украины

Пояснения см. рис. 1

после нагрева очень незначительно. Если бы в породе присутствовал титаномагнетит, то на кривых $I_{rs}-T$ и I_s-T при повторном нагреве наблюдалось бы смещение точек Кюри в сторону более высоких температур и заметное увеличение количества магнетита.

2. Слабая намагниченность гемоильменитов с $T_c \sim 275-300^\circ\text{C}$ определяет нечеткий перегиб в области $275-300^\circ\text{C}$ на кривой I_s-T на фоне магнетита, а их высокая коэрцитивность — резкий спад на кривой $I_{rs}-T$. Для титаномагнетитов с $T_c \sim 275-300^\circ\text{C}$ не наблюдалось бы столь характерного соотношения кривых I_s-T и $I_{rs}-T$.

3. Намагниченность насыщения гемоильменитов с $T_c > 275-300^\circ\text{C}$ примерно в 20 раз меньше намагниченности магнетита, поэтому, те зерна, которые содержат незначительные включения магнетита, попадают в слабомагнитную фракцию габбро-норитов. Гемоильмениты с $T_c \sim 150-175^\circ\text{C}$ более, чем на порядок, магнитнее гемоильменитов с $T_c \sim 275-300^\circ\text{C}$, поэтому в анортозитах сростки этого гемоильменита с магнетитом попадают полностью в магнитную часть рудной фракции.

По I_s и точкам Кюри магнитных фаз (T_c выше 20°C), присутствующих в породе, можно оценить концентрации этих фаз (см. табл. 1). Концентрация магнетита в габбро-норитах и анортозитах Украины порядка 0,01–0,06%, только в габбро-норите Коростеньского плутона наблюдается более высокое содержание магнетита — 0,6%. Концентрация гемоильменита с $T_c \sim 275-300^\circ\text{C}$ в габбро-норитах $\sim 0,1-1\%$, концентрация гемоильменита с $T_c \sim 150-175^\circ\text{C}$ в анортозитах $\sim 0,01\%$. Таким образом, концентрация магнитных минералов по магнитным данным существенно меньше общего содержания рудной фракции, определенного по шлифам. Следовательно, в породе должны присутствовать магнитные минералы, являющиеся парамагнитными при температуре выше комнатной.

Для выяснения наличия в рудной фракции минералов с точками Кюри ниже $+20^\circ\text{C}$, слабомагнитная фракция габбро-норитов и анортозитов Украины подвергалась термомагнитным исследованиям в области низких температур. На кривых I_s-T и $I_{rs}-T$ пород обеих групп наблюдается T_c гемоильменита в области $125-150^\circ\text{C}$ (рис. 3,а,б), доля которого (по намагниченности) составляет 70–80% всей слабомагнитной фракции.

Аналогичные исследования проводились для габбро-анортозитового массива Латвии. Они показали отсутствие различий в составе рудной фракции габбро-норитов и анортозитов. Термомагнитные кривые тех и других пород подобны термомагнитным кривым анортозитов Украины (рис. 4,а,б; 5,а,б).

Таким образом, по данным магнитных исследований в габбро-норитах и анортозитах Украины и Латвии основная часть рудной фракции представлена гемоильменитом с $T_c \sim -125-150^\circ\text{C}$, что соответствует составу (без учета примесей) около $0,92 \text{ FeTiO}_3$, $0,08 \text{ Fe}_2\text{O}_3$. Заметное различие наблюдается в составах гемоильменитов, обладающих точками Кюри в области положительных температур: в габбро-норитах Украины — $0,44 \text{ FeTiO}_3$ и $0,56 \text{ Fe}_2\text{O}_3$ ($T_c \approx 275-300^\circ\text{C}$) в анортозитах Украины, в габбро-норитах и анортозитах Латвии — $0,6 \text{ FeTiO}_3$ и $0,4 \text{ Fe}_2\text{O}_3$ ($T_c \sim -150-175^\circ\text{C}$).

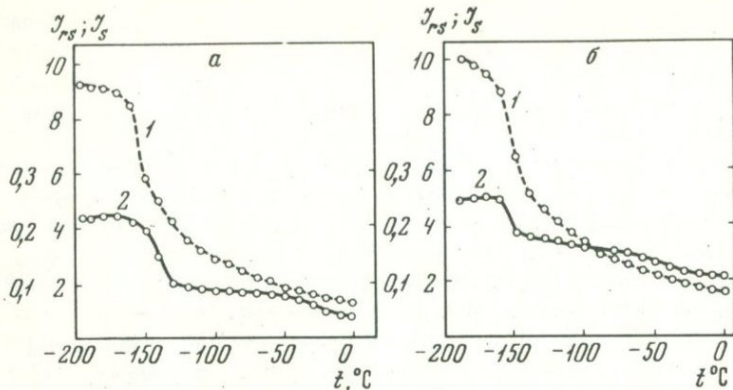


Рис. 3. Кривые термомагнитного анализа (от -190 до $+20^{\circ}\text{C}$) слабомагнитной фракции

а – габбро-норитов Украины, б – анортозитов Украины
1 – I_s-T ; 2 – $I_{rs}-T$

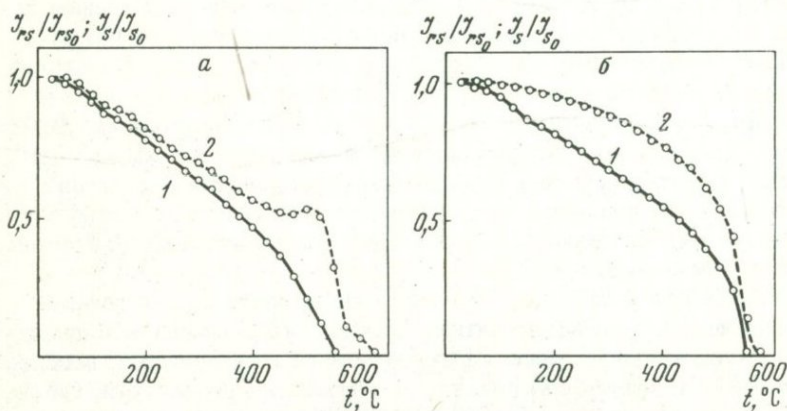


Рис. 4. Кривые термомагнитного анализа ($20-700^{\circ}\text{C}$)

а – габбро-норитов Латвии, б – анортозитов Латвии
1 – $I_{rs}-T$; 2 – I_s-T

Как отмечалось выше, гемойльмениты с $T_c > 20^{\circ}\text{C}$ и магнетит находятся в сростании с зёрнами ильменита, их размер не превышает первых микрон, т.е. очевидно это продукты окисления первичного ильменита. Относительная доля включений гемойльменита ($T_c > 20^{\circ}\text{C}$) и магнетита в рудной фракции рассмотренных горных пород обычно меньше 1–2% (все анортозиты и габбро-нориты Латвии) и реже 3–7% (габбро-нориты Украины). Лишь в габбро-норитах Коростеньского плутона доля магнетита и гемойльменита с $T_c > 20^{\circ}\text{C}$ достигает 20%. Следовательно, габбро и анортозиты рассмотренных плутонов содержат достаточно качественные слабо окисленные ильменитовые руды, по магнитным свойствам подобные иршинским россыпям (см. табл. 1).

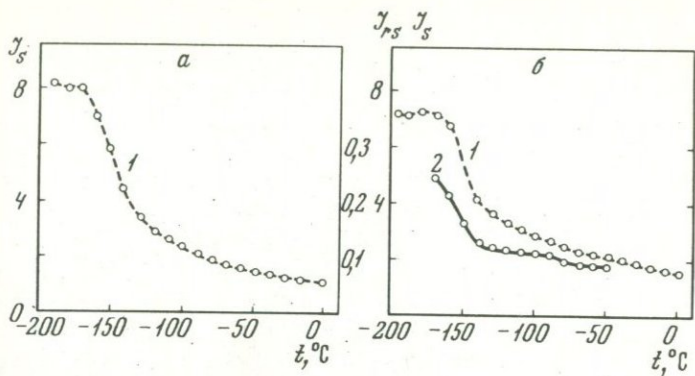


Рис. 5. Кривые термомагнитного анализа (от -190 до $+20^{\circ}\text{C}$) слабомагнитной фракции

а – габбро-норитов Латвии, б – анортозитов Латвии
1 – $ls-T$; 2 – $lrs-T$

Из сравнения результатов магнитных и минералогических исследований пород габбро-анортозитовых массивов с результатами аналогичных исследований расслоенных габброидов горы Патына (Богатиков и др., 1971) видно существенное различие в составе их рудной фракции.

В породах габбро-анортозитовых массивов Украины и Западной Латвии содержание рудной фракции колеблется от следов до 8% (см. табл. 1). Она представлена в основном гемоильменитами различного состава и магнетитом, концентрация которого (по магнитным данным) $0,01-0,3\%$.

Основную часть рудной фракции габброидов Патына составляет распавшийся и окисленный титаномагнетит, продукт распада и окисления которого – магнетит определяет магнитные свойства всех пород этого массива. Концентрация магнетита в габброидах Патыны на 2–3 порядка выше, чем в породах габбро-анортозитовых массивов. Магнетит исчезает после термообработки в ампулах ($T \sim 1100^{\circ}\text{C}$, $p = 10^{-5}$ мм, $t = 7-15$ час) и образуется гомогенный титаномагнетит, что доказывает вторичное происхождение магнетита, как продукта окисления первичного титаномагнетита (Богатиков и др., 1971). Состав первичных титаномагнетитов в ходе дифференциации магмы варьирует от $\text{Fe}_{2,7}\text{Ti}_{0,3}\text{O}_4$ в пироксеновых габбро и беербахитах до $\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$ в рудных породах. Доля первичного гемоильменита в титаномагнетитовых рудах Патына меньше 10%, состав его варьирует от $0,85 \text{FeTiO}_3 \cdot 0,15 \text{Fe}_2\text{O}_3$ ($T_c = 100^{\circ}\text{C}$) до $0,93 \text{FeTiO}_3 \cdot 0,07 \text{Fe}_2\text{O}_3$ (рудные габбро).

ВЫВОДЫ

1. Результаты магнитных и минералогических исследований показали, что породы двух ассоциаций, резко отличающихся друг от друга условиями своего формирования, имеют различный состав рудной фракции. В породах Патынского интрузива, формирование которых происходило на сравнительно небольших глубинах, рудная фракция представлена в

основном титаномагнетитом, состав которого различен в различных дифференциатах интрузива и отражает изменение физико-химических условий (главным образом парциальное давление кислорода) в ходе кристаллизации. В породах глубинных габбро-анортозитовых массивов рудная фракция представлена в основном гемоильменитами. Очевидно, гемоильменит состава $0,92 \text{ FeTiO}_3 \cdot 0,08 \text{ Fe}_2\text{O}_3$, составляющий основную часть рудной фракции габбро-норитов и анортозитов Украины и Латвии, наиболее близок первичному. Об этом, в частности, говорит близкий средний состав гемоильменитов габбро и анортозитов Украины, определенный по данным химического анализа — $0,95 \text{ FeTiO}_3 \cdot 0,05 \text{ Fe}_2\text{O}_3$ (см. табл. 1).

Различия в составах гемоильменитов с $T_c > 20^\circ\text{C}$ позволяют сделать предположение о некоторой специфике физико-химических условий на поздних стадиях кристаллизации магмы, которые заключаются в более высоких окислительных условиях формирования габбро-норитов Коростеньского плутона, по сравнению с анортозитами того же плутона и габбро-норитами и анортозитами Западной Латвии. Полученные результаты по крайней мере не противоречат некоторым геологическим наблюдениям о различных условиях кристаллизации габброидов и анортозитов Коростеньского плутона. Эти же данные указывают на сходные условия образования габбро-норитов и анортозитов Западной Латвии с анортозитами Украины.

2. Резкое преобладание в Fe—Ti-рудной фракции пород габбро-анортозитовых массивов гемоильменитов с примерным составом $0,9 \text{ FeTiO}_3 \cdot 0,1 \text{ Fe}_2\text{O}_3$ (точка Кюри — 150°C) делает габбро-норит-анортозитовые ассоциации перспективными в отношении титанового оруденения, как в генетическом аспекте, так и практическом (с точки зрения качества руд) даже по сравнению с очень богатыми титаном рудами некоторых расслоенных эпизональных массивов, в которых большая часть титана сконцентрирована в титаномагнетитах с тонкими структурами распада. Состав рудной фракции, близкий чистому ильмениту, определяет легкое его извлечение, как из коренных источников, так, особенно, из кор выветривания и россыпей.

ЛИТЕРАТУРА

- Багин В.И., Бродская С.Ю., Петрова Г.Н., Печерский Д.М. Состав титаномагнетитов и режим в магматическом очаге. Тезисы докладов VIII конференции по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму, ч. II, ВИНТИ, 1970.
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Магматизм докембрия Западной Латвии. Изд-во "Наука", 1973.
- Богатиков О.А., Карпова О.В., Печерский Д.М., Шарапова З.В. Исследование Fe—Ti окисных минералов Патынского габброидного массива в связи с условиями его образования. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 9.
- Бухарев В.П., Колосовская В.А. О строении анортозитовых массивов в северо-западной части Украинского щита. Геол. журн., 1973, № 2.
- Михайлов Н.П., Богатиков О.А. Базитовые формации и их классификация. — В сб.: Проблемы магматических формаций. Изд-во "Наука", 1974.
- Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1947.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron—titanium oxide minerals and synthetic equivalents. — I. *Petrol.*, 1964, v. 5, N 2.

СПЕЦИФИКА МИНЕРАГЕНИИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ ПЛАТФОРМ

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные исследования за последнее десятилетие в области формационного анализа изверженных горных пород и их металлогении, в частности платформенных базит-гипербазитовых ассоциаций, позволяют прийти к следующим главнейшим выводам:

1. Значительное сходство магматических и минерагенических процессов, происходящих в пределах древних платформ при определенном региональном различии, обусловленном гетерогенностью глубинного вещества и условиями формирования в процессе становления.

2. Ведущая роль двух важнейших формационных типов пород — базальтового (траппового) и щелочноультраосновного-щелочно-базальтоидного, обусловленных проявлением соответствующего состава исходных магм, специфичных на определенные полезные ископаемые.

3. Самостоятельность одних формационных типов пород — траппового, щелочно-оливин-базальтового (трахибазальтового) и тесная генетическая (парагенетическая) связь других — щелочнобазальтоидного, ультраосновного-щелочного (с карбонатитами) и кимберлитового.

Генетическое (парагенетическое) родство трех последних формаций, признаваемое большинством исследователей (Ю.М. Шейнманн, А.А. Кухаренко, Н.П. Михайлов, В.И. Гоньшакова, Л.С. Егоров, В.Л. Масайтис и др.) позволяет нам объединить эти формации в одну — щелочноультраосновную-щелочнобазальтоидную с выделением трех соответствующих субформаций. Последнее весьма важно как с теоретической, так и практической точек зрения, так как позволяет целенаправленно проводить поиски полезных ископаемых, связанных с тем или иным формационным типом горных пород. Известно, что каждый формационный тип пород имеет свои металлогенические (минерагенические) особенности.

Высказываемая ранее точка зрения о генетическом родстве кимберлитовых и трапповых образований (Л.Н. Леонтьев, А.А. Меняйлов) не нашла подтверждения при дальнейших исследованиях. Наряду с этим, до сих пор дискуссионным и актуальным является вопрос о взаимоотношении щелочно-оливин-базальтовой и щелочнобазальтоидной формаций. В работах Л.С. Егорова, Н.П. Суриной и других по Маймеча-Котуйской провинции (северо-запад Сибирской платформы) приводится убедительный структурно-геологический материал о самостоятельности существования этих двух ассоциаций горных пород. Сходная

картина наблюдается и на юго-востоке Русской платформы в Приазовье (Гоньшакова и др., 1974). Установление формационной принадлежности горных пород является определяющим в направлении поисков полезных ископаемых, а следовательно, и в применении соответствующей методики при прогнозировании на тот или иной тип полезного ископаемого.

К настоящему времени накоплен достаточно большой материал, свидетельствующий о связи определенного типа месторождений, рудопроявлений и метасоматических процессов с двумя главнейшими формационными типами базит-гипербазитовых платформенных образований: 1) щелочноультраосновным-щелочнобазальтоидным и 2) трапповым.

МИНЕРАГЕНИЯ

ЩЕЛОЧНОУЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Как выше отмечалось, в состав щелочноультраосновных-щелочнобазальтоидных формаций входит три субформации (щелочнобазальтоидная, ультраосновная-щелочная, кимберлитовая), проявляющиеся в одних случаях полно, с образованием всех трех субформаций, в других же лишь некоторыми из них. Так, в пределах Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, Сурина, 1969) и Приазовья (Гоньшакова 1973) развиты все три субформации; на северо-востоке Сибирской платформы субформация ультраосновных-щелочных пород не зафиксирована, две другие субформации — щелочнобазальтоидная и кимберлитовая тесно ассоциируют во времени и пространстве в определенной структурной обстановке. По данным В.А. Милашева (1972) тесная пространственная и временная связь щелочных базальтоидов и кимберлитов характерна для неалмазоносных (или слабоалмазоносных) субформаций последних, локализованных в окраинных частях древних платформ. Наряду с этим, в пределах Африканской платформы известны случаи ассоциации щелочных базальтоидов с алмазоносными фациями кимберлитов (Фенарийское поднятие на юго-западе Гвинейско-Либерийского щита; Владимиров и др., 1971), но этот вопрос требует дальнейшего изучения.

При анализе вещественного (химического, минералогического) состава однотипных субформаций, развитых в пределах различных регионов древних платформ (Сибирской, Русской, Африканской), выявляется, с одной стороны, значительное сходство в их составе, с другой — определенная специфика для того или иного региона. Так, кимберлиты алмазоносных фаций Сибири и Африки имеют весьма близкий химический и минералогический составы, но в одних случаях, как отмечалось (Гвинейско-Либерийский щит), они во времени и пространстве теснейшим образом связаны со щелочными базальтоидами, а в других (Сибирь) последние практически отсутствуют или наблюдаются в ассоциации с неалмазоносными фациями кимберлитов. Наряду с этим, на юго-востоке Русской платформы (Приазовье) выявлена серия субщелочных ультрабазитов, по своим особенностям отвечающая кимберлитовым породам железотитанистой ассоциации, по условиям обра-

зования близким породам экологитовой фации. Эти породы во времени и пространстве связаны со щелочными базальтоидами.

Как известно, для наиболее глубинных алмазоносных кимберлитов характерен дунит-гарцбургитовый хромсодержащий минеральный парагенезис (форстерит, пироп, хромит).

Минералогической спецификой ультрабазитов Приазовья является присутствие граната пироп-альмандинового ряда, соответствующего по составу гранатам, связанным с экологитами (Гоньшакова и др., 1974). Лиловый хромсодержащий пироп, характерный для дунит-гарцбургитовой ассоциации, в исследуемых породах не обнаружен.

Примечательной особенностью рассматриваемых пород является наличие (в тяжелой фракции протолочных проб) редкого высокотитанистого хромшпинелида (Cr_2O_3 24,88 – 42,65%; TiO_2 4,02–11,1%), наряду с пикроильменитом (MgO 4,33–9,29%) и хромитом (Cr_2O_3 55–62%)¹.

Как установлено за последнее время, титанохромиты отмечаются в лунных базальтах, что объясняется низким окислительным потенциалом среды, в которой формируется вещество.

Железистость граната и оливина (Fa 10–14%) согласуется с общей повышенной железистостью ультрабазитов Восточного Приазовья.

Наряду с этим, присутствие в нижнекарбонатных кластических отложениях Восточного Приазовья лиловых хромсодержащих пиропов, свойственных кимберлитам глубинных фаций, позволяет считать, что в рассматриваемом районе развиты еще не обнаруженные кимберлиты глубинных фаций, характерные для алмазоносных районов Африки и Сибири. Наблюдаемые в пределах Якутской кимберлитовой провинции неалмазоносные фации кимберлитов (трубка "Обнаженная") по глубинности образования занимают, по-видимому, промежуточное положение между породами Приазовья и алмазоносными глубинными фациями, поскольку в их составе, в отличие от Приазовских кимберлитовых пород, содержатся, наряду с другими специфическими особенностями, такие барофильные минералы, как высокомагнезиальный хромистый пироп и более магнезиальный оливин.

В другой провинции Сибирской платформы – Алданском щите мы наблюдаем не полно развитую щелочноультраосновную-щелочнобазальтоидную формацию, в которой эффузивные серии пород отсутствуют. Здесь развиты субформации кимберлитов и ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами. Кроме того Ф.В. Каминский (1969) в пределах Алданского щита выделяет своеобразные породы, названные им по месту обнаружения "ингилитами". Последние характеризуются отсутствием или крайне малым содержанием граната-пиропа и значительным развитием моноклинного пироксена, как в составе основной массы, так и среди вкрапленников. Оливины, слюда и рудные в них значительно более железисты, чем в кимберлитах. Содержание фаялитового компонента в оливинах составляет 12–18%, тогда как в кимберлитах обычно не превышает 9–10%, а у пород трапшовой формации не бьва-

¹ Исследовано с помощью лазерного (Г.В. Васильевой) и электроннозондового микроанализатора (Н.В. Тронева) в лабораториях ИГЕМ АН СССР.

ет ниже 20%. Поэтому ингилиты относятся, по-видимому, к еще менее глубинным породам, чем приазовские железистые кимберлиты. Характерной особенностью субщелочных ультрабазитов с повышенной железистостью и титанистостью и пониженной магнезиальностью и хромистостью является пространственное их положение в пределах древних платформ — приуроченность к периферическим частям последних. В связи с этим намечается (на примере Якутской провинции, Милашев, 1972) определенная мезозональность с постепенными переходами от периферийных, менее глубинных, не алмазоносных (или слабоалмазоносных) кимберлитов к магнезиально-хромистым, глубинным, алмазоносным фациям кимберлитов в центре платформы.

Вместе с тем, в природе известны алмазоносные месторождения (Урал), первоисточники которых до сих пор не известны. Известно лишь, что большая доля включений в уральских алмазах принадлежит не высокомагнезиальным хромистым пиропам, а гранатам пироп-альмандинового ряда, характерным для пород эклогитового ряда и, в частности, весьма сходным с гранатами пироп-альмандинового ряда, широко развитыми в железистых кимберлитах Приазовья (Гоньшакова и др., 1974).

Учитывая значительное генетическое и морфологическое разнообразие алмазов в отдельных районах земного шара и даже в пределах одного региона, нельзя, на наш взгляд, исключать возможности существования, помимо глубинных магнезиально-хромистых кимберлитов, и других первоисточников алмазов, несколько отличных от последних.

В происхождении алмазов значительная роль, по-видимому, принадлежит не только самому источнику — глубинному веществу, но и условиям формирования пород.

Применение А.Д. Харьковым (1969) многомерного статистического анализа и дискриминантных функций с целью выявления причин разной алмазоносности даже и среди глубинных магнезиально-хромистых кимберлитов показало, что последняя определяется: а) алмазоносностью первичного магматического очага кимберлитовой магмы и б) условиями подъема и застывания магмы в трубках.

Указанное различие вещественного состава субщелочных ультрабазитов (кимберлитов) в различных регионах платформ свидетельствует о гетерогенности глубинного субстрата не только по вертикали, но и в пространстве. При этом не исключается участие в формировании пород процессов, сопутствующих их становлению (наличие промежуточных очагов, быстрый или замедленный подъем магматического вещества, процессы ассимиляции и пр.).

Родственная кимберлитовой — субформация ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами (интрузии центрального типа) известна как источник редкометального оруденения (ниобий, тантал, титан, редкие земли, торий, уран, бериллий, литий) и месторождений флогопита, апатита, нефелиновых пород и др.

Эта формация сложена оливинитами, перидотитами, пироксенитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, малиньитами и наконец, карбонатитами. Редкоземельное оруденение связано как с магматическим

(позднемагматическим) этапом, так и постмагматическим. В одних провинциях (Кольский полуостров) с заключительными этапами рассматриваемой субформации связаны метасоматические магнетитовые и форстерит-апатитовые породы, в других (Маймеча-Котуйская провинция) кальцит-магнетитовые породы, образующиеся на контакте вмещающих метасоматически измененных гипербазитов с карбонатитами. Последние обычно являются носителями редкометального оруденения (перовскит-дизаналит, бадделеит, сфен и др.). Формирование карбонатитов связано, по-видимому, главным образом с интенсивными пневматолито-гидротермальными процессами (Эпштейн и др., 1961).

Образование флогопита (слюдитов) отмечено в тех же геологических условиях и в Приазовье в связи с рассматриваемым типом формаций.

Месторождения полезных ископаемых, связанных с магматическими комплексами центрального типа, занимают достаточно определенное структурное положение (Свешникова, 1973), что весьма важно при поисках и разведке разнообразных месторождений.

Пространственное и временное совмещение ультраосновных-щелочных пород и кимберлитов, их петрогеохимическое родство, приуроченность тех и других к зонам разломов, свидетельствуют об их генетическом родстве, исходной магмой для которых, по-видимому, служила ультраосновная магма со щелочным уклоном.

Различные условия формирования кимберлитов и интрузий центрального типа обусловили и их минерагению (металлогению). Для кимберлитов характерна связь со слепыми разломами, кристаллизация при больших давлениях и высокой температуре. Ультраосновные-щелочные интрузии центрального типа связаны со скрытыми глубинными разломами разных уровней заложения и, следовательно, с особенностями блоковой тектоники фундамента земной коры (Свешникова, 1973). Не исключено, что в отдельные фазы развития сложных массивов расколы достигали поверхности (Егоров, Сурина, 1969). Формирование ультраосновных-щелочных интрузий происходило при более низких давлениях, чем кимберлитовых пород и захватывало значительный промежуток времени. Длительность формирования, вероятнее всего в промежуточных очагах, способствовала до конца прошедшей магматической дифференциации исходной щелочно-ультраосновной магмы с образованием на конечных этапах щелочных пород и карбонатитов, обогащенных редкими и редкоземельными элементами (Гоньшакова, Егоров, 1968).

Процессы ассимиляции, вероятно, происходили как при образовании кимберлитов, так и ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами. Резкое обогащение указанных серий пород литием, рубидием, стронцием предполагает заимствование их при ассимиляции корового материала, а наличие таких элементов, как титан, ниобий, цирконий, редкие земли может быть обусловлено исходным — ультраосновным со щелочным уклоном — составом магм.

Субформации щелочных базальтоидов (фельдшпатоидные эффузивные породы, лимбургиты, авгититы и др.) генетически родственные описанным выше двум субформациям, во времени и пространстве обыч-

но тесно связаны с последними. Щелочные базальтоиды тяготеют к зонам глубинных разломов, локализованным в областях сочленения прогибов и поднятий. Но в одних случаях (Маймеча-Котуйская провинция) проявление щелочнобазальтоидного магматизма совпадает с начальными этапами тектоно-магматического цикла провинции, а в других (Приазовье) — с заключительными этапами.

Характерной петрогеохимической и минерагенической особенностью щелочнобазальтоидных субформаций является их цирконий-ниобий-урановая специфика и обогащенность титаном, что роднит их с двумя описанными выше субформациями. Так, на примере Приазовья (Гоньшакова, 1973) для всех трех рассмотренных субформаций характерны одинаковые элементы-примеси: Ni, Cr, Co, Mn, P, Se, Ti, V, Cu, Zn, Li, B, Sr, Zr, Nb, Ba, TR, Be, Mo, Ca, Ge, Sn, Pb. Ведущими элементами трех указанных субформаций являются Ti и P, а также Nb, Zr, Th, TR, F.

В определенных геолого-структурных условиях в пределах зон активизации (Приазовье) с описанной формацией связаны фторовая и ртутная минерализация (Зарицкий и др., 1973). Около 50% валового содержания фтора в щелочных породах рассматриваемой формации связано с кальциевым ринкитом, относимым по аналогии с известными массивами щелочных пород (Кольский полуостров) к образованиям позднемагматической стадии.

Флюоритовые проявления в Приазовье (Покрово-Киреевская структура) приурочены к разрывным нарушениям и образуют по меньшей мере два этапа флюоритообразования.

Содержание ртути в рассматриваемых породах формации колеблется в пределах $2,4-10^{-4}\%$, что значительно выше по сравнению со средними кларками земной коры и в 4–5, а в некоторых породах в 10–15 раз выше средних содержаний ртути для магматических пород основного, среднего и кислого состава. Видимо, высокое содержание ртути в рассматриваемых магматических породах формации района объясняется обогащенностью ртутью исходных магматических расплавов.

Примечательной минерагенической особенностью рассматриваемых формаций, локализованных в областях активизации, является бериллиевая минерализация, связанная с постмагматическим процессом калишпатизации щелочных базальтоидов, а главным образом нефелинсодержащих пород.

Щелочные фельдшпатоидные породы весьма специфичны также повышенным (на порядок и более) содержанием урана и тория (Гоньшакова и др., 1971). Повышенная радиоактивность пород указанной формации увязывается с ее редкоземельно-ниобиевой спецификой.

Как выяснилось за последние годы, в пределах древних платформ в тесной пространственной и временной связи со щелочноультраосновой-щелочнобазальтоидной формацией (с субформацией щелочных базальтоидов) развита серия полевошпатовых щелочных базальтов (трахибазальтов, трахидолеритов), которая ранее исследователями относилась к единой формации ультраосновных-щелочных пород. При детальной же геофизической и геологической съемке выяснилось (Егоров,

Сурина, 1969), что щелочноультраосновные лавы и щелочные (бесполевошпатовые) базальтоиды в общем геологически обособлены от трахибазальтов, сосредотачиваясь в поясах, маркирующих глубинные разломы. Предполагается, что трахиомагматизм и щелочноультраосновной (пикрит-меланефелинитовый) имеют разные магматические источники.

Аналогичная картина наблюдается и в Приазовье, где, по последним данным (Гоньшакова и др., 1974), вероятнее всего развиты две формации — трахибазальтовая (щелочно-оливин-базальтовая) и щелочноультраосновная-щелочнобазальтоидная, возможно связанные парагенетически.

Со щелочно-оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формацией, в частности, на юго-западе Донбасса, связаны рудопроявления меди и титана. Предполагается (Лебединский, Кириченко, 1973) парагенетическая связь медных рудопроявлений с альбитизированными ортофирами, т.е. с гидротермальными процессами в заключительной стадии вулканической деятельности.

Быстрая кристаллизация пород в приповерхностных условиях, по видимому, не создает условий для образования значительных концентраций титана, чем и объясняется отсутствие среди эффузивов рудопроявлений титана.

Траптовая формация

Широкое развитие трапобазальтов (траппов) для древних платформ общеизвестно, но только за последнее десятилетие наиболее четко выяснилась многостадийность проявления этого типа магматизма, тесно связанного во времени и пространстве с геотектоническим развитием платформ. Так, образование желобообразных прогибов в вендское время на Русской платформе сопровождалось интенсивной трапповой деятельностью, особенно широко проявившейся на западе и юго-западе платформы — в области Крестцовского авлакогена Припятского вала и в Брестской впадине.

В девоне проявление базальтового вулканизма на Русской платформе также тесно связано с геотектонической перестройкой платформы, при этом он как бы смещается на восток и фиксируется в Днепровско-Донецком грабенообразном прогибе, в пределах Тимана и в других восточных районах платформы. Такие особенности проявления траппового магматизма характерны и для Сибирской платформы.

Девонская эпоха для Русской и Сибирской платформ была эпохой субщелочного-трахибазальтового, кимберлитового и траппового магматизма. Последний, в частности, представленный миндалекаменными палагонитовыми базальтами, трахибазальтами, тешенит-долеритами и другими широко развит как на Русской, так и на Сибирской платформах, локализуясь главным образом в их восточных областях. При этом, на Сибирской платформе палагонитовый базальтовый магматизм проявился особенно широко, охватив всю западную часть Вилуйской синеклизы и восточную окраину Тунгусской синеклизы (Гоньшакова, 1961; Масайтис, 1966). Палагонитовые базальты, выделенные нами

впервые в западной части Вилуйской синеклизы (среднее течение рек Вилуя и Мархи), представляют огромный интерес по своей петрологии и минерогении. Изучение палагонитового вещества (Гоньшакова, 1955, 1956) показало, что оно принадлежит группе богатых водой минералов палагонит-хлорит-хлорофейтового ряда, генетически между собой связанных, образующихся в широком диапазоне — от наиболее ранней и высокотемпературной стадии до низкотемпературной — гидротермальной, и объединенных нами в группу палагонита.

Появление богатых летучими (P, F) и, главным образом, водой палагонитовых траппов, образующих своего рода провинции, обязано, по всей вероятности, процессам дифференциации (ликвации?) базальтового расплава на глубине как на ранних, так и поздних стадиях развития магматического процесса. Экспериментальные исследования с летучими, в частности, с фосфорсодержащими расплавами, показали возможность ликвации в базальтовых магмах (Григорьев, 1935; Фишер, 1954 и др.).

Более поздние электронно-микроскопические исследования Л.В. Никишиной, Б.В. Олейниковым, М.А. Погудиной (1973) палагонитового вещества траппов района среднего течения р. Вилуей позволили им охарактеризовать палагонит как стекло с неодинаковой степенью гидратации. При этом авторы, исследуя покровы палагонитовых базальтов бассейна р. Вилуей пришли, на наш взгляд, к не очень аргументированному выводу о повышенном содержании калия в палагонитовых базальтах в результате заимствования его из морской воды.

Проведенные нами исследования палагонита показали (Гоньшакова, 1955, 1956), что содержание K_2O в нем колеблется от 0,30 до 2,22%. К тому же известно, (Дмитриев, 1963), что палагонит в значительных количествах содержится не только в эффузивных, но и в интрузивных траппах (8,4—14,3%). Ю.И. Дмитриев предполагает, что палагонит, возможно, давал каплеобразные обособления еще в жидком расплаве, но основная его масса представляет конечный продукт кристаллизационной дифференциации богатой водой магмы, что подчеркивается его положением в центральных частях интерстиций. При этом автор предполагает возникновение части палагонита при гидратации основного вулканического стекла. Эти выводы согласуются с нашими данными.

Особая специфика палагонитовых водосодержащих базальтов обусловила чрезвычайно интенсивную позднюю и постмагматическую минерализацию, проявившуюся в кальцитизации, цеолитизации, хлорофейтизации. По-видимому, не случайно, что известные месторождения исландского шпата на Сибирской платформе пространственно и генетически связаны с провинцией субщелочных тешенит-долеритов и миндалекаменных палагонитовых траппов. При этом последние в рассматриваемом случае по возрасту относятся к нижнему триасу (а не к девону), что свидетельствует о цикличности, многостадийности проявления палагонитового траппового магматизма на Сибирской платформе (девон, триас). Имеющиеся материалы (Киевленко, 1957; Андрусенко, 1971; Скропышев, Кукуй, 1973) указывают, что скопление кристаллов исландского шпата приурочены к шаровым лавам и к мандельштейнам или миндалекаменным базальтам. Состав эффузивных кальцитоносных траппов

отличается от состава нормального траппа несколько большей основностью и повышенным содержанием кальция и окисного железа наряду со слабой недосыщенностью кремнеземом, а состав кальцитоносных интрузивных траппов отличается от типового повышенной щелочностью и железистостью (Андрусенко, 1971).

Месторождения исландского штата (Киевленко, 1957), делятся на четыре типа: 1) месторождения в зонах дробления туфов, 2) месторождения, связанные с секущими интрузиями траппов, 3) месторождения в мандельштейнах, 4) месторождения, связанные с шаровыми лавами.

Вместе с исландским штатом в гнездообразных скоплениях шаровых лав присутствуют монтмориллонит, минералы группы цеолитов (гейландит, морденит, десмин и др.), водные силикаты (апофиллит, анальцит), а также хлориты, халцедон и непрозрачный кальцит. Помимо гнездового типа минерализации в отдельных участках мандельштейнов развит и жильный тип, характеризующийся высоким качеством оптического материала. К указанному типу месторождений, вероятно, относятся месторождения Южной Африки, Исландии, Индии.

Небольшие скопления исландского штата наблюдаются в секущих интрузивных дифференцированных телах габбро-долеритов (тешенит-долеритах), причем, промышленные скопления располагаются в участках дорудного дробления и гидротермально переработанных пород.

Характерной особенностью проявления дифференцированных субщелочных палагонитовых траппов является связь их с зонами повышенной трещиноватости, с зонами глубинных разломов, что указывает на особые условия их образования, на особую термодинамическую обстановку, способствующую высвобождению огромного количества минерализаторов с образованием месторождений исландского штата. При этом, уникальные промышленно ценные месторождения встречаются лишь в областях не подвергшихся пострудным нарушениям (Скропышев, Кукуй, 1973). Месторождения девонского возраста на Тимане не имеют промышленного значения, так как они нарушены последующими тектоническими процессами.

Специфической особенностью субщелочных (не палагонитовых) траппов Сибирской платформы, локализованных вдоль зон глубинных разломов, как бы окаймляющих с юго-востока и северо-запада Тунгусскую синеклизу, является связь с ними магнетитового оруденения. Например, субщелочные траппы Ангаро-Илимского района (Коршуновское, Рудногорское железорудные месторождения) обладают особыми петрохимическими и минералогическими свойствами (Гоньшакова, 1961; Лурье и др., 1973): повышенной щелочностью, большим содержанием летучих (P, Cl, F, H₂O) и рудного компонента (титаномагнетита), а также отличным от других траппов, составом микроэлементов, в частности, наличием Zn, Cu, Zr, Pb, Mo.

Локализация субщелочных траппов и магнетитовых месторождений в зонах разломов большой протяженности, образованных на стыке двух разнородных структур (Ангаро-Ленского нижнепалеозойского прогиба с восточным бортом Катангской антеклизы) подчеркивает генетическую (парагенетическую) связь их между собой и определяет их поиски.

Магнетитовые месторождения, локализованные вдоль западного бор-та Тунгусской синеклизы, по данным М.Л. Лурье, В.Л. Масайтиса и Л.А. Полуниной (1962) связаны так же с траппами, характеризующи-мися пониженным содержанием полевошпатовой извести и повышен-ным содержанием щелочей и железистых компонентов в фемических минералах (летнинский и кузьмовский комплексы), что определяет на поздних этапах дифференциации исходной трапповой магмы отделе-ние гидротермальных растворов, обогащенных железом.

Полной противоположностью рассматриваемому субщелочному типу трапповых магм являются трапповые магмы, несущие сульфидное мед-но-никелевое оруденение (норильский и тымерский комплексы). Суль-фидоносные комплексы по М.Л. Лурье и др. (1962) образованы либо ненасыщенной магмой (норильский комплекс), либо магмой слабо на-сыщенной кремнеземом (тымерский комплекс). Они характеризуются повышенным содержанием полевошпатовой извести и несколько пони-женным содержанием щелочей. В то же время для обоих комплексов характерно пониженное содержание железистых компонентов в фемиче-ских минералах, а для норильского комплекса и повышенным содер-жанием в них магнезиальных компонентов.

Главное значение в размещении и локализации сульфидоносных трап-повых интрузий, в частности, на территории Енисейской провинции, при-надлежит глубинным разломам. Детальные исследования рассматривае-мого типа сульфидоносных траппов М.Н. Годлевским (1967, 1968, 1973) показали, что они имеют черты более глубинных образований. По содер-жанию петрогенных, халькофильных и сидерофильных элементов они занима-ют промежуточное положение между базальтами и хондритами. Согласно Н.М. Годлевскому (1973) никеленосные интрузии формируются из ба-зальтовых расплавов не полностью отсепарированных от хондритового вещества и, в частности, захвативших с собой тяжелые металлы и серу, образующих в дальнейшем руды. Ряд исследователей никеленосных интрузий (М.Н. Годлевский, Н.А. Елисеев, Г.И. Горбунов, Н.М. Черны-шов и др.) считают, что для образования сульфидных медно-никелевых месторождений необходимо наличие в потенциально никеленосной маг-ме достаточного количества серы, способствующей отделению рудного вещества от силикатного расплава. Для воронежских никеленосных интрузий (Русская платформа) Н.М. Чернышов (1973) предполагает ассимиляционный характер серы из вмещающих пород.

Размещение медно-никелевых месторождений по данным указанных выше исследователей определяется главным образом расположением тектонических блоков первого порядка и контролируется ограничиваю-щими их глубинными разломами.

Указанная специфика никеленосных дифференцированных базальто-вых магм (обогащение Mg, Ni, S) и их размещение (приуроченность к разломам глубокого заложения) являются, по-видимому, определяю-щим в образовании медно-никелевого оруденения. Эти особенности оп-ределили образование никеленосных интрузий и на Русской платформе (месторождения Воронежского кристаллического массива, Печенги и др.).

Полиметаллические проявления, связанные с трапловыми телами, развиты не широко и локально (бассейны рек Курейки, Подкаменной Тунгуски и на юге Сибирской платформы). По данным Ю.В. Погодина (1956, 1959) многочисленные гидротермальные рудопроявления цинка, свинца, меди иногда с золотом и сурьмой, залегающие в карбонатных и карбонатно-баритовых жилах на юге Сибирской платформы и в бассейне Подкаменной Тунгуски развиты широко, но крупных промышленных месторождений не выявлено. Установлена генетическая связь полиметаллического оруденения с субщелочной дифференцированной трапловой магмой.

Рассмотренные выше типы базальтовых (трапловых) магм и специфика их минерации свидетельствуют о ведущей роли процессов магматической (глубинной, внутриочаговой) дифференциации в сопровождении, по-видимому, в ряде случаев процессов ассимиляции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для древних платформ характерны два главнейших типа магматизма с резко отличной минерацией (металлогенией).

1. Щелочноультраосновной-щелочнобазальтоидный тип с образованием трех генетически родственных субформаций: а) кимберлитовой (алмазной), б) ультраосновной-щелочной с карбонатами (редкометальной), в) щелочнобазальтоидной (специфичной на редкие и редкоземельные элементы).

2. Базальтовый тип с образованием двух субформаций: а) трапловой (никеленосной, железорудной, шпатоносной, полиметаллической) и б) габбро-перидотитовой (никеленосной). Последняя субформация характерна не для всех платформ. Установлена она на Русской платформе.

Первый — щелочноультраосновной-щелочнобазальтоидный тип магматизма во времени совпадает с более поздними этапами развития платформ, совпадающими с наиболее крупными геолого-тектоническими перестройками последних (на Русской платформе — средний палеозой, на Сибирской — ранний мезозой). Отсутствие в пределах некоторых древних платформ какого-либо из указанных формационных типов магматических горных пород и связанной с ними минерации, может быть объяснено степенью изученности региона на настоящее время, процессами денудации, геотектоническими особенностями развития и формирования региона, а также возможной гетерогенностью подкорового субстрата в отдельных регионах земного шара.

Различные формационные типы базит-гипербазитов платформ и свойственная им минерация определяются в основном исходным составом магм, глубиной их формирования и условиями становления.

Наблюдаемое различие в составе и минерации одних и тех же формационных типов базитов и гипербазитов в различных секторах Земли (Русской, Сибирской, Африканской платформ), свидетельствует не только о различных условиях формирования и становления пород, но и о возможной, как отмечалось, гетерогенности подкорового субстрата.

Специфической особенностью локализации всех крупнейших месторождений алмазов, редких металлов, магнетита, исландского шпата, медно-никелевых, полиметаллических, является связь их с зонами повышенной проницаемости, зонами глубинных разломов, ограничивающих структуры первого, второго и третьего порядков.

Исходной магмой для алмазных и редкометалльных месторождений служила ультраосновная магма со щелочным уклоном; при этом, образование первых происходит на начальных стадиях формирования и становления соответствующего формационного типа пород (щелочно-ультраосновного, в виде даек и трубок взрыва), а вторых — преимущественно на конечных и связано с дифференцированными щелочными и постмагматическими (карбонатиты) сериями пород. С рассматриваемым формационным типом пород связаны также (генетически и парагенетически) проявления и месторождения бериллия, флюорита и, как предполагается, ртuti, обусловленные совокупностью позднейших постмагматических процессов.

Специфика минерации траппов обусловлена не только особенностями исходного базальтового состава (никеленосные траппы), но и процессами, главным образом глубинной (внутриочаговой) дифференциации толеитовой магмы, по-видимому, осложненными ассимиляцией вмещающих пород с образованием различных субщелочных серий траппов и связанной с ними минерации (железооруденение, исландский шпат, полиметаллы).

Месторождения алмазов, сульфидные медно-никелевые, редкометалльные образуются в магматическую стадию; магнетитовые, исландского шпата, полиметаллов, редкометалльные, месторождения флогопита, и другие связаны с постмагматическим гидротермальным этапом формирования и становления пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусенко Н.А. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., изд-во "Недра", 1971.
- Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А., Колесникова Т.П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. М., изд-во "Наука", 1971.
- Годлевский М.Н. Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы. — Труды НИИГА, 1967, т. 151.
- Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. — Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Доклады сов. геол. Проблема 7. Изд-во "Наука", 1968.
- Годлевский М.Н. Связь образования никеленосных интрузий с процессами в земной коре и верхней мантии. — В сб.: Петрология и металлогения базитов. М., изд-во "Наука", 1973.
- Гоньшакова В.И. Палагонитовые миндалекаменные диабазы западной части Виллойской впадины. — Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 3.
- Гоньшакова В.И. Некоторые термические и рентгеноструктурные данные о палагоните в палагонитовых миндалекаменных диабазах западной части Виллойской впадины. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 4.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., изд-во АН СССР, 1961.

Гоньшакова В.И. Некоторые геохимические особенности девонского магматического комплекса. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М., изд-во "Недра", 1973.

Гоньшакова В.И. Базит-гипербазитовый магматизм в истории развития Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М., изд-во "Недра", 1973.

Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции (северо-запад Сибирской платформы). М., изд-во "Наука", 1968.

Гоньшакова В.И., Викторов В.В., Цейтлин С.Г., Жирова Н.К. Особенности распределения радиоактивных элементов в платформенных базитах и ультрабазитах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971. № 12.

Гоньшакова В.И., Васильева Г.Л., Игамбердиев Ш.Х. и др. Новые данные о вещественном составе субщелочных ультрабазитов Восточного Приазовья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972. № 11.

Гоньшакова В.И., Зарицкий А.И., Кирикилица С.И. и др. К вопросу о кимберлитовом магматизме в Приазовье. — Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 2.

Григорьев Д.П. Несовместимость силикатных расплавов, близких по составу к природным горным породам. — Записки Всес. мин. об-ва, 1935, ч. 64, вып. 1.

Дмитриев Ю.И. Траппы и исландский шпат реки Чоны. — Труды ИГЕМ АН СССР. М., изд-во "Наука", 1963, вып. 88.

Егоров Л.С., Сурина Н.П. О пространственно-временной связи различных типов платформенного магматизма (на примере Маймеча-Котуйской провинции). — Материалы IV Всес. петрограф. совещ. Баку, изд-во АН АЗССР, 1969.

Зарицкий А.И., Бутурлинов Н.В., Гоньшакова В.И. и др. Особенности минералогии девонского магматического комплекса. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М., изд-во "Недра", 1973.

Каминский Ф.В. Кимберлитоподобные породы — "ингилиты". — Материалы IV Всес. петрограф. совещ. Баку, изд-во АН АЗССР, 1969.

Киевченко Е.Я. Основные типы месторождений исландского шпата Сибирской платформы. — Труды ВНИИП, 1957, вып. 1

Лебединский В.И., Кириченко Л.П. Строение и генезис девонской оливин-базальтовой формации Донбасса. — В сб.: Петрология и металлогения базитов. М., изд-во "Наука", 1973.

Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1962.

Лурье М.Л., Полунина Л.А., Туганова Е.В. Принципы расчленения интрузивных траппов позднепалеозойской — раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы. — В сб.: Петрология и металлогения базитов. М., изд-во "Наука", 1973.

Масайтис В.Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе. — Инф. сообщ., серия геол. месторожд. полезн. ископ., регион. геол. М., 1966, вып. 1.

Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л., изд-во "Недра", 1965.

Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., изд-во "Недра", 1972.

Никишова Л.В., Олейников Б.В., Погудина М.А. Электронно-микроскопическое и оптическое изучение палагонитового вещества траппов района среднего течения р. Вилюй. — В сб.: Геол. и геохим. базитов восточной части Сибирской платформы. М., изд-во "Недра", 1973.

Погодин Ю.В. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски. — Сов. геол., 1956, № 50.

- Погодин Ю.В. Медная, свинцовая и полиметаллическая минерализация юга Сибирской платформы. — В кн.: Труды совещ. по геол. строению и мин. ресурсам Сибирской платформы. Иркутск, 1959.
- Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М., изд-во "Недра", 1973.
- Скропышев А.В., Кукуй А.Л. Исландский шпат. Л., изд-во "Недра", 1973.
- Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н., Футергендлер С.М., Шеманина Е.И., Лаврентьев Ю.Г., Пospelова Л.Н. Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах. — Докл. АН СССР, 1971, 198, № 1.
- Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. — В кн.: Эксперимент исследования в области петрографии и рудообразования. ИЛ, 1954.
- Харькив А.Д. Трубки взрыва кимберлитовых и траптовых пород междуречья Вилюя и Оленека (Якутия) и полезные ископаемые, связанные с ними. — Материалы IV Всес. петрогр. совещ. Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
- Чернышов Н.М. Габбро-перидотитовый никеленосный комплекс восточной части Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минерогения юга Восточно-Европейской платформы. М., изд-во "Недра", 1973.
- Эпштейн Е.М., Анисеева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. — В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород. М., Госгортехиздат, 1961.

О СВЯЗИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ДИФФЕРЕНЦИАТАМИ ЩЕЛОЧНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ

В настоящее время все более отчетливо выявляется генетическая связь щелочных оливин-базальтовых серий с карбонатитовыми комплексами несущими редкометальное оруденение (Восточно-Африканская рифтовая зона, Маймеча-Котуйская провинция и ряд других). Вулканические серии, генетическая связь которых с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами устанавливается достаточно определенно; геохимически специфичны и характеризуются повышенными содержаниями ряда редких элементов: ниобия, циркония, редких земель, в отличие от сходных петрографических серий, не связанных с карбонатитовыми комплексами (Бородин, Гладких, 1968). С другой стороны, существуют щелочные оливин-базальтовые серии, которые по своему тектоническому положению и геохимической характеристике вулканических пород вполне сопоставимы с подобными сериями карбонатитовых ассоциаций, однако карбонатиты в связи с ними не известны. Подобным примером является щелочная оливин-базальтовая серия Днепрово-Донецкого авлакогена. В настоящее время в его восточной части выявляется редкометальное оруденение в измененных эруптивных брекчиях и жильных телах калиевых трахитов (ортофиоров), однако положение этих образований в общей схеме развития магматизма района недостаточно ясно. Возможному решению этого вопроса посвящена настоящая статья.

Зона глубинных разломов, с которой связано проявление изученной щелочной оливин-базальтовой серии, ограничивает с юга крупную региональную субширотную структуру — Днепрово-Донецкий авлакоген и отделяет его от Украинского кристаллического массива (Новикова, 1963). Наиболее интенсивная вулканическая деятельность связана с начальными этапами развития авлакогена (средне-верхний девон) и прослеживается на всем его протяжении с запада на восток (Припятский грабен, Днепровский грабен и Волновахский желоб).

В составе девонских эффузивных образований Днепрово-Донецкого авлакогена выделяется два петрохимических ряда — базальт-трахитовый и щелочно-базальтоидный (Гладких, 1972). Породы щелочно-базальтоидного ряда преобладают среди вулканических толщ западной части авлакогена (Припятский грабен), в то время как в восточной, Волновахской зоне преимущественно развиты породы базальт-трахитового ряда (анкарамиты, базальты, щелочные базальты, в меньшей мере — трахиандезиты и трахиты). При этом восточная оконечность Волновах-

ской зоны несколько отлична от других ее частей как по характеру и форме проявления верхнедевонского магматизма, так и по своему более сложному тектоническому строению. Зона субширотных разломов на этом участке осложнена секущими разломами субмеридионального простирания с образованием горст-грабеновых структур, выполненных осадочными и магматическими образованиями верхнего девона и перекрытых нижнекаменноугольными карбонатными отложениями. Наряду с эффузивными образованиями имеется большое количество субвулканических, жильных и гипабисальных интрузивных тел, представляющих, вероятно, различные уровни вулканического аппарата центрального типа. Петрографический состав пород на этом участке значительно более разнообразен по сравнению с составом пород Волновахской зоны. Здесь выделяются ультраосновные породы — пироксениты, слагающие небольшое штокообразное интрузивное тело; среди эффузивных образований развиты породы щелочно-базальтоидного ряда: лимбургиты, авгиты, эпилейцитовые базаниты, эпилейцитовые базальты, эпилейцитофиры и нефелиниты, а также мелилитсодержащие породы — бергалиты (Бутурлинов, Скаржинский, 1970; Гоньшакова и др., 1968; Гладких, 1972). Вулканическая толща прорвана штоками и небольшими интрузивными телами щелочных пород — малинитов, ювитов, а также дайками шонкинитов, тингуаитов, сельвсбергитов. Значительным развитием пользуются ортофиры (калиевые трахиты), которые образуют крутопадающие, реже пологие дайки. Трубообразные тела и дайки, сложенные эруптивными брекчиями ортофиринов, в различной степени карбонатизированы и несут аксессуарную редкометалльную минерализацию. Устанавливаются также дайки и магматические брекчии мончикитов и лимбургитов, которые прорывают отложения нижнего карбона.

Сравнивая петрографические составы вулканогенных образований Волновахской зоны и вулканической ассоциации типичных провинций ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами, например, Маймеча-Котуйской (Леонтьев и др., 1965) можно видеть, что при достаточно сходном петрографическом составе пород базальт-трахитовой серии, в Маймеча-Котуйской провинции более широко развиты бесполовошатовые щелочные базальтоиды, причем в их составе существенная роль принадлежит мелилитовым или мелилитсодержащим лавам. Следует также отметить широкое развитие ультраосновных пород (пикритовых порфиритов, маймечитов), очень слабо развитых в Волновахской зоне.

Анализ петрохимических особенностей однотипных вулканических пород Волновахской зоны и Маймеча-Котуйской провинции показывает отсутствие заметных различий в содержании кремнезема, алюминия, магния и натрия. Колебания в содержании этих окислов в средних составах однотипных пород обычно не превышают колебаний в породах одного какого-либо региона. Причем, для вулканических пород Волновахской зоны характерно повышенное содержание титана и суммарного железа (в основных членах серий), а также более низкое значение отношения титана к суммарному железу. Основные члены базальт-

трахитовой серии относительно их аналогов в Маймеча-Котуйской провинции обеднены кальцием и обогащены калием.

Наряду с петрохимической, намечается и геохимическая общность вулканогенных образований сравнимых ассоциаций. Базальты и щелочные базальты сравнимых ассоциаций близки по содержанию акцессорных элементов Nb, Ta, Zr, Sc, V, U, Th и различаются по содержанию Cr (Гладких, 1975).

Судя по присутствию вулканических пород различного петрографического состава в разрезах скважин и поверхностных обнажениях в Волновахской зоне наиболее распространены базальты и щелочные базальты. Это дает возможность предположить, что химический состав родоначальной магмы зоны соответствует среднему составу оливинных и щелочных базальтов (табл. 1). Состав же родоначальной магмы Маймеча-Котуйской провинции вычислен путем средневзвешенного (в расчет кроме пород базальт-трахитовой серии были включены щелочные базальтоиды и ультраосновные лавы). Как следует из табл. 1, вычисленные таким образом химический и нормативный составы родоначальных магм рассматриваемых ассоциаций достаточно близки по всем компонентам, за исключением титана, калия и магния.

Таблица 1

Предполагаемые составы исходных магм Волновахской зоны (1) и Маймеча-Котуйской провинции (2)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	45,47	4,34	13,39	8,25	6,60	7,20	10,21	2,37	2,16
2	45,41	2,72	12,4	8,01	5,98	10,01	10,94	2,87	1,66
	il	mt	hm	or	ab	an	ne	di	ol
1	8,0	9,0	1,9	12,2	19,9	19,8	—	24,0	4,8
2	5,2	11,6	—	9,5	18,9	16,1	3,0	24,6	10,4

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЛИЕВЫХ ТРАХИТОВ И ЭРУПТИВНЫХ БРЕКЧИЙ

Калиевые трахиты и эруптивные брекчи, развитые в восточной части Волновахской зоны, приурочены к опущенному блоку одной из небольших грабеновых структур и локализуются по ее границе с прилегающим горстом, имеющей субмеридиональное простираие (Зарицкий и др., 1966). Этими породами сложены крутопадающие дайки и трубообразные тела с раздувами, реже пологозалегающие тела, которые прорывают эффузивную толщу базальтов и щелочных базальтоидов. Мощность их колеблется от нескольких метров до десятков метров (в раздувах).

Калиевые трахиты (ортофиры). Это розовато-серые очень тонкозернистые породы с микропорфировой структурой. Редкие вкрапления представлены калиевым полевым шпатом (размером до 1–2 мм), реже — плагиоклазом (альбит-олигоклаз), а также псевдоморфозами карбоната и рудного минерала по эгирину. Основная масса породы (размер зерен сотые, реже десятые доли миллиметра) сложена калиевым полевым шпатом, в соответствии с формой зерен которого она имеет микротраховую, ортофирную или фельзитовидную структуры. Калиевый полевой шпат сильно пелитизирован и обнаруживает прямое угасание относительно спайности и граней кристаллов. В отдельных случаях среди тонкозернистой массы породы появляются более крупные метасоматического облика выделения калиевого полевого шпата, иногда с плохо проявленным двойниковым сложением. Эти калиевые полевые шпаты характеризуются переменным углом оптических осей (даже в пределах одного шлифа) $-2V$ от -40 до -70° , угол N_g с полюсом спайности (010) $8-10^\circ$, что соответствует промежуточному ортоклазу с небольшой степенью триклинности и упорядоченности. Основная масса пород переполнена пылевидным рудным минералом, иногда отмечаются хлоритизированный биотит, агрегаты лейкоксена, рутил. Имеются трахиты, содержащие в основной массе нефелин, всегда в различной мере замещенный слюдястым агрегатом. Обычным аксессуарным минералом трахитов является апатит (размер зерен достигает 1–3 мм), а также циркон. Часто в трахитах присутствует кварц, образующий сферолитовые агрегаты или линзовидные скопления, и более поздний карбонат.

Ортоклазиты. Ортоклазиты по составу представляют собой крупнозернистые аналоги кварцсодержащих трахитов и являются, вероятно, метасоматическими породами. Прослежено их развитие по трахитам в верхней части пологой дайки; кроме того, ортоклазиты на отдельных участках слагают цемент эруптивных брекчий, образуя постепенные переходы с фельзитовидным кварц-полевошпатовым цементом. Ортоклазиты также формируют самостоятельные жилообразные тела без реликтов первичной структуры (Зарицкий и др., 1966). Ортоклазиты — ярко-розовые неравнозернистые породы (размер зерен от 0,5 до 5 мм), сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом и небольшим количеством тонкозернистого кварца, выполняющего промежутки между правильными таблитчатыми кристаллами калиевого полевого шпата. В породе постоянно присутствуют карбонаты в виде правильных ромбоздрических в срезе кристаллов, иногда зональных за счет буроватой окраски или каемочек лимонита. Карбонат представлен сидеритом ($N_e = 1,633 \pm 0,002$, $N_o \approx 1,78$). Калиевый полевой шпат в наиболее крупнозернистых разностях ортоклазитов имеет изопертитовое строение и сложно сдвойникован; по оптическим данным ($2V = -84-88^\circ$) и по степени триклинности, определенной методом рентгеновской дифрактометрии ($\Delta = 0,80-0,85$), близок к микроклину. Цветные минералы в этих породах отсутствуют. Отмечаются неправильные пятна и скопления лимонита и бурых гидроокислов железа, вероятно, по гематиту. Среди аксессуарных минералов развитием пользуются трудно-

определимые карбонаты редких земель, гадолинит, анатаз, циркон, апатит, флюорит, барит, сфалерит, халькопирит.

Эруптивные брекчии представляют собой сложные образования, сформированные, вероятно, в результате нескольких этапов брекчирования и последующего цементирования обломочного материала. Среди них выделяются буровато-красные плотные брекчии полевошпат-карбонатного состава и агломератовые брекчии, более темные, содержащие обломки разнообразных эффузивных и осадочных пород. Первые из них преобладают в центральных и верхних частях тел, вторые — в нижних и приконтактных частях. Основная масса обломков представлена калиевыми трахитами, аналогичными описанным выше. Обломки имеют разнообразные размеры, от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, обычно округлую или овальную форму с расплывчатыми контурами, без четких границ с цементирующей массой. Цемент образован очень тонкозернистым фельзитовидным полевошпатовым агрегатом, с пылевидными включениями и хлопьями измененного рудного минерала, а также скоплениями зерен карбоната. В цементе присутствует тонкозернистый кварцевый материал, в виде полос и линзовидных скоплений, подчеркивающих нечетко выраженную флюидалность цемента. Эти ранние брекчии существенно калишпатового состава в свою очередь брекчированы и цементированы карбонатным материалом. Процесс этот, вероятно, близок по времени к образованию калишпатового цемента и также неоднократен. Кроме обломков трахитов в брекчиях отмечается большое количество обломков стекловатых базальтов, авгититов, нефелинитов, лав основного состава с реликтами форм лейцитовых кристаллов, а также обломки полнокристаллических пород типа шонкинита. Обломки имеют остроугольные контуры, размеры их колеблются от нескольких миллиметров до 10 см и более. Менее распространены в брекчиях обломки осадочных и метаморфических пород — ожелезненных кварцитовых сланцев, полностью замещенных хлоритовым агрегатом ультрабазитов. Эти обломки имеют более округлые формы и иногда окружены каемкой калиевого полевого шпата и окислов железа. Необходимо добавить, что структура брекчий усложняется не только неравномерным распределением обломков в цементе, но и незакономерным распределением полевошпатового и карбонатного материала. Отмечаются участки, где обломки цементированы только одним карбонатным материалом, представленным неравномернозернистым анкеритом ($N_e = 1,625 \pm 0,002$, $N_o \approx 1,809$), а также участки, в которых преобладает неоднородный по структуре кварц-полевошпатовый материал. Кроме того, имеется цемент, сложенный примерно равными количествами среднезернистого полевого шпата и карбоната. Иногда обломки цементированы среднезернистой полевошпат-кварцевой породой, по составу и структуре полностью аналогичной описанным выше ортоклазитам. Соотношения между обломками трахитов и цементом, таким образом дают возможность предполагать, что полевошпатовый цемент близок к трахитам не только по составу, но и по времени, и образовался на ранних стадиях постмагматического этапа. В свою очередь, тесная ассоциация калиевого полевого

Таблица 2

Химические составы калиевых грахитов Волновахской зоны в вес. %

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	51,76	53,76	55,84	58,80
TiO ₂	2,72	0,97	0,91	1,05
Al ₂ O ₃	17,80	16,02	19,60	18,12
Fe ₂ O ₃	2,53	1,55	0,68	0,89
FeO	6,40	6,70	3,45	3,18
MnO	0,11	0,04	0,02	0,03
MgO	1,87	0,81	1,26	0,50
CaO	1,40	1,02	0,50	0,11
Na ₂ O	2,00	0,98	0,47	1,16
K ₂ O	8,94	12,58	13,10	13,70
H ₂ O ⁻	0,18	0,10	0,01	0,15
H ₂ O ⁺	2,44	0,96	0,92	1,07
P ₂ O ₅	0,31	0,56	0,25	0,13
F	0,11	0,10	0,13	0,05
Ппп	1,03	4,02	2,54	1,37
Сумма	99,60	100,17	99,67	100,31

Нормативный состав (CIPW)

Q	—	—	—	—
or	52,4	74,6	77,5	80,7
ab	16,8	2,1	3,7	7,3
ap	5,0	—	—	—
pe	—	3,1	—	1,1
C	3,2	0,8	4,7	1,9
ac	—	—	—	—
wo	—	—	—	—
en	3,0	—	2,1	—
fs	32	—	3,2	—
fo	1,1	1,4	0,7	0,8
fa	1,6	7,1	0,8	2,5
mt	3,7	2,1	0,9	1,4
hm	—	—	—	—
il	5,2	1,8	1,7	1,9
ap	0,7	1,4	0,5	0,3
gr	—	—	—	—

Анализы: 1-4 грахиты восточной части Волновахской зоны; 5-6 ортофиры окварцованные, анализы 1-6 выполнены в силикатной лаборатории Бронницкой партии ИМГРЭ, аналитики Л.Л. Любошиц, Н.С. Бахметьева; 7 - грахит, западная часть Волновахской зоны, с. Ново-Троицкое. Анализ выполнен в Хим. лаб.

5	6	7	8	9	10
64,40	66,52	63,18	54,00	58,43	60,57
0,83	1,90	0,55	1,03	0,34	0,46
16,00	12,44	17,24	17,12	17,84	15,60
1,23	3,46	2,96	2,05	5,09	7,20
1,35	0,98	1,10	2,87	0,00	0,00
0,08	0,05	0,05	0,19	0,42	0,14
0,55	0,61	1,16	0,76	0,43	0,00
1,17	0,91	2,57	4,57	0,80	0,11
0,17	0,27	3,80	3,53	0,38	0,49
12,30	9,55	5,68	8,86	13,90	13,71
0,37	0,25	0,44	0,50	1,05	
0,33	0,60	0,70	0,19	0,11	2,00
0,15	0,65	0,23	0,08	0,35	0,09
0,03	0,07	0,04	—	Не опр.	Не опр.
1,05	1,58	—	CO ₂ —4,25	BaO—0,18	0,08
100,01	99,84	99,66	99,70	99,32	100,45

Нормативный состав (CIPW)

13,4	25,9	12,30	—	1,39	5,27
73,0	56,8	33,9	51,8	82,23	81,12
1,6	2,1	31,5	15,7	3,20	3,77
3,9	4,5	11,9	5,3	2,22	—
—	—	—	7,1	—	—
0,9	0,4	0,4	—	1,41	—
—	—	—	—	—	0,32
—	—	—	5,8	—	0,02
1,4	1,5	2,8	—	1,07	—
0,3	—	—	—	—	—
—	—	—	1,3	—	—
—	—	—	1,4	—	—
1,6	—	1,9	2,8	0,37	—
—	3,4	1,6	—	4,85	7,10
1,5	2,0	1,1	2,0	0,65	0,30
0,7	0,3	0,3	0,3	0,84	0,20
—	0,9	—	—	—	0,30

ИМГРЭ, аналитик В.Д. Богомолова; 8 — ортофир (среднее из двух анализов) Волноватская зона, Бутурлинов, Панов и др., 1964; 9 — калиевый трахит, Торор-Хилл, Восточная Уганда, (Sutherland, 1965); 10 — калиевый трахит, Тороро (Sutherland, 1965).

шпата, кварца и карбоната в цементе, позволяет рассматривать образование брекчий как единый процесс, охватывающий как магматический этап, так и более поздние стадии постмагматического этапа. Процесс этот локализован в пространстве, контакты брекчий с вмещающими породами достаточно резкие, базальтоиды в экзоконтакте как правило раздроблены и содержат лишь тонкие неправильные прожилки калишпат-карбонатного состава, которые прослеживаются на расстояние первых метров.

Химические составы описанных пород восточной части Волновахской зоны приведены в табл. 2. Калиевые трахиты (анализы 1—4) характеризуются повышенными содержаниями титана, резким преобладанием калия в составе щелочей и недосыщены кремнекислотой. Последнее отражается в нормативном составе пород появлением небольших количеств нефелина и оливина. Среди фемических окислов первое место занимает железо, причем преимущественно в закисной форме. В кварц-содержащих трахитах (анализы 5 и 6) увеличивается роль окисного железа, вплоть до его преобладания. Породы обогащены глиноземом по отношению к щелочам и кальцию и в их нормативном составе обычно присутствует свободная окись алюминия в виде корунда.

Таблица 3

Средние содержания железа, титана (в атомн. кол.) и отношение титана к железу в трахитах различных регионов

Элементы и их отношения	Восточная часть Волновахской зоны	Волновахская зона	Припятский грабен	Маймеча-Котуйская провинция
$Fe^{+2} + Fe^{+3}$	72	53	114	65
$Ti \cdot 100 / Fe^{+2} + Fe^{+3}$	26	9	20	18
Ti	17	5	23	12

Сравнивая изученные породы с аналогичными породами других частей Волновахской зоны (анализы 7, 8), можно отметить, что их сходство проявлено в преобладании калия над натрием, хотя и в различной мере выраженном. Однако, по высоким содержаниям титана и суммарного железа, а также высокому отношению этих элементов, описываемые породы гораздо ближе к трахитам Припятского грабена и Маймеча-Котуйской провинции, чем к трахитам Волновахской зоны (табл. 3). Высокое отношение K/Na в трахитах сближает их с ультракалиевыми трахитами некоторых карбонатитовых провинций Африки, в частности, с калиевыми трахитами Уганды, район Торор и Тороро, анализы которых приведены в табл. 2 (анализы 9, 10). Породы очень близки не только по содержанию и соотношению щелочей, но и по кремнекислоте и глинозему, что отражается и в сходстве их нормативных составов. Отличием является резко окисленная форма железа в африканских трахитах. Сходство химических составов этих пород и их отличие от

средних трахитов иллюстрируется диаграммой (рис. 1). Как будет показано ниже, породы района Торор и восточной части Волновахской зоны сходны не только по химическому, но и по петрографическому составу.

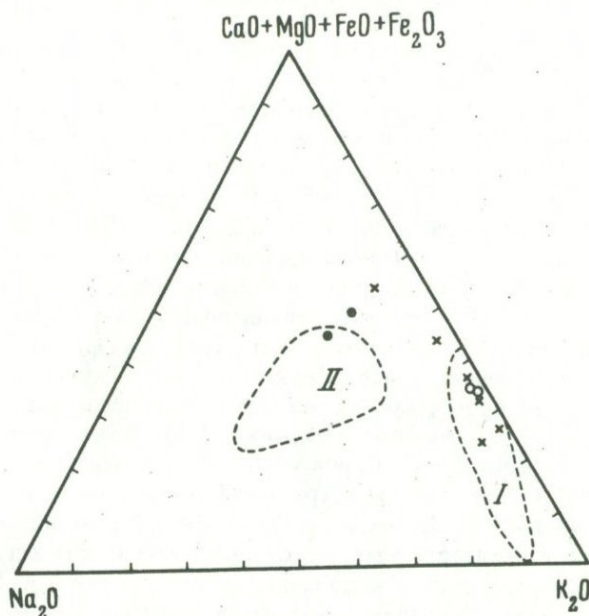


Рис. 1. Распределение щелочей в калиевых трахитах Волновахской зоны и трахитах Восточной Уганды

Крестики — калиевые трахиты восточной части Волновахской зоны; черные кружки — трахиты Волновахской зоны; белые кружки — трахиты Уганды (по данным табл. 3). I — поле трахитов Восточной Уганды; II — поле средних трахитов — по Кингу и Сатерленду (1969)

В эруптивных брекчиях изученного района были определены содержания натрия и калия¹. Среднее содержание калия (по 23 пробам) в этих породах составляет 5,43%, натрия — 0,26%. Существенной составной частью этих пород являются карбонаты: содержание CO_2 колеблется в пределах 6,6–11,8%. Содержание фтора составляет в среднем 0,13% и изменяется от 0,03 до 0,6% (по 23 пробам). Содержание серы по отдельным определениям достигает 2,36%.

Калиевые трахиты, эруптивные брекчи и ортоклазиты восточной части Волновахской зоны характеризуются повышенными содержаниями редких элементов, из которых наиболее показательны ниобий, цирконий и редкие земли. Как было показано выше, породы щелочной

¹ Na и K определены методом фотометрии пламени; F — количественным спектральным методом в лабораториях Бронницкой ГП ИМГРЭ, аналитики Л. Бусахина, Л. Чижикова, В. Калинина.

оливин-базальтовой серии Волновахской зоны обогащены этими элементами, а накопление ниобия, редких земель и циркония в конечных магматических дифференциатах является характерной особенностью большинства как известково-щелочных, так и щелочно-известковых серий (Нокколдс, Аллен, 1958). Средние содержания редких элементов в калиевых трахитах Волновахской зоны составляют: Nb—0,0216%, TR—0,059%, Zr—0,122% (Пятенко и др., 1970). Эруптивные брекчии и ортоклазиты по сравнению с трахитами обогащены ниобием и редкими землями и обеднены цирконием. При этом в них сохраняется и даже увеличивается высокое Nb/Ta отношение, а также существенно цериевый состав редких земель, что характерно для всех вулканических пород Волновахской серии. Как видно из диаграммы (рис. 2), составы редких земель в карбонатизированных полевошатовых брекчиях отличаются от составов редкоземельных элементов в вулканических породах Волновахской зоны повышенной ролью лантана, при общем сходном, существенно цериевом составе. Показательно поведение циркония, как элемента, концентрация которого в вулканических сериях обусловлена процессами магматической дифференциации (Нокколдс; Аллен, 1958; Бородин, Гладких, 1968). Резкое уменьшение его содержания в ортоклазитах и метасоматически измененных брекчиях (по сравнению с содержанием в трахитах) подчеркивает эту его особенность и позволяет провести границу между магматическими дифференциатами и образованиями, в которых постмагматические процессы играли основную роль в накоплении редких элементов. Редкометальное оруденение, связанное с постмагматическим этапом формиро-

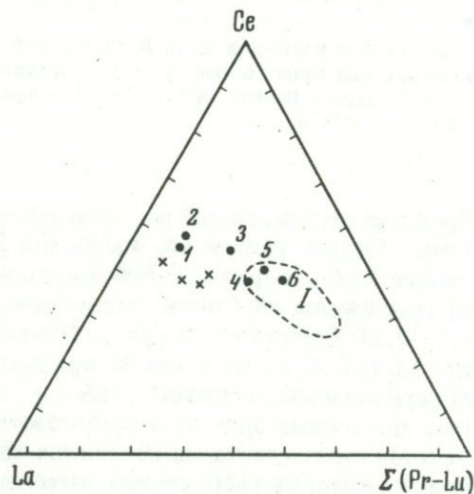


Рис. 2. Составы редких земель в породах Волновахской зоны

Крестики — эруптивные брекчии; черные кружки — вулканические породы Волновахской зоны; 1—2 — трахиты, 3 — трахиандезитобазальт; 4 — щелочной базальтоид; 5—6 — щелочные базальты. I — поле составов редких земель щелочных оливин-базальтовых серий континентов

вания брекчий, наследует специфические черты этих субвулканических образований. В частности, редкометальные минералы очень тонкозернистые; распределение в пространстве минералов различных стадий (калишпатизации, окварцевания, карбонатизации) как правило закономерно.

Изученные калиевые трахиты и эруптивные брекчии восточной части Волновахской зоны имеют аналоги во многих карбонатитовых провинциях Восточной Африки — это агломераты и ортоклаз-карбонатные брекчии, в составе которых основная роль принадлежит обломкам полевошпатового фельзита, а связующая масса имеет карбонат-калишпатовый состав. Из них к изученным породам наиболее близки породы комплекса Торор-Хилл в восточной Уганде (Sutherland, 1965; Кинг, Сатерленд, 1969). О близости химического состава трахитов этого района и изученных пород упоминалось выше. Кратко отметим геологическое положение калиевых трахитов района Торор. Вулканические комплексы в этом районе отсутствуют в результате эрозии и калиевые трахиты (ортофиры) являются наиболее ранними образованиями, которые были внедрены в фенитизированные породы кристаллического основания. Они образуют дайки, пластовые тела и иногда жерловины, выполненные эруптивными брекчиями, в составе которых кроме обломков других пород, значительную роль играют обломки калишпатовых трахитов и фельзитов, цементированных полевошпатовым и карбонатным материалом. Большая часть даек и тел трахитов образовалась до внедрения карбонатитов, но имеются дайки трахитов, секущие карбонатит. Трахиты, описанные Сатерленд (Sutherland, 1965) очень сходны, можно сказать тождественны, по петрографической характеристике однотипным породам восточной части Волновахской зоны. Очень сходна минералогическая и петрографическая характеристики и положение ортоклазитов, которые образуются по трахитам, а также встречаются в цементе брекчий. Для пород характерны повышенные содержания редких элементов: ниобия, редких земель, бериллия и др. Происхождение калиевых трахитов Торор связывается с дифференциацией магмы нефелинитового состава (обломки нефелинитов встречаются в эруптивных брекчиях), хотя, как известно, в других карбонатитовых комплексах Африки образование предкарбонатитовых полевошпатовых пород связывают с мобилизацией выплавленного под действием фенитизирующих флюидов вещества кристаллического основания (Кинг, Сатерленд, 1969).

Сходные образования — дайки и диатремы эруптивных брекчий описаны в Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, Сурина, 1970). Основная роль в этих брекчиях принадлежит обломкам фонолитового состава, которые цементированы сходной по составу полевошпатовой массой, интенсивно карбонатизированной, и трактуются авторами как автолиты, образующиеся при извержении насыщенной углекислотой щелочно-сиенитовой магмы. "Эруптивные брекчии карбонатизированных щелочных сиенитов Маймеча-Котуйской провинции являются скорее всего продуктом неравновесной, сопровождавшейся взрывными эффектами кристаллизации смешанного (находившегося в стадии ликвации)

карбонатитово-щелочносиенитового расплава — остаточного дифференциата исходной щелочноультрасосновной магмы. Не исключено, что такую же природу могут иметь некоторые из «эксплозивно-жерловых брекчий с полевошпатово-карбонатным цементом Восточной Африки» (Егоров, Сурина, 1970, стр. 111).

ВЫВОДЫ

Изученные калиевые трахиты представляют собой, вероятно, дифференциаты щелочной оливин-базальтовой магмы. Подтверждением связи калиевых трахитов с Волновахской вулканической серией служит достаточно широкое распространение сходных им по составу аналогов в других частях зоны. Нельзя не учитывать, однако, и отличия, существующие между трахитами разных частей Волновахской зоны, которые отражаются как в химическом составе, так и в несколько иных геологических позициях. Они не позволяют полностью отождествлять эти образования и служат указанием на специфические условия формирования калиевых трахитов в восточной части зоны. Содержания редких элементов в калиевых трахитах этого участка не превышают уровень накопления их в дифференциатах, обогащенных редкими элементами щелочных оливин-базальтовых серий. Редкометальное оруденение связано с постмагматическими процессами, приурочено к брекчиям и ортоклазитам и представлено теми же элементами, которые характерны для трахитов.

Полевошпат-карбонатные брекчии восточной части Волновахской зоны во многом подобны брекчиям, предшествующим формированию карбонатитов в ряде провинций. Калиевые трахиты, брекчии и ортоклазиты генетически близкие породы, о чем свидетельствует одинаковый химический состав этих пород и силикатной части брекчий, а также сходная редкометальная специализация. Образование брекчий и ортоклазитов происходило после образования калиевых трахитов, и особенности их состава (появление кварца и карбонатов), а также количественный скачок в содержании редких элементов характеризуют принципиально иной этап, который связан с поздней стадией эволюции магматического очага. Формирование брекчий изученного района сложный и не одноактный процесс и, вероятно, не может быть представлен по аналогии с формированием брекчий Маймеча-Котуйской провинции только как процесс кристаллизации обогащенной карбонатами силикатной магмы, сопровождающийся взрывом. Большую роль в данном случае играли процессы метасоматического изменения, перекристаллизации кварц-полевошпатового цемента брекчий и трахитов с образованием сравнительно крупнозернистых пород сходного состава — ортоклазитов. Неоднократное брекчирование метасоматитов, цементированных затем карбонатным материалом, свидетельствует о нескольких этапах в развитии карбонатной стадии.

По характеру редкометальной специализации (Nb, TR) и ряду геохимических признаков (высокие отношения Nb/Ta, повышенная роль лантана в составе р.з.э., железистый состав карбонатов и др.) поле-

вошпат-карбонатные брекчии могут быть сопоставлены с собственно карбонатитовыми образованиями субвулканического типа (Бородин, 1965), а именно с поздними гидротермальными карбонатитами, формирующимися в самых верхних горизонтах карбонатитовых комплексов этого типа. Такого рода образования, также как и изученные полевошпат-карбонатные брекчии, характеризуются жильной формой тел, небольшой ролью карбонатного и преобладанием силикатного материала в их строении, а также отсутствием фенитизации вмещающих пород. Развитие подобных полевошпат-карбонатных брекчий позволяет предполагать наличие на более глубоких горизонтах ранних карбонатитовых комплексов, со всеми присущими им особенностями. При оценке возможных масштабов проявления последних нельзя, однако, не учитывать тех отличий, которые выявляются при сравнении вулканических серий типичных карбонатитовых провинций и изученной серии Волновахской зоны. Слабое развитие щелочно-ультраосновных лав и щелочных базальтоидов, невысокая щелочность и повышенная кремнекислотность конечных дифференциатов Волновахской вулканической серии — все эти косвенные признаки не дают основания рассчитывать на большие масштабы проявления карбонатитового процесса.

Авторы выражают признательность Л.С. Бородину, К.Д. Субботину и А.М. Стрёмовскому за помощь в проведении исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородин Л.С. Парагенезисы минералов Nb, Zr, Ti и фации глубинности карбонатитов. — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплексов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Изд-во "Наука", 1965.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах. — Геохимия, 1968, № 5.
- Бутурлинов Н.В., Панов Б.С., Кобелев М.В., Карпов Г.Ф. Новые данные о девонском магматизме юго-западной окраины Донбасса. — Докл. АН СССР, 1964, 156, № 4.
- Бутурлинов Н.В., Скаржинский В.И. О комплексах магматических пород и магматических формаций Донецкого бассейна. — Докл. АН СССР, 1970, 193, № 2.
- Гладких В.С. Бергалиты Покрово-Киреевской структуры. — Докл. АН СССР, 1972, 203, № 4.
- Гладких В.С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабен. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 6.
- Гладких В.С. Редкие элементы в девонских щелочных оливин-базальтовых сериях юго-западной части Русской платформы. — В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., "Недра", 1975.
- Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В., Стрёмовский А.М., Юрченко В.Ф. Проявление щелочно-ультраосновного щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.
- Егоров Л.С., Сурина Н.П. Эруптивные брекчии карбонатизированных щелочных сиенитов. — В сб.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л., "Недра", 1970.
- Зарицкий А.И., Стрёмовский А.М., Юрченко В.Ф. О докарбонатовом возрасте щелочных санидин-анортоклазовых габброидов Восточного Приазовья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 9.

- Кинг Б.К., Сатерленд Д.С. Карбонатитовые комплексы Восточной Уганды. — В. кн.: Карбонатиты, "Мир", 1969.
- Леонтьев Л.Н., Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С.: К вопросу о так называемой ультраосновной-щелочной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы). — В сб.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, изд-во "Наука", 1965.
- Новикова А.С. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.
- Нокколдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. Ил, 1958.
- Пятенко И.К., Протогенов А.В., Ситнин А.А. Редкие элементы в магматических породах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. — Геохимические исследования, ИМГРЭ, 1970, вып. 1.
- Sutherland D.S. Potash-trachytes and ultra-potassic rock associated with the carbonatite complex of the Toror Hills, Uganda. — Miner. Mag., 1965, v. 35, N 270.

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ
(НА ПРИМЕРЕ БЕРИЛЛИЯ)

Вопрос о связи месторождений редких элементов с гранитами представляет первостепенный как научный, так и практический интерес. При проведении поисковых работ постоянно приходится решать вопрос, можно ли ожидать нахождения в связи с тем или иным гранитным интрузивным комплексом рудных, в первую очередь, редкометалльных месторождений. Накопленный в последние годы фактический материал позволяет дать на этот вопрос вполне однозначный ответ. Он вытекает из рассмотрения гранитного интрузивного комплекса и сопровождающих его жильных дайковых серий, окружающих интрузив вмещающих пород, эндоконтактовых, а также экзоконтактовых метасоматических изменений вокруг интрузива и надинтрузивных жильных или метасоматических образований как единой взаимосвязанной системы. Развитие того или иного редкометалльного оруденения в надинтрузивной зоне, иногда даже на значительном удалении от интрузива, неминуемо связано с появлением определенных специфических особенностей у самих материнских гранитоидов, с которыми оруденение генетически или парагенетически связано. При этом необходимо учитывать, что редкометалльные месторождения могут быть связаны с дайковыми сериями (пегматиты), располагаться в наиболее апикальных участках самих массивов и быть внутриинтрузивными (вкрапленное и штокверковое оруденение в гранитах), либо экзоконтактовыми (скарны, экзоконтактовые слюдиты, апокарбонатные грейзены) и, наконец, надинтрузивными (кварцево-жильные, грейзеновые, штокверковые, оруденелые зоны брекчий и т.п. месторождения). Рассматривая все указанные типы месторождений и гранитные интрузивные комплексы как единую систему, можно решать две взаимосвязанные задачи — определять по надинтрузивным образованиям характер материнских пород и возможность появления внутриинтрузивных рудных месторождений (например, прогнозировать нахождение на глубине под кварцевыми жилами с оловянно-вольфрамовой минерализацией гранитов с танталовым оруденением, И.И. Четырбоцкая, 1970), либо же по составу исходного гранита оценивать возможность появления редкометалльных месторождений определенного генетического типа. Последняя задача применительно к бериллиевым месторождениям и рассматривается в данной статье.

При оценке рудоносности гранитоидов необходимо учитывать следующие факторы:

1. Наличие различных генетических групп гранитов. Работами последних лет показано, что граниты могут возникать в земной коре разными путями и рудоносность их зависит главным образом от их происхождения. Вслед за Ю.А. Кузнецовым (1964, 1966), Ю.А. Кузнецовым и А.Л. Яншиным (1969), Ф.Р. Апельциным и др. (1970), В.В. Ляховичем и Л.Н. Овчинниковым (1970) мы считаем целесообразным выделять по крайней мере пять генетических групп гранитов, каждая из которых возникает в определенных областях тектонического режима и характеризуется своими специфическими особенностями состава, так же как и различным сопутствующим оруденением. Так, выделяются следующие группы гранитоидных пород.

Гранитоиды габбровой (по Ю.А. Кузнецову — габбро-диорит-гранодиоритовой) формации. Образуют многофазные интрузивные комплексы, ранние фазы которых представлены габбро и диоритами, а поздние — гранодиоритами, иногда плагиогранитами, реже граносиенитами, нормальными гранитами. Возникают, как правило, интрузивным путем на геосинклинальных этапах складчатых поясов. Типичными примерами подобных массивов могут служить гранитоиды восточного и западного склонов Северного и Среднего Урала (Тагило-Кушвинский, Покровский, Ауэрбаховский и др.), а также Южного Урала (Магнитогорский и Верхнеуральский), Уруштенский комплекс Кавказа, ряд герцинских интрузивов Северного Тянь-Шаня. Геохимически гранитоиды этой формации характеризуются повышенными содержаниями Fe, Ti, V, Cu, Sc, иногда Cr и Ni и бедностью редкими элементами. С ними связаны обычно контактово-метасоматические месторождения железа и меди.

Граниты анатектические появляются на древних щитах или в областях сопряжения щитов и платформ с древними геосинклинальными прогибами среди гнейсовых толщ и полей развития мигматитов. Гравиметрические исследования свидетельствуют об отсутствии на глубине крупных гранитных масс, которые могли бы служить источником инъекций. Граниты этой группы образуют "неинтрузивные" тела магматических пород с постепенными, нечеткими контактами, часто содержат реликтовые минералы метаморфических толщ и явно возникают на месте своего образования, в связи с чем их часто называют автохтонными (Кузнецов, 1966). Типичными примерами подобных гранитов могут служить Сысертский и Верхне-Исетский массивы Урала (Ставров и др., 1969, 1972). Многочисленными исследованиями (Тугаринов и др., 1968; Ляхович, Овчинников, 1970; Ставров и др., 1969, 1972) показано, что содержание в них многих редких элементов (например, лития, цезия, бериллия, тантала и др.) в 1,5—2 раза ниже среднего содержания для гранитов ("анатектическая автолизия" по А.И. Тугаринову и др., 1968). Какое-либо оруденение в связи с этими гранитами вообще отсутствует.

Граниты палингенные (коровые) возникают в позднеорогенный, реже посторогенный этап развития подвижных поясов, также в областях отраженной активизации, характеризуются четкими контактами с вмещающими породами и активным на них воздействием. Как правило, дифференцированы и возникают в несколько последовательных интрузивных фаз, в связи с чем их называют часто гранитами дифферен-

цированных комплексов. Ю.А. Кузнецов (1964) относит их к ряду батолитовых гранитоидных формаций и называет их аллохтонными (Кузнецов, 1966).

Согласно Д.С. Коржинскому эти граниты возникают под воздействием сквозьмагматических потоков, вследствие магматического замещения осадочно-метаморфических пород. Граниты этой группы широко распространены в складчатых поясах, с ними связаны редкометалльные пегматиты, кварцево-жильные и грейзеновые образования с бериллиевой, оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализацией.

Граниты повышенной щелочности гранитно-щелочной формации по своему происхождению, по-видимому, также являются палингенными, аллохтонными, но появляются обычно в зонах активизации областей завершённой складчатости и представлены дифференцированными комплексами щелочных или субщелочных пород, среди которых по соотношению калия к натрию выделяется калиевая ($K/Na = 1,7-2$) и калий-натриевая группа ($K/Na = 0,7-1,7$). Для первой из них ранние интрузивные фазы представлены сиенитами, вторые — граносиенитами, а конечные — гранитами повышенной щелочности (некоторые интрузивные комплексы Средней Азии, Сибири). Для калий-натриевой группы развитие интрузивных комплексов начинается с появления нефелиновых сиенитов, которые далее сменяются щелочными сиенитами, а завершается формирование комплексов появлением лейкократовых гранитов или граносиенитов. Граниты последних фаз в большинстве изученных комплексов характеризуются повышенными содержаниями редких земель, циркония, ниобия, бериллия, свинца, молибдена. С ними связаны месторождения тантала и ниобия, бериллия, радиоактивных элементов.

Гранитоподобные кварц-полевошпатовые метасоматиты возникают за счет метасоматической переработки (микроклинизации, альбитизации, окварцевания) древних метаморфических толщ вдоль зон глубинных разломов (приразломные метасоматиты) и по своему минеральному составу и геохимическим особенностям весьма близки к щелочным и субщелочным гранитам. Связаны постепенными переходами с метаморфическими породами субстрата (чаще всего гнейсами), по которым они развиваются. Характеризуются появлением тантало-ниобиевого, бериллиевого, или урансвого оруденения (Гинзбург и др., 1973).

Особую группу составляют так называемые редкометалльные или литий-фтористые граниты (апограниты по А.А. Беусу), непосредственно содержащие промышленные концентрации редких элементов. Эти граниты рассматриваются одними исследователями (Беус и др., 1962), как измененные метасоматическими процессами поздние интрузивные фазы дифференцированных комплексов, тогда как другими (Таусон и др., 1972 и др.), как магматические образования, возникшие из особого легкоплавкого расплава, обогащенного литием и фтором. В любом случае, несомненно, что они возникают на завершающих этапах становления палингенных, аллохтонных дифференцированных комплексов.

В табл. 1 сведены особенности выделенных генетических групп гранитов и показаны средние содержания в них бериллия (г/т), получен-

Таблица 1

Особенности различных генетических групп гранитов и их бериллиенность

Генетическая группа	Структурно-геологическое положение	Степень дифференциации	Состав интрузивных фаз	Уровень щелочности (по Караевой, 1968) $K + Na - Ca_2$ (в атомн. колич.)
Граниты габбровой формации (поздние дифференциаты габброидной магмы)	Интрузивы геосинклинальных этапов развития подвижных поясов	Дифференцированы, обычно двухфазные с широкими фаціальными изменениями	I. Габбро, габбро-диориты. Диориты Гранодиориты адамеллиты II. Плагιοграниты Лейкократовые граниты Сиениты-граносиениты	100-165 100-165
Граниты анатектические (автохтонные)	Выплавки гранитов среди мигматитов щитов, древних геосинклинальных прогибов	Не дифференцированы	Лейкократовые граниты	180-210
Граниты палингенные (аллохтонные)				
Нормального ряда	Поздне- или пост-орогенные	Хорошо дифференцированы, двух- или трехфазные	I. Гранодиориты, адамеллиты, биотитовые граниты II. Лейкократовые граниты, аляскиты	160-220
Щелочного ряда (гранитно-щелочная формация)	Области "автономной" активизации консолидированных структур	Хорошо дифференцированы, обычно трехфазные	K-серия I. Сиениты щелочно-земельные II. Граносиениты III. Лейкократовые граниты K-Na серия I. Нефелиновые II. Щелочные сиениты III. Лейкократовые граниты	260-310 250-300

Na—Ca К (в атомн. колич.)	Типичные элементы- примеси	Содержание Be (г/т)		Месторождения, связанные с ге- нетическими группами гранитов
		По В.В. Ля- ховичу, Л.Н. Овчин- никову	По Э.И. Иов- чевой (в скобках — колич. анализов)	
≤0,7	Fe, Ti, V Sc, Cu, Au, Cr, Ni	} 0,9	1,4 (15)	Контактово-метасоматические месторождения железа, меди, Месторождения золота
			2,2 (19)	
			1,9 (18)	
			2,3 (4)	
			2,4 (13)	
			3,6 (10)	
0,8—1,2		1,6	2,2 (9)	Не продуктивны
0,7—1,5	Li, Rb, Sn, Be, Ta, Nb, W, TRy	5,5	3,2 (78)	Редкометалльные пегматиты, грейзены и кварцево-жильные месторождения с бериллиевой, оловянно-вольфрамовой и мо- либденовой минерализацией
			5,0 (72)	
>2	Pb, Be, Li, TR, Th, Mo, Zr, Nb, Ta	Нет данных	4,1 (27)	Гидротермальные бериллиевые, редкоземельные, полиметалличе- ские месторождения
			2,1 (15)	
			6,3 (45)	
>2		Нет данных	2,9 (13)	
			3,2 (9)	
			9,0 (9)	

ные по 700 количественным спектральным анализам гранитов различных генетических групп, не подвергнутых метасоматическим изменениям. Анализы следаны по усредненным групповым пробам по единой методике с чувствительностью 0,3 г/т. Как видно, повышенные содержания бериллия (5–6 г/т) наблюдаются в поздних интрузивных фазах дифференцированных аллохтонных гранитных комплексов палингенного типа как нормального, так и щелочного ряда. С ними и связаны бериллиевые месторождения. Метасоматические приразломные гранитоподобные породы, которые в отдельных случаях также содержат бериллиевую минерализацию, здесь не учитываются, поскольку их нельзя относить к гранитам.

Таким образом, редкометальное оруденение, в частности, бериллиевое, связано только с определенным генетическим типом гранитов — конечными фазами дифференцированных гранитных комплексов.

2. Глубина формирования дифференцированных гранитных комплексов может варьировать в широких пределах. Она сказывается на содержании в гранитах летучих, в частности, фтора, и в соответствии с этим и на поведении редких элементов, а также на возникновении в гранитах, формирующихся в интервале глубин от 3 до 1 км, вертикальной геохимической и минералогической зональности, обусловленной эманационной дифференциацией, накоплением летучих и связанных с ними редких элементов в апикальных, особенно прикупольных участках массивов. Как известно, фации глубинности гранитоидов были охарактеризованы в работах М.А. Усова, Д.С. Коржинского, Ю.А. Кузнецова, а в последнее время Д.И. Горжевского и В.Н. Козеренко (1965). Важно отметить, что в зависимости от глубины формирования гранитов возникают различные рудные формации, что особенно характерно для бериллия (Гинзбург, Заболотная, 1973). В табл. 2 показаны закономерности изменения бериллоносных рудных формаций в зависимости от фации глубинности гранитоидов. Следует отметить резкое усиление роли фтора по мере перехода от абиссальных фаций к мезоабиссальным и гипабиссальным, что находит свое отражение, в частности, в том, что пегматиты, содержащие очень мало фтора, сменяются топазсодержащими грейзенами и далее рудными формациями, в которых основным порообразующим минералом становится флюорит. Параллельно с этим увеличивается содержание фтора и в материнских гранитах (см. табл. 2), так что фтор в гранитах в какой-то степени может служить показателем глубины их образования. При переходе от гипабиссальных пород к акроабиссальным содержание фтора в субвулканических образованиях большей частью резко падает, что находится в согласии с данными Р. Валаха (1968). Связь наиболее глубинной рудной бериллоносной формации (мусковитовых пегматитов) с гранитами проблематична, эти пегматиты во многих районах связаны с метаморфической дифференциацией. Для мезоабиссальной фации глубинности эта связь обычно прямая, генетическая, а для гипабиссальной и акроабиссальной — парагенетическая.

3. Уровень щелочности гранитоидов. Как показано З.Г. Караевой (1968), на основании рассмотрения 1200 анализов гранитов, их рудо-

Таблица 2

Фашии глубинности гранитоидов и связь с ними бериллоносных рудных формаций

Фашия глубинности (по Горжевскому и Козеренко), 1965)	Состав магматических пород	Форма залегаания	Содержание фтора в неизмененных гранитах, %	Процессы изменения вмещающих пород	Дайки	Бериллоносные рудные формации	Сопутствующее оруденение
I. Акроабиссальная (0,5–1 км)	Субвулканические и вулканические породы субщелочного и кислого состава, риолитовые и липаритовые туфы, туфолавы	Покровы, силлы, потоки, necks	0,2–0,05	Окварцевание, адуляризация, карбонатизация, серицитизация	Кварцевые порфиры, ортофиры	Берtrandитсодержащие гидротермально измененные вулканические и субвулканические породы (кварцберtrandитовая формация)	U
II. Гипабиссальная (1–2 км)	Лейкократовые граниты повышенной щелочности, граносиениты, кварцевые сиениты – дополнительные интрузивы, завершающие формирование дифференцированных комплексов	Штоки, небольшие купола	0,2–0,5	Серицитизация, березитизация, топазизация кислых алюмосиликатных пород, флюоритизация карбонатных пород, пропилитизация, эпидотизация, хлоритизация основных пород	Диоритовые порфиры, микросиениты, микрограниты, сиенитпорфиры	Берtrandит-фенакит-флюоритовые метасоматиты	Pb–Zn, Th, TR (флюорит)

Таблица 2 (окончание)

Фация глубинности (по Горжевскому и Козеренко, 1965)	Состав магматических пород	Форма залегания	Содержание фтора в неизмененных гранитах, %	Процессы изменения вмещающих пород	Дайки	Бериллоносные рудные формации	Сопутствующее оруденение
III. Мезоабиссальная а) менее глубинная (2-3 км)	Лейкократовые граниты повышенной щелочности. II фаза дифференцированных комплексов	Трещинные интрузивы	0,07-0,2	Альбитизация, грейзенизация, топазизация, флюоритизация	Лампрофиры	Берилл-флюорит-слюдистые метасоматиты, берилл-молибденит (касситерит) - вольфрамитовые грейзены и кварцево-жильные образования	(флюорит) W, Mo, Sn, Bi
б) более глубинная (3-6 км)	Сложные дифференцированные комплексы, биотитовые и двуслюдяные граниты	Батолиты	0,03-0,05	Турмалинизация, биотитизация, гольмквиститизация	Жильные граниты, гранит-аплиты, аплиты	Бериллоносные скарпны Редкометалльные пегматиты	Ta, Li, Cs, Sn
IV. Абиссальная	Связь с материнскими породами не всегда ясна		0,01-0,02	Гранитизация	Жильные граниты, аплиты	Мусковитовые пегматиты	Мусковит, керамическое сырье

носность в значительной степени зависит от содержания щелочей, при этом мерой щелочности пород (учитывая, что кальций снижает щелочность) может служить величина $Alk = K + (Na - Ca)$, выраженная в атомных количествах. Чем породы более щелочные, тем эта величина становится больше. Так, у гранодиоритов $Alk = 100-130$, у гранитов нормального ряда — $160-190$, аляскитовых гранитов — $190-220$, субщелочных и щелочных гранитов — $220-300$. По мере повышения щелочности гранитов закономерно меняется их геохимическая специализация — уменьшается роль одних элементов (В, W, Bi, As), увеличивается других (Nb, Zr, TR и др.), меняется соотношение типичных индикаторных отношений (Ba/Sr, Ta/Nb, U/Th, TRy/TR_{Ce} и т.п.), акцессорные кальцийсодержащие титановые и редкоземельные минералы (сфен, ортит) сменяются на безкальциевые (ильменит, монацит), а последние уже в щелочных гранитах на минералы, содержащие щелочи (астрофиллит, ринколит). Рудоносность гранитов в значительной степени зависит от соотношения в них Na : K, поскольку все калиевые комплексные соединения редких элементов значительно устойчивее натриевых. Нарушение соотношения калия и натрия, вызванное падением концентрации калия по мере кристаллизации гранитного расплава, приводит к развитию альбитизации, способствующей рудообразованию. Количественно этот процесс может быть в известной степени отражен величиной $(Na-Ca)/K$, где (Na-Ca)-избыток натрия, оставшийся после образования плагиоклаза. Согласно данным З.Г. Караевой (1968), все рудносные граниты характеризуются отношением $(Na-Ca)/K > 0,7$, при этом по мере увеличения щелочности пород возрастает и это предельное соотношение. Таким образом, если на графике (рис.1),

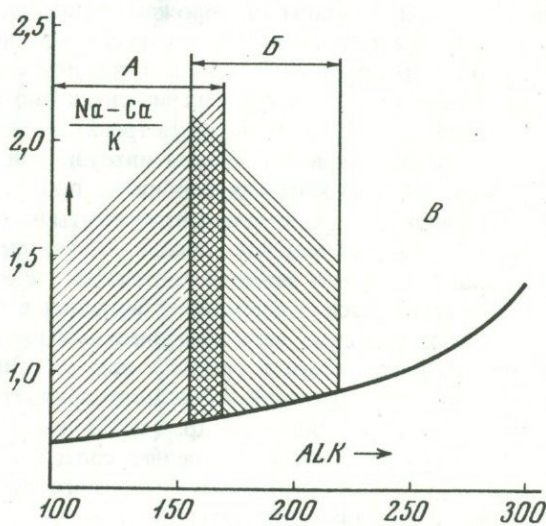


Рис. 1. Расположение рудоносных гранитов на диаграмме. Общая щелочность (Alk) — отношение щелочей (в)

построенном в координатах $K + (Na-Ca) - (Na-Ca)/K$ (щелочность — отношение щелочей) нанести анализы всех гранитов, то четко выделится поле потенциально рудоносных пород, которое располагается выше кривой с отношением $(Na-Ca)/K = 0,7$ (при $Alk = 90$) — $1,1$ (при $Alk = 280$). Среди поля рудоносных гранитов (А, Б, В на рис. 1) по данным З.Г. Караевой выделяется область А ($K + Na-Ca = 110-170$), в которой располагаются анализы гранитоидов, с которыми связаны месторождения молибдена, вольфрама (шеелита), олова (силикатной и полиметаллической формации), область Б ($K + Na-Ca = 155-220$), куда попадают анализы гранитов, материнские для редкометалльных пегматитов, грейзенов и кварцево-жильных месторождений олова, вольфрама, молибдена и бериллия, а также область В ($K + Na-Ca = 220-300$), где размещаются анализы субщелочных и щелочных гранитоидов, несущих тантало-ниобиевую, иногда циркониевую и редкоземельную минерализацию. Как видно, несмотря на то, что области А и Б несколько перекрываются, по содержанию в гранитах Na, K и Ca можно с определенной долей вероятности судить о рудоносности гранитов и предсказывать, какие типы месторождений можно ожидать в связи с тем или иным массивом.

4. Содержание редких элементов в материнских породах является одним из факторов, обуславливающих рудоносность пород. Данное положение лучше всего может быть продемонстрировано на примере бериллия. Среднее содержание бериллия, выведенное А.А. Беусом (1967) для гранитов всех периодов и континентов составляет 5 г/т. Как видно из табл. 1, все граниты габбровой формации, анатектические и граниты ранних фаз, дифференцированных палингенных комплексов, характеризуются содержанием бериллия менее 5 г/т (от 1,4 до 3,6 г/т) и с ними никогда не связаны месторождения бериллия. Только в поздних фазах дифференцированных комплексов как нормально, так и щелочного ряда содержание бериллия в среднем составляет 5,0 г/т и 6,3 г/т, но в отдельных, конкретных массивах оно сильно варьирует, как это видно из табл. 3. При рассмотрении средних содержаний бериллия в гранитах первой и второй интрузивной фазы по 17 различным массивам, часть из которых вообще не продуктивна, в то время как с другими связаны редкометалльные пегматиты или рудоносные гидротермальные образования, вытекают следующие закономерности. А. Гранитные массивы, с которыми связаны постмагматические рудные образования, характеризуются содержанием бериллия в породах II интрузивной фазы, не измененных метасоматическими процессами, большим, чем среднее содержание его в гранитах всех континентов или ему равным (т.е. ≥ 5 г/т). Это положение подтверждается также данными, приводимыми И.Н. Говоровым и др. (1972) для гранитоидов Дальнего Востока. Согласно этим авторам, среднее содержание Be для биотитовых гранитов нерудоносных интрузивов Дальнего Востока составляет 3,7 г/т (по 333 определениям), а для пегматоидных гранитов — 2,9 г/т, для биотитовых гранитов рудоносных интрузивов содержание Be составляет 6,4 г/т (188 определений), а для пегматоидных разностей — 6 г/т.

Таблица 3

Содержание бериллия (г/т) в интрузивных фазах палингенных дифференцированных комплексов нормального ряда
(в скобках количество определений)

Фазы и фации гранитов	Не продуктивные				Связаны только редкометалльные пегматиты			
	Сев.Тянь-Шань Су-самыр	Европ. часть СССР 1	В.Сибирь древний комплекс В.Саян	В.Забайкалье Шахтаминский *	Горный Алтай***	Вост. Сибирь	Монгольский Алтай**	Забайкалье**
I интрузивная фаза	4,1 (29)	3,2 (2)	3,8 (4)	2,0	4,0 (9)	2,4 (8)	4,4 (29)	4,9 (28)
II интрузивная фаза	4,6 (16)	3,6 (3)	1,8 (5)	2,3	3 (3)	3,6 (14)		
Жильные дериваты, гранит-аплиты, аплиты	4,2 (4)		1,7 (3)					
Коэффициент накопления К для II фазы	1,1	1,1	0,5	1,1	0,8	1,5		
Коэффициент накопления К для аплитов	1,0		0,4					

Таблица 3 (окончание)

Фазы и фации гранитов	Казахская ССР	Связаны редкометалльные пегматиты и гидротермальные образования						
		Европейская часть СССР		Ср.Азия	Ср.Азия	Забай- калье*)	Горный Алтай***	Горный Алтай***
		2	3	4	5		6	7
I интрузивная фаза	5,1 (5)	2,8 (3)	3,2 (11)	2,4 (5)	3,2 (13)	5,5	1,6 (6)	3 (15)
II интрузивная фаза	8,0 (9)	5,3 (4)	5,1 (17)	5,9 (4)	6,1 (8)	7,0	7,0 (9)	6,0 (14)
Жильные дериваты, гранит-аплиты, аплиты	9,1 (6)		6,8		10,1 (3)		4 (4)	6,5 (9)
Коэффициент накопления К для II фазы	1,6	1,9	1,6	2,4	1,9	1,3	4,3	2,0
Коэффициент накопления К для аплитов	1,8		2,1		3,1		2,5	2,1

*Из работы Л.В. Таусона и др. (1969)

**Из работы А.А. Беуса и Ю.А. Дикова (1967)

***Из работы Я.А. Косалса и Ф.В. Сухорукова (1965)

Однако это правило, как видно из табл. 3, не без исключений, и они имеются только для массивов, с которыми связаны пегматиты. Для проверки данного критерия рудоносности были проанализированы на бериллий отдельные массивы широко распространенного дифференцированного комплекса из регионов Европейской части СССР. Результаты этих анализов представлены ниже (в скобках указано количество анализов):

Массивы	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6
Содержание бериллия в гранитах II интрузивной фазы (г/т)	48,3 (3)	3,6 (3)	4,4 (3)	3,6 (2)	5,4 (4)	5,7 (7)

Из всех этих 6 массивов известные рудопроявления бериллия встречены только в массивах № 5 и № 6, в которых содержание бериллия в гранитах поздних фаз выше среднего содержания для гранитов, т.е. более 5 г/т. Поскольку вторые интрузивные фазы характеризуются обычно большим количеством бериллия, чем первые (Руб, Коптев-Дворников, 1970), то при содержании бериллия в первой, главной фазе гранитов 5 г/т или более, также можно с известной долей вероятности судить о продуктивности гранитов. Исходя из данного критерия, все граниты анатектические и габбровой формации не должны сопровождаться редкометальным оруденением, что в действительности и наблюдается.

Б. Из опубликованной литературы по геохимии бериллия и табл. 3, приводимой авторами данной статьи, следует, что в рудоносных комплексах наблюдается четкая тенденция к накоплению бериллия в поздних интрузивных фазах дифференцированных комплексов, при этом коэффициент накопления бериллия (отношение содержания бериллия во второй интрузивной фазе по отношению к первой) может варьировать в значительных пределах. Выявляются следующие закономерности: так, при коэффициенте накопления 0,5–1,1 граниты не продуктивные и с ними не связаны никакие месторождения и рудопроявления; при коэффициенте накопления более 1,3–1,5 с комплексом связаны редкометальные пегматиты и гидротермальные рудопроявления или месторождения.

в. Бериллий накапливается также в конечных дифференциатах — жильных породах, завершающих становление интрузивных комплексов. Такими породами чаще всего являются жильные граниты, гранит-аплиты и аплиты. Как следует из табл. 3, подобное накопление бериллия характерно только для жильных пород рудоносных комплексов, в то время как в гранит-аплитах не продуктивных массивов оно не наблюдается или даже отмечается обеднение их бериллием. Этот вывод подтверждается также данными, приводимыми для гранитоидов Дальнего Востока И.Н. Говоровым и др. (1970). Так, среднее содержание бериллия для гранитов дополнительной фазы нерудоносных интрузивов

составляет 2,5 г/т (120 определений), а для поздних даек кислого состава, связанных с этими же интрузивами, — 3 г/т (79 определений). В то же время для соответствующих пород, связанных с рудоносными интрузивами, они приводят цифры в 10 г/т (98 определений) и 10,1 г/т (34 определений).

Указанные критерии рудоносности справедливы также для дифференцированных комплексов щелочного ряда (табл. 4), здесь, вследствие более высокого содержания бериллия, отчетливо видно, что судить о продуктивности пород только по содержанию бериллия в поздних фазах нельзя, необходимо обязательно при этом учитывать и величину коэффициента накопления.

5. Содержание в гранитах фтора. Рудоносность гранитоидов в значительной степени определяется наличием в них летучих, в основном фтора. Во всех работах отмечается зависимость между количеством фтора в гранитах и содержанием бериллия. Коэффициент корреляции $Be-F$, просчитанный по всем интрузивным фазам различных комплексов, оказался высоким — 0,54. Весьма характерно, что в рудоносных комплексах, характеризующихся содержанием бериллия в поздних фазах более 5 г/т и высоким коэффициентом накопления бериллия ($> 1,5$), коэффициент накопления фтора позволяет судить о генетическом типе месторождений, который, вероятно, можно будет обнаружить в связи с данными гранитами. Так, если коэффициент накопления фтора меньше 1, другими словами, фтор в отличие от бериллия не накапливается во второй интрузивной фазе, то в ней можно ожидать нахождения только пегматитов. При коэффициенте накопления фтора 1–2,5 можно встретить пегматиты и гидротермальные месторождения бериллия. Наконец, весьма высокий коэффициент накопления фтора (более 2,5) свидетельствует о вероятности появления месторождений, представленных редкометальными гранитами.

6. Соотношение редкого элемента с его пороодообразующим аналогом. Рудоносность гранитоидов зависит также от соотношения в породе рудного элемента к его пороодообразующему аналогу (Гинзбург, 1964).

Специфической чертой геохимии бериллия является наличие у него двух пороодообразующих аналогов — кремния и алюминия, на место которых он может становиться. В этой связи представляет интерес сопоставить содержание в породах бериллия, кремния и алюминия с целью выяснения, влияют ли последние два основных пороодообразующих элемента на концентрацию в породах их редкого аналога — бериллия. С этой целью был проведен корреляционный анализ, который выявил следующие закономерности.

В гранитных комплексах одновременно с увеличением содержания кремния постоянно происходит накопление бериллия (коэффициент корреляции кремния и бериллия 0,52), в то же время уменьшается содержание алюминия. Аналогичная же закономерность наблюдается и во всех гранитоидах габбровой формации.

В щелочных породах (нефелиновых, щелочных и щелочно-земельных сиенитах) отмечается обратная закономерность — увеличение со-

Таблица 4

Содержание бериллия (г/т) в интрузивных фазах дифференцированных комплексов щелочного ряда (в скобках — число определений)

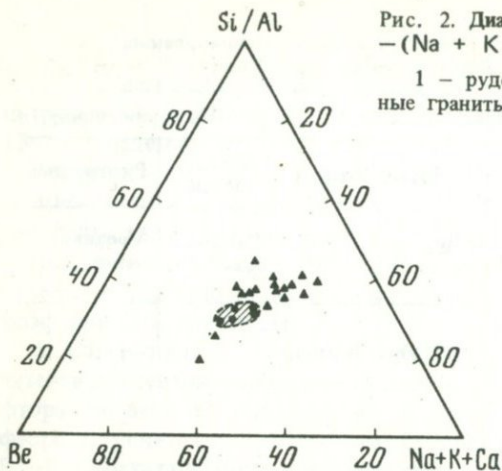
Состав интрузивных фаз	К-серия пород				К—Na серия пород	
	Нерудоносные		Рудоносные		Нерудоносные	Рудоносные
	Средняя Азия	Олекмо-Витимское нагорье	Средняя Азия	Сибирь	Средняя Азия	Средняя Азия
I фаза						
Щелочноземельные сиениты	12,7 (11)	—	4,7 (19)	4,0 (7)	—	—
Щелочные сиениты	—	2,0 (3)	—	—	—	—
Нефелиновые сиениты	—	—	—	—	2,1	3,7
II фаза						
Граносиениты	6,5	—	—	—	—	—
Нефелиновые сиениты	—	3,4 (3)	—	—	—	—
Щелочные сиениты	—	—	—	—	1,8	4,6
III фаза						
Лейкократовые граниты	9,3 (5)	2,5	7,1 (27)	7,4 (6)	4,6 (4)	13,5 (5)
Коэффициент накопления для III фазы	0,73	1,25	1,54	1,85	2,19	3,65

держания кремния приводит к уменьшению количества бериллия в породе и параллельно с этим к понижению содержания алюминия.

Таким образом, четко наблюдаются две тенденции в поведении бериллия: в кислых породах он следует за кремнием, в щелочных — за алюминием. Изменение одной тенденции на другую происходит при становлении промежуточных по составу пород типа граносиенитов. Поскольку на поведение бериллия оказывают различное влияние кремний и алюминий, то характерным индикаторным отношением, определяющим концентрацию бериллия является $Be : Si/Al$. Учитывая, что величина отношения Si/Al обусловлена общим уровнем щелочности породы, которое, как было выше показано, определяется выражением $K + Na - Ca$, то представляет интерес рассмотреть влияние на содержание бериллия в породах одновременно обеих величин — Si/Al и $K + Na - Ca$. С этой целью была построена треугольная диаграмма в координатах Be (г/т), $K + Na - Ca$ (в %), Si/Al (рис. 2). В самом центре диаграммы четко выделяется поле, куда попадают анализы всех рудонос-

Рис. 2. Диаграмма зависимости $Be-Si/Al-(Na+K-Ca)$

1 - рудоносные граниты; 2 - нерудоносные граниты



ных гранитов. Таким образом, зная содержание в граните бериллия и имея химический его анализ, можно достаточно уверенно прогнозировать появление в связи с данным гранитным массивом постмагматических месторождений или рудопроизведения бериллия.

ВЫВОДЫ

1. Выделяются четыре генетические группы гранита (габбровой формации, анатектические, палингенные дифференцированные комплексы нормального ряда и щелочного ряда), характеризующиеся различной металлогенической специализацией. Месторождения редких элементов, в частности бериллия, связаны только с последними двумя группами — дифференцированными комплексами нормального и щелочного рядов.

2. Генетический тип образующихся в связи с рудоносными гранитами месторождений редких элементов, зависит главным образом от глубинности их формирования. Граниты, формирующиеся на различных глубинах, характеризуются разным содержанием фтора. По количеству фтора в породах и коэффициенту его накопления можно судить о генетическом типе месторождений, образующихся в связи с данным гранитным массивом.

3. Критериями рудоносности гранитов могут служить:

- уровень щелочности пород и соотношение $(Na-Ca) : K$ (по данным З.Г. Караевой, 1968);
- содержание бериллия в гранитах, гранит-аплитах и коэффициент его накопления;
- соотношение $Be : (Si/Al) : (K + Na-Ca)$.

ЛИТЕРАТУРА

Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Заболотная Н.П., Караева З.Г., Макеев Б.В., Ставров О.Д. Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений

- (олова, бериллия, лития, цезия, тантала), генетически связанных с гранитоидами. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). — Изд-во АН СССР, 1962.
- Беус А.А., Диков Ю.П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. Изд-во "Недра", 1967.
- Валах Р. Геохимические особенности распределения фтора и воды в изверженных породах земной коры. — Геохимия, 1968, № 6.
- Гинзбург А.И. Особенности концентрации и рассеяния редких элементов в эндогенных процессах. — В кн.: Химия земной коры, т. II, изд-во "Наука", 1964.
- Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Т. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. — Разведка и охрана недр, 1973, № 1.
- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П. Краткая характеристика основных формаций бериллиевых месторождений. — В кн.: Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений, М., изд. ВИМС, 1973.
- Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашев Г.Б., Полевских Р.И., Стрижкова А.А., Мущенко Л.В., Иванов В.С., Никифорова И.К. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, Иркутск, 1972.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во "Недра", 1965.
- Караева З.Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1968, 179, № 6.
- Косалс Я.А., Сухоруков Ф.В. Распределение бериллия, бора, лития и фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Сибирское отд. изд-ва "Наука", 1965.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел. — Геология и геофизика, 1966, № 6.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Изд-во "Наука", 1969.
- Ляхович В.В., Овчинников Л.Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970.
- Пополитов Э.И., Петров Л.Л., Коваленко В.И. К геохимии бериллия в среднепалеозойских интрузиях северо-восточной Тувы. — Геохимия, 1967, № 7.
- Руб М.Г., Коптев-Дворников В.С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970.
- Ставров О.Д., Столяров И.С., Иовчева Э.И. Некоторые черты геохимии и вопросы генезиса Верх-Исетского гранитоидного массива (Средний Урал). — Геохимия, 1969, № 12.
- Ставров О.Д., Столяров И.С., Иовчева Э.И., Пантелеев А.И. Петрохимические особенности и вопросы специализации анатектических гранитов сысертского гранито-гнейсового комплекса (Средний Урал). — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
- Таусон Л.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Бериллий в мезозойских гранитоидах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1969, № 8.
- Таусон Л.В., Козлов В.Д., Антипин В.С., Шеремет Е.М. Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации. I Межд. геохим. конгр., т. III, кн. 2, изд-во "Наука", 1972.
- Тугаринов А.И., Павленко А.С., Коваленко В.И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным. — Геохимия, 1968, № 12.
- Четырбоцкая И.И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. Изд-во "Недра", 1972.

СЛЮДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

В последние годы некоторые советские (Маракушев, Тарарин, 1965; Коренбаум и др., 1973; Руб М.Г., Руб А.К., Лосева, 1971; Залашкова Н.Е., Сырицо Л.Ф. и др.) и зарубежные (Stemprock, Tischehdorf и др., 1969, и др.) исследователи занимались специальным изучением слюд разновозрастных гранитоидов. В результате этих исследований убедительно показано, что наряду с геологическими факторами слюды могут быть использованы как чуткие индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов. В предлагаемой статье приводятся новые материалы, подтверждающие и развивающие эти положения. Из-за ограниченного объема статьи и трудности сравнения анализов, выполненных в различных лабораториях, авторы пользуются в основном личными материалами по докембрийским и палеозойским оловоносным, вольфрамоносным и редкометалльным гранитоидам различных регионов. Так, в статье рассматриваются слюды докембрийских (Северное Приладожье), ниже-среднепалеозойских (Дальний Восток) и верхнепалеозойских (Центральный Казахстан, Киргизия, Западный Узбекистан) гранитоидов. С рудоносными гранитоидами рассматриваемых районов генетически или парагенетически связаны редкометалльные вольфрамовые и оловорудные месторождения различных генетических типов.

Сравнительное изучение слюд разновозрастных, рудоносных гранитоидов указанных выше регионов показало, что наряду с общими чертами, они характеризуются рядом отличительных особенностей. Общей чертой является повышенное количество летучих главным образом фтора и рудных элементов — олова, тантала или вольфрама в зависимости от характера проявленной специализации гранитоидов. Кроме того, на примере Дальнего Востока и Казахстана в статье приведены также результаты сравнения слюд рудоносных и нерудоносных гранитоидов. К сожалению, содержание рудных элементов в слюдах изучено с различной степенью детальности, поэтому при характеристике различных регионов этот вопрос освещен неравноценно. Нами более детально изучено содержание рудных элементов в слюдах гранитов Дальнего Востока и Северного Приладожья, наименее — в слюдах гранитоидов Центрального Казахстана.

Большинство химических анализов выполнено в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиками О.А. Алексеевой, Н.В. Воронковой, Е.И. Ломейко, В.А. Молевой, Л.П. Некрасовой, О.П. Острогорской, Л.М. Толдовой и О.Г. Унановой. Редкие щелочи анализировались в этой

же лаборатории С.И. Гундиенковой, С.А. Волковым, Н.А. Касьяновой и А.И. Крыловой.

Часть химических анализов выполнена в химической лаборатории ВИМСа аналитиками Г.П. Синюгиной и С.П. Пурусовой.

Содержание олова, бериллия, галлия, германия, скандия в слюдах определено в спектральной лаборатории ВИМСа аналитиками С.Н. Мархининой и Н.В. Ильясовой и в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР — Г.Л. Васильевой. Содержание тантала в слюдах определялось в ВИМСе количественным нейтронно-активационным методом аналитиком В.И. Шаровой. Всем указанным товарищам авторы выражают глубокую благодарность.

СЛЮДЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ И ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

По данным Р.А. Хазова (1973) рудоносные гранитоиды являются пост-складчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений. Они прорывают глубоко метаморфизованные ниже- и среднепротерозойские отложения и перекрыты верхнепротерозойскими осадочно-вулканогенными породами салминской свиты. Абсолютный возраст рассматриваемых гранитов колеблется в пределах $1630-1570 \pm 40$ млн. лет, что соответствует верхнему протерозою (М.Г. Руб и др., 1974). Формирование этих гранитов произошло в течение трех последовательных фаз, принадлежащих одному интрузивному комплексу.

К первой фазе относятся крупнозернистые порфировидные, овоидные биотитово-рогообманковые граниты, ко второй и третьей — соответственно средние- и мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты. Акцессорные минералы рассматриваемых гранитов представлены цирконом, апатитом, рутилом, анатазом, флюоритом, бастнезитом, ортитом, ильменитом и др. При этом содержание циркона и апатита уменьшается от гранитов первой фазы к третьей, а содержание флюорита в этом же направлении увеличивается.

Для гранитов всех фаз характерно повышенное содержание кремнезема (71,4–74,9%) и щелочей (8,4–8,8), причем калий преобладает над натрием. Кроме того, для описываемых гранитов характерно также повышенное количество фтора (0,06–0,40), редких щелочей и олова. Содержание олова увеличивается от 8–10 г/т в гранитах первой до 25 г/т в гранитах третьей фазы. Максимальное количество олова (200–300 г/т) установлено в грейзенизированных и альбитизированных гранитах. Сопоставление химического состава гранитов различных фаз показало, что в результате проявления дифференциации от первой фазы к третьей происходит постепенное увеличение содержания кремнезема, редких щелочей и фтора и уменьшение содержания магния и железа: В рассматриваемых гранитах отмечается высокая железистость, причем коэффициент железистости увеличивается от 72,3 в гранитах первой фазы до 93,3% в гранитах третьей фазы. Коэффициент окисления железа возрастает от 0,53 в гранитах первой фазы до 0,81–0,89 в гранитах второй и третьей фаз, что свидетельствует о том, что формирование

последних происходило на относительно небольшой глубине в условиях более окисленной среды.

Характерным минералом гранитов всех фаз является биотит, однако, количество его даже в гранитах первой и второй фаз не превышает 5%, а в гранитах третьей фазы составляет около 2–3%. В описываемых гранитах наблюдаются две генерации биотита. Биотит первой генерации образует пластинчатые кристаллы, размером от 0,5 до 3 мм, идиоморфные по отношению к калиевому полевоому шпату и кварцу, которые их разъедают. Иногда идиоморфные кристаллы биотита первой генерации наблюдаются в калиевых полевых шпатах. Биотит второй генерации образует листочки и пластинчатые кристаллы, размером до 0,5 мм. Этот биотит заполняет промежутки между кристаллами калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Биотит обеих генераций окрашен в буровато-коричневый цвет с резко выраженным плеохроизмом от темного буровато-коричневого по Ng до светло-желтого или буроватого по Np.

В биотите первой и особенно второй генерации в большом количестве присутствуют идиоморфные кристаллы циркона, ортита, ксенотима, флюорита, ильменита и других акцессорных минералов.

Для биотитов рассматриваемых оловоносных гранитов в отличие от биотитовых гранито-гнейсов характерно высокое содержание закисного (24,52–32,76) и окисного (4,51–9,71) железа и незначительное количество магния (меньше 1%), что приближает их к аннитам. Описываемые слюды содержат также повышенное количество редких щелочей, особенно лития, фтора и олова. Содержание окиси лития в них колеблется от 0,10 до 0,4%; фтора от 1,00 до 1,5%; олова от 50 г/т до 300 г/т, достигая максимума в протолитионитах, присутствующих в альбитизированных и грейзенизированных гранитах (М.Г. Руб и др., 1974).

Структурное исследование слюд, проведенное электроннографическим методом Б.Б. Звягиным, показало, что все изученные биотиты и литиево-железистые слюды являются триоктаэдрическими и относятся к политипной модификации – 1М.

Как отмечали А.А. Маракушев и И.А. Тарарин (1965), в насыщенных кремнеземом породах глиноземистость и железистость биотитов является весьма важным показателем режима кислотности-щелочности и температуры образования гранитоидов. Нами были вычислены железистость и другие параметры биотитов разновозрастных рудоносных гранитов, расположенных в различных регионах (табл. 1). Из этой таблицы видно, что биотиты докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья характеризуются высоким коэффициентом железистости – 97,5–98. Коэффициент глиноземистости этих биотитов уменьшается от гранитов первой фазы (22,5) к гранитам второй фазы (18,8–19,3) и вновь увеличивается в гранитах третьей заключительной фазы до 23,4. Это свидетельствует о том, что кристаллизация гранитов второй фазы происходила в условиях повышенной щелочности, а при кристаллизации гранитов третьей фазы щелочность расплава понизилась. Этот вывод подтверждается также другими параметрами, в частности

Таблица 1

Характерные индикаторные отношения в биотитах и протолитионитах гранитов Северного Приладожья и одного из районов Дальнего Востока

Образец, порода, фаза	$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	$\frac{\text{Al} \cdot 100\%}{\text{Al} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Si}}$	$\frac{\text{Si} \cdot 100\%}{\text{Si} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti}}$	$\frac{\text{Al}}{\text{Al} - 1}$	$\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}$	$\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+}}$	$\frac{\text{Li}}{\text{Mg}}$	$\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$
	Северное Приладожье							
Рудоносные граниты								
Обр. 906/70 из гранитов 1-й фазы	96,0	26,2	54,1	1,68	0,46	0,25	1,74	32,9
Обр. 900/70 из гранитов 2-й фазы	96,0	18,8	47,5	0,00	0,61	0,30	0,36	35,0
Обр. 909/70 из гранитов 2-й фазы	98,0	18,8	50,0	0,14	0,74	0,12	0,60	36,5
Обр. 904/70 из гранитов 3-й фазы	90,0	23,3	52,0	0,68	0,51	0,35	1,00	37,0
917/70 из грейзенизированных гранитов 3-й фазы	98,8	28,0	64,1	3,0	0,58	0,36	22,0	15,8
921/70 из альбитизированных гранитов 3-й фазы	98,7	30,5	56,8	7,7	0,52	0,20	29,5	16,3
Нерудоносные гранито-гнейсы								
Обр. 946/70	56,9	22,0	49,5	0,42	0,52	0,32	0,02	77,3

Таблица 1 (окончание)

Образец, порода, фаза	Fe·100%	Al·100%	Si·100%	Al	Na+K	Fe ³⁺	Li	K
	Fe+Mg	Al+Mg+Fe+Si	Si+Mg+Fe+ + Mn+Ti	Al-1	Al	Fe ²⁺	Mg	Rb
Дальний Восток								
Рудоносные граниты								
Граниты ранней фазы, обр. 242/66	76,0	16,8	49,4	0,00	0,78	0;22	0,04	75,2
Граниты ранней фазы, обр. 59/65	95,5	21,4	55,2	0,88	0,60	0,48	1,1	16,8
Граниты заключительной субфазы: обр. 102/1200	97,0	29,5	75,3		0,52	0,26	25,2	9,5
Обр. 71/750	98,0	29,3	77,2	"	0,51	0,00	41,0	8,7
Обр. 651/600	98,0	30,7	77,0	"	0,52	0,04	38,0	9,5
Обр. 39/500	99,0	30,0	77,0	"	0,51	0,00	41,0	9,0
Нерудоносные граниты								
Крупнозернистые биотитовые граниты, обр. 4943	76,0	22,3	52,1	1,04	0,54	0,10	0,018	165,4
Среднезернистые биотитовые граниты: обр. 1362	71,5	19,0	51,1	0,04	0,69	0,28	0,04	111,0
Обр. 640	78,0	18,4	50,0	0,00	0,68	0,24	0,034	122,0

отношением суммы щелочей к алюминию, которое повышается по мере увеличения щелочности (см. табл. 1).

Для биотитов изученных оловоносных гранитов характерна относительно высокая степень окисления железа (0,30—0,38), которая повышается в биотитах гранитов третьей фазы (см. табл. 1), что наряду с другими факторами свидетельствует об относительно небольшой глубине формирования рассматриваемых гранитов.

Таким образом, судя по изменению состава биотитов в гранитоидах различных фаз, процесс эволюции рассматриваемого гранитоидного комплекса шел на фоне подкисления расплава и обогащения его летучими, в частности, фтором и завершился образованием богатых кварцем лейкократовых гранитов заключительной фазы. Этот вывод подтверждается также геологическими фактами, результатами химических анализов гранитов различных фаз, содержанием в этих гранитах летучих и другими особенностями.

Исследование описанных литийсодержащих биотитов на электронно-зондовом микроанализаторе системы "Сатеса" показало, что железо, титан и фтор в них распределены обычно равномерно, и только в некоторых участках в местах пересечения микровключений магнетита содержание железа резко повышается, а содержание титана и фтора падает. В местах пересечения титансодержащих минералов соответственно резко увеличивается содержание титана.

Изучение распределения олова в литийсодержащих биотитах и протитонитах рассматриваемых гранитов показало, что олово в них в незначительном количестве (до 0,025%) присутствует в виде изоморфной примеси, замещая, как отмечено В.Л. Барсуковым и др. (1970), трехвалентное железо. Однако главным концентратором олова в этих слюдах являются акцессорные минералы, присутствующие в слюдах в виде микровключений.

СЛЮДЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ И ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ ОДНОГО ИЗ РАЙОНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Оловоносные и редкометальные граниты рассматриваемого района прорывают и метаморфизуют рифейские и нижнекембрийские отложения, среди которых преобладают филлитовидные и серицитовые сланцы и слабо метаморфизованные известняки. Верхняя возрастная граница их не установлена. Абсолютный возраст колеблется от 390 до 457 млн. лет, что позволяет отнести эти граниты к ниже-среднепалеозойскому интрузивному комплексу. Описываемые граниты приурочены к зонам крупных тектонических нарушений, и образование их связано, вероятно, с процессами тектоно-магматической активизации. По вопросу о формировании этих гранитов нет единого мнения. Одна группа исследователей (М.Г. Руб, Н.П. Заболотная, М.П. Материков и др.) считает их дифференциатами сложного интрузивного комплекса, ранние фазы которого представлены диоритами, диорит-монцонитами, кварцевыми габбро-диоритами и другими разностями. Вторая группа (А.А. Рязанцев, М.Д. Рязанцева) относит их к самостоятельному интрузивному комп-

Таблица 2

Содержание рудных элементов (в г/т), редких щелочей и фтора (в %) в биотитах

Порода, массив	Sa	Ta	Nb
Нерудоносные биотитовые граниты (Гродековский, Идол)	$\frac{20-110}{46,7 (2)}$	$\frac{4-23}{11,7 (9)}$	$\frac{25-300}{102 (12)}$
Рудоносные биотитовые граниты (Ярославский)	$\frac{41-480}{179 (9)}$	$\frac{11-75}{30 (9)}$	$\frac{150-670}{264 (9)}$

В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее содержание, в

лексу. Большинство исследователей относят среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, слагающие ряд массивов площадью до 10 кв. км, к ранней фазе, а лейкократовые протолитионитовые граниты, слагающие мелкие массивы площадью до 1 кв. км, к заключительной субфазе. Характерной особенностью биотитовых гранитов является повышенное количество летучих, особенно фтора, щелочей, в том числе и редких, олова и тантала. В этих гранитах калий обычно преобладает над натрием. Лейкократовые граниты заключительной субфазы отличаются от биотитовых гранитов более кислым составом, плагиоклаза (№6—8), присутствием протолитионита, значительно большим количеством фтора, редких щелочей, тантала, ниобия и олова.

Повышенное содержание в описываемых гранитах летучих способствовало широкому развитию постмагматических процессов.

Нами были изучены слюды двух гранитных массивов: Первый массив сложен среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, в которых содержание биотита колеблется от 1,5 до 3—4%, второй — лейкократовыми протолитионитовыми гранитами.

В описываемых гранитах наблюдаются две генерации биотита. Биотит первой генерации наблюдается в небольшом количестве в виде пластинок размером 0,5—2 мм. Иногда идиоморфные кристаллы биотита наблюдаются в калиевых полевых шпатах. Биотит второй генерации образует пластинчатые кристаллы и листочки размером от 0,3 мм до 2 мм. Он заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и калиевого полевого шпата и проникает в них по трещинкам. Иногда в биотите присутствуют идиоморфные по отношению к нему кристаллы циркона, рутила и других акцессорных минералов. Биотит в шлифе коричневый или зеленовато-бурый с плеохроизмом от темного буровато-коричневого или зеленовато-бурого по Ng до светло-коричневого или буроватого по Np.

Биотиты рассматриваемых гранитов характеризуются повышенным содержанием железа, титана и фтора и пониженным содержанием магния и алюминия (М.Г. Руб и др., 1971). Коэффициент железистости их колеблется от 70 до 82 (табл. 2). Кроме описанных биотитов, в изученном гранитном массиве встречается также литийсодержащий биотит, отличающийся от обычного более высоким содержанием железа, титана, фтора и лития и значительным количеством окиси магния. Содержа-

Ga	Sc	Li	Rb	Cs	F
25-56	14-60	0,024	0,058	0,003	0,88
43 (8)	42,5 (8)	(17)	(7)	(7)	9
42-150	19-50	0,074	0,068	0,017	1,58
97 (7)	36 (5)	(4)	(4)	(4)	(5)

скобках число проб.

ние алюминия здесь значительно выше по сравнению с магнезиально-железистыми разностями. Коэффициент железистости этих биотитов достигает 96%. Специальное изучение структур слюд, проведенное Б.Б. Звягиным, показало, что оба биотита относятся к триоктаэдрической полиморфной разновидности 1M (3T).

Второй массив, вскрытый на глубину более 1200 м по данным А.К. Руба имеет зональное строение. В апикальной части массива до глубины 460 м граниты интенсивно альбитизированы и грейзенизированы. В направлении от апикальной части массива к глубоким горизонтам выделяется ряд зон, субпараллельных кровле интрузива. Это кварцево-микроклиновые породы блоковой структуры, грейзенизированные и альбитизированные аляскитовые граниты, интенсивно альбитизированные протолитионитовые граниты, которые на глубине 460 м сменяются протолитионитовыми гранитами, прослеженными до глубины более 1200 м.

Наблюдаемая вертикальная зональность отражает первичную фациальную зональность интрузива, осложненную развитием аутометасоматических процессов — альбитизации, грейзенизации и локальной микроклинизации. Детальное изучение пород массива позволило составить представление о первичных фациях гранитов. Наиболее глубокие горизонты интрузива были сложены протолитионитовыми гранитами, которые сменялись вверх по разрезу более лейкократовой разностью этих гранитов. В эндоконтактной части сформировалась маломощная зона закалки, представленная плагиогранитами, образовавшимися в результате взаимодействия гранитной магмы с известняками.

Протолитионит является единственным темноцветным минералом гранитов, вскрытых глубже 460 м. Он занимает в этих гранитах позицию, аналогичную позиции биотита в рассмотренных выше гранитах. Протолитионит образует пластинчатые кристаллы и листочки размером от 0,3 до 2 мм. Макроскопически они имеют темно-бурый, почти черный цвет. В тонких пластинках минерал более светлый от бурого до светло-бурого. В шлифах протолитионит светло-бурый с плеохроизмом от светло-коричнево-бурого по Ng до бледно-желтого или бесцветного по Nr. Во многих пластинках наблюдаются микровключения акцессорных минералов — рутила, циркона, флюорита и др.

Состав протолитионита в интервале от 460 до 1200 м изменяется незначительно. От более глубоких горизонтов вверх по разрезу в прото-

литиионитах несколько увеличивается содержание фтора и окиси лития и уменьшается количество железа, титана и магния (Руб и др., 1971). Суммарное количество катионов, занимающих октаэдрические позиции, варьирует в протолитиионитах от 2,75 до 2,93. От описанных выше биотитов протолитииониты отличаются повышенным содержанием кремнезема и глинозема, резко повышенным содержанием лития, рубидия и фтора, а также значительно меньшим количеством железа, титана и магния. По типу структуры протолитииониты относятся к той же полиморфной разновидности, что и биотиты — 1М.

Проведенное нами совместно с Т.И. Лосевой и Н.В. Троневой специальное изучение протолитиионитов на электроннозондовом микроанализаторе системы "Cameca" показало отсутствие в них реликтов биотита. Железо, магний и фтор распределены в этих слюдах также равномерно как и в биотитах. Наблюдаемые в протолитиионитах более темные участки, принимавшиеся нами ранее за реликты биотита, оказались микровключениями акцессорных минералов, окруженных плеохроичными ореолами.

Таким образом, имеющиеся геологические материалы и результаты специального изучения протолитиионитов позволяют высказать предположение о магматическом происхождении протолитиионитовых гранитов, образовавшихся из специфических магм, обогащенных фтором и литием.

В ряде экспериментальных работ (Wyllie, Tuttle, 1964; Burnham, Jans, 1962 и др.) показана возможность существования гранитных расплавов, обогащенных литием и фтором при температурах 500–600°, т.е. в области значительно более низкотемпературной, чем солидус гранита с водой. В таких R_{H_2O} -Т условиях оказываются устойчивыми и главные минералы литий-фтористых гранитов, в частности слюды ряда аннит-лепидолит, одним из членов которого является протолитиионит. Подтверждением возможности магматического происхождения редкометальных гранитов, обогащенных фтором, являются изученные М.Г. Руб (1969) флюоритсодержащие лавы и обнаруженные В.И. Коваленко и М.И. Кузьминым (1970) в Восточной Монголии субвулканические аналоги подобных гранитов, представленные литий-фтористыми кварцевыми кератофирами-онгонитами. Особенности состава биотитов рассматриваемых гранитов находят свое отражение при нанесении их на сводную тройную диаграмму вариаций химического состава биотита из различных пород, построенную Йодером и Ейгстером (Yoder, Eugster, 1954). Диаграмма представляет собой сводку частных диаграмм составов биотита из пород различных групп, составленную Хейнрихом (Heinrich, 1946). Все биотиты рассматриваемых гранитов (за исключением литийсодержащего биотита) попадают на этой диаграмме (рисунок) в верхнюю часть поля гранитов, значительно обособляясь от точки, соответствующей среднему составу биотита гранитов по П.Н. Чирвинскому, располагающейся в самом низу поля гранитов. В то же время по положению на диаграмме они близки к биотитам из танталоносных гранитов Забайкалья — точка 2 (среднее по пяти анализам, Залашкова, Сырица, 1969). Литийсодержащий биотит рассматриваемых гранитов

не попадает в поле, ограничивающее биотиты гранитов, он резко смещен от этого поля влево и располагается почти на линии $(\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2) - (\text{FeO} + \text{MnO})$. Биотиты рассматриваемых гранитов характеризуются высоким содержанием Al_{VI} (сидерофиллитовой составляющей), фтора и редких щелочей.

В описанных биотитах и протолитионитах наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием олова и фтора, тантала и фтора. Так, коэффициент корреляции (r) между содержанием олова и фтора в биотитах и протолитионитах равен 0,88 ($r_{5\%} = 0,46\%$).

Все рассмотренные слюды характеризуются повышенным количеством олова, тантала и ниобия, содержание которых увеличивается от биотитов к протолитионитам (М.Г. Руб и др., 1971).

Проведенное нами совместно с Т.И. Лосевой и Н.В. Троневой изучение характера распределения олова, тантала и ниобия в изученных слюдах показало, что главным концентратором отмеченных рудных эле-

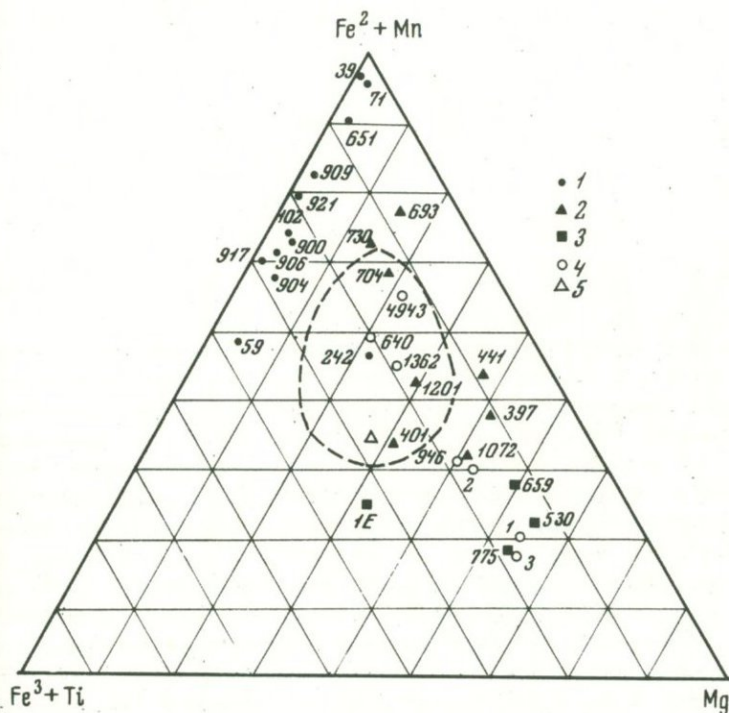


Рис. 1. Тройная диаграмма $\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} - \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} - \text{Mg}$ состава биотитов

1 - биотиты и протолитиониты фудоносных гранитов Северного Приладожья и одного из районов Дальнего Востока; 2 - биотиты рудоносных гранитов Западного Узбекистана и Сарыджазского района Киргизии; 3 - биотиты рудоносных гранитов Центрального Казахстана; 4 - биотиты нерудоносных гранитов, 5 - средний состав биотита по П.Н. Чирвинскому (1953). Пунктиром оконтурено поле гранитов по Jodes a Eugster (1954)

ментов являются акцессорные минералы, в частности, касситерит, колумбит, рутил, сфен, циркон и др., присутствующие в слюдах в виде микровключений. Однако в незначительном количестве Sn, Ta и Nb присутствуют в слюдах в виде изоморфной примеси, замещая трехвалентное железо и титан. Сравнение биотитов рассмотренных выше рудоносных гранитов с биотитами нерудоносных палеозойских гранитов показало, что первые отличаются большей железистостью, более высоким содержанием Al_{VI} (сидерофиллитовой составляющей), повышенным содержанием фтора и редких щелочей (табл. 2) и более низким калий-рубидиевым отношением (см. табл. 1). Кроме того, биотиты рудоносных гранитов хорошо отличаются по содержанию рудных элементов — олова, тантала, ниобия, галлия и скандия (см. табл. 2).

СЛЮДЫ ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Геолого-структурное положение и состав верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана изучалось многими исследователями (Щерба, 1960; Перекалина, 1966; Щерба и др., 1973, и др.). Ниже приводится лишь краткая характеристика основных геолого-петрографических особенностей нерудоносного (в отношении Mo и W) калдырминского ($C_3 - P_1$) и рудоносного акчатауского (P) комплексов, необходимая для интерпретации данных по составу слюд. Формирование гранитов произошло после проявления наиболее поздней в районе саурской фазы складчатости.

Преимущественным развитием граниты обоих комплексов пользуются в пределах герцинского Токрауского синклиория и примыкающих к нему частях каледонских и раннегерцинских блоков, а также в Успенской зоне смятия. В токрауском синклиории граниты комплексов обнаруживают тесную временную связь с верхнепалеозойскими вулканическими образованиями. Вместе с последними они принимают участие в строении вулканотектонических структур, размещение которых контролируется долгоживущими разломами. В контурах каледонских блоков подобная связь гранитов с вулканитами проявлена далеко не повсеместно и менее четко.

Формирование интрузивов подчиняется общим закономерностям, установленным В.С. Коптевым-Дворниковым (1952) для гранитоидных комплексов. В строении массивов принимает участие гомодромная серия гранитов, различающихся строением и составом. При этом петрографический облик гранитов каждого из рассматриваемых комплексов достаточно специфичен и отражает особенности состава генерирующих их гранитных магм, а также степень проявления процессов дифференциации и гибридизма при становлении интрузивов.

В строении массивов калдырминского комплекса обычно принимают участие крупно-, средне-, и мелкозернистые граниты и аплиты. Среди образований первой фазы преобладают крупнозернистые биотитовые, реже роговообманково-биотитовые граниты. В подчиненном количестве иногда присутствуют гранодиориты и породы монцонитового ряда, по-

явление которых связано обычно с проявлением ассимиляционных процессов в основном в краевых частях массивов.

Главными породообразующими минералами гранитов I фазы, являются K—Na полевой шпат (32—45%), представленный микроклин-пертитом, ортоклазом или реже анортоклазом, плагиоклаз (25—40%), отвечающий по составу олигоклазу, местами андезину №30—33, кварц (30—35%) и биотит (1—6%). В роговообманково-биотитовых разностях появляется роговая обманка (до 2,5%), имеющая железистость 36—38%.

Идентичный набор главных породообразующих минералов фиксируется и в средне- и мелкозернистых гранитах II и III фаз, однако их количественные соотношения меняются. Содержания K—Na полевого шпата повышается до 45—60%, а кварца до 40—45%, за счет уменьшения роли плагиоклаза (альбита и альбит-олигоклаза) и биотита, который в мелкозернистых гранитах нередко представлен единичными чешуйками.

Среди аксессуарных минералов гранитов комплекса ведущая роль принадлежит магнетиту, циркону, апатиту и сфену при подчиненном развитии ортита, рутила, гематита, флюорита, монацита, базовисмюита и других минералов, развитых повсеместно.

По своему химизму граниты комплекса близки к нормальным или несколько пересыщенным Al_2O_3 гранитам. Для них свойственны небольшие вариации характеристик "а" (11,9—17,5), "в" (1,2—6) и "с" (0—4) при относительно высоком содержании щелочей (6—8%) и при $K: Na \geq 1$ и низких концентраций Fe_2O_3 (0,2—3,2%) и FeO (0,2—2,2%). Изменение химизма пород от ранних фаз к поздним выражается главным образом в увеличении содержаний SiO_2 и K_2O при уменьшении CaO, MgO, FeO, Fe_2O_3 .

Наиболее обычными элементами-примесями калдырминских гранитов являются Cu, Pb, U, Th. Другие элементы, в том числе и редкометалльные, фиксируются повсеместно, обнаруживая значительные колебания содержаний.

Как и в калдырминском комплексе, в строении многофазных интрузивов пермского возраста принимают участие породы трех структурных групп от крупно- до мелкозернистых гранитов.

По химизму рассматриваемые граниты относятся к породам, обогащенным SiO_2 (среднее содержание $\approx 75\%$), щелочами ($> 8\%$) при преобладании K_2O и слабо пересыщенным Al_2O_3 . В гранитах последовательно проявляющихся фаз отмечается увеличение количеств SiO_2 , Na_2O и уменьшение TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, CaO и отчасти K_2O .

При довольно выдержанном химическом составе пермские граниты обнаруживают значительные колебания соотношений полевых шпатов, суммарное содержание которых составляет обычно 65—67%. Количество плагиоклаза №4—28 варьирует в них от 3 до 25%. Массивы, сложенные гранитами с относительно повышенными количествами плагиоклаза, пользуются преимущественным развитием в каледонских блоках и по периферии Токрауского синклинория. С ними пространственно ассоциирует большинство редкометалльных месторождений района.

K—Na полевые шпаты в пермских гранитах представлены пертитизированным ортоклазом, микроклином и изредка анортоклазом.

Содержание биотита колеблется от 0,1 до 2,5%, обнаруживая некоторую прямую корреляцию с содержанием плагиоклаза.

Отмечается широкое развитие среди аксессуариев пермских гранитов минералов, несущих редкие металлы и радиоактивные элементы. Разнообразии видового состава аксессуариев этих гранитов обусловлено появлением ряда минералов поздней и послемагматической стадии формирования пород, в частности флюорита. В гранитах первой фазы пермского комплекса биотит представлен двумя разновидностями. Относительно более крупные выделения биотита шестигранные обычно включены в калинатровом полевоом шпате, реже в плагиоклазе. Плеохроирует от буровато-коричневых темных тонов по Ng до светло-желтого почти бесцветного по Np. Показатели преломления $N_g \approx N_m = 1,620 - 1,627$, реже до $1,659 \pm 0,002$, $N_p = 1,570 - 1,576 \pm 0,002$. С этой разновидностью биотита обычно ассоциируют циркон, апатит, иногда флюорит. Более поздний мелкочешуйчатый биотит образует скопления, нередко соединяющиеся в цепочки. Он плеохроирует в зеленоватых тонах и несет включения магнетита, сфена, апатита, флюорита.

В гранитах поздних фаз обычно проявлена одна разновидность биотита, которая по оптическим свойствам подобна крупночешуйчатому биотиту пород первой фазы, отличаясь меньшими размерами. Исключения представляют лишь мелкозернистые граниты, в которых биотит в некоторых случаях имеет более низкие показатели преломления ($N_g = 1,612 \pm 0,002$; $N_p = 1,540 \pm 0,002$).

В гранитах верхнекарбонového комплекса бурый биотит либо представлен единичными крупными (2–3 мм) чешуями ($N_g \approx N_m = 1,621 \pm 0,002$), либо образует мелкочешуйчатые скопления ($N_g \approx N_m = 1,643 \pm 0,002$). В последнем случае биотит обычно изменен. В.С. Горяева (1969) приводит следующие данные по количеству ионов в биотитах верхнекарбонových нерудоносных гранитов в пересчете на 12(O, OH, F): Si — 2,75–2,80; Al_{IV} — 1,20–1,25; Al_{VI} — 0,05–0,15; Ti — 0,16–0,21; Fe^{3+} — 0,01–0,42; Fe^{2+} — 1,08–1,30; Mn — 0,01–0,04; Mg — 0,90–1,69; Ca — 0,07–0,71; Na + K — 0,71–0,92; F — 0,03–0,23; OH — 0,78–1,23.

Сопоставление химических составов слюд рассматриваемых возрастных групп гранитов Центрального Казахстана (табл. 3, 4) показало, что они достаточно четко различаются по целому ряду признаков. Биотиты рудоносных пермских гранитов в целом характеризуются более высокими содержаниями щелочей, кремнезема, повышенной глиноземистостью, большей железистостью и обогащенностью фтором.

Сумма $K_2O + Na_2O$ в биотитах рудоносных гранитов обычно близка к 10%, тогда как в подобных слюдах нерудоносных гранитов эта сумма, как правило, не превышает 9%.

Высокое содержание фтора (в среднем не менее 2,5%) является одним из наиболее характерных признаков биотитов рудоносных гранитов, тогда как в слюдах нерудоносных гранитов количество этого элемента редко превышает 1%.

Таблица 3

Химический состав биотитов рудоносных гранитов Центрального Казахстана

Окислы	Куу, к/з гранит, №1Е*	Акчатау, к/з гранит I, №530*	Акчатау, рез-ко порфиров. гранит, I, №659*	Акчатау, м/з гранит II, №775*
SiO ₂	31,91	38,4	39,8	39,8
TiO ₂	8,20	2,0	1,4	2,1
Al ₂ O ₃	13,40	20,6	23,8	18,8
Fe ₂ O ₃	8,96	3,5	4,5	5,2
FeO	14,85	12,1	6,4	9,1
MnO	1,30	0,25	0,25	0,30
MgO	8,33	11,8	6,5	10,8
CaO	1,00	Следы	4,2	1,1
Na ₂ O	0,78	"	0,8	0,4
K ₂ O	6,84	7,9	7,9	7,9
H ₂ O ⁻	0,27	Следы	Следы	Следы
H ₂ O ⁺	2,21	1,9	1,9	2,2
Li ₂ O	Следы	Не опр.	Не ан.	Не ан.
Rb ₂ O	Не ан.	Не ан.	"	"
Cs ₂ O	Не ан.	Не ан.	"	"
F	2,25	1,34	3,3	2,7
Сумма	100,30	99,79	100,75	100,4
O=F	0,81	0,49	1,25	1,1
Сумма	99,49	99,3	99,5	99,3
Sn (2/m)	2	3-50**		
W (2/m)	5	10	5	Не опр.

Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)

Si	2,47	2,76	2,85	2,87
Al ^{IV}	1,22	1,24	1,15	1,13
Al ^{VI}	-	0,50	0,85	0,47
Ti	0,48	0,11	0,08	0,11
Fe ³⁺	0,52	0,19	0,24	0,29
Fe ²⁺	0,96	0,72	0,38	0,55
Mn	0,08	0,02	0,02	0,04
Mg	0,96	1,26	0,69	1,16
Li	-	-	-	-
Ca	0,08	-	0,32	0,09
Na	0,12	-	0,11	0,05
K	0,67	0,73	0,72	0,73
Rb	-	-	-	-
F	0,55	0,33	0,75	0,62
OH	1,14	0,99	0,91	1,06

*Анализы, заимствованные из работ А.И.Ежова (1964) (№1Е) и Г.Н.Щербы и др. (1973).

**Пределы колебаний содержаний в биотитах других массивов того же комплекса.

Таблица 4

Характерные индикаторные отношения в биотитах гранитов Центрального Казахстана, Западного Узбекистана и Киргизии (Сарыджазский район)

Комплекс, фаза, массив, № образца	$\frac{\Sigma \text{Fe}}{\Sigma \text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100\%$	$\frac{\text{Al}}{\text{Al}+\text{Mg}+\Sigma \text{Fe}+\text{Si}} \cdot 100\%$	$\frac{\text{Si}}{\text{Si}+\text{Mg}+\Sigma \text{Fe}+\text{Mn}+\text{Ti}} \cdot 100\%$	$\frac{\text{Al}_{\text{VI}}}{\text{Al}_{\text{IV-1}}}$	$\frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Al}}$	$\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+}}$	$\frac{\text{Li}}{\text{Mg}}$	$\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$
Рудоносные гранитоиды Центрального Казахстана (акчатауский комплекс)								
1. Куу, 1-я фаза, 1E	56,0	11,6	47,5	0,0	0,65	0,27	—	—
2. Акчатау, 1-я фаза, №530	39,3	15,2	60,6	2,1	0,42	0,13	—	—
3. Акчатау, 1-я фаза, №659	42,0	19,8	68,9	5,7	0,42	0,32	—	—
4. Акчатау, закл. субфаза, №775	37,4	14,4	59,1	3,6	0,49	0,26	—	—
Нерудоносные гранитоиды Центрального Казахстана								
5. Курпетай, 1-я фаза	35,6	33,7	48,4	0,21	0,55	0,01	—	—
6. Кенестас, 1-я фаза	57,5	20,0	49,6	0,75	0,67	0,37	—	—
7. Калдырма, 2-я фаза	62,3	20,7	49,1	0,60	0,65	0,24	—	—

Рудоносные гранитоиды (Западный Узбекистан)

8. Ингичке, гранодиориты, 1-я фаза, обр. 397/66	55,2	11,6	49,9	0,36	0,57	0,031	0,013	88,0
9. Карнабский массив, граниты 2-й фазы, обр. 441/66	60,5	13,8	50,4	0,82	0,48	0,013	0,026	86,0
10. Обр. 1201/71	83,5	15,1	54,0	1,0	0,52	0,098	0,021	103,0
11. Кара-Тюбе, граниты 2-й фазы, обр. 1072/71	51,9	16,8	55,5	1,43	0,43	0,133	0,032	56,6
12. Карнабский массив, м/з граниты, закл. субфаза обр. 401/66	75,8	14,4	47,0	0,18	0,28	0,106	0,044	54,0

Сарыджазский район (Киргизия)

13. Ташкаринский массив, граниты 1-й фазы, обр. 704/68	83,9	11,6	53,0	0,35	0,63	0,064	0,088	45,5
14. Иньльчекский массив, граниты 2-й фазы, обр. 730/68	81,5	15,2	56,4	1,83	0,50	0,044	0,154	26,4
15. Суходольский массив, грейзенизированные граниты 2-й фазы, обр. 693/68	82,5	17,0	84,1		0,58	0,048	5,88	10,8

Высокая концентрация F в биотитах хорошо коррелируется с повышенным содержанием его в породах несущих оруденение интрузивов и, по всей вероятности, отражает общую фтористую первичную специализацию магмы, сформировавшей акчатауский комплекс.

Наряду с более высокой общей глиноземистостью, которая в биотитах рудоносных гранитов достигает 19,8%, а в нерудоносных не превышает 13%, слюды рудоносных гранитов характеризуются большими значениями количеств алюминия, находящегося, соответственно, в шестерной и четверной координациях (см. табл. 3). Как следствие этого биотитам рудоносных гранитов свойственны и более высокие значения коэффициента I (до 68,9%), отражающего отношение кремнезема к сумме атомов элементов, которые могут находиться в шестерной координации, исключая алюминий.

По величине глиноземистости биотиты акчатауского комплекса попадают в III—V, а калдарминского — в V группы щелочности по А.А. Маракушеву и др. (1965). Это свидетельствует о формировании биотитов рудоносных гранитов в условиях нормальной и повышенной щелочности. Обогащенность гранитного расплава летучими, главным образом фтором, вызывала подкисление гранитоидов, что, по-видимому, нашло свое отражение в более высоком содержании кремнезема в биотитах рудоносных гранитов. Более высокая глиноземистость биотитов рудоносных гранитов приближает их к слюдам ряда истонит—сидерофидлит, тогда как темные слюды нерудоносных гранитов являются членами ряда аннит—флогопит. По величине стандартной железистости рассмотренные биотиты занимают промежуточное положение между собственно железистыми и магнезиальными разновидностями указанных рядов.

Следует отметить, что биотиты рудоносных гранитов, обладая в целом указанными признаками отличия от слюд нерудоносных гранитов, обнаруживают в некоторых случаях вариации состава, приближаясь по значению отдельных характеристик к слюдам нерудоносных гранитов. Это, на наш взгляд, связано с широким развитием в пределах рудоносных гранитов таких постмагматических процессов, как грейзенизация, серицитизация, хлоритизация и др. В частности, с подобными изменениями по-видимому, следует связывать несколько заниженное содержание щелочей в биотитах массива Акчатау, породы которого претерпели достаточно интенсивное изменение в связи с формированием в его пределах редкометального оруденения.

К сожалению, биотиты разновозрастных гранитов Центрального Казахстана крайне слабо изучены в отношении содержаний в них элементов-примесей. Однако даже по имевшимся в распоряжении авторов немногочисленным данным можно говорить об обогащенности рудными элементами биотитов рудоносных гранитов. При этом W в количествах от 5—80 г/т фиксируется только в темных слюдах рудоносных гранитов. Олово присутствует в биотитах гранитов различных фаз рудоносного комплекса в количествах до 50 г/т. В слюдах нерудоносных гранитов его концентрация не превышает 20 г/т, причем фиксируется только в биотитах пород второй фазы.

БИОТИТЫ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Эти граниты, детально изученные И.Х. Хамрабаевым (1969) и Х.Н. Баймухамедовым (1960), относятся к верхнекарбонному — нижнепермскому ($C_3 - P_1$) интрузивному комплексу. Абсолютный возраст пород ряда массивов колеблется по данным И.Х. Хамрабаева (1969) и нашим материалам, в пределах 300—260 млн. лет. Формирование рассматриваемого комплекса произошло в течение четырех последовательных фаз. К первой фазе он относит образование диоритов, ко второй — гранодиоритов, а к двум последующим — биотитовых и аляскитовых гранитов. По данным Э.П. Исоха, Г.Д. Шмулевич и других исследователей, отмеченные породы относятся к нуратинской габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии позднекарбонного-пермского возраста.

Нами изучены биотиты гранодиоритов и гранитов Карнабского и Кара-Тюбинского массивов. Рассматриваемые массивы постскладчатые и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений. Формирование их произошло в течение трех последовательных фаз. В течение первой фазы образовались гранодиориты, а в течение второй — крупно- и среднезернистые биотитовые граниты. Небольшие тела мелкозернистых биотитовых и аляскитовых гранитов мы относим к заключительной субфазе.

Характерной особенностью оловоносных гранитов изученных массивов является повышенное содержание кремнезема, калия и олова и пониженное — кальция, магния и железа. В то же время в отличие от докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья и нижне-среднепалеозойских гранитов Дальнего Востока оловоносные граниты Западного Узбекистана содержат меньше фтора и редких щелочей. Темноцветные минералы описываемых гранитов представлены биотитом, акцессорные — цирконом, сфеном, апатитом, ортитом, ильменитом, магнетитом, турмалином и другими минералами.

В рассматриваемых гранитах наблюдаются две генерации биотита. Биотит первой генерации образует пластинчатые кристаллы размером до 1,5 мм. Биотит второй генерации наблюдается в виде листочков размером до 0,7—0,8 мм в поперечнике. Биотит второй генерации отличается более интенсивной буровато-коричневой окраской.

Результаты химических анализов биотитов из гранодиоритов и гранитов приведены в табл. 5, а железистость, глиноземистость и другие параметры в табл. 4. Из этих таблиц видно, что биотиты рассматриваемых гранитов характеризуются относительно низким содержанием фтора и редких щелочей. Интересно, что в мусковитах из грейзенизированных гранитов и грейзенов также установлены низкие содержания фтора, не превышающие 0,5% (табл. 5). Отмеченное согласуется с данными И.Х. Хамрабаева (1969), который указывает, что гранитоиды Западного Узбекистана (за исключением Тамдынского интрузива) характеризуются низкими (в 3—4 раза ниже кларков) содержаниями фтора.

Железистость исследованных биотитов колеблется от 55,2 до 75,8, повышаясь от биотитов гранодиоритов к гранитам заключительной суб-

Результаты химических анализов слюд оловоносных гранитов Западного Узбекистана

Окислы, элементы	Биотит из гранитоидов Западного Узбекистана				
	Ингичке гранодио- рит, обр. 397	Карнабский массив		Каратю- бинский массив	Карнаб- ский массив
		крупно- и среднезерни- стые граниты 2 фазы			мелкозер- нистые граниты
		обр. 441/66	обр. 1201/71	обр. 1072/71	
1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35,51	34,65	35,99	35,40	30,85
TiO ₂	3,65	3,22	3,35	2,64	3,70
Al ₂ O ₃	15,26	17,81	16,64	21,00	17,38
Fe ₂ O ₃	1,51	0,70	4,25	4,17	5,95
FeO	21,01	22,23	19,42	14,00	25,31
MnO	0,55	0,62	0,57	0,70	0,75
MgO	9,79	8,23	6,42	8,34	5,01
CaO	0,39	0,00	0,90	0,00	0,06
Na ₂ O	0,20	0,17	0,12	0,13	0,23
K ₂ O	7,71	7,61	7,86	8,18	4,15
Li ₂ O	0,09	0,155	0,098	0,188	0,156
Rb ₂ O	0,080	0,077	0,074	0,131	0,068
Cs ₂ O	0,006	0,006	0,007	0,018	0,007
F	1,00	0,64	0,89	0,81	0,40
H ₂ O ⁺	3,62	4,17	3,43	3,84	6,37
H ₂ O ⁻	0,4	0,24	0,06	0,00	0,24
Сумма	100,41	100,51	100,08	99,57	100,61
F=O	0,42	0,26	0,37	0,34	0,16
Сумма	99,99	100,25	99,71	99,23	100,45
Sn г/т	70	100	120	150	230
Ta ₂ O ₅ г/т					Не определялся
Nb ₂ O ₅ г/т	50	100	120	100	150
Количество ионов в					
Si	2,72	2,66	2,75	2,65	2,44
Al _{IV}	1,28	1,34	1,25	1,35	1,56
Al _{VI}	0,10	0,28	0,25	0,50	0,10
Ti	0,21	0,18	0,19	0,15	0,22
Fe ³⁺	0,08	0,04	0,24	0,23	0,36
Fe ²⁺	1,35	1,43	1,24	0,96	1,71
Mn	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05

и Киргизии

Мусковиты Западного Узбекистана		Киргизия, Сарыджаский район		
Карнаб- ский массив	Лопас	Ташкорин- ский массив	Иньльчекский массив	Суходольский массив
грейзенизи- рованные граниты	грейзены	биотит из среднезерни- стых гранитов 1 фазы, обр. 704/68	биотит из средне- зернистых грани- тов, 2 фазы, обр. 730/68	протолитионит из грейзенизиро- ванных гранитов, обр. 693/68
обр. 1098/71	обр. 466/66			
7	8	9	10	11
44,92	45,75	35,02	35,80	48,65
0,08	0,08	3,75	2,83	0,25
36,63	35,90	14,10	18,50	20,00
1,00	1,60	3,80	2,33	0,76
0,40	0,57	26,50	23,50	7,92
0,06	0,10	0,39	0,42	0,83
0,20	0,25	3,08	3,13	0,98
0,00	0,15	0,40	0,40	0,50
0,61	0,58	0,12	0,12	0,22
10,64	10,03	8,04	8,43	10,40
0,005	0,016	0,20	0,36	4,27
0,187	0,210	0,16	0,29	0,871
0,019	0,013	0,05	0,10	0,037
0,12	0,40	2,5	1,05	6,13
4,53	4,55	3,05	2,95	0,90
0,00	-	-	-	-
99,38	100,20	101,18	100,19	102,71
0,05	0,17	1,05	0,42	2,57
99,33	100,03	100,13	99,77	100,14
130	100	130	270	350
		20	33	47
180	200	130	300	400
пересчете на 12 (O, OH, F)				
3,02	3,05	2,77	2,76	3,37
0,98	0,95	1,23	1,24	0,63
1,92	1,87	0,08	0,44	0,98
0,003	0,003	0,22	0,16	0,01
0,05	0,08	0,27	0,13	0,04
0,02	0,03	1,76	1,52	0,45
0,002	0,004	0,03	0,03	0,05

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Mg	1,19	0,94	0,73	0,93	0,60
Li	0,03	0,05	0,03	0,06	0,05
Ca	0,03	—	0,07	—	0,006
Na	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
K	0,76	0,75	0,77	0,78	0,43
Rb	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004
F	0,24	0,16	0,21	0,19	0,10
ОН	1,85	2,13	1,75	1,91	3,47

фазы. Исключение составляют биотиты из гранитов Кара-Тюбинского массива (табл. 4). Наряду с повышением железистости от биотитов, гранодиоритов к биотитам гранитов заключительной субфазы происходит уменьшение отношения суммы щелочей к алюминию. Последнее, так же как петрографические и петрохимические особенности гранодиоритов и гранитов различных фаз, свидетельствует о постепенном повышении кислотности расплава.

Содержание олова в биотитах повышается от 70 г/т в гранодиоритах до 230 г/т в гранитах заключительной фазы, что хорошо согласуется с материалами по содержанию олова в биотитах оловоносных гранитоидных комплексов других регионов. В этом же направлении происходит увеличение тантала и ниобия. Необходимо отметить необычно высокое содержание тантала (Ta_2O_5 — 62 г/т) в биотитах гранитов заключительной фазы и грейзенов.

СЛЮДЫ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ САРЫДЖАЗСКОГО РАЙОНА (КИРГИЗИЯ)

Сарыджазский рудный район расположен в восточной части Фергано-Кокшальской складчатой области Южного Тянь-Шаня и локализован в пределах Иньылчекской тектонической зоны, которая с середины девона обособилась как интрагеоантиклинальное поднятие. Формировавшийся здесь в период с позднего карбона до перми оловоносный комплекс имеет отчетливо послескладчатый характер. Гранитные массивы, представляющие комплекс, являются дискордантными, а их размещение контролируется несогласными по отношению к элементам складчатых структур расколами фундамента.

В составе рудоносного комплекса различаются крупнозернистые порфировидные амфибол-биотитовые граниты I фазы, крупно- и среднезернистые биотитовые граниты II фазы и среднезернистые лейкократовые граниты заключительной субфазы. Граниты комплекса слагают небольшие (до первых десятков кв. км) штокообразные и лакколитообразные тела. Граниты комплекса не несут признаков гибридности или ассимиляции боковых пород, но в них широко проявлены аутометасоматические процессы альбитизации и грейзенизации, особенно в связи с формированием гранитов заключительной субфазы.

7	8	9	10	11
0,02	0,02	0,36	0,36	0,10
0,002	0,004	0,06	0,11	1,18
—	0,01	0,03	0,03	0,04
0,08	0,08	0,02	0,02	0,03
0,91	0,85	0,81	0,83	0,91
0,01	0,01	0,01	0,01	0,04
0,02	0,08	0,63	0,26	1,33
2,02	2,02	1,61	1,52	0,41

В петрохимическом отношении граниты представляют пересыщенные SiO_2 , богатые щелочами (с некоторым преобладанием калия) породы нормального ряда. От гранитов всех периодов по Дэли данные граниты отличаются более высоким содержанием SiO_2 и суммы щелочей, меньшими количествами Al_2O_3 , CaO и значительным преобладанием закисного железа над окисным. Близки к ним по составу и граниты II фазы. Однако среди них чаще встречаются пересыщенные глиноземом разности. По данным А.Б. Павловского, Н.К. Маршуковой (1971), Л.И. Соломовича (1971) в гранитах второй фазы отмечается уменьшение отношений Nb/Ta от 4,4 до 2,9; Rb/Cs. с 55 до 13,7, K/Rb с 197 до 91, а также увеличение средних содержаний Sn с 13,5 до 19,3 г/т, W 4,9 до 5,9 г/т, Nb с 23 до 46 г/т, Ta с 5,2 до 16 г/т.

В целом граниты рассматриваемого комплекса характеризуются повышенными, по сравнению со средними, содержаниями по А.П. Виноградову (1962), концентрациями Sn, W, Nb, Ta, Be, Li, Rb, Cs, В, F. Наибольшие содержания этих элементов фиксируются в гранитах второй фазы, где одновременно отмечаются максимальные количества акцессорных минералов редких, летучих и рудных элементов (касситерит, вольфрамит, шеелит, турмалин, тантало-ниобаты, торит, флюорит и др.).

Характерным цветным минералом гранитов всех фаз является биотит. Содержание биотита колеблется от 5–8% в гранитах первой фазы (Ташкоринский массив) до 3–4% в гранитах второй фазы (Иньльчекский массив). В некоторых участках граниты второй фазы интенсивно грейзенизированы (Суходольский массив). Слюды в этих грейзенизированных гранитах представлены железистыми лепидолитами (см. табл. 5), образовавшимися в результате метасоматического замещения биотитов. В гранитах обеих фаз, так же как и в гранитах охарактеризованных выше регионов, биотит образует пластинчатые кристаллы размером 2,5–3 мм. Он окрашен обычно в густой буровато-коричневый цвет с резко выраженным плеохроизмом от темного буровато-коричневого по Ng до светлого буроватого или желтоватого по Np. В биотите гранитов обеих фаз в большом количестве присутствуют различные акцессорные минералы. Интересно, что эти же акцессорные, окруженные плеохроичными ореолами, наблюдаются и в железистых лепидолитах, образовавшихся за счет биотитов.

Результаты химических анализов описываемых слюдов приведены в табл. 5, а их характерные индикаторные отношения в табл. 4.

Из таблиц видно, что описываемые биотиты характеризуются высоким содержанием закисного железа, фтора и редких щелочей и низким содержанием магния. Коэффициент железистости в них колеблется от 81 до 83%. Отношение суммы щелочей к алюминию от первой фазы ко второй уменьшается, а отношение Al_{VI}/Al_{IV} резко увеличивается. Содержание олова в рассматриваемых слюдах повышается от 130 г/т в биотитах гранитов первой фазы до 270 г/т в биотитах гранитов второй фазы. В этом же направлении возрастает содержание тантала и ниобия (см. табл. 5).

Максимальное количество всех отмеченных рудных элементов установлено в железистых лепидолитах Суходольского массива. Отмеченное, наряду с петрографическими и петрохимическими особенностями гранитов различных фаз, свидетельствует о том, что эволюция гранитоидного расплава шла в направлении повышения кислотности и обогащения его летучими, в частности фтором, редкими щелочами и рудными элементами (см. табл. 4, 5).

Изучение характера распределения олова и тантала в биотитах и железистых лепидолитах на электроннозондовом микроанализаторе системы "Самес" показало, что главным концентратором олова и тантала в биотитах являются присутствующие в них микровключения акцессорных минералов — касситерита, колумбита, рутила. Однако частично олово и тантал присутствуют в слюдах в виде изоморфной примеси, замещающая $Fe^{3+} \cdot Ti$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сравнительное изучение биотитов и протолитионитов рудоносных гранитов докембрийского (Северное Приладожье), ниже-среднепалеозойского (один из районов Дальнего Востока) и верхнепалеозойского (Центральный Казахстан, Западный Узбекистан, Киргизия) возрастов показало, что они обладают рядом общих черт. Для биотитов всех рассмотренных рудоносных гранитов характерны: обогащенность летучими, особенно фтором и редкими щелочами, обогащенность рудными элементами, в частности оловом, танталом или вольфрамом, в зависимости от специализации рассматриваемых гранитных комплексов. Значения указанных характеристик заметно увеличиваются от биотитов, гранитов ранних фаз к заключительным фазам и субфазам. Вместе с тем биотиты рудоносных гранитов различных регионов обладают некоторыми отличительными особенностями. Так, биотиты докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья отличаются очень высоким коэффициентом железистости (97–98) и повышенным содержанием окиси лития (0,10–0,42 до 0,85%). В то же время биотиты вольфрамоносных верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана (акчатауский комплекс) характеризуются относительно высоким содержанием магния, резко отличающим их от биотитов оловоносных гранитоидов других регионов.

Биотиты верхнепалеозойских гранитоидов Западного Узбекистана отличаются значительно меньшим количеством фтора и редких щелочей, по сравнению с одноименными минералами других рассмотренных в статье регионов. Отмеченные отличия объясняются как условиями формирования рассматриваемых гранитоидов (полнотой процессов дифференциации, глубиной формирования и др.), так и составом субстрата, из которого образовалась палингенная гранитная магма того или иного региона.

2. Биотиты являются чуткими индикаторами условий, в которых происходило формирование гранитоидов. Изучение химического состава биотитов, их железистости и ряда других параметров, наряду с геологическими, петрографическими и петрохимическими особенностями гранитов, позволяют выяснить условия, в которых происходило формирование гранитоидов.

3. Приведенные фактические материалы подтверждают и развивают сделанные нами и другими исследователями выводы о том, что биотиты являются индикаторами рудоносности гранитоидов. Биотиты рудоносных оловоносных, танталоносных и вольфрамоносных гранитоидных комплексов характеризуются повышенным количеством рудных элементов, содержание которых увеличивается в гранитах заключительных фаз и субфаз. На примере Северного Приладожья, одного из районов Дальнего Востока и Сарыджазского района Киргизии видно, что в биотитах оловоносных гранитоидов наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием олова и фтора.

Повышенное содержание рудных элементов в биотитах, кристаллизующихся в магматическую стадию, и наличие в них микровключений касситерита, колумбита, стрюверита и других рудных минералов, являющихся главными концентраторами олова и тантала в слюдах, свидетельствуют о магматической природе олова и тантала.

Редкометалльная, оловянная и вольфрамовая минерализация ассоциирует во времени и пространстве с гипабиссальными, обогащенными летучими, в частности фтором, гранитоидными комплексами. В процессе формирования этих комплексов были широко проявлены процессы дифференциации, в том числе и эманационной, которые привели к образованию субщелочных, богатых калием, гранитов заключительных фаз и субфаз, обогащенных летучими и рудными элементами. Редкометалльная, оловянная и вольфрамовая минерализация грейзеновой и кварцевой формаций связаны обычно с этими гранитами генетически, в то время как оловянная минерализация касситерит-силикатной формации является дериватом глубинного остаточного магматического расплава, насыщенного летучими и рудными элементами.

4. В отличие от биотитов рудоносных гранитов биотиты нерудоносных гранитов характеризуются более низким коэффициентом железистости, значительно меньшим количеством летучих компонентов, редких щелочей и рудных элементов. Таким образом, по составу биотитов и содержанию в них летучих и рудных элементов можно, наряду с другими фактами, судить о потенциальной рудоносности гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА

- Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Д., Сабельников С.Е., Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части южного Тянь-Шаня. Изд-во "Илим", Фрунзе, 1973.
- Баймухамедов Х.Н. Магматизм Зарабулак-Зиаэтинских гор в связи с рудоносностью. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.
- Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Малышева Т.В., Бобр-Сергеев А.А. Исследование формы нахождения олова в биотите и алюмосиликатном стекле методом мессбауэровской спектроскопии. — Геохимия, 1970, №6.
- Булах А.Г. Руководство и таблица для расчета формул минералов. Изд-во "Недра", 1967.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород. — Геохимия, 1962, №7.
- Горяева В.С. Сравнительная петрологическая характеристика гранитоидных плутонов Калдырма, Кенестас, Курпетай. Автореф. канд. дисс., Алма-Ата, 1969.
- Ежов А.И. Гранитоиды Шалгинского района. Изд-во "Наука", М., 1964.
- Залашкова Н.Е., Сырицо Л.Ф. Эволюция химизма слюд в процессе постмагматического метасоматоза в гранитах. — В кн.: Проблемы метасоматоза, Л., 1969.
- Коренбаум С.А., Валуй М.Ф., Стрижкова А.А. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитных массивов Приморья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1973, №5.
- Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, №4.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Литий-фтористый кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. — Ежегодник Сиб. ГЕОХИ, Иркутск, 1970.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, №3.
- Павловский А.Б., Маршукова Н.К. Особенности бериллий-вольфрам-оловянных месторождений скарново-рудного комплекса. — Труды ВИМСа. Изд-во "Недра", 1971, вып. 5.
- Перекалина Т.В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Изд-во ЛГУ, 1966.
- Руб М.Г. Флюоритсодержащие шаровые лавы как показатели богатства магмы летучими. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, №1.
- Руб М.Г., Руб А.К., Лосева Т.И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, №10.
- Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Хазов Р.А., Хазова В.И. Докембрийские оловяносные граниты Северного Приладожья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1974, №4.
- Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Изд-во "Наука", 1973.
- Чирвинский П.Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков, 1953.
- Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Изд-во АН УзССР. Ташкент, 1969.
- Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.
- Щерба Г.Н., Алексеева Л.К., Малькова Р.Н., Митрофанская С.Н. Геотектогены Казахстана и редкометальное оруденение. т. II, Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1973.
- Burnham C.W., Jans R.H. A method for determination the solubility of water in silicate melts. — Amer. J. Sci., 1962, N 10, 262.
- Heinrich E.W. Studies in the mica group; the biotite — phlogopite series. — Amer. Sci., 1946, 244, 836.

- Stemrock M., Sulceck K.Z. Geochemical profile through an ore-bearing lithium granite. - *Econom. geol.*, 1979, 64.
- Tischendorf G., Friese G., Schindler R. Die Dunkelglimmer der westerzgebirgisch - vogtländischen Granite und ihre Bedeutung als petrogenetisch und metallo-genetische Indikatoren. - *Geologie*, Jahrgang, 18, Hf 4, 9, 1969.
- Wyllie P.J., Tuttle O.F. Experimental investigation of silicate system containing two volatile components. The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O , on the melting temperatures of albite and granites. - *Amer. J. Sci.*, 1961, 259, N 2.
- Yoder H.S., Eugster H.P. Phlogopite synthesis and stability range. - *Gechim. Cosmochim. Acta*, 1954, 6, 157.

О МЕСТЕ МОЛИБДЕНОВОГО И МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ИНТРУЗИВНОМ ПРОЦЕССЕ (НА ПРИМЕРЕ КАДЖАРАНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Выяснение положения оруденения в магматическом процессе важно не только в прикладных поисково-разведочных целях, но и имеет большое теоретическое значение, поскольку в некоторой степени позволяет подойти к вопросу об источниках минералообразующих растворов.

На основании новых данных о взаимоотношениях дайковых пород с рудными жилами, детального петрографического изучения собранного материала и результатов изучения газово-жидких включений нами сделана попытка уточнить место медного и молибденового оруденения на Каджаранском месторождении.

Каджаранское рудное поле (Армения) расположено в северо-восточной части Мегринского плутона, сложенного интрузивными породами нескольких фаз внедрения: 1) габбро, 2) монзониты, 3) граносиениты и банатиты, 4) гранодиориты и граниты (Мкртчян и др., 1969). Основное медно-молибденное оруденение локализовано в меланократовых монзонитах. Размещение оруденения контролируется системами трещин, оперяющих региональный Дебаклинский разлом. К.А. Карамян и А.С. Фарамазян (1960) выделяют кварц-магнетитовую, кварц-полевошпатовую, кварц-молибденитовую, кварц-халькопирит-молибденитовую, кварц-халькопиритовую, кварц-пиритовую, кварц-сфалерит-галенитовую, карбонатную, халцедоновую и гипс-ангидритовую последовательные стадии минерализации.

В настоящее время, анализируя геологические материалы по Мегри-Ордубадскому району, достаточно определенно можно говорить о том, что медно-молибденная минерализация накладывается на все интрузивные фазы Мегринского плутона, включая гранодиориты и граниты, но масштабы ее проявления различны. Во всех случаях в пределах рудных полей наблюдается пересечение даек аплитов медно-молибденовыми жилами и прожилками.

Вопрос о взаимоотношении оруденения с послеаплитовыми дайковыми породами, широко развитыми в районе, остается дискуссионным.

П.С. Саакян и др. (данные 1941 г.) на основании наблюдаемых соотношений считали дайки на Каджаранском месторождении пострудными. С.С. Мовсисян (данные 1944 г.) и С.С. Мкртчян (данные 1945 г.), учитывая пересечения некоторых даек кварц-молибденитовыми прожилками, относили их к дорудным. М.П. Исаенко (данные 1953 г.),

изучая дайковые породы месторождения, выделила дорудные диорит-порфиры и пострудные гранодиорит-порфиры, внедрившиеся, по ее мнению, после основных продуктивных стадий, но до полиметаллической. В результате детального исследования рудного поля С.С. Мкртчян, К.А. Карамян и Т.А. Аревшатян (1969) предложили следующую последовательность формирования дайковых пород, развитых в изучаемом районе: единиты → малхиты, спессартиты → минетты → диорит-порфиры → гранодиорит-порфиры I этапа внедрения, мелкозернистые → гранодиорит-порфиры II этапа внедрения, крупнозернистые → керсантиты → авгитовые минетты. Дайки аплитов и пегматиты те же авторы связывают со II и IV интрузивными фазами, а дайки единитов, малхитов, спессартитов и минетт — со II фазой. Остальные дайки рассматриваются ими как самостоятельные малые интрузивы, с которыми парагенетически связано медно-молибденовое и полиметаллическое оруденение. Ю.Т. Сухоруков (данные 1972 г.) единиты и спессартиты также относит к малым интрузиям и разделяет последние на три группы: 1) спессартиты, единиты, диорит-порфиры, малхиты; 2) гранодиорит-порфиры I и II генераций; 3) керсантиты, вогезиты и минетты.

Наиболее полные сведения о взаимоотношениях даек с рудными прожилками приведены в работе С.С. Мкртчяна и др. (1969). По их наблюдениям дайки микромонзонитов, монзонит-порфиров и аплитов пересекаются кварц-молибденитовыми прожилками, а ксенолиты аплитов встречены в дайке гранодиорит-порфиров II этапа. Эти авторы делают вывод о дорудном возрасте дайковых пород и считают, что, в связи с особенностями физико-механических свойств последних, они явились своеобразными экранами для рудных жил и прожилков. Таким образом ими объяснены факты тупого обрывания рудных прожилков у контактов даек.

Авторы данной статьи не занимались изучением соотношений даек и оруденения в пределах других рудных полей Мегринского плутона, а изучили лишь дайки Каджаранского рудного поля, обратив особое внимание на дайки, вскрываемые карьером. Здесь обнаружено два типа дайковых пород — олигоклазовые кварцевые диориты, не отмечаемые в работах других исследователей, и дайки гранодиорит-порфиров, описанные в литературе как дайки гранодиорит-порфиров II этапа внедрения. Наиболее интересной для решения вопроса о месте в интрузивном процессе молибденового и медного оруденения оказалась дайка олигоклазовых кварцевых диоритов в восточном борту карьера. Прослеженная по простиранию на расстоянии 40 м, эта дайка обнаруживает переменную мощность от 15–20 см до 1,5–2 м и пересечена со смещением дайкой гранодиорит-порфиров (рис. 1). По своему простиранию дайка олигоклазовых кварцевых диоритов пересекает монзониты и содержит обломки этих пород. Наибольшее количество обломков наблюдается в зоне дробления, где дайковый материал является цементом своеобразной брекчии. Среди обломков в дайке встречены пегматоидные образования монзонитов, кварц-полевошпатовые метасоматиты, каолинизированные монзониты и обломки кварц-молибденитовых жил (рис. 2, а, б). Олигоклазовые кварцевые диориты не только



Рис. 1. Пересечение дайки олигоклазовых кварцевых диоритов (1) дайкой гранодиорит-порфиров (2)

содержат обломки кварц-молибденитовых жил, но и найдены соотношения, где кварц-молибденитовые жилы пересекаются ими (рис. 2, в). Вместе с тем, в дайке в отдельных участках отмечается густая вкрапленность халькопирита. Размер халькопиритовых зерен достигает 0,5 см в диаметре. Олигоклазовые кварцевые диориты пересечены халькопиритовыми прожилками, а также прожилками более поздних стадий.

Олигоклазовые кварцевые диориты не обладают закаленными эндо-контактами в отличие от даек гранодиорит-порфиров. Они мелкозернисты, слабо порфировидны в участках, где мощность дайки более 15 см и тонкозернисты, если цементируют брекчированные участки. Количественно-минеральный состав этих пород приведен в табл. 2. В порфировидных выделениях обычен плагиоклаз, редко кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка. Последняя целиком замещена вторичными минералами. Главными минералами в кварцевых диоритах являются: плагиоклаз (олигоклаз до № 16), кварц, биотит, второстепенными роговая обманка, кали-натровый полевой шпат, магнетит, апатит, циркон, рутил, вторичными биотит, эпидот, хлорит, карбонат, халькопирит. Распределение минералов неравномерное, величина зерен изменчивая. Плагиоклаз в порфировидных выделениях наблюдается, как в виде отдельных кристаллов, так и гломеропорфировых скоплений, другие минералы в виде отдельных кристаллов. Наиболее неравномерно в породе распределен биотит, часть его развивается по роговой обманке вкрапленников и по основной массе породы. В отдельных участках устанавливается широкое развитие халькопирита, в виде крайне неправильных по форме зерен, с сохранением в них реликтов плагиоклаза и кварца. Развитие халькопирита отмечается и вдоль обломков кварц-молибденитовых жил, где он присутствует не только вдоль контактов ксенолитов, но и по трещинкам в них (рис. 2, г, д). В этих участках количество халькопирита заметно увеличивается и в кварцевых диоритах.

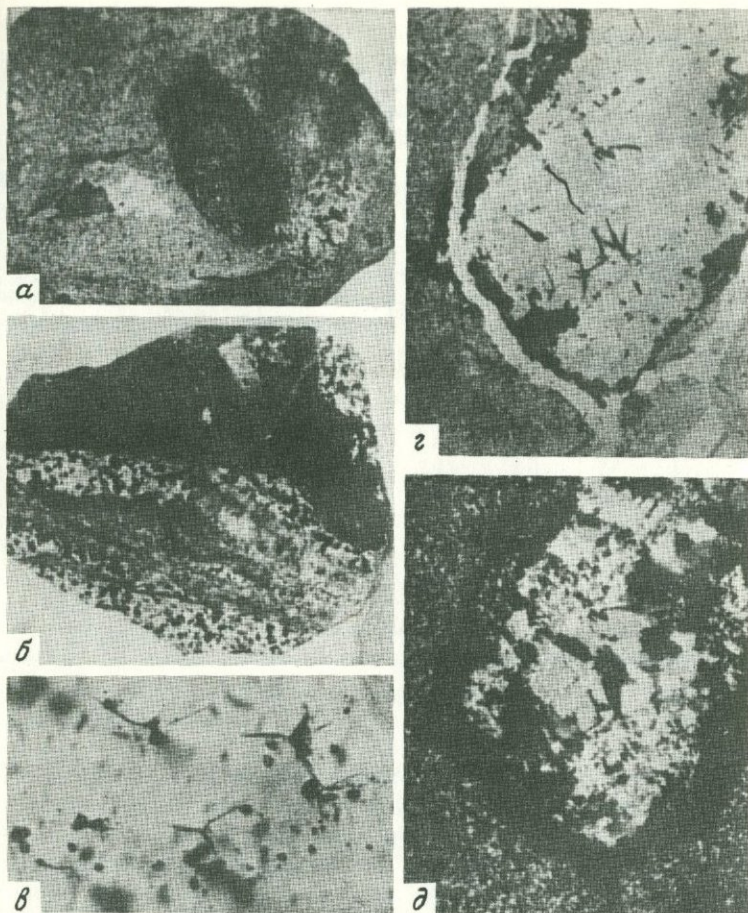


Рис. 2. Типы ксенолитов в дайке олигоклазовых кварцевых диоритов и особенности газовой-жидких включений в ксенолите рудного кварца

а — ксенолиты монзонитов, роговиков и жильного кварца с молибденитом в лейкократовых олигоклазовых кварцевых диоритах; б — пересечение кварц-молибденитовой жилы олигоклазовым кварцевым диоритом и наличие в последних ксенолитов жильного кварца с молибденитом и монзонита; в — взорванные газовой-жидкие включения в ксенолите жильного кварца с молибденитом из олигоклазовых кварцевых диоритов. Увел. 320, без анализатора; г, д — ксенолит жильного кварца с молибденитом в олигоклазовых кварцевых диоритах. Молибденит (удлиненные чешуйки) наблюдается только в жильном кварце. Халькопирит (неправильной формы зерна) развивается как в ксенолите, так и кварцевых диоритах дайки. Шлиф 1-62-71, увел. 4,5,г) без анализатора; д — с анализатором

Микроскопическое изучение обломков кварц-молибденитовых жил показало, что этот кварц отличается от неизмененного первичного кварца кварцевого диорита. Кварц в ксенолитах обнаруживает гранобластную структуру, обусловленную дроблением и перекристаллизацией, проявившейся преимущественно вдоль эндоконтактов и по трещинкам

Номер шлифа	Минералы						
	плаггиоклаз (в том числе в порфировидных выделениях)		кали-натровый полевой шпат	кварц	биотит	рудный апатит, циркон	роговая обманка
						Кварцевые диориты,	содержащие
2/72-1	70,3	4,1	3,4	9,1	11,1	2,9	—
2/72-2	64,0	3,0	1,8	14,4	12,6	0,3	—
						в том числе	
						0,2 халькопирит	
3а/72	69,1	8,4	6,7	14,4	9,1	0,3	—
4/72	76,1	5,8	5,5	13,1	2,1	1,6	—
						Невадитовые гранодиорит-порфиры	
63/72-1	38,4	—	—	6,8	1,0	0,1	0,7
63/72-2	20,4	—	—	2,5	4,6	0,4	6,8

*Подсчеты сделаны С.В. Ефремовой.

(рис. 2, д). Перекристаллизация в периферических частях обломков кварцевых жил привела к образованию роговиковых кайм, возникших за счет термического воздействия дайкового расплава.

Термальное воздействие дайки на обломки кварц-молибденитовых жил можно наблюдать по характеру изменения газовой жидких включений. По нашим данным, кварц этой стадии содержит в качестве первичных трехфазовые включения с фазой жидкой углекислоты. В ксенолитах кварц-молибденитовых жил такие включения практически отсутствуют, вместе с тем наблюдается большое количество взорванных включений (рис. 2, в).

Дайки гранодиорит-порфиров, пересекающие олигоклазовые кварцевые диориты по количественно-минеральному составу соответствуют невадитовым гранодиорит-порфирам (таблица). Учитывая, что их петрографические особенности уже описаны С.С. Мкртчяном и др. (1969), нами подробное их описание не приводится. Взаимоотношения даек невадитовых гранодиорит-порфиров с дайкой олигоклазовых кварцевых диоритов, а также пересечения со смещениями кварц-молибденитовых и кварц-халькопиритовых жил этими дайками и отсутствие в них оруденения свидетельствуют о пострудном по отношению к основной медно-молибденовой минерализации характере этих даек. Вместе с тем дайки невадитовых гранодиорит-порфиров пересечены поздними кварц-карбонат-полиметаллическими прожилками, халцедоном, ангидритом, гипсом.

Минералы		Результаты пересчета лейкократовой части к 100%			Название породы
вторичные (эпидот, хлорит, карбонат по роговой обманке)	основная масса	плагиоклаз	кали-натровый полевой шпат	кварц	по количественно минеральному составу**
кварц-молибденитовые		ксенолиты			
2,7		85,0	4,0	11,0	Лейкократовый кварцевый диорит
6,9		80,0	2,2	17,8	
0,4		76,6	7,3	16,1	То же
1,7		80,4	5,8	13,8	
	53,0				
	65,3				

**Классификация, рекомендованная Международным геологическим конгрессом, Монреаль, Канада, 1972.

ВЫВОДЫ

1. Молибденовая и медная минерализации, проявившиеся после даек аплитов, разделены по времени своего образования внедрением даек олигоклазовых кварцевых диоритов.

2. Послерудные стадии минерализации отделены от рудоносных внедрением даек невадитовых гранодиорит-порфиров.

3. Последовательность формирования большого количества разнообразных дайковых пород, их место в интрузивном процессе и связь с оруденением в свете новых данных заслуживает специального изучения в пределах всего Мегри-Ордубадского плутона.

4. Обнаруженные соотношения продуктивных стадий минерализации в пределах Каджаранского рудного поля подчеркивает общие закономерности положения редкометальной минерализации в магматическом процессе и оторванность его во времени от последующих стадий (медной, полиметаллической и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Карамян К.А., Фармазян А.С. О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. — Изв. АН Арм.ССР, серия геол.-геогр., 1960.
- Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатян Т.А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1969.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Мезозойская эпоха в Западном Забайкалье отличалась высокой тектонической активностью и мощным развитием магматических процессов, которые продолжались от нижнего до верхнего мезозоя.

Выделяются четыре фазы особенно интенсивного развития тектонических процессов, каждая из которых сопровождалась возникновением крупных разломов и внедрением вдоль последних интрузий гранитоидов нижнемезозойского (булуктайского) комплекса ($Tr-I_1$), средне-мезозойского малокуналейского (I_1-I_2) и гуджирского комплексов (I_3-Cr_1) и верхнемезозойского (хурай-байбинского) комплекса (Cr_{2-3}).

Разновозрастные интрузии нижнего, среднего и верхнего мезозоя приурочены в основном к одним и тем же разломам северо-восточного или северо-западного направлений. Закономерное размещение интрузий гранитоидов в пределах широкой зоны мезозойской активизации обусловлено их тесной связью с тектоническими движениями.

Среди мезозойских интрузивных комплексов значительно развиты лейкократовые граниты гуджирского комплекса, которые резко выделяются среди пород других комплексов по геолого-структурному положению, минеральному составу и геохимическим особенностям. С ними генетически связаны все известные рудопроявления редких металлов этой области.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузии лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса пользуются значительным распространением в Западном Забайкалье и особенно в бассейне р. Джиды и занимают определенное геолого-структурное положение. Большой частью они представлены небольшими телами, приуроченными к зонам разломов, развитым вдоль контактов кембрийских отложений с интрузиями нижнепалеозойских гранитоидов или вдоль осей антиклинальных складок второго порядка в кембрийских отложениях. Они распространены также вдоль зон разломов в докембрийских отложениях, в массивах нижнепалеозойских гранитоидов и в нижнемезозойских вулканогенных отложениях.

Интрузивные тела имеют небольшие размеры обычно от 0,5 до 1-3 км² и редко 10-30 км², представлены штоками, дайками, межформационными залежами.

О гипабиссальных условиях формирования интрузивных тел свидетельствуют широкое развитие в гранитах порфировидных структур, частые переходы их в гранит-порфиры и наличие в апикальных частях массивов большого количества ксенолитов пород кровли.

Среднемезозойский возраст гранитов гуджирского комплекса определен на основании прорывания ими среднеюрских осадочно-вулканогенных отложений ичетуйской свиты ($J_1 - J_2$), а сами граниты содержатся в конгломератах гузиноозерской серии нижнего мела.

Абсолютный возраст гранитов гуджирского комплекса, определенный по биотиту и валовым пробам калий-аргоновым методом, приведен в табл. 1.

Интрузии рудоносного гуджирского комплекса сложены почти исключительно лейкократовыми гранитами или гранит-порфирами, или теми

Таблица 1

Результаты определений абсолютного возраста среднемезозойского комплекса лейкократовых гранитов бассейна р. Джиды

Номер образца	Порода и место взятия проб	Минерал	Содержание		Возраст, млн. лет
			К, %	Радиогенного аргона, нг/г	
1024/59	Гранит лейкократовый, порфировидный. Первомайский гранитный массив	Биотит	6,16	0,0299	124±4
8/58	То же	"	5,57	0,0320	145±3
20 ^a /58	Гранит лейкократовый, правый берег р. Джиды к западу от д. Харацай	Биотит	6,54	0,0309	120±3
17 ^a /58	Гранит лейкократовый, порфировидный. Нижнее течение р. Джиды, падь Лаврушка	Валовая	4,05	40,7±0,8	126±6
17 ^b /58	Гранит лейкократовый, там же	Биотит	6,74	54,8±0,80	116±6
17 ^b /58	Гранит лейкократовый, падь Орцек, нижнее течение р. Джиды	Калиевый полевой шпат	6,19	53,00±1,1	122±6
175/63	Гранит лейкократовый, среднезернистый. Нижнее течение р. Джиды, падь Шека (Орцек)	Валовая	4,76	41,8±0,8	125±4
607/72	Гранит лейкократовый, порфировидный, падь Лаврушка	Валовая	4,13±0,05	34,0±0,7	118±6

и другими вместе. Эти породы обладают характерными признаками, позволяющими отличить их от более ранних гранитов.

Главные минералы лейкократовых гранитов и гранит-порфиров — кварц, микроклин и плагиоклаз. В небольших количествах содержатся биотит и мусковит (табл. 2).

Кварц образует крупные округлые или неправильные зерна с сильно корродированными краями. Микроклин представлен хорошо сохранившимися крупными кристаллами таблитчатой формы, нередко имеющими разъеденные, зазубренные контуры. Плагиоклаз представлен идиоморфными удлиненно-призматическими зернами альбита № 5—7, нередко включенными в микроклин, в стыке с которым они корродированы и содержат вроски мирмекита. Биотит образует редкие мелкие листочки с включениями зерен циркона и тонких игл сагениита.

Породы отличаются очень свежим обликом, в них слабо развиты или полностью отсутствуют вторичные образования. Структура пород определяется ясным идиоморфизмом зерен плагиоклаза по отношению к микроклину и кварцу, наличием выделений зерен первой и второй генерации. Намечается такая последовательность кристаллизации зерен первой генерации: плагиоклаз—биотит—микроклин—кварц.

По химическому составу лейкократовые граниты и гранит-порфиры Гуджирского комплекса резко отличаются от палеозойских и нижнемезозойских гранитоидов (табл. 3). Они представляют ультракислые породы с высоким содержанием кремнезема (71—74%), глинозема (13—15%) и щелочей (8—9%) и очень незначительным содержанием окислов железа, магния и кальция. В гранитах всех массивов K_2O преобладает над Na_2O . Преобладание K_2O над Na_2O в молибденсодержащих гранитах отмечается также В.Т. Покаловым (1972). Характерной особенностью этих гранитов является резко повышенное содержание в них F, S, P_2O_5 и H_2O , что указывает на богатство исходной магмы летучими компонентами, а также на их концентрацию в апикальных частях интрузивов.

Таблица 2

Количественно-минеральный состав гранитов, объемн. %

Минералы	Хасуртгыйский массив, обр. 10	Первомайский массив обр. 258	Долон-Модонский массив обр. 14	Чамуртайский массив, обр. 8	Булукуттайский массив, обр. 564	Лаврушинский массив, обр. 779
Кварц	23,68	31,86	17,56	35,59	31,32	40,90
Микроклин	41,57	36,54	53,09	31,90	29,53	39,73
Альбит-олигоклаз	29,98	28,06	28,43	30,4	37,91	13,64
Биотит	3,66	0,23	0,88	2,11	0,10	2,05
Мусковит	0,56	2,62	—	—	0,76	1,67
Сфен	—	—	—	—	—	—
Апатит	0,17	—	—	0,39	—	1,09
Магнетит	0,38	0,05	0,04	—	0,38	0,60
Флюорит	—	0,54	—	0,27	—	0,32

Таблица 3

Химический состав гранитов и гранит-порфиров гуджирского интрузивного комплекса

Компоненты	Гранит, обр.554	Гранит- порфир, обр.248	Гранит- средне- зернистый, обр.10	Гранит- порфиро- видный, обр.14	Гранит, обр.536	Гранит, обр. 779/ 55	Гранит, обр. 764/55	Гранит, обр. 175/63
SiO ₂	74,75	71,48	72,32	74,30	71,52	74,40	73,74	74,60
TiO ₂	0,12	0,09	0,18	0,11	0,21	0,06	0,09	0,08
Al ₂ O ₃	13,09	13,81	14,92	14,09	14,83	14,80	14,40	14,17
Fe ₂ O ₃	0,62	1,92	1,60	0,31	2,43	0,56	0,38	0,22
FeO	0,25	—	—	0,18	0,41	0,22	0,58	0,75
MnO	0,04	0,01	0,02	Следы	0,04	Следы	0,016	0,13
MgO	0,15	Следы	0,46	0,12	0,39	0,10	0,92	0,03
CaO	0,83	1,56	0,08	0,19	0,91	0,94	0,83	0,93
Na ₂ O	3,60	3,26	3,74	5,92	4,39	4,59	4,26	5,22
K ₂ O	4,70	5,80	5,28	3,56	4,32	3,96	4,95	3,58
P ₂ O ₅	—	0,06	0,14	0,23	0,15	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,09	0,26	0,18	0,16	0,19	0,06	0,13	0,23
H ₂ O ⁺	1,22	0,34	0,82	0,11	0,58	0,58	0,11	0,33
CO ₂	—	Следы	Следы	—	—	—	—	—
S	—	1,46	—	0,05	—	—	—	—
F	0,44	0,20	0,13	—	—	—	—	—
П.п.п	—	—	—	0,60	—	—	—	—
Сумма	99,90	100,25	99,87	99,93	99,79	100,27	100,40	100,24

- Обр. 554 — Первомайский массив. Анализ взят из отчета М.В. Бесовой и Т.В. Буткевич за 1938 г.
- Обр. 248 — Первомайский массив. Аналитик Л.Б. Тумилович.
- Обр. 14 — Долон-Модонский массив. Аналитик О.П. Острогорская
- Обр. 536 — Булуктайский массив. Аналитик А.Н. Разживина
- Обр. 10 — Хасуртыйский массив. Аналитик Л.Б. Тумилович.
- Обр. 779/55 — Лаврушинский массив. Аналитик В. Некрасова
- Обр. 764/55 — Дабатский массив. Аналитик А. Петрова
- Обр. 175/63 — Орцекский массив. Аналитик О.Г. Унанова

По химическому составу гуджирские граниты близки гранит-аплитам (табл. 3), от которых отличаются меньшим содержанием кальция, и аляскитам, от которых несколько отличаются повышенными содержаниями железа, магния и кальция.

Они характеризуются также комплексом разнообразных акцессорных минералов и геохимическими особенностями, подтверждающими образование их из специфичной магмы. В составе акцессорных минералов присутствуют: апатит, сфен, циркон, монацит, гематит, анатаз, турмалин, флюорит, ортит, тантало-ниобаты, магнетит, пирит, молибденит, гюбнерит, шеелит. Наиболее распространены флюорит и пирит, составляющие 30—50% от общего количества акцессорных минералов.

Таблица 4

Химический состав жильных пород первого этапа, вес. %

Компоненты	Гранит-порфир, обр. 116	Кварцевый порфир, обр. 176	Аплит обр. 553	Порфиоровидный аплит, обр. 503 ^a
SiO ₂	66,92	76,91	75,98	72,85
TiO ₂	0,20	—	0,08	—
Al ₂ O ₃	14,74	13,55	12,77	15,15
Fe ₂ O ₃	2,70	0,66	0,34	0,04
FeO	—	0,29	0,14	0,14
MnO	0,02	0,02	0,03	—
MgO	0,58	0,28	0,13	0,20
CaO	1,52	0,86	0,81	1,03
Na ₂ O	3,60	3,45	3,04	4,97
K ₂ O	5,70	2,48	5,62	4,44
P ₂ O ₅	0,20	—	—	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,12	0,48	0,06	0,17
H ₂ O ⁺	0,80	0,97	0,80	0,06
CO ₂	0,78	—	—	—
S	1,78	—	—	0,40
F	0,59	—	0,40	0,14
B ₂ O ₃	—	—	—	0,10
Сумма	100,25	99,95	100,20	99,69

Обр. 116 и 176 — Первомайский массив. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Обр. 553. Анализ взят из отчета М.В. Бесовой и Т.В. Буткевич за 1938 г.

Обр. 503^a. Анализ взят из работы М.М. Повилайтис (1957).

Сравнительное изучение акцессорных минералов из гранитоидов нижнепалеозойского и мезозойского возрастов показало, что общими для обоих комплексов являются: апатит, сфен, магнетит, циркон и пирит, причем сфен и магнетит в больших количествах содержатся в более ранних гранитах, а циркон и пирит больше развиты в мезозойских гранитах. Для гранитов гуджирского комплекса характерны флюорит, молибденит, гюбнерит шеелит, тантало-ниобаты. Содержание акцессорных минералов последней группы постепенно возрастает в жильных породах, а также в постмагматических образованиях.

Независимо от того, сопровождаются ли граниты и гранит-порфиры гуджирского комплекса рудными проявлениями или нет, они содержат в различных количествах гюбнерит, молибденит, реже шеелит, что указывает на повышенное содержание вольфрама и молибдена в этих породах. Характерной особенностью этих гранитов является наличие в ряде массивов радиоактивных акцессорных минералов.

Из акцессорных элементов для гранитов гуджирского комплекса наиболее характерны бериллий, фтор, цирконий, молибден, вольфрам, олово, свинец, медь, серебро, галлий, ниобий, ванадий, барий, стронций, литий, иттрий, скандий, торий, уран и редкие земли. Их коли-

чественные соотношения в гранитах разных фаз были подробно рассмотрены ранее Афанасьевым Л.М. (1964). Спектральные анализы биотита, полевого шпата и кварца показали, что соединения молибдена и вольфрама, несомненно, были в составе гранитной магмы еще в период кристаллизации главных магматических минералов.

По составу лейкократовые граниты гуджирского комплекса весьма близки к эвтектическим гранитам, полученным экспериментальным путем (Таттл, 1955). Точки составов лейкократовых гранитов приурочены к центру треугольника, представляющего точку тройной эвтектики в диаграмме кварц — альбит — ортоклаз. Такой состав гранитов и строгая последовательность выделения порообразующих минералов в них свидетельствуют о кристаллизации гранитов из магматического расплава.

Большие количества летучих компонентов, содержащиеся в магматическом расплаве, способствовали кристаллизации гранитов близких к эвтектическим. Это подтверждается и геолого-структурными условиями формирования гранитов. Они закономерно приурочены к зонам разломов, в которых слагают цепочки трещинных интрузий, различающихся только размерами и формами тел, зависящими от интенсивности дробления пород.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузии лейкократовых гранитов и гранит-порфиров сопровождаются большим количеством даек различного состава, широко развитых как во вмещающих породах, так и в пределах самих интрузивов.

Среди жильных пород выделяются в возрастном порядке от ранних к поздним: 1) гранит-порфиры, 2) кварцевые порфиры, 3) кварцевые сиенит-порфиры, 4) пегматиты, 5) аплиты, 6) бостониты, (7) меланократовые сиениты (керсантиты). Из них к первому этапу дайкообразования относятся гранит-порфиры, кварцевые порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, микрограниты, пегматиты и аплиты. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры встречаются среди пород кровли, остальные жильные породы этого этапа развиты преимущественно внутри самих гранитов.

К дайковым породам второго позднего этапа относятся бостониты и жильные меланократовые сиениты. Они развиты как внутри массивов, так и во вмещающих породах.

Генетическая связь перечисленных дайковых пород с интрузиями лейкократовых гранитов гуджирского комплекса доказывается, главным образом, тесной пространственной связью их с этими интрузивами, а также некоторыми особенностями минерального состава.

Следует отметить, что часто устанавливается также тесная пространственная связь дайковых пород и рудных жил. В частности, это наблюдается в пределах рудных полей Холтасонского и Булуктайского месторождений, где многие кварцевые жилы следуют вдоль тех же трещин нарушений, к которым приурочены дайки.

Гранит-порфиры пользуются значительным распространением и представляют собой массивные светло-розовые и светло-серые породы с

крупными вкрапленниками прозрачного серого кварца и розовато-белого полевого шпата. Они обладают отчетливо выраженной порфировой структурой и большим количеством вкрапленников (от 25 до 50% объема породы) и плотной основной массой. Вторичные изменения выражены крайне слабо. Вкрапленники представлены крупными идиоморфными зернами кварца и таблитчатыми зернами микроклина и альбита № 5–7. Основная масса состоит из тех же минералов. Структура ее микрогранитовая, гранофировая.

Кварцевые порфиры отличаются от гранит-порфиров только более мелкозернистым строением.

Пегматиты встречаются довольно часто в Первомайском, Булуктайском, Лаврушинском массивах и реже в других. Дайки пегматитов расположены как в гранитах, так и в породах кровли. Пегматиты представляют собой светло-серые породы, состоящие из крупных кристаллов микроклина и кварца.

Дайки аплитов одинаково часто встречаются среди лейкократовых гранитов и в породах кровли, вблизи контакта последних с интрузивами.

Жильные породы первого этапа отличаются от лейкократовых гранитов интрузивной фации большим содержанием калиевого полевого шпата, кварца и аксессуарных минералов. С этим связаны повышенные содержания кремнезема и щелочей и пониженные — железа и магния по сравнению с лейкократовыми гранитами (табл. 4). Жильные породы первого этапа характеризуются теми же аксессуарными элементами, что и граниты интрузивной фации, но в более повышенных количествах. По вещественному составу эти породы являются продуктами дифференциации остаточной магмы в глубоких участках интрузивных тел.

Жильные породы второго этапа, сопровождающие интрузии гуджирского комплекса, также пользуются значительным распространением. В порядке последовательности внедрения от ранних к более поздним выделяются: сиенит-порфиры, бостониты и меланократовые сиениты (керсантиты). В отдельных массивах встречаются спессартиты.

Главными минералами этих пород являются альбит и калиевый полевой шпат. В сиенит-порфирах и сиенитах присутствуют биотит и кварц. В бостонитах содержатся арфедсонит и эгирин.

Так же как и для жильных пород первого этапа, для жильных пород второго этапа характерно высокое содержание щелочей и летучих компонентов (табл. 5).

Сиенит-порфиры близки по химическому составу к среднему типу щелочных сиенитов. От гранитов интрузивной фазы они отличаются меньшим содержанием кремнезема, вместо которого повышается содержание щелочей, алюминия, магния и кальция.

Бостониты по сравнению с сиенит-порфирами характеризуются более высоким содержанием щелочей (10–12%), глинозема (17–18%), окислов железа, магния и кальция и появлением в них щелочных минералов — эгирина и арфедсонита. По химическому составу они близки к среднему типу бостонита, от которого отличаются повышенным содержанием окислов железа, кальция и соответственно более мелано-

Таблица 5

Химический состав жильных пород второго этапа Первомайского массива, вес. %

Компоненты	Сиенит-порфир, обр. 179	Бостонит, обр. 32	Меланократо- вый сиенит, обр. 11	Меланократо- вый сиенит, обр. 269
SiO ₂	54,86	60,72	56,44	56,50
TiO ₂	1,07	0,24	0,73	0,68
Al ₂ O ₃	17,85	17,40	17,54	18,25
Fe ₂ O ₃	3,99	6,23	4,49	4,89
FeO	3,66	—	2,42	1,57
MnO	0,15	0,12	0,15	0,06
MgO	2,94	0,40	2,70	2,27
CaO	3,18	1,53	3,92	2,10
Na ₂ O	4,43	5,27	4,24	4,84
K ₂ O	6,15	5,59	4,83	6,02
P ₂ O ₅	0,53	0,13	1,23	1,40
H ₂ O ⁻	0,18	—	0,16	0,56
H ₂ O ⁺	0,85	0,84	0,56	0,76
CO ₂	—	0,75	0,25	Следы
S	0,13	0,76	—	—
F	—	0,76	0,48	0,53
Сумма	99,97	100,74	100,14	100,43
Аналитик	О.А. Алексе- ева	Л.Б. Туми- лович	О.П. Остро- горская	К.П. Соко- ва

Абсолютный возраст бостонитов и меланократовых жильных сиенитов, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР, равен 134–125 млн. лет, т.е. они имеют такой же возраст, как и лейкократовые граниты интрузивной фазы, абсолютный возраст которых равен 145–124 млн. лет (см. табл. 1).

кратовым характером, хотя часто встречаются разновидности, бедные цветными компонентами.

Меланократовые сиениты по содержанию кремнезема (56–60%), глинозема (17–18%) и щелочей (10%) близки к бостонитам, но отличаются от них повышенными содержаниями окислов железа, магния и кальция, вошедшими в состав биотита, эпидота и плагиоклаза. От среднего типа сиенитов меланократовые сиениты отличаются меньшими содержаниями окислов магния, кальция и щелочей и занимают промежуточное положение между ними и бостонитами. Таким образом, по химическому составу бостониты и жильные сиениты представляют близкие породы, что указывает на формирование их из общего магматического очага.

Жильные породы второго этапа также характеризуются повышенным содержанием акцессорных минералов — апатита, магнетита, циркона и флюорита, что, несомненно, указывает на высокое содержание в магме летучих компонентов.

В этом разделе мы рассмотрим главным образом вопросы геологического положения и генетических связей месторождений и рудопроявлений молибдена и вольфрама с среднемезозойскими лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами гуджирского комплекса.

В последнее время в бассейне р. Джиды молибденовые рудопроявления открыты во многих пунктах.

Они, как правило, пространственно приурочены к массивам лейкократовых гранитов гуджирского комплекса и располагаются либо непосредственно в самих гранитах, либо находятся в зонах их экзоконтактов, на расстоянии 0,1—2 км от контактов с интрузивом. Внутри массивов месторождения и рудопроявления располагаются преимущественно в их эндоконтактных частях, непосредственно вблизи контактов, захватывая часто и зоны экзоконтактов. Почти около каждого из интрузивов лейкократовых гранитов гуджирского комплекса установлены проявления молибденового или молибден-вольфрамового оруденения, следовательно, сами лейкократовые граниты и гранит-порфиры являются важнейшим поисковым признаком при проведении поисковых работ на молибден и вольфрам в Западном Забайкалье.

Интрузии лейкократовых гранитов в период охлаждения магмы и после ее консолидации неоднократно подвергались тектоническому воздействию, местами интенсивно разбиты сетью крупных и мелких трещин нарушений, заполненных жильным кварцем с рудными минералами, в результате чего образовались обособленные кварцевые жилы и участки оруденения штокверкового типа. Кварцевые жилы наблюдаются во всех месторождениях и рудопроявлениях.

Оруденение штокверкового типа, как правило, отличается крупными масштабами. Молибденовое оруденение развито в гранитах и гранит-порфирах гуджирского комплекса.

Вольфрамовое оруденение этого типа развито в палеозойских кварцевых диоритах, вмещающих месторождения. В некоторых месторождениях штокверковые руды развиты в брекчированных роговиках, слагающих ксенолиты трубчатой формы. В сечении штокверковые участки в основном имеют удлиненную форму и вытянуты в направлении зоны разломов. В участках со штокверковым оруденением граниты и гранит-порфиры, а также кварцевые диориты и роговики пронизаны в различных направлениях сетью тонких трещин (мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров), заполненных кварцевыми прожилками, которые содержат молибденит или гюбнерит, или оба минерала вместе. Густота сети прожилков постепенно уменьшается к краевым частям штокверка. Вмещающие молибденовые месторождения гранит и гранит-порфиры часто, кроме кварцевых прожилков с молибденитом, содержат также мелкую вкрапленность молибденита в виде неправильных участков. Весьма тонкая вкрапленность молибденита развита и во вмещающих ороговикованных сланцах.

Многочисленные молибденовые рудопроявления бассейна р. Джиды характеризуются весьма близким минеральным составом. Главным

рудным минералом кварц-молибденитовых жил и прожилков является молибденит, вместе с которым присутствует в значительных количествах мусковит и флюорит, в единичных кристаллах — пирит и другие минералы. Халькопирит, гематит и сфалерит встречаются лишь в виде примесей.

В кварц-гюбнеритовых жилах и прожилках развит в основном гюбнерит в виде неравномерно распределенных скоплений и гнезд пластинчатых кристаллов и неправильных зерен различного размера. Оруденение распределено в общем неравномерно. Наряду со сравнительно бедными участками наблюдаются участки, весьма обогащенные гюбнеритом, иногда даже представляющие собой чистую штуфную руду.

Изучение взаимоотношений кварц-молибденитовых жил с дайками некоторых жильных пород указывает на весьма тесную связь молибденового оруденения с процессами формирования интрузий лейкократовых гранитов как в пространстве, так и во времени. Образование кварц-молибденитовых жил и прожилков происходило одновременно с внедрением даек микрогранитов и аплитов, о чем свидетельствует пересечение кварц-микроклиновых жил дайками микрогранита и аплита, которые в свою очередь пересекаются кварц-молибденитовыми прожилками. Последние по данным И.П. Кушнарева (1947), М.М. Повилайтис (1957), В.И. Игнатовича (1961) и исследованиям авторов пересекаются дайками меланократовых сиенитов (керсантитов) и спесартитов, чем вполне определенно устанавливается наличие перерыва между отложением молибденовых и вольфрамовых руд. Почти полное отсутствие марганцевых минералов в кварц-молибденовых жилах Первомайского рудного участка также подчеркивает разобщенность молибденовой и вольфрамовой минерализации.

Следует отметить существование тесной пространственной связи поздних дайковых пород (второго этапа) и кварц-гюбнеритовых жил. Кварц-гюбнеритовые жилы отложились после внедрения даек бостонитов и меланократовых сиенитов (керсантитов), которые на контакте с ними сильно изменены гидротермальными процессами и превращены в березиты и кварц-серицитовые породы. Они следуют вдоль тех же трещин скола, к которым приурочены дайки бостонитов и жильных сиенитов. Тем самым устанавливается тесная связь дайковых образований комплекса лейкократовых гранитов и рудных процессов не только в пространстве, но и во времени.

Выполнение кварцевых жил и прожилков, содержащих редкометальное оруденение, происходило почти одновременно с образованием некоторых дайковых пород (микрогранитов, аплитов, аплит-порфиров, меланократовых сиенитов), что подтверждается их взаимными пересечениями. Жильные породы гранитного состава, в свою очередь, являются поздними продуктами кристаллизации гранитной магмы.

Характерной чертой молибден-вольфрамовых рудопроявлений является присутствие молибдена и вольфрама в составе породообразующих минералов лейкократовых гранитов и жильных пород. Редкометальная минерализация на всех рудопроявлениях располагается зонально: более высокотемпературные рудопроявления расположены внутри гра-

нитных массивов, а последующие рудопроявления отлагались иногда на значительном удалении от массивов.

Важным признаком генетической связи молибден-вольфрамового оруденения с лейкократовыми гранитами является присутствие в повышенных количествах молибдена и вольфрама в главных породообразующих минералах — биотите, полевых шпатах и кварце.

Из породообразующих минералов молибден в основном концентрируется в биотитах, где содержание его достигает до 0,01%. В очень малых количествах молибден содержится также в полевых шпатах.

Постоянное присутствие рудных элементов в породообразующих минералах отмечают Л.И. Таусон (1973), И.Н. Хитаров (1969), М.Г. Руб (1970) и другие исследователи.

Этот вывод подтверждается также большим сходством их геохимических особенностей. Лейкократовые граниты, жильные породы и кварц-молибденитовые прожилки характеризуются проявлением в них интенсивной микроклинизации и значительными содержаниями флюорита и мусковита. Как граниты, так и кварц-молибденитовые жилы и прожилки отличаются высокими содержаниями кремнезема, щелочей, летучих компонентов (F , H_2O , S , P_2O_5) и некоторых акцессорных элементов.

Молибден-вольфрамовые рудопроявления, как правило, пространственно приурочены к самим массивам лейкократовых гранитов и расположены либо в самих гранитах, либо в зонах их экзоконтактов, на расстоянии 0,1–2 км от контактов.

Генетическая связь молибденового и вольфрамового рудопроявлений с интрузивами лейкократовых гранитов подтверждается их тесной пространственной связью, почти одновременным образованием некоторых дайковых пород (микрогранитов, аплитов, жильных меланократовых сиенитов) и кварцево-рудных жил, присутствием примесей молибдена и вольфрама в составе породообразующих минералов (в биотите, полевых шпатах и в кварце) гранитов и жильных пород, зональным расположением минерализации вокруг интрузивных тел.

Изучение содержания акцессорных минералов и элементов-примесей в породах различных этапов показало, что выделение молибдена, вольфрама и фтора началось еще в ранние стадии формирования гранитных массивов, но концентрация их происходила в постмагматический этап в результате деятельности гидротермальных растворов.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры южной части Западного Забайкалья представляют собой особый комплекс, богатый кремнеземом, щелочами, летучими компонентами и акцессорными элементами.

По наблюдениям авторов и других исследователей, почти все интрузии гранитов Западного Забайкалья, Восточного и Центрального Казахстана, с которыми связаны месторождения молибдена и вольфрама кварц-молибденитовой и кварц-вольфрамитовой формаций, характеризуются ультракислым составом, сходны с лейкократовыми гранитами бассейна р. Джиды, что дает основание считать такой состав гранитов и их геохимические особенности самым характерным поисковым признаком на молибденовые и вольфрамовые месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Г.В., Шаракшинов А.О., Литвиновский Г.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. "Наука", 1969.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Барсук А.М., Руб М.Г. Закономерности развития магматизма складчатых областей на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока. "Наука", 1968.
- Афанасьев Л.М. Петрохимические и геохимические особенности мезозойских гранитов бассейна р. Джиды. — Труды 2-го Совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
- Афанасьев Л.М. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье. — Материалы IV Всес. петр. сов. Баку, 1969.
- Афанасьев Л.М., Браун К.Н. О генезисе среднемезозойских гранитоидов Западного Забайкалья. Автореф. работ сотр. ИГЕМ, 1970.
- Афанасьев Л.М., Браун К.Н. Особенности петрологии и геохимии мезозойских интрузивных комплексов южной части Западного Забайкалья. — В кн.: Актуальные проблемы современной петрографии. "Наука", 1973.
- Браун К.Н. Лейкократовые граниты района низовьев р. Джиды (Бурятской АССР). — В кн.: Геология и геохимия гранитных пород. "Наука", 1965.
- Браун К.Н. Эволюция нижнемезозойского интрузивного магматизма района низовьев р. Джиды (Западное Забайкалье). Автореф. работ сотр. ИГЕМ, 1971.
- Браун К.Н., Ашихмина Н.А., Магидович Т.С. Особенности распределения аксессуарных минералов в нижнепалеозойских и мезозойских гранитоидах нижнего течения р. Джиды (Бурятская АССР). — В кн.: Аксессуарные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. "Наука", 1965.
- Дворкин-Самарский В.А. Формации гранитоидов Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ, 1971.
- Жалсабон Л.Ж., Лямина Н.А., Максимова Э.А., Скрипкина В.В., Перинова Э.П., Язмир М.М. Магматические формации Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. (Материалы конференции, посвященной 10-летию БГУ). Улан-Удэ, 1969.
- Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных пород и определение их химических типов. Изд-во АН СССР, 1941.
- Киселев А.И. Мезозойский вулканизм Западного Забайкалья. Автореф. канд. диссертации. Иркутск, 1965.
- Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклиальный магматизм в Западном Забайкалье. Автореф. докт. диссертации. Иркутск, 1970.
- Комаров Ю.В., Хренов Н.М. О природе мезозойской активизации Забайкалья. — Труды 2-го сов. по металлогении Саяно-Байкальской горной обл. Иркутск, 1964.
- Кушнарев И.П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — Труды Моск. ин-та цветных металлов и золота. — Геология и горное дело, 1947, № 16.
- Малиновский Е.Е., Игнатович В.И. Структура Инкурского вольфрамового штокверка. — Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.
- Налетов П.И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. Гестеолтехиздат, 1962.
- Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М. О размещении полезных ископаемых и геологической структуре Восточной Сибири. — Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
- Очиров Ц.О., Булнаев К.Б., Доржиев В.С., Турунхаев В.И., Цырендоржиев Ц.И. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965.
- Повилайтис М.М. Соотношение оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.

- Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. "Недра", 1972.
- Рехарский В.И. Геохимия эндогенных месторождений молибдена. "Наука", 1973.
- Смолянский Е.Н. Об основных закономерностях пространственного размещения молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, серия геол. Иркутск, 1960, № 1.
- Скобло В.М., Лямина Н.А. Новые данные к решению вопроса о возрасте и стратиграфическом расчленении петропавловской свиты. — Материалы по геол. полезн. ископ. Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1962, вып. 8.
- Таусон Л.В. Потенциальная рудоносность и рудная продуктивность гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы магматической геологии. "Наука", 1973.
- Туговик Г.И. О составе и происхождении трубчатого тела Булуктийского молибден-вольфрамового месторождения. — Изв. вузов, геол. и разв., 1959, № 11.
- Турунхаев В.И. Мало Хамар-Дабанское вулканическое поле. — В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Материалы конференции, посв. 10-летию БГУ, 1969.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Хренов П.М., Комаров Ю.Б., Бухаров Д.А. О вулcano-плутонических поясах юга Восточной Сибири. — Докл. АН СССР, 1965, 160, № 6.
- Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. "Недра", 1966.
- Tuttle O.F. L'origine de la classification des granites a la Lumiere des etudes experimentales dans le systeme $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - $-\text{H}_2\text{O}$. — Sci. de la Terre, 1955, 3.

МАГМА, ЛАВА И ПРОМЫШЛЕННЫЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Свойства вулканических пород определяются не только условиями охлаждения на поверхности, но и температурой, давлением и количеством летучих, которые характеризовали магму в магматическом очаге, на относительной глубине.

ТИПЫ МАГМ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СООТНОШЕНИЯ СИЛИКАТ—ЛЕТУЧИЙ

Магмой называют систему, состоявшую из силикатного расплава и летучей фазы. В состав летучей фазы входят вода, CO_2 , CO , H_2 , SO_3 , углеводороды, хлориды и другие газы. Наблюдения в районах действующих вулканов показали, что среди названных соединений резко преобладает вода. Количественные соотношения между силикатной частью магмы и летучими, и водой, и другими газами в пределах летучей фазы в значительной степени зависят от глубины зарождения и дальнейшей эволюции магматического расплава. Расплавы, формирующиеся на глубине 70–80 км и глубже, вероятно, обогащены такими газами, как CO_2 , H_2 и обеднены водой. По мере продвижения к поверхности роль воды в магматических расплавах возрастает, и в самых верхних горизонтах она становится преобладающей по отношению к другим соединениям летучей фазы, т.е. происходит возрастание парциального давления воды.

Так как в вулканическом процессе роль воды в составе летучей фазы весьма значительна (вода составляет свыше 80 объемных % от общей массы газа), то мы наиболее подробно остановимся на системе силикат — вода.

В зависимости от соотношения силикат — вода Уайли (Wyllie, 1971) предложил разделить все системы на четыре типа.

Типы систем силикат — вода

Тип	В твердой фазе	После полного плавления
I	Безводные минералы без пара	Сухой расплав
II	Силикатные минералы: безводные + водосодержащие	Вода входит в расплав, свободный пар отсутствует
III	Силикаты (безводные + водосодержащие) + пар	То же
IV	Силикаты (безводные, водосодержащие) + пар	Вода входит в расплав, имеется свободный пар

Расплав I типа называется безводным или сухим, система II типа относится к системам с недостатком воды без пара, система III типа — к системам с недостатком воды при наличии пара и система IV типа — к системам с избытком воды.

При полном плавлении систем II и III образуются расплавы, ненасыщенные водой, при полном плавлении системы IV типа образуются расплавы или магмы, насыщенные водой.

По всей вероятности количество систем не исчерпывается названными четырьмя типами. Возможно существование систем не только насыщенных, но и пересыщенных летучей фазой и, в частности, водой.

Количество в системе летучей фазы может определяться ее концентрацией или упругостью пара.

$$P_{\text{фл}} = P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2} + P_{\text{O}_2} + P_{\text{H}_2} + \dots + P_x$$

Как уже отмечалось, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ по мере продвижения к поверхности возрастает. Для кристаллизационных процессов важное значение имеет соотношение между P_{O_2} и $P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}}$, т.е. газами, которые определяют окислительный или восстановительный характер реакции. При установлении этого соотношения следует иметь в виду, что при высоких температурах вода находится в диссоциированном состоянии.

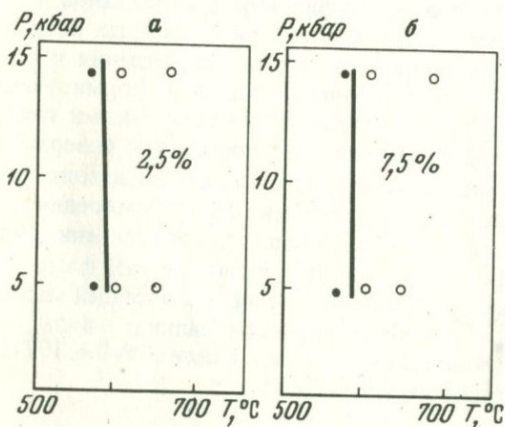


Рис. 1. Кривые солидуса мелкозернистого гранита при недостатке в системе воды
а — 2,5% H_2O ; б — 7,5% H_2O ; черные кружочки — опыты, в которых не наблюдалось плавление, светлые, в которых отмечалось плавление

Рассмотрим особенности плавления горной породы в условиях различного соотношения силикат — вода (рис. 1). С этой целью нами были проведены эксперименты (работы проводились с В.К. Марковым, Ю.Н. Рябининым). Был взят мелкозернистый гранит. Вода добавлялась в ампулу в различных соотношениях: 2,5; 5; 7,5 и 20 вес.%. Эксперименты проводились в системе поршень — цилиндр (Марков, Наседкин, Рябинин, 1973; Наседкин и др.) в герметичных ампулах (табл. 1).

Из табл. 1 и рис. 1 видно, что температура начала плавления не зависит от содержания в системе воды. Это свидетельствует о том, что пер-

Таблица 1

Результаты эксперимента в системе с недостатком H_2O

Условия опыта		H_2O , в вес. %	Характер реакции	Тип системы
P, кбар	T, °C			
5	580	20	Плавения нет	IV
5	580	7,5	То же	III
5	600	2,5	5% расплава	III
5	600	5,0	15% расплава	III
5	600	7,5	20% расплава	III
5	600	20	40% расплава	IV
15	550	7,5	Плавения нет	III
15	580	7,5	5% расплава	III
15	600	2,5	8% расплава	III
15	600	5	17% расплава	III
15	600	7,5	22% расплава	III

вые капли расплава насыщены H_2O . Разница в результатах опыта заключается в количестве жидкой фазы, образующейся при плавении. Чем больше в системе воды, тем больше жидкости, насыщенной водяным паром. С повышением температуры количество расплава увеличивается, и мы наблюдаем переход системы IV в систему III.

Данные опыты показали, что расплавы, насыщенные летучими, могут возникать практически на любых глубинах при различных содержаниях воды во вмещающих породах.

Очевидно, другое положение возникает в том случае, когда мы имеем систему типа III. В этом случае температура начала плавения будет зависеть и от температуры разложения водосодержащих минералов.

Рассмотрим несколько вариантов поведения системы силикат – вода в зависимости от соотношения твердая фаза – вода.

Вариант I. В пределах мантии Земли, где предполагаются небольшие количества воды (не более 1,5–3%), могут возникать весьма небольшие по объему количества расплавов, насыщенных летучей фазой. По-видимому, они имеют вид каплеобразных выделений в твердой тугоплавкой породе. Капли, насыщенные паром, могут мигрировать в верхние горизонты коры вдоль ослабленных зон и сливаясь образовывать крупные магматические очаги. Как было показано в экспериментах Н.И. Хитарова с сотрудниками при давлениях, соответствующих мантии Земли, с повышением температуры растворимость воды в расплаве возрастает. Если насыщенный расплав мигрирует в верхние структурные этажи, то с понижением температуры и давления растворимость может падать, и происходит отделение летучей фазы от силикатного расплава.

Вариант II. Расплав, образовавшийся в мантии Земли, не насыщен летучей фазой. Мигрируя в верхние структурные этажи, расплав способен поглощать некоторое количество воды. Этот вариант был исследован нами экспериментально. Образец помещался в условия, при которых создавались условия для миграции воды из окружающей среды в

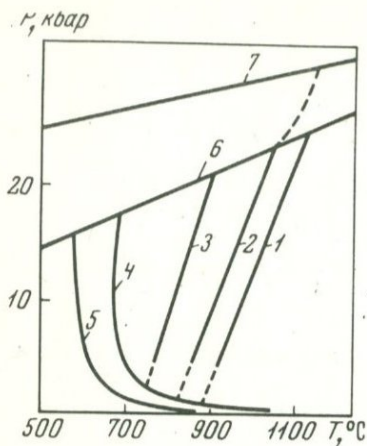


Рис. 2. Кривые ликвидуса гранита при недостатке в системе воды

1 — при 1,7% H_2O ; 2 — при 3,5% H_2O ; 3 — при 6% H_2O ; 4 — при избытке в системе воды (по Бетчеру и Уайли); 5 — кри- вая солидуса по данным тех же авторов; 6 — линия распада альбита на кварц и жаде- ит; 7 — линия перехода кварца в коэсит

расплав. В том случае, если содержание воды в образце меньше, чем в окружающей среде, происходил процесс перемещения летучих. Процесс протекал до тех пор, пока давление воды в расплаве не оказалось равным давлению воды в окружающей среде. Если в системе был избыток воды (IV тип), то образовывались раплавы, насыщенные летучей фазой.

На глубине 16 км (5 кбар) предельное содержание воды в магме кислого состава достигает 10%, на глубине 2–3 км — порядка 3–4,5%. Анализ стекол из молодых вулканических областей показал, что в них довольно часто встречаются образцы, содержащие до 1,5–3% воды. Таким образом, можно предположить, что магмы, расположенные под вулканическими аппаратами, в большинстве случаев были насыщены летучими. Насыщение магмы летучими в приповерхностных условиях могло происходить при наличии замкнутого магматического очага.

В том случае, если система носит открытый характер, летучие выделяются в направлении низких давлений, и расплав резко обедняется летучей фазой.

Рассмотрим, как влияет содержание воды в системе на температуру кристаллизации.

На рис. 2 показано положение линий ликвидуса для гранита при содержании в системе воды 1,7; 3,5 и 6%. Для липарита положение кривых ликвидуса изучено в интервале давлений 5–16 кбар, а для липарита с 3,5% воды — 5–35 кбар.

Экстраполируя полученные данные в область низких давлений, мы можем получить данные о влиянии содержания воды на температуру ликвидуса при низких давлениях, соответствующих давлениям (глубинам) вулканического очага.

В интервале давлений от 1–3 до 16 кбар все три кривые ликвидуса могут быть сопоставлены между собой. Они имеют близкий угол наклона $dP/dT = 0,09 \pm 0,05$ кбар/град. При наличии в системе избытка воды в данном интервале давлений положение кривой ликвидуса искусственного гранита близко к вертикальному.

Как видно из экспериментальных данных, температура ликвидуса зависит от содержания в системе воды. При возрастании содержания воды от 1,7 до 6% она понижается примерно на 200° . При 5–7 кбар температура ликвидуса соответственно понижается от 950 до 700° , а при 16 кбар от 1000 до 890° .

Уменьшение в системе содержания воды вызывает интенсивную кристаллизацию расплава. Приток в расплав воды, в свою очередь, приводит к обратному явлению – вкрапленники начинают растворяться. Явление растворения вкрапленников часто наблюдается в кислых эффузивах.

Полученные данные позволяют сделать вывод о температурах ликвидуса и равновесных содержаниях воды в гипотетическом очаге, расположенном на различной глубине.

На глубине 5–6 км (равновесное содержание воды 5–6%) температура ликвидуса 760 – 770° , на глубине 2,5–3 км (равновесное содержание воды H_2O 3,5–4%) температура ликвидуса 800 – 820° , а на глубине 1 км (содержание воды 1,5–1,7% H_2O) температура ликвидуса 880 – 900° .

Из фиг. 2 видно, что по мере уменьшения в системе воды интервал кристаллизации расширяется и, наоборот, увеличение в расплаве воды приводит к сужению интервала кристаллизации.

ОБЩАЯ СХЕМА КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОГО ПРОЦЕССА

Рассмотрим кристаллизационный процесс в системе силикат – вода на примере кислой магмы. Содержание воды в системе соответствует 3,5%. Кристаллизация начинается в системе, ненасыщенной летучей фазой, т.е. в системе III типа. По мере выделения кристаллической фазы, остаточная жидкость обогащается летучими, и при определенных соотношениях кристалл – жидкость происходит образование насыщенных расплавов. В условиях эксперимента (рис. 3) этот момент фиксируется по появлению газового пузырька.

Эта система относится к IV типу. Развитие кристаллизационного процесса происходит в следующей последовательности. При давлении выше 5 кбар первым кристаллизуется кварц. Если давление ниже 5 кбар первым кристаллизуется плагиоклаз. При понижении

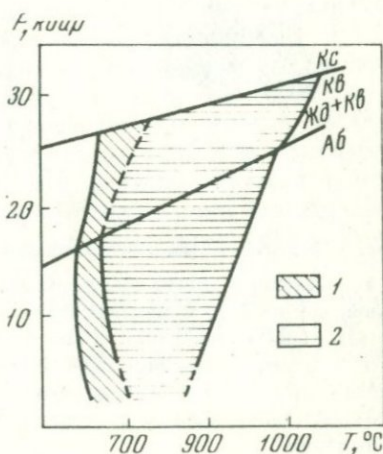


Рис. 3. Области существования насыщенных и ненасыщенных расплавов при начальном содержании в системе 3,5% H_2O

1 – насыщенный расплав H_2O ; 2 – ненасыщенный расплав

температуры происходит кристаллизация каликатрового полевого шпата и кварца. При температуре ниже 70° кристаллизуются два полевых шпата, так как здесь кривая солидуса пересекает кривую плавления.

Рассмотренные данные показали, что насыщенные расплавы могут возникать не только в результате притока летучей фазы из внешнего источника, но и в результате изменения соотношений между кристаллической фазой и расплавом при кристаллизации в замкнутой системе.

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

На рис. 4 показаны схемы магматических очагов, расположенных на различных глубинах. Из схемы видно, что если магматический очаг, расположенный на глубине (рис. 4,а), содержит магму, насыщенную летучими при температуре, близкой температуре ликвидуса (T_2), то, мигрируя в верхние горизонты (h_1), она выделяет летучие ($P_2 < P_1$). Отделение летучей фазы из системы вызывает интенсивную кристаллизацию расплава. Если кристаллизация пройдет полностью, то извержение расплава на поверхность не произойдет.

Если магма ненасыщена летучими и имеет температуру значительно более высокую, чем температура ликвидуса, то после перемещения на верхний уровень (h_3) она при определенных условиях может остаться жидкой (фиг. 4,б). Однако температура ее при этом несколько пони-

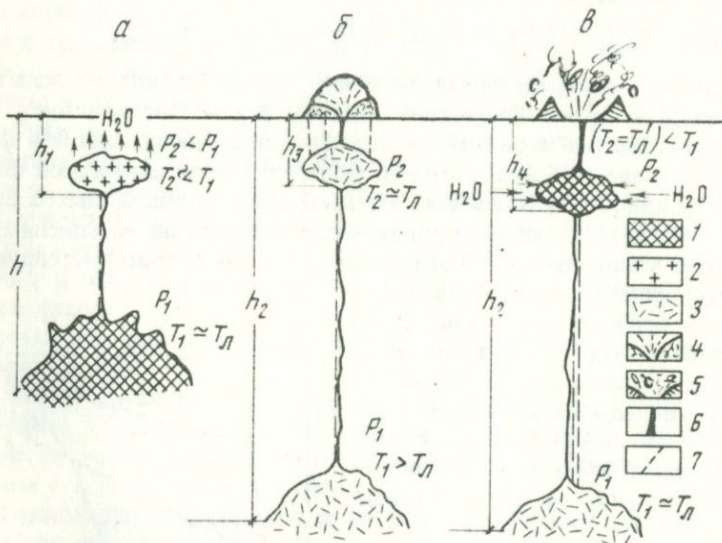


Рис. 4. Различные типы магматических очагов

а — исходные магмы насыщены водой; б — исходные магмы не насыщены водой, приток H_2O в верхнем структурном ярусе не происходит; в — исходные магмы не насыщены водой, в верхнем структурном ярусе имеется приток H_2O .

1 — магма, насыщенная H_2O ; 2 — кристаллизующаяся магма, вследствие отделения летучих; 3 — ненасыщенная летучими магма; 4 — экструзивный вулканизм; 5 — эксплозивный вулканизм; 6 — подводящий канал; 7 — разлом, ослабленная зона

жается. Естественно, что это вызовет возрастание вязкости магмы. Наиболее вероятно, что извержение будет носить экструзивный характер.

И наконец, возможен случай, когда магма, ненасыщенная H_2O , мигрирует в верхний структурный ярус, породы которого обводнены. Так как пары воды будут проникать в расплав, то при определенной концентрации H_2O он может стать легко подвижным и излиться на поверхность в виде лавовых потоков (рис. 4,в).

Эксплозивный процесс наиболее вероятен при существовании близ-поверхностного очага. При этом, вследствие интенсивной дегазации, резко возрастает вязкость лавы, и образуются пробки. Если материал пробки пластичный, то, насыщаясь летучими, он вспучивается с образованием пемзы. Резкое возрастание давления в очаге приводит к нарастанию эксплозивной деятельности. Таков, вероятно, механизм эксплозивных извержений типа Безымянного на Камчатке.

ОХЛАЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ

Потоки. Для кислых лав выделяется два основных типа потоков: потоки пластичной лавы и глыбовые потоки. Морфология и строение этих тел определяются начальной температурой T_0 , содержанием летучих и вязкостью. Среди кислых эффузивов сравнительно редки потоки, состоящие из одного типа породы, в большинстве случаев они бывают сложены несколькими разновидностями.

Появление зональных потоков связано с режимом охлаждения, в частности со скоростью охлаждения dT/dt , где T температура в начальный момент охлаждения, а t — время. Наиболее характерный тип зональности следующий: верхняя зона сложена стеклом, центральная — кристаллической породой (липарит, фельзит), а нижняя — представлена стеклом. В горизонтально залегающих телах изотермы расположены также горизонтально, параллельно их кровле или подошве.

Характер зональности и последовательность зон зависят не только от скорости охлаждения, но и от начальной температуры лавы, мощности тел и теплопроводности лавового материала. Следует отметить, что чем богаче лава водой, тем выше ее теплопроводность.

Температура солидуса для кислых силикатных расплавов в поверхностных условиях (низкие содержания воды) около $950-1000^\circ$. Если лава длительное время находилась в приповерхностном очаге, то для нее будут характерны низкие содержания воды, а так как температура лав редко превышает $1150-1200^\circ$; то, как правило, подобные расплавы весьма близки к состоянию солидуса. Лавы со столь низким содержанием воды (1,5–2%) очень вязки и поэтому легко образуют переохлажденные стеклоподобные расплавы.

Изотермы наиболее густо насыщают краевые зоны потоков, что свидетельствует о высокой скорости охлаждения периферических зон. Чем больше величина dT/dt , тем больше мощность зоны стекла. В центральной части тел скорость охлаждения относительно мала, и здесь стекло образуется редко.

При формировании зональности большое значение играют условия распределения в потоке летучих.

Предположим, что в начальный момент остывания потока летучие распределены равномерно по вертикали тела. В процессе остывания тела летучие мигрируют в область низких давлений и температур, т.е. в поверхностную зону потока. Накапливаясь в верхней зоне, они вызывают увеличение интервала размягчения стекла и его вспучивание. Если стекло верхней корки к этому времени успело достаточно сильно охладиться, то вспучивания не происходит, и на поверхности потока образуется массивный перлит.

Зональные тела могут образовываться и в том случае, если лавы имели глыбовый характер. При остывании потока глыбовой лавы происходит медленное спекание отдельных глыб и образование зоны массивного стекла.

Экструзивные купола. Морфология экструзивного купола и механизм экструзии в большой степени зависят от температуры лавы, содержания летучих, а, следовательно, и вязкости расплава.

По морфологическим признакам можно выделить следующие типы куполов: некки, блоковые купола, кумулятивные купола, веерообразные и растекшиеся.

Некк образуется в процессе экструзии относительно низкотемпературной лавы с низким содержанием летучей фазы. Температура лавового материала, слагающего некк, оценивается в $600-700^{\circ}$. Вязкость лавы настолько велика, что при экструзии стенки некка шелушатся, и от них отваливаются глыбы твердого горячего материала.

Сходные условия также характерны и для куполов блокового типа. Блоковым куполом мы называем систему некков, окруженных глыбовым материалом. Как показали наблюдения на куполе Новом (Камчатка), температура лавы не превышает $700-800^{\circ}$. Для блокового купола характерна дифференциальная подвижность отдельных куполов.

Веерообразные купола также образуются при экструзии вязкой лавы, но она более пластична по сравнению с лавами некков и блоковых куполов. Для этого типа структур характерно разворачивание на флангах и веерообразное строение в разрезе.

Температура и другие условия при формировании кумулятивного купола близки условиям, характерным для глыбовых лав. Накапливание лав происходит в пределах локального участка. В нижней части кумулятивного купола глыбовый материал спекается, в верхней зоне глыбовый характер лавы сохраняется.

Растекшиеся купола образуются при экструзии пластичной относительно высокотемпературной лавы. Последняя растекается в краевых частях, образуя небольшие потоки. Температура растекания потоков составляет примерно $850-900^{\circ}$.

Так же, как и потоки, купола имеют зональное строение. Образование зональности происходит после экструзии, в период становления и остывания потока. По периферии поток обычно сложен стеклом, в центральной части — кристаллической породой. Апикальные части не-

которых экструзивных куполов также бывают сложены пемзовидными разновидностями стекла.

Эксплозивные образования. Эксплозии характерны как для лав кислого, так и основного состава.

С вулканами основного состава связано образование шлаков. Шлаковые конусы обычно располагаются по периферии крупных вулканов, таких как Арагац (Армянское нагорье), Ключевская, Толбачик (Камчатка). Шлаковые извержения, вероятно, связаны с небольшими паразитическими очагами, в которые по трещинам, идущим от главного очага под большим давлением, поступают газы.

С эксплозиями кислого состава связано образование месторождений пемзы и туфа. Выделяются три типа эксплозивных процессов. Небольшие эксплозивные извержения (первый тип) приводят к образованию скоплений пемзового материала вокруг отдельных центров (Артени, Базенк и др., АрмССР), ко второму типу относятся крупные извержения направленного характера. Этот тип извержений называется "палящей тучей" и приводит к образованию крупных месторождений туфа. Третий тип эксплозий связан с образованием кальдер (месторождения пемз Курильского озера, Камчатка).

Мелкие эксплозии обычно связаны с разрушением отдельных неков. Вулканический очаг относительно небольшого размера располагается вблизи поверхности.

Эксплозии типа "палящей тучи" также связывают с близповерхностными очагами, но последним приписываются весьма крупные размеры (Устиев, 1961). Температура материала очага, вероятно, не высока, так как извергаются твердые обломки. Но давление пара и газов значительно превышает внешнее давление.

Близкий механизм имеют эксплозии, с которыми связано образование кальдер. Пирокластические потоки приобретают зональное строение в процессе охлаждения. В нижней части потоков часто наблюдаются скопления обломков и глыб пемзового материала. По направлению к центру потока наблюдается спекание обломков и образование зоны массивного стекла. Верхние зоны обычно сложены или литифицированным плотным туфом или пенистой породой типа арктического туфа. Для этой зоны характерны процессы кристобалитизации стекловатых разновидностей.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СТЕКЛА

Для выяснения особенностей кристаллизации в условиях, близких к поверхности, нами совместно с Н.А. Козыриным были проведены эксперименты с вулканическим стеклом. Эксперименты проводились в экзоклаве в условиях избытка воды (IV система). Результаты эксперимента представлены в табл. 2 и на фиг. 5.

На диаграмме (рис. 5) выделены поля кристаллизации плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца, а также двух полевых шпатов и кварца и поле гидратированного стекла. Поле Пл + Пш + Кв отделено от поля 2 Пш + Кв + Ст линией солидуса, которая нанесена на ди-

Таблица 2

Результаты эксперимента по кристаллизации стекла

P, атм	T, °C	Фазы	P, атм	T, °C	Фазы
15	500	Гст.	800	450	Гст.
15	550	То же	800	500	То же
15	600	"	800	550	"
15	650	"	800	600	"Кпш + Кр + Ст
15	900	Кпш + Кр	800	800	Пл + Кпш + Кв + Ст
300	500	Гст	1500	450	Гст
300	550	То же	1500	500	2 Пш + Кр + Ст
300	600	"	1500	550	То же
300	700	Кпш + Кр + Ст	1500	600	2 Пш + Кр + Ст
300	900	Пл + Кпш + Кв + + Ст	1500	650	То же
			1500	800	Пл + Кпш + Кв + Ст

Примечание. Гст – гидратированное стекло, Кпш – каликатровый полевой шпат, Кв – кварц, Ст – стекло, Пл – плагиоклаз, Пш – полевой шпат, Кр – кристобалит.

аграмму по данным Таттла и Боуэна. Если в первом поле стекло является равновесной фазой, то во втором – его следует рассматривать как неравновесное, реликтовое образование. Таким образом, кристаллизация стекла происходит при температуре ниже температуры солидуса. Этот тип кристаллизации можно рассматривать как кристаллизацию переохлажденной жидкости. Наряду с кварцем в кристаллическом агрегате присутствует и кристобалит, который весьма распространен в кислых эффузивных и экструзивных породах. Он встречается в основной массе породы, образуя тесные сростания с каликатровым полевым шпатом. Эти сростания часто имеют вид сферолитовых или волокнистых агрегатов. Характерен также фельзитовый тип кристаллизации.

В липаритах наблюдаются пустоты, частично заполненные минералами группы SiO_2 (кристобалит, гридимит, кварц), полевым шпатом. Встречаются также отдельные кристаллы амфибола и чешуйки слюды.

Кристобалит в названных ассоциациях мы рассматриваем как признак неравновесного процесса.

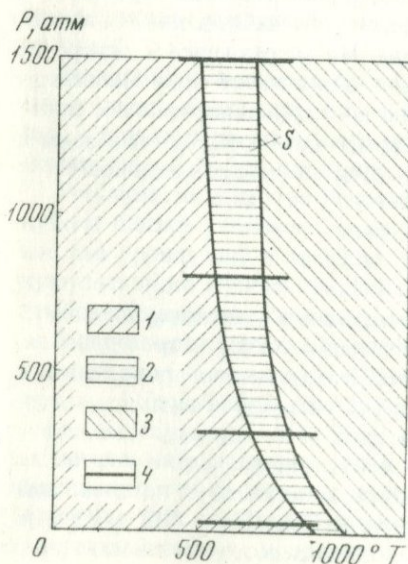


Рис. 5. Кристаллизация вулканического стекла при низком давлении и высоких температурах при условии избытка в системе воды

1 – область существования гидратированных стекол; 2 – область кристаллизации стекла; 3 – область кристаллизации расплава; 4 – данные экспериментов автора

В настоящее время в промышленности широко используются вулканические стекла, липариты, пемзы, туфы, шлаки и другие породы, связанные с вулканическим процессом.

Вулканические стекла. Образование стекла на поверхности связано не только с условиями охлаждения, но зависит также от характера процесса в вулканическом очаге. Для образования стекла наиболее благоприятны лавы кислого состава, содержащие относительно небольшое количество летучих (0,1–2%) и имеющие начальную температуру, близкую к температуре солидуса. В процессе остывания потока или экструзивного купола происходит перераспределение летучей фазы и образования обсидианов — стекол с низким содержанием воды и перлитов, содержащих более 1% H_2O . Пемзовидные перлиты обычно имеют низкую прочность и поэтому не пригодны для получения крупных фракций пористого заполнителя. Оптимальным содержанием воды в перлите, используемом для получения пористого материала путем вспучивания, является количество порядка 2–3,5 вес.%.

Фельзит. Если фельзит используется как кислотоупорный материал, то примесь кристобалита является крайне нежелательной, ввиду его относительно хорошей растворимости в кислотах. Наиболее качественным кислотоупором является фельзит с кварцем. Подобные фельзиты обычно связаны с липаритовыми незональными потоками. Кристаллизация этих пород происходит из лав, богатых летучей фазой и имеющих достаточно высокую начальную температуру.

Пемзы, как правило, связаны с близповерхностными очагами, которые периодически сообщаются с дневной поверхностью. Возможны два процесса природного пемзообразования. В одном случае образование пемзы происходит за счет насыщения горячего стекла летучими при температуре вспучивания, во втором — за счет резкого сбрасывания давления. В первом случае пемзы относятся к высокотемпературным, а во втором — к относительно низкотемпературным (700–800°) образованиям.

Шлак. Образование шлака связано с приповерхностными побочными очагами. Эксплозивный процесс происходит до полного исчерпания содержимого очага. Распыление лавы в шлак происходит за счет газовых струй, поступающих из главного очага по трещинам.

ЛИТЕРАТУРА

- Марков В.К., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. Расслоение в ультраосновном щелочном расплаве. — Физика Земли, 1973, № 1.
- Петров В.П. Закономерности формирования и размещения вулканических стекол и близких к ним пород на территории СССР и за рубежом. — В кн.: Закономерности формирования и размещения вулканического стекла. Изд-во "Наука", 1969.
- Устиев Е.К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
- Wyllie P.J. Experimental limits for melting in the earth crust and upper mantle. — Struct. and Phys. Propert. Earth's Crust., 1972.

О СВЯЗИ КОНЦЕНТРАЦИЙ САМОРОДНОЙ СЕРЫ С ВУЛКАНИЗМОМ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

В настоящей статье обсуждаются вопросы связи серных залежей разного типа с морфологией вулканических аппаратов, стратиграфической позиции серных руд и связи серы с различными типами вулканогенных пород.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Морфология вулканов

Вулканы Курильских островов по своей форме и характеру вулканизма разделяются на три основных группы: кальдерные вулканы различной сложности строения, стратовулканы центрального типа и групповые вулканы или вулканы линейно-гнездового типа, представляющие собой вулканические хребты, вытянутые вдоль главного структурного направления Курильской островной дуги (Горшков, 1967). Специальное исследование кальдерных вулканов Курильских островов было проведено В.Ф. Остапенко (1968 г.), который показал, что все кальдеры Курильских островов принадлежат к типу Кракатау, за исключением кальдеры Львиная Пасть, которая относится к типу Глен-Кое. Согласно В.Ф. Остапенко, изолированные кальдерные вулканы проходят в своем развитии определенные стадии, в том числе образование, взрыв и обрушение центрального конуса, затем рост новых конусов и куполов внутри кальдеры, повторное обрушение и взрыв новообразованного конуса с образованием "кальдеры в кальдере" и, наконец, образование юных конусов и куполов. Представителем двойных кальдер на Курильских островах может служить кальдера Заварицкого на острове Симушир.

Совместно с Б.Н. Пискуновым, К.А. Мосиондзом и Л.П. Зелепухиным автором были обнаружены на Курильских островах кальдерные вулканы в пределах вулканических хребтов, внутренние впадины которых ранее считались эрозионными цирками или крупными карами. Главными признаками, которыми характеризуются эти кальдерные котловины, являются: 1) форма, представляющая собой усеченный конус с центральной котловиной; 2) периклинальное залегание пород соммы; 3) крупные размеры в диаметре, превышающие 3,5 км по гребню соммы; 4) проявления молодых фаз вулканической и поствулканической деятельности в центральных частях кальдеры; 5) наличие в донной части кальдеры субгоризонтально залегающих толщ осадочных и вулка-

нических пород. Примерами таких кальдер в вулканических хребтах являются кальдеры Новая, Ивана Грозного, Тебенькова, Курильская на о. Итуруп, Каменистая, Криштофовича, Ущельная на о. Уруп, Заозерная на о. Парамушире.

В пределах кальдеры вулкана Нового было обнаружено крупное месторождение самородной серы (рис. 1). Диаметр кальдерной котловины составляет 3,5 км, а глубина 700 м. Сомма кальдеры сильно эродирована со стороны Охотского моря. Внутренние борта кальдеры крутые, местами обрывистые. В ее центральной части находится дацитовый экструзивный купол с отходящим от него коротким лавовым потоком, возвышающимся над дном котловины на 250 м. Абсолютная отметка гребня кальдеры варьирует от 1000 до 1350 м. В центре кальдеры в ее донной части отмечаются термальные и холодные минеральные источники, отлагающие самородную серу и сажистые сульфиды железа. В других участках днища выходят сероводородные воды. При бурении отмечался значительный приток сероводородных вод, а в керне по трещинкам обнаружены примазки серы, образующиеся в настоящее время. Со стороны Тихого океана сомма вулкана Новый эродирована значительно слабее, что связано с образованием здесь конуса Буревестник и более мелких латеральных конусов.

В хребте Грозный (рис. 2) отчетливо выделяются в рельефе три кальдерных вулкана: Ивана Грозного, Тебенькова и кальдера Курильская.

В пределах этих построек также отмечены разнообразные проявления самородной серы. Диаметр этих кальдер по гребню сомм составляет 3,5—4,0 км. Все они более или менее эродированы и закрыты частично более молодыми эффузивными образованиями. В донных частях кальдер широко развиты гидротермально измененные породы и проявлена современная газогидротермальная деятельность.

Более эродированные кальдеры в вулканических хребтах выделены на о. Уруп — Каменистая и Криштофовича в хребте Криштофовича и Ущельная в хребте Петра Шмидта. Г.М. Власов выделяет кальдеру Заозерную в хребте Вернадского на о. Парамушире, в пределах которой расположено Заозерное месторождение самородной серы. Кальдера Заозерная еще более эродирована и осложнена молодым вулканизмом по сравнению с перечисленными выше другими южнее расположенными кальдерами вулканических хребтов.

Таким, образом, групповые вулканы или вулканические хребты представляют собой сочетание в пространстве двух морфологических типов вулканических построек, т.е. отрицательных форм (кальдер) и положительных форм (стратовулканов центрального типа). Кроме того, наметилась определенная связь формы вулкана и времени его образования.

Иначе говоря, раннеплейстоценовые вулканы характеризуются кальдерами, а более молодые плейстоцен-голоценовые вулканы образуют лишь более или менее хорошо образованные центральные конусы с вершинным кратером.

Стратиграфическая последовательность четвертичных пород

В основу стратиграфического разделения четвертичных отложений положены разработки В.Н. Шилова, В.И. Федорченко и других исследователей (1966), позволяющие датировать эффузивы по их взаимоотношениям с морскими террасами. При этом использовались материалы геоморфологического анализа и непосредственные наблюдения контактов, а также степень сохранности вулканических построек. Наиболее изученными являются вулканические хребты Богатырь и Грозный (о. Итуруп), хребет Криштофовича (о. Уруп) и хребет Вернадского (о. Парамушир), а также многие изолированные вулканы Курильских островов.

Повсеместно в основных четвертичных отложениях Курильских островов залегают аккумулятивные отложения высокой 350-метровой морской равнины (террасы), высота которой к бровке постепенно понижается до 80–90 м. Особенно ясно эта морская равнина выражена на полуострове Ван-дер-Линд (южное окончание о. Урупа), где с севера на юг на расстоянии около 20 км морская равнина постепенно понижается с отметок 350 до 80 м. Аккумулятивный чехол равнины имеет преимущественно небольшую мощность (порядка 10 м) и представлен конгломератами пестрого состава, галечниками, песками и изредка туфами и туффитами. Среди обломочного материала имеются обломки почти всех неогеновых пород. Возраст отложений морской равнины подтвержден палинологическими анализами и принят всеми исследователями как нижнечетвертичный.

Стратиграфически и гипсометрически выше морской равнины возвышаются вулканические хребты и отдельные изолированные вулканы, что свидетельствует об их более молодом возрасте по отношению к нижнечетвертичной 350-метровой террасе.

Наиболее древние четвертичные вулканогенные образования включают разнообразные по составу эффузивные и пирокластические породы. В хребте Вернадского они объединены в нижне-среднечетвертичные доледниковые отложения (Шилов и др., 1966). В хребтах Криштофовича и Грозный аналогичные отложения выделены в нерасчлененную нижне-верхнечетвертичную толщу. Относительно хорошо изучены и расчленены на три пачки вулканические породы хребта Богатырь и хребта Вернадского, где в нижней (плейстоценовой) толще различаются две пачки вулканогенных пород, разделенные этапом среднечетвертичного кальдерообразования.

Нижняя пачка пород вулканического хребта Богатырь, имеющая нижне-среднечетвертичный возраст, вскрыта эрозией в бортах глубоких долин рек Черная, Тростниковая, Новая и рек океанского побережья. Сюда же относятся лавы массива г. Медвеженок на крайнем северном окончании хребта Богатырь. Эффузивы этой пачки на всех островах сильно разрушены или закрыты лавами более молодых извержений. Поэтому на данном этапе исследований выделить вулканы того же возраста в отдельную пачку в хребтах Грозный и Криштофовича не представляется возможным.

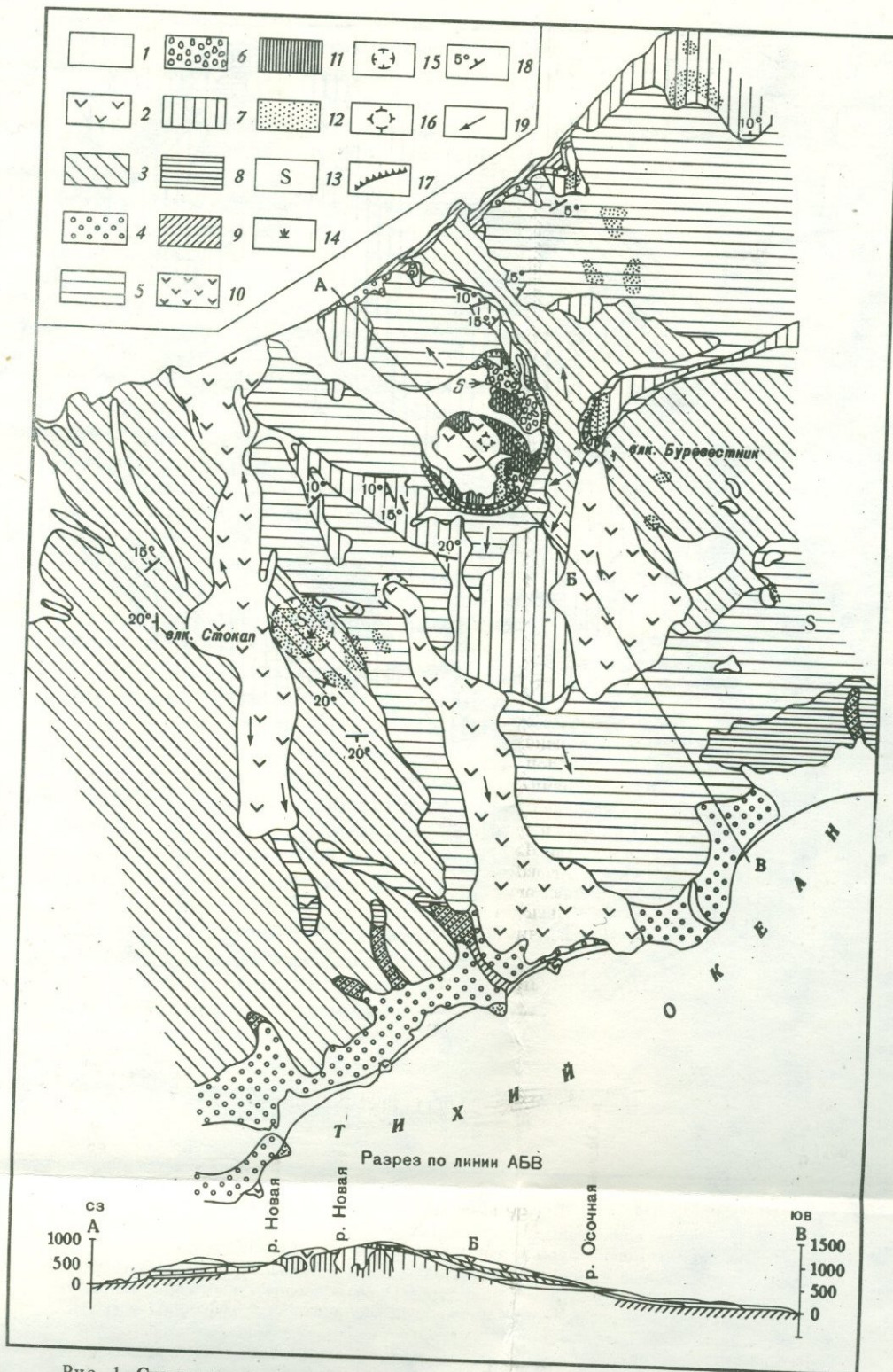


Рис. 1. Схематическая геологическая карта хребта Богатырь. Составлена О.А. Гусевым, В.В. Племой с дополнениями автора

1 – современные аллювиальные, пролювиальные и морские отложения; 2 – современные андезитовые и андезито-дацитовые лавы; 3 – верхнечетвертичные – современные андезитовые и андезито-базальтовые лавы и туфы; 4 – верхнечетвертичные отложения 60-метровой морской террасы; 5 – средне-верхнечетвертичные андезитовые лавы и туфы; 6 – среднечетвертичные кальдерные отложения; 7 – нижне-среднечетвертичные андезитовые лавы и туфы; 8 – нижнечетвертичные отложения 350-метровой морской террасы; 9 – парусная свита неогена; 10 – субвулканические андезиты неогена; 11 – субвулканические андезито-дациты плейстоцена; 12 – гидротермально измененные породы; 13 – серопроявления; 14 – фумаролы; 15 – кратеры; 16 – экструзивные куполы; 17 – современный гребень соммы вулкана Новый; 18 – наклонное залегание пород; 19 – направление течения лав

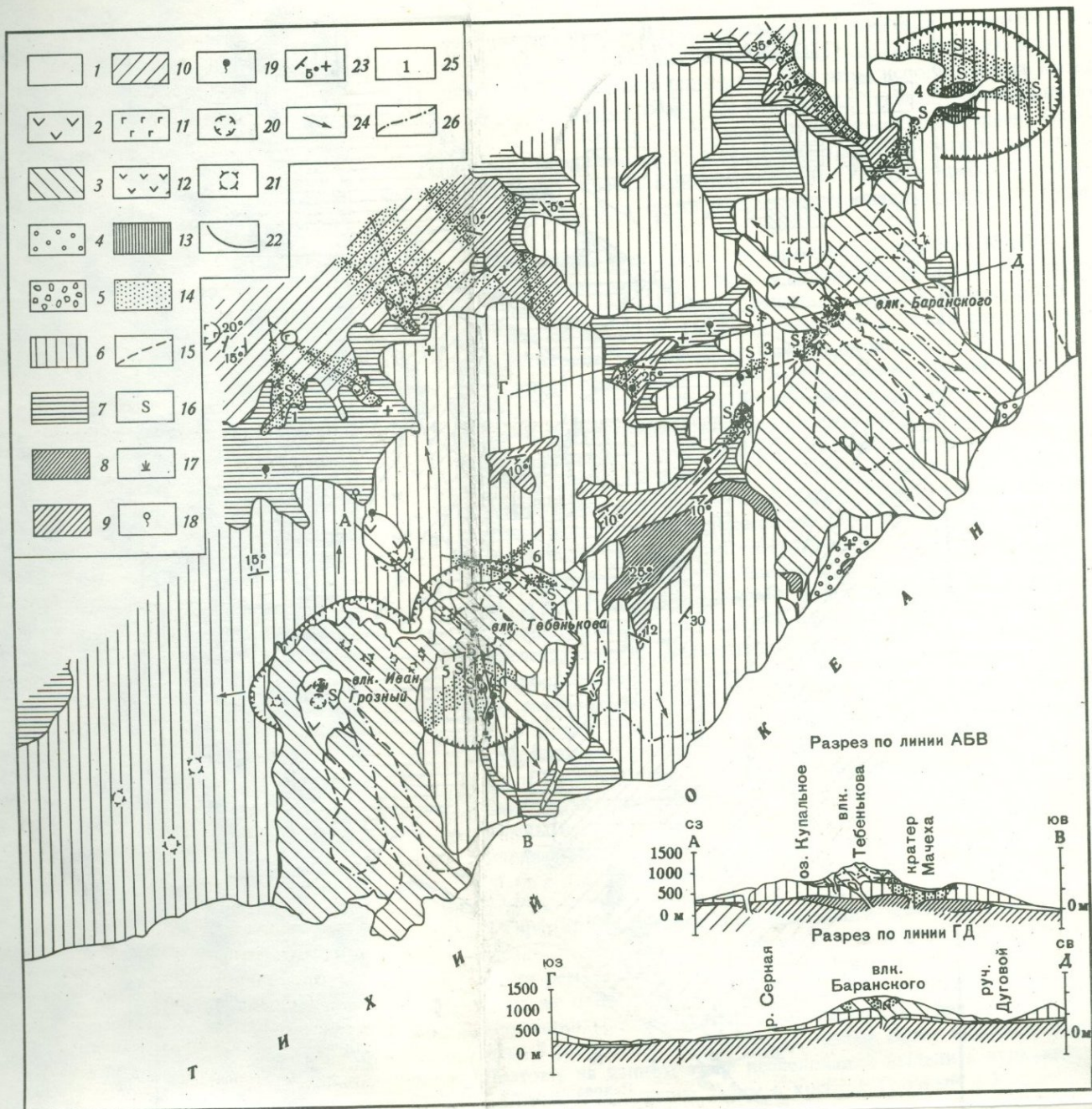


Рис. 2. Схематическая геологическая карта хребта Грозный

1 – современные аллювиальные, пролювиальные и морские отложения; 2 – современные андезитово-дацитовые и дацитовые лавы; 3 – верхнечетвертичные-современные андезитовые и андезито-базальтовые лавы и туфы; 4 – верхнечетвертичные отложения 60-метровой морской террасы; 5 – среднечетвертичные кальдерные отложения; 6 – нерасчлененные ниже-верхнечетвертичные эффузивы и туфы; 7 – нижнечетвертичные отложения 350-метровой морской террасы; 8 – парусная свита неогена; 9 – куйбышевская свита неогена; 10 – тебенъковская свита неогена; 11 – субвулканические диоритовые порфириты; 12 – субвулканические андезитово-дациты; 13 – субвулканические порфиридные диориты плейстоцена; 14 – гидротермально измененные породы; 15 – разломы; 16 – серопроявления; 17 – фумаролы; 18 – холодные минеральные источники; 19 – термальные источники; 20 – кратеры; 21 – экструзивные куполы; 22 – гребни сомм вулканов; 23 – залегание пород; 24 – направление течения лав; 25 – участки серопроявлений; 1, 2 – бассейна р. Куйбышевки; 3 – месторождение Океанское; 4 – кальдеры Курильская; 5 – Высокое; 6 – руч. Нагорного

Характерный стратиграфический горизонт который, с одной стороны прилегает к внутренним склонам сомм среднечетвертичных кальдер, а с другой стороны перекрыт более молодыми лавами нижневерхнечетвертичного комплекса, выделен нами под названием комплекса среднечетвертичных кальдерных отложений (Знаменский, 1969, 1972, 1974). На поверхности эти отложения наиболее широко развиты во внутренних склонах соммы вулкана Новый, в хребте Богатырь, где они прослежены непрерывно на расстоянии более 4 км. Их максимальная мощность достигает 250 м. В отложениях преобладают горизонтальные слоистые, часто сероносные осадочные породы — конгломератобрекчии, гравелиты, песчаники с большей или меньшей примесью вулканомиктового материала, содержащие прослой лав и грубообломочных туфов.

На острове Парамушир эта толща под названием кратерно-озерных отложений была впервые выделена И.П. Аверьяновым (1966). По нашим данным, эти осадочные породы представляют собой лишь часть некогда существовавшей единой толщи кальдерных отложений, сохранившиеся к настоящему времени в виде крупных эрозионных останцов.

На острове Уруп породы комплекса отмечаются в крутых внутренних бортах кальдер Криштофовича и Каменистой. Они представлены грубослоистыми пестрообломочными породами с прослоями "сливных" и пористых кварцитов, содержащих участки самородную серу и пирит. Состав обломочного материала довольно разнообразен. Количество хорошо окатанного материала в них изменчиво и невелико. В водораздельной части хребта Криштофовича, совпадающей с гребнем верхнечетвертичной кальдеры, отмечалось громадное поле "бесструктурных" пористых опалитов светло-желтого цвета мощностью до 20 м, аналогичных опалитам верхней части разреза среднечетвертичных кальдерных отложений в верховьях правого истока р. Новой.

В хребте Грозный среднечетвертичные кальдерные отложения вскрыты в западном борту кратера Мачеха, врезанного в сомму вулкана Тебенькова на глубину около 700 м (см. разрез на рис. 2). Большая нижняя часть склонов кратера Мачеха закрыта мощным чехлом осыпей, и кальдерные отложения обнажены только в верхней части склона. Они представлены внизу глыбовыми агломератовыми породами однородного и пестрого состава, а выше — глинами и пористыми "бесструктурными" опалитами с серой, представляющими собой водные хемогенные образования. Сера эпизодически встречается по всему разрезу кальдерных отложений, имеющих видимую мощность 210 м.

Определение возраста описанных кальдерных отложений сложно из-за изолированного положения по отношению к нижне- и верхнечетвертичной морским террасам. Только на о. Урупе, на охотском побережье, встречены продукты разрушения кальдерных отложений в виде пролювиальных шлейфов, они, в свою очередь, вновь перемыты морем и отложены в составе аккумулятивного чехла верхнечетвертичной 60-метровой морской террасы. Из этих наблюдений следует, что возраст кальдерных отложений древнее чем верхнечетвертичный.

60-метровая морская терраса прослеживается с перерывами вдоль всех побережий Курильских островов, за исключением островов-вул-

канов более молодого (голоценового) возраста. В основном эта терраса цокольная, ее чехол составляет первые метры по мощности. Лишь вдоль отдельных участков побережий островов, в основании склонов вулканических хребтов, в районах некогда существовавших крупных кальдер среднечетвертичного возраста, мощность отложений верхнечетвертичной террасы резко увеличивается, достигая иногда 30 м (мыс Севрюга — руч. Ягодный на о. Уруп, р. Новая — р. Черная на о. Итуруп, руч. Грязный — бух. Сернозаводская на о. Итуруп и др.).

Второй вулканический комплекс представлен преимущественно эффузивами и пирокластическими породами андезитового и андезито-базальтового состава, слагающими многочисленные стратовулканические конусы как в пределах вулканических хребтов, так и расположенных изолированно. Возраст этих лав определяется при геоморфологическом анализе и путем непосредственных наблюдений в обнажениях как более молодой по отношению к лавам ниже-верхнечетвертичного комплекса, а также по отношению к отложениям верхнечетвертичной морской террасы. Часть лав этого комплекса перекрывает современные осадочные породы. Поэтому возраст комплекса принят как верхнечетвертичный — современный. Рассматриваемые породы образуют хорошо сохранившиеся в рельефе центральные конусы вулканов Иван Грозный, Тебенькова, Буревестник, Атсонупури, Стокап, Баранского и др.

Среди верхнечетвертичных и современных отложений в вулканических хребтах отмечаются осадочные породы, особенно широко развитые в пределах вулканических депрессий, которые перемежаются с вулканическими породами. В целом они составляют комплекс верхнечетвертичных-современных кальдерных отложений.

Состав вулканических пород и соотношение их объемов

По данным Г.С. Горшкова (1967), Е.К. Мархинина (1967), Э.Н. Эрлиха и других (1966), четвертичные вулканические породы представлены преимущественно андезитами, андезито-базальтами и базальтами, относящимися к известково-щелочной серии пород с повышенным содержанием глинозема (до 21%). Какие-либо достоверные данные о среднем составе Курильских лав или данные по точным соотношениям разновидностей пород в объемах вулканических построек пока отсутствуют. Были сделаны лишь отдельные попытки оценки объемов различных пород. Так, Г.Е. Богоявленская (Эрлих и др., 1966) подсчитала, что в разрезе вулканических построек Курильских островов резко преобладают андезито-базальты. Такие выводы, вероятно, можно объяснить тем, что среди четвертичных вулканических сооружений наиболее хорошо сохранены вулканы, сформированные во время верхнечетвертичного-современного этапа вулканизма. В то же время уже поздние фазы ниже-верхнечетвертичного этапа вулканизма представлены значительно эродированными постройками, причем центральные части конусов обрушены с образованием верхнечетвертичных кальдер. Породы ранних фаз этого этапа практически не сохранились на поверхности и лишь местами фиксируются в основании разрезов четвертичных отложений.

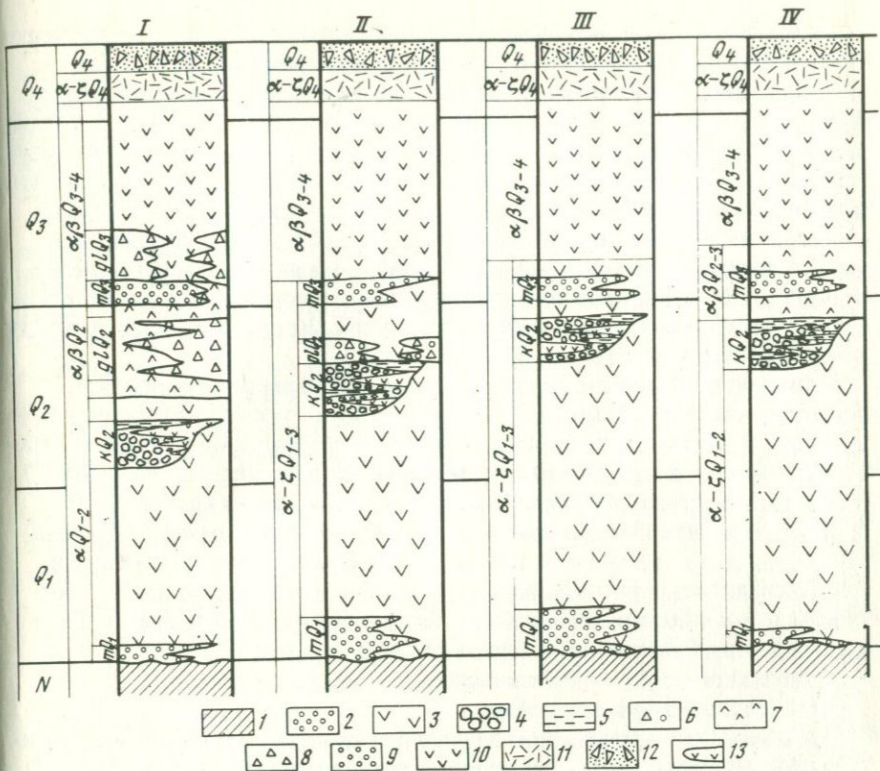


Рис. 3. Схема сопоставления стратиграфии вулканических хребтов Курильских островов

1 – неогеновый фундамент; 2 – морские конгломераты, галечники, пески 350-метровой морской террасы; 3 – нерасчлененные эффузивы ниже-средне-четвертичного и ниже-верхне-четвертичного возраста; 4 – грубообломочные кальдерные отложения; 5 – тонкослоистые озерные отложения кальдер; 6 – пролювиальные отложения; 7 – андезитовые лавы и туфы ниже-верхне-четвертичного возраста; 8 – ледниковые отложения; 9 – отложения 60-метровой морской террасы; 10 – эффузивы верхне-четвертичного-современного возраста; 11 – современные андезитовые и дацитовые лавы; 12 – современные рыхлые отложения; 13 – прослой андезитовых лав в средне-четвертичных кальдерных отложениях

I – Парамушир, хр. Вернадского (составили: В.Н. Шилов, В.В. Федорченко, И.П. Аверьянов, В.Е. Бевз, И.Г. Смирнов); II – Уруп, хр. Криштофовича (составили: В.С. Знаменский, Б.Н. Пискунов, К.А. Мосиондз); III – Итуруп, хр. Грозный (составили: В.С. Знаменский, Л.П. Зеленухин, В.М. Панин); IV – Итуруп, хр. Богатырь (составили: О.И. Гусев, В.С. Знаменский, Л.П. Зеленухин, Б.Е. Клиник, В.М. Панин, В.В. Плева)

Весьма грубая прикидка объемов этих сохранившихся от разрушения пород говорит о том, что в хребте Богатырь они составляют не более 5% объема ниже-верхне-четвертичного комплекса пород. В хребте Грозном относительное количество этих пород еще меньше. Поэтому об истинном соотношении объемов выброшенных вулканами пород можно только догадываться.

Состав пород ниже-верхнетчетвертичного этапа вулканизма, варьирует от базальтов до андезито-дацитов и иногда дацитов. Важно также, что относительные количества более кислых и более основных разновидностей пород различны в разных вулканических постройках. В хребте Грозный преобладают андезиты и андезито-дациты, в хребтах Вернадского преобладают двупироксеновые андезиты. Сомма кальдеры Медвежьей сложена андезито-базальтами и андезитами примерно в равных соотношениях, а первая сомма кальдеры Заварицкого на о. Симушире сложена преимущественно андезито-дацитами. В целом среди пород ниже-среднетчетвертичной пачки преобладают андезиты, содержащие во вкрапленниках основной плагиоклаз, авгит и гиперстен. Мощность толщи повсюду достигает сотен метров.

При детальном исследовании разрезов отдельных вулканических построек могут получиться результаты, резко отклоняющиеся от средних величин соотношений различных типов пород, приведенных в работе Э.Н. Эрлиха и др. (1966). Из материалов В.Ф. Остапенко (1968 г.) в результате простого подсчета можно вывести, что объем андезито-дацитов кальдеры Заварицкого, слагающих первую сомму, превышал объем андезито-базальтов и базальтов, слагающих вторую сомму и центральный конус, по крайней мере в 10 раз. Примерно такие соотношения андезитов и андезито-базальтов отмечаются и в хребте Грозный, имеющем несравненно более сложное строение по сравнению с изолированной кальдерой Заварицкого, а также, вероятно, и во всех других многофазных постройках.

На основании полевых исследований и анализа литературы составлена схема сопоставления стратиграфии вулканических хребтов (рис. 3), отражающая сходство в эволюции вулканизма всех Курильских островов.

История геологического развития

В результате нижнетчетвертичной трансгрессии неогеновый рельеф Курильских островов был почти полностью уничтожен. На месте вулканической дуги оставались лишь островки наиболее крепких пород неогена. Среди них были нижнемиоценовые туфы и рвущие их гранитоиды. Это подтверждается тем, что выше уровня 350-метровой морской равнины неогеновые породы практически не встречаются за исключением небольших участков в хребтах Левинсона-Лессинга и Вернадского на о. Парамушир, Петра Шмидта и Криштофовича на о. Уруп и в хребте Грозный на о. Итуруп. Вся остальная площадь островов была покрыта морем. Трансгрессия характеризовалась лишь локальным проявлением вулканизма, фиксируемым по небольшим прослоям туфов в разрезе аккумулятивных отложений нижнетчетвертичной террасы.

Первый этап вулканизма характеризовался образованием крупных "щитовых" вулканов вдоль разломов северо-восточного простирания. Эти вулканы прошли одну (среднетчетвертичную) или две (среднетчетвертичную и верхнетчетвертичную) стадии кальдерообразования. Наиболее ранние продукты извержений сохранились на поверхности в виде небольших участков — эрозионных останцов, а более поздние продук-

ты первого этапа вулканизма слагают соммы относительно хорошо сохранившихся верхнечетвертичных кальдер. Среднечетвертичные кальдеры фиксируются главным образом по мощной пачке кальдерных отложений, обычно содержащих крупные скопления самородной серы. В составе продуктов извержений преобладали двупироксеновые андезиты и андезито-дациты.

Второй этап вулканизма последовал за верхнечетвертичной морской трансгрессией. Образовались стратовулканические конусы андезито-базальтового и андезитового составов, центры которых частью совпадали с верхнечетвертичными кальдерными депрессиями, а частью находились изолированно от других построек. Все эти конусы очень хорошо сохранились в рельефе в отличие от вулканов ниже-верхнечетвертичного этапа вулканизма. Проявилась широко и экструзивная деятельность с образованием куполов андезито-дацитов и дацитов, локализуемых главным образом в центрах кальдерных котловин. Согласно нашим наблюдениям в хребте Грозный и исследованиям В.Ф. Остапенко в кальдерах Заварицкого и Медвежья, вулканизм каждого из этапов характеризовался гомодромным развитием с небольшим увеличением кислотности лав во времени.

Проявления двух этапов вулканизма либо совпадают в пространстве, и при этом образуются вулканические хребты и сложные изолированные кальдеры, либо не совпадают, и в этом случае образуются одиночные конусы и простые изолированные кальдеры. Например, кальдера Головнина образовалась во время первого этапа и в более позднее время была осложнена небольшим кратером и экструзивными куполами дацитов, а изолированные конусы вулканов Атсонупури, пик Фуса и другие образовались во второй этап вулканизма.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ САМОРОДНОЙ СЕРЫ

Наименее изученными вопросами связи серы с вулканизмом являются вопрос о соотношении залежей серы с морфологией вулканических построек, относительный возраст серных руд, связь серы с какими-либо определенными типами пород. Противоречия в этих вопросах следуют преимущественно из различных генетических концепций. Г.М. Власов (1958, 1960, 1971) считает, что наиболее крупные месторождения самородной серы образовались при гидротермальном метасоматозе стратовулканических толщ около крупных разломов. Л.П. Зелепухин (1972 г.) придает еще большее значение тектоническому контролю и считает, что месторождение самородной серы может быть сформировано в стратовулканическом конусе во время его постепенного обрушения, т.е. до того, как на месте конуса возникает кальдерный вулкан. И.П. Аверьянов (1966) описывает эти же месторождения как кратерно-озерные, т.е. образованные в результате механического и химического осаднения в кратерных водоемах. Таким образом, локализация серных руд рассматривалась преимущественно в связи с тектоникой или литологией.

Приведенные выше материалы по геологии четвертичных отложений Курильских островов имеют целью установление места серообразова-

ния в последовательности накопления четвертичных пород и соотношения серы с формами проявления вулканизма и с составом продуктов извержений.

Во всех кальдерах Курильских островов, расположенных в пределах вулканических хребтов, и во многих изолированных кальдерах (Головина, Урбич, Медвежья и др.) широко распространены гидротермально измененные породы, а местами и серные руды, образовавшиеся главным образом в период послекальдерной жизни вулканов. О том, что гидротермальное изменение и серообразование происходило после фаз кальдерообразования, свидетельствует следующее. Изменению подвержены в основном придонные участки кальдер, а также кальдерные отложения и экструзивные образования. Главная масса гидротермально измененных пород сложена как раз этими вулканогенно-осадочными слоистыми кальдерными отложениями, в то время как эффузивно-пирокластические породы сомм и экструзивные молодые образования изменены лишь частично. Часть кальдерных отложений сама по себе представлена хемогенными осадками, состоящими из опала, серы, глинистых минералов, пирита, алунита с большей или меньшей примесью обломков гидротермально измененных эффузивных пород. Все крупные концентрации самородной серы связаны со среднечетвертичными кальдерными отложениями, погребенными в вулканических хребтах под эффузивными образованиями более молодого возраста.

Таким образом, скопления самородной серы, имеющие промышленный интерес, приурочены к первому ниже-верхнечетвертичному этапу вулканизма, в который образовались среднечетвертичные кальдерные отложения и проявилась мощная фаза поствулканической газогидротермальной деятельности. Толщи кальдерных отложений в этот период были изменены и замещены преимущественно опалом и серой. В отдельных участках, где существовали внутрикальдерные водоемы, была отложена хемогенно-осадочная самородная сера.

Часть серопроявлений Курильских островов имеет относительно молодой возраст и образована после верхнего плейстоцена. Эти серопроявления связаны со вторым этапом вулканизма. Поисковыми и разведочными работами на Курильских островах выявлено, что поверхностные отложения фумарольных полей, связанные со вторым этапом вулканизма, являются бесперспективными из-за их малой мощности и небольшой площади развития. Известные проявления серы на вулканах Менделеева, Берутарубе, Баранского и других представляют собой типичные поверхностные залежи с меняющимися запасами, отложенные около фумарол или источников или излившиеся в виде расплавленной серы. Эти залежи расположены в прикратерных или склоновых участках вулканических конусов. Самородная сера в этих залежах с глубиной быстро сменяется сажистыми сульфидами железа, а образующиеся серные руды быстро разрушаются эрозией и окислением, а также вулканическими извержениями. Несмотря на непрерывное пополнение запасов, эти руды имеют почти постоянную мощность от нескольких сантиметров до 1—2 м. Это постоянство обусловлено равновесием процессов накопления и разрушения.

Иная обстановка современного накопления руд складывается в случае образования серы в пределах замкнутых впадин, существующих длительный период времени. К таким впадинам относятся кальдера Головнина, а также некоторые другие кальдеры в Японии и Индонезии.

В кальдере Головнина, в небольшой воронке взрыва образовалось озеро, названное Кипящим из-за непрерывного выделения пузырьков газов. Осадки озера Кипящего, имеющего относительно молодой геологический возраст (в пределах голоцена), имеют мощность 9 м. Здесь практически не происходит разрушения отлагающихся сероносных илов, и сера накапливается. Мощность илов другого озера кальдеры Головнина, время образования которых захватывает плейстоцен и голоцен, неизвестна, а параметры озера превышают $2 \times 1 \text{ км}^2$. Здесь также накапливаются сероносные илы, поверхностные горизонты которых по данным нашего опробования содержат от 7,64 до 19,87% элементарной серы.

Сравнение современных кальдерных сероносных отложений и погребенных среднечетвертичных кальдерных отложений выявляет их полную аналогию, за исключением того, что погребенные руды претерпели после своего образования минеральные и механические изменения. Среди погребенных серных руд преобладают тонко- и грубослоистые осадочные породы, структура которых в большинстве случаев хорошо различима. Часть руд представляет собой продукты замещения серой и опалом (кварцем) прослоев вулканических пород. В этих рудах почти постоянно имеется примесь кристобалита и тридимита, содержание которых увеличивается около эруптивных центров — подводящих каналов более молодых фаз вулканизма. Эти руды описаны ранее (Знаменский, 1972). Вмещающие породы ниже-верхнечетвертичного этапа вулканизма близ серных залежей месторождения Новое и других серных месторождений сильно изменены. Эти поля гидротермально измененных пород намного превышают по масштабам поля гидротермального изменения пород второго этапа вулканизма, составляющих в поперечнике первые сотни метров.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕРЫ-ПРИМЕСИ В НЕИЗМЕНЕННЫХ ВУЛКАНИТАХ

Вопрос о содержании серы-примеси в неизменных эффузивных и пирокластических породах Курильских островов совершенно не обсужден, хотя решение этого вопроса может явиться большим подспорьем в выяснении источников серы и связи серы с формами и составом проявлений вулканической деятельности. Нами были проведены расчеты содержания общей серы в вулканических породах по 337 анализам, приведенным в сводке Э.Н. Эрлиха и др. (1966), по 69 анализам, приведенным в работе В.Ф. Остапенко (1968 г.) и по 30 нашим анализам пород вулканических хребтов Грозный и Богатырь.

Сопоставления содержаний общей серы в породах проводились исходя из: 1) соотношения содержаний серы-примеси в породах разного состава; 2) изменения содержаний серы в неизменных породах в на-

Таблица

Распределение серы в четвертичных вулканах Курильских островов, в %

Группа пород	Колич. анализов	Пределы содержания серы, %		Среднее* содержание серы по группе, %	Колич. проб, содерж. серу по группе, %
		от	до		
Базальты	47	0,19	0,40	0,01	4
Андезито-базальты	79	0,03	0,44	0,05	26
Андезиты и дациты	144	0,02	0,40	0,01	14
Пирокластические породы	57	0,02	0,12	0,002	3
Лавы южных Курильских островов	58	0,01	0,44	0,05	52
Лавы о. Симушир	28	0,03	0,29	0,04	32
Лавы Центральных Курильских островов	49	0,01	0,10	<0,001	1,5
Лавы Северный Курильских островов	136	0,01	0,10	<0,001	0,7
Лавы кальдеры Медвежьей	32	0,03	1,97	0,23	84
Лавы кальдеры Заварицкого	37	0,003	0,26	0,03	78
Кальдера Медвежья					
Лавы соммы	12	0,03	0,22	0,08	58
Лавы молодых конусов	15	0,03	1,11	0,21	15
Лавы экструзивных куполов	5	0,09	1,97	0,63	100
Кальдера Заварицкого					
Лавы I соммы	5	0,01	0,11	0,03	60
Лавы II соммы	14	0,003	0,26	0,03	100
Лавы центрального конуса	18	0,01	0,10	0,03	61
Хребет Грозный					
Лавы I этапа вулканизма (породы сомм)	10	0,018	0,521	0,13	100
Лавы II этапа вулканизма (центральные конусы)	8	0,022	1,16	0,47	100

*Средние содержания по группам подсчитаны с учетом пустых (бессерных) проб.

правления Курильской островной дуги; 3) оценки содержания серы в породах первого и второго этапов вулканизма; 4) оценки содержания серы в вулканических постройках, содержащих месторождения и проявления самородной серы и в вулканических постройках, где самородная сера отсутствует (таблица).

Базальты почти не содержат серы (за исключением единичных образцов), не содержат серы практически и все пирокластические породы, что связано, вероятно, с относительно легким отделением газов из невязкой базальтовой магмы и из обломков пирокластических раскаленных пород. Андезито-базальты содержат серу в 26% проб в количестве от 0,03 до 0,44 вес.%, а андезиты и дациты содержат серу в 14% проб в количестве от 0,02 до 0,40%. Казалось бы эти данные нарушают представление о газоотделении из магмы в зависимости от вязкости. Однако, как показано ниже, эти отклонения от теоретических построений обусловлены другими закономерностями распределения серы-примеси.

В лавах Курильских островов по направлению с юга на север резко уменьшается содержание серы. На южных Курилах содержат серу 52% образцов, на о. Симушир — 32%, на центральных о-вах — 1,5% и на северных — 0,7%. Одновременно в этом же направлении уменьшается общее содержание серы-примеси в лавах от 0,05% на южных до менее чем 0,001% на северных Курилах.

Третья закономерность заключается в повышенном содержании серы-примеси в неизмененных породах тех вулканов, которые вмещают месторождения и проявления самородной серы по сравнению с "бессерными" вулканами. Так, содержание серы в породах кальдеры Медвежьей составляет в среднем по разным комплексам пород от 0,08 до 0,63%, а эффузивы кальдеры Заварицкого в разновозрастных пачках содержат в среднем одинаковое количество серы, точно соответствующее кларковому — 0,03%.

Четвертая закономерность заключается в изменении содержания серы во времени и, соответственно, в зависимости от смены формы проявления вулканизма. В кальдере Медвежья последовательно образованные породы соммы, внутренних центральных конусов и экструзивных куполов содержат примесь серы в среднем соответственно 0,08, 0,21 и 0,69%. В хребте Грозный лавы сомм вулканов Иван Грозный и Тебенькова содержат в среднем 0,13% серы, а более молодые породы стратовулканических конусов — 0,47%, т.е. почти в 4 раза.

Таким образом, в первые стадии образования сложных кальдерных вулканов изливаются лавы, относительно обедненные серой, а центральные конусы второго этапа вулканизма характеризуются обогащением серой. Следовательно, первый этап вулканизма характеризовался глубокими (мантийными) очагами, а извержения второго этапа происходили из менее глубокого очага, в котором создавалась повышенная концентрация летучих, в том числе и серы. Повышенную концентрацию серы-примеси в породах второго этапа вулканизма можно объяснить также явлениями ассимиляции серы из ранее отложенных залежей среди кальдерных отложений. В жерловинах второго этапа вулканизма и около них создавалась высокая температура, в результате чего залежи серы, образованные в первый этап вулканизма, были гидролизированы и переплавлены. О гидролизе серы свидетельствуют вторичные изменения залежей самородной серы с новообразованиями алунита и пирита и данные изотопного анализа (Виноградов, Знаменский, 1972). О выплавке и перераспределении серы говорят наблюдения вкрапленности самородной серы в самих жерловых породах и послерудных лавах. Важно при этом отметить, что эта вкрапленность почти не сопровождается изменением вмещающих пород, как это замечено для всех руд гидротермального отложения и замещения.

ВЫВОДЫ

Четвертичный вулканизм Курильских островов характеризуется проявлением двух этапов, для первого типично образование кальдер, а для второго — центральных конусов.

Крупные концентрации самородной серы приурочены к среднететраэдрическим кальдерным отложениям первого этапа вулканизма, тогда как большинство серопроявлений, связанных со вторым этапом вулканизма, пока не могут считаться промышленными из-за малых размеров.

Выявлены особенности распределения серы-примеси в неизмененных эффузивных и пирокластических породах Курильских островов, которые могут оказать помощь в поисковых работах на самородную серу и при определении источника вещества серных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов И.П. О классификации вулканических отложений самородной серы. — Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Виноградов В.И., Знаменский В.С. Изотопный состав и генезис серы месторождения Новое. — В кн.: Геохимия и минералогия серы. М., изд-во "Наука", 1972.
- Власов Г.М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. — Труды Лабор. вулканологии, 1958, вып. 13.
- Власов Г.М. Вулканические серные месторождения и некоторые вопросы приповерхностного рудообразования. — В кн.: Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов. Магадан, 1960.
- Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. Отв. редактор Власов Г.М., изд-во "Наука". М., 1971.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., изд-во "Наука", 1967.
- Знаменский В.С. Некоторые закономерности локализации самородной серы в кальдерных вулканах Курильских островов. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Материалы к 3-му Всес. вулканолог. совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Знаменский В.С. Вулканогенные серные руды Курильских островов (геология, петрография, генезис). — В кн.: Геохимия и минералогия серы. М., изд-во "Наука", 1972.
- Знаменский В.С. Осадочные породы в вулканогенных толщах Курильских островов (в связи с проблемой генезиса вулканогенной самородной серы). — В кн.: Материалы Всес. сов. по сере в пос. Гаурдак. М., изд-во "Наука", 1974.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., изд-во "Наука", 1967.
- Шилов В.Н., Федорченко В.И. Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хребта Вернадского, о. Парамушир). — Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Эрлих Э.Н., Богоявленская Г.Е., Родионова Р.И., Соловьева Н.А., Федоров М.В., Анисеева Л.И., Огородов Н.В., Гузиев И.М. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., изд-во "Наука", 1966.

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Ляхович В.В., Петров В.П. Горные породы — многоотраслевое сырье ближайшего будущего	5
Баскина В.А. Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений	25
Годлевский М.Н. О характере связи сульфидного медно-никелевого оруденения с формациями базитов и гипербазитов	43
Бородаевская М.Б., Ширай Е.П., Кривцов А.И. О характере и формах связи колчеданного оруденения с магматизмом эвгеосинклиналей	58
Богатиков О.А., Бродская С.Ю., Печерский Д.М., Шаронова З.В. Особенности Fe—Ti минерализации габбро-норит-анортозитовых комплексов Украины и Западной Латвии	72
Гоньшакова В.И. Специфика минерации базит-гипербазитовых формаций платформ	85
Пятенко И.К., Гладких В.С. О связи редкометального оруденения с дифференциатами щелочной оливин-базальтовой магмы	99
Гинзбург А.И., Иовчева Э.И. Критерии рудоносности гранитоидов (на примере бериллия)	113
Руб М.Г., Руб А.К., Павлов В.А. Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов	130
Пашков Ю.Н., Ефремова С.В., Аветисян Г.Г. О месте молибденового и медного оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения)	156
Афанасьев Л.М., Браун К.Н. Петрохимические особенности средне-мезозойских лейкократовых гранитов Западного Забайкалья и их редкометальное оруденение	162
Наседкин В.В. Магма, лава и промышленные свойства вулканических пород	175
Знаменский В.С. О связи концентраций самородной серы с вулканизмом Курильских островов	186

Горные породы – многоотраслевое сырье ближайшего будущего. Ляхович В.В., Петров В.П. – В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Интенсивное развитие техники позволяет в настоящее время рассматривать многие горные породы, как важнейшее полезное ископаемое. Авторы считают, что в дальнейшем использование широко распространенных горных пород в народном хозяйстве резко увеличится. Если сейчас главным применением горных пород является их использование в строительстве в качестве конструкционного и теплоизоляционного материала и только отчасти как источника различных видов сырья (полевой шпат, нефелин, апатит, титаномагнетит и т.д.), то в ближайшем будущем такое использование значительно увеличится и кроме того, будут, видимо, широко извлекаться из горных пород различные редкометалльные акцессорные, цирконсодержащие минералы, а также ряд металлических компонентов.

Библ. 58 назв.

УДК 552.3+553.12

Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений. Баскина В.А. – В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

На примере рудных районов Сихотэ-Алиня, Канады, юга Африки показано, что структурно-магматический контроль крупных месторождений эндогенных руд, независимо от их состава (олово, золото, медь, цинк, никель, хром и т.д.) является единым. Магматические формации линейментов, контролирующих размещение крупных месторождений – контрастные базитовые с широким диапазоном родственных пород, от ультраосновных до кислых. Есть основания относить все магматические проявления таких комплексов к продуктам единого процесса магмогенерации – селективного плавления мантийного субстрата.

Табл. 1, илл. 3, библ. 39 назв.

УДК 552.3+553.48

О характере связи сульфидного медно-никелевого оруденения с формациями базитов и гипербазитов. Годлевский М.Н. – В сб.: Магнетизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Медно-никелевые месторождения связаны с теми или иными базит-гипербазитовыми формациями и имеют глубинный мантийный источник. Однако их проявление в земной коре зависит от суммы геологических факторов и эволюции тектонических структур. Никеленосные формации делятся на две группы: первая охватывает нижний протерозой, вторая – все другие периоды, начиная со среднего протерозоя. Нижнепротерозойские формации связаны с примитивными троговыми структурами типа тафрогеосинклиналей на кристаллических щитах, они содержат бедные медью руды, связь между оруденением и магматизмом сложная, вплоть до образования наложенных метаморфогенных руд. Вследствие высокого регионального метаморфизма первичная природа никеленосных формаций не ясна, но во всяком случае среди них отсутствуют чисто магнезиальные "альпийно-типные" представители.

Никеленосные формации среднего и верхнего протерозоя и фанерозоя связаны исключительно с консолидированными структурами на орогенах и платформах и совершенно неизвестны в пределах эвгеосинклиналей. Все они существенно базальтоидные, большей частью толентовые. Оруденение связано с высокомагнезиальными членами дифференцированных интрузий. Среди них выделяются вулканоплутонические формации типа толентовой формации Печенги или трапловых формаций фанерозоя. Наибольшее распространение имеет габбро-норит-гипербазитовая формация, дающая расслоенные массивы на платформах и сложно дифференцированные на орогенах. Региональный метаморфизм проявлен слабо, контактовый метаморфизм иногда выражен сильно, но прямая связь между контактовым метаморфизмом и оруденением отсутствует.

Табл. 2, илл. 1, библ. 22 назв.

О характере и формах связи колчеданного оруденения с магматизмом эвгеосинклиналей. Бородаевская М.Б., Ширай Е.П., Кривцов А.И. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Среди вулканогенных формаций доорогенных стадий развития эвгеосинклиналей выделены колчеданосные формации, принадлежащие к натровой серии базальтоидного магматизма. По особенностям развития последнего выделено три типа эвгеосинклиналей, различающихся по глубинному строению и происхождению основания. На конкретных примерах меднорудных провинций рассмотрены условия становления колчеданосных формаций, положение в истории их развития колчеданного оруденения и металлогенические особенности колчеданосных зон различных типов. Связь колчеданных руд с кислым вулканизмом отражает общность генерации магматических и рудообразующих процессов. Особенности состава руд месторождений зависят от степени и характера взаимодействия рудоносных флюидов с породами коры, а также от состава последней.

Табл. 2, библи. 17 назв.

УДК 552.311:553.494.2

Особенности Fe—Ti минерализации габбро-норит-анортозитовых комплексов Украины и Западной Латвии. Богатиков О.А., Бродская С.Ю., Печерский Д.М., Шаронова З.В. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Установлено, что основная часть рудной фракции габбро-норитов и анортозитов Украины и Латвии представлена гемойльменитом состава $0,92 \text{ FeTiO}_3$ $0,08 \text{ Fe}_2\text{O}_3$ ($T_c \sim -150^\circ\text{C}$), который наиболее близок первичному. Различия в составах гемойльменитов с $T_c > +20^\circ\text{C}$ указывают, что на поздних стадиях кристаллизации магмы существовали более высокие окислительные условия при формировании габбро-норитов Коростеньского плутона, по сравнению с анортозитами того же плутона и габбро-норитами и анортозитами З. Латвии.

Высококачественный состав ильменитов габбро-анортозитовых ассоциаций делает эти комплексы перспективными в отношении титановой минерализации (как из коренных источников, так и из кор выветривания и россыпей) даже по сравнению с более богатыми титаном некоторыми расчлененными эпизональными массивами. В этих массивах Fe—Ti рудная фракция в основном представлена титаномагнетитом с тонкой структурой распада.

Табл. 1, илл. 5, библи. 8.

УДК 552.31+553.2

Специфика минерации базит-гипербазитовых формаций платформ. Гоньшакова В.И. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Для древних платформ характерно проявление 2^x главнейших типов магматизма, со свойственной для каждого из них, резко отличной минерацией (металлогенией): 1. Щелочноультраосновного-щелочнобазальтоидного с образованием соответствующей формации, заключающей три генетически родственные субформации: а) кимберлитов (алмазной), б) ультраосновной — щелочной с карбонатами (редкометальной), в) щелочнобазальтоидной (специфичной на редкие и редкоземельные элементы). 2. Базальтового с образованием субформаций:

а) трапповой (никеленосной, железорудной, шпатоносной, полиметаллической), б) габбро-перидотитовой (никеленосной). Последняя субформация характерна не для всех платформ. Установлена для Русской платформы. Первый — щелочноультраосновной — щелочнобазальтоидный тип магматизма во времени совпадает с более поздними этапами развития платформ, соответствующими наиболее крупным геолого-тектоническим перестройкам последних (на Русской платформе — средний палеозой, на Сибирской — ранний мезозой).

Различные формационные типы базит-гипербазитов платформ и свойственная им минерация определяются, в основном, исходным составом магм, глубиной их формирования и условиями становления.

Наблюдаемое различие в составе и минеральности одних и тех же формационных типов базитов и гипербазитов в различных секторах Земли (Русской, Сибирской, Африканской) свидетельствует не только о различных условиях формирования и становления пород, но и о возможной гетерогенности подкорового субстрата.

Специфической особенностью локализации всех крупнейших месторождений алмазов, редких металлов, магнетита, исландского шпата, медно-никелевых, полиметаллических, является связь их с зонами повышенной проницаемости, с зонами глубинных разломов, ограничивающих структуры I, II, III порядков.

Библ. 24 назв.

УДК 552.111+332.2 (477)

О связи редкометального оруденения с дифференциатами щелочной оливин-базальтовой магмы. Пятенко И.К., Гладких В.С. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Изучены ультракалиевые дифференциаты щелочной оливин-базальтовой магмы Волновахской зоны — калиевые трахиты, а также близкие к ним по составу полевошпат-карбонатные брекчи и ортоклазиты с повышенным содержанием редких элементов. По петрографическому и химическому составу и характеру редкометальной специализации эти породы сопоставимы с аналогичными породами карбонатитовых комплексов и могут рассматриваться как один из поисковых признаков на карбонатиты.

Табл. 4, илл. 2, библ. 16 назв.

УДК 553.493.45.041:552.321.1/3

Критерии рудоносности гранитоидов. Гинзбург А.И., Иовчева Э.И. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Выделяются четыре генетические группы гранитов, характеризующиеся различной металлогенической специализацией. Месторождения редких элементов, в частности, бериллия, связаны только с двумя группами — с гранитами дифференцированных комплексов нормального и щелочного рядов. Граниты, формирующиеся на различных глубинах, характеризуются разным содержанием фтора. По количеству фтора в гранитах и коэффициенту его накопления можно судить о генетическом типе месторождений, образующихся в связи с данным комплексом. Критериями рудоносности гранитов могут служить уровень щелочности пород, содержание бериллия в гранитах, гранит-аплитах и коэффициент его накопления в конечной фазе комплекса, соотношение $Be: (Si/Al): (K+Na-Ca)$.

Табл. 4, библ. 23 назв., илл. 2.

УДК 553.677:551.11

Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов. Руб М.Г., Руб А.К., Павлова В.А. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

В статье излагаются результаты сравнительного изучения биотитов и протолиитонитов разновозрастных рудоносных гранитов. Показано, что для биотитов всех рассмотренных рудоносных гранитов характерна обогащенность летучими, особенно фтором, и редкими щелочами, а также рудными элементами — Sn, Ta, W в зависимости от специализации гранитоидных комплексов. Изучение химического состава биотитов, их железистости и ряда других параметров, наряду с геологическими, петрохимическими и петрографическими особенностями гранитов позволяет выяснить условия, в которых происходило формирование гранитоидов. Главным концентратором олова и тантала в слюдах являются аксессуарные минералы, присутствующие в них в виде микровключений.

Проведено сравнение биотитов рудоносных гранитов с биотитами нерудоносных гранитоидов и показаны их отличительные особенности. Изложенные материалы свидетельствуют о магматической природе олова и тантала.

Табл. 5, илл. 1, библ. 29 назв.

О месте молибденового и медного оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения). Пашков Ю.Н., Ефремова С.В., Аветисян Г.Г. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Молибденовая и медная минерализация, проявившаяся в пределах месторождения после даек аплитов, разделена по времени своего образования внедрением даек олигоклазовых кварцевых диоритов. Это доказывается наличием многочисленных обломков кварц-молибденовых жил в виде ксенолитов в породах дайки. Олигоклазовые кварцевые диориты содержат вкрапленность халькопирита и пересекаются халькопиритовыми прожилками. Последующие стадии минерализации отделены от рудоносных внедрением даек невадных гранодиорит-порфиров.

Детальное петрографическое изучение дайковых пород и газожидких включений в кварце ксенолитов и кварц-молибденитовых жил подтвердило геологические наблюдения.

Табл. 1, илл. 2, библи. 2 назв.

УДК 552 321 1

Петрохимические особенности среднемезозойских лейкократовых гранитов Западного Забайкалья и их редкометальное оруденение. Афанасьев Л.М., Браун К.Н. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

Среди мезозойских интрузивных комплексов в Западном Забайкалье значительно развиты лейкократовые граниты гуджирского комплекса, которые резко выделяются среди пород других комплексов по геолого-структурному положению, минеральному составу и геохимическим особенностям. С ними генетически связаны все известные рудопроявления редких металлов этой области.

Генетическая связь молибденового и вольфрамового рудопроявлений с интрузивами лейкократовых гранитов подтверждается их тесной пространственной связью, почти одновременным образованием некоторых дайковых пород (микрогранитов, аплитов, жильных меланократовых сиенитов) и кварцево-рудных жил, присутствием примесей молибдена и вольфрама в составе породообразующих минералов (в биотите, полевых шпатах, кварце) гранитов и жильных пород, зональным расположением минерализации вокруг интрузивных тел.

Изучение содержания акцессорных минералов и элементов-примесей в породах различных этапов показало, что выделение молибдена, вольфрама и фтора началось еще в ранние стадии формирования гранитных массивов, но концентрация их происходила в постмагматический этап в результате деятельности гидротермальных растворов.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры представляют собой комплекс, богатый кремнеземом, щелочами, летучими компонентами и акцессорными элементами.

Табл. 5, библи. 32 назв.

УДК 552.11+553.6

Магма, лава и промышленные свойства вулканической породы. Наседкин В.В. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые, "Наука", 1975.

Свойства лавы в значительной степени определяются температурой и давлением водяного пара. Магмы, сформировавшиеся вблизи поверхности, в поверхностных условиях склонны к переохлаждению и образованию стекла. Кристаллизация переохлажденных жидкостей может протекать при температуре ниже температуры солидуса. С явлением переохлаждения расплава связано образование перлита, обсициана и пемзы. Особенности размещения этих пород на поверхности определяются механизмом извержения.

Табл. 2, илл. 5, библи. 5 назв.

О связи концентраций самородной серы с вулканизмом Курильских островов. Знаменский В.С. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. "Наука", 1975.

В истории геологического развития Курильских островов в четвертичное время различаются два этапа эффузивного вулканизма: ниже-верхнечетвертичный и верхнечетвертичный — современный. Первый этап вулканизма характеризуется образованием кальдер и накоплением "внутрикальдерных" отложений с крупными скоплениями самородной серы. Второй этап вулканизма характеризуется образованием стратовулканических конусов, в которых залежи самородной серы весьма малы. Вулканические хребты обязаны своим существованием наложению в пространстве двух этапов вулканизма, а большинство изолированных вулканов были образованы лишь в один из этих этапов вулканизма. Молодые эффузивы второго этапа закрыли залежи серы в кальдерных отложениях первого этапа вулканизма. Базальты и все разновидности неизмененных пирокластических пород, как правило, не содержат примеси серы. Повышенные содержания серы характерны для андезито-базальтов и андезитов второго этапа вулканизма в вулканических хребтах. Содержание серы в виде примеси в породах резко уменьшается в направлении от Южных к Северным Курильским островам.

Табл. 1; илл. 3, библи. 12 назв.

1 р. 05 к.

1613