

Гетерогенность пород и руд Сибири



Издательство «Наука»
Сибирское отделение

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
Западно-Сибирское отделение

Гетерогенность пород и руд Сибири

Ответственные редакторы
д-р геол.-мин. наук Н.Н. Амшинский,
канд. геол.-мин. наук В.И. Сотников



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986

УДК [550+553] [551.2'3'7+552.1'3+553.2'3'4] (235.2'3+571.1'5)

Гетерогенность пород и руд Сибири. - Новосибирск: Наука, 1986.

В сборнике рассмотрены вопросы гетерогенности и конвергенции в породах и рудах Алтая, Западного Саяна, Тувы, Салаира, Кузнецкого Алатау. Показаны петролого-геохимические особенности магматогенных пород, помогающие установить способ формирования и выяснить характер влияния метаморфизма на первоначальный состав и облик оруденения. Раскрываются особенности генезиса ряда месторождений, предлагается новая классификация осадочных пород на основе вещественной неоднородности их состава.

Книга рассчитана на специалистов широкого профиля, занимающихся изучением минерального сырья.

Рецензенты Р.С. Родин, В.В. Велинский

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук А.В. Ван, д-р геол.-мин. наук Ю.П. Казанский, д-р геол.-мин. наук Г.Р. Колонин, канд. геол.-мин. наук В.Г. Корель (зам. гл. редактора), канд. геол.-мин. наук Н.В. Перфильева (отв. секретарь), д-р геол.-мин. наук Н.А. Росляков (зам. гл. редактора), д-р геол.-мин. наук Ю.Г. Щербаков

Г¹⁹⁰⁴⁰²⁰⁰⁰⁰⁻⁸³⁶
042(02)-86 177-86-III

© Издательство "Наука", 1986 г.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ И КОНВЕРГЕНЦИЯ

В ПОРОДАХ И РУДАХ –

ОДНА ИЗ ВАЖНЕЙШИХ ПРОБЛЕМ ГЕОЛОГИИ

Я не сомневаюсь, что конвергенция уже в недалеком будущем самой логичной жизни будет поставлена в число важнейших проблем геологической науки.

Г.Л. Поспелов

Чем пристальнее мы изучаем неорганическую природу, тем чаще встречаем удивительные примеры гетерогенности и конвергенции. Внешне одинаковыми оказываются породы совершенно различного происхождения и, наоборот, единый процесс на разных его уровнях, или стадиях, создает гамму разнородных, непохожих друг на друга пород, объединенных постепенными переходами. Оказываются неразличимы по химическому составу, микро- и макрооблику кислые эффузивы и контактовые метасоматиты, габбро и перекристаллизованные порфиритоиды, сиенит-аплиты и альбититы, продукты кор химического выветривания и гидротермального преобразования осадочных пород и т.д.

Десятки лет ведутся споры о происхождении стратиформных магнетитовых и полиметаллических месторождений. Одни находят в них четкие признаки первичного осадочного седиментогенеза и последующего метаморфического преобразования, другие утверждают, что эти признаки свидетельствуют о послойном метасоматическом замещении осадочно-вулканогенных пород более молодым рудообразующим флюидом. Столь же гетерогенными оказываются, казалось бы, привычные и такие понятные геологические явления, как характер контакта магматического или метасоматического тела с осадочными породами, процессы жилообразования и т.п. Многолетние дискуссии по проблемам эндогенного породо- и рудообразования являются, как мы глубоко убеждены, свидетельством не только гетерогенности и конвергентности, но и недостаточной разработанности системы критериев распознавания сходных пород разного происхождения. Эти дискуссии указывают также на существование групп исследователей, приверженных к одной концепции и не признающих не только иных концепций, но часто и не желающих проникнуть в существо доказательств своих противников. Не беспокоит их и фактическая обоснованность своей собственной правоты. Вряд ли нужно доказывать, сколь мало полезны такие споры для науки.

Говоря о проблеме гетерогенности и конвергенции, стоит подчеркнуть, что она не нова. Ряд исследователей обращал внимание геологической общественности на важность этой проблемы, а в Сибири много лет назад ее впервые поставил и плодотворно разрабатывал Г.Л. Поспелов /1955, 1973, 1975/. Однако следует признать, что в последующие за его работами годы геологическая наука не очень обогатилась знаниями и новыми фактами, которые бы развивали это важное направление.

Вместе с тем установление генезиса пород и руд имеет не только научное, но и большое практическое значение. Неверное определение генезиса пород и тем более руд в прошлом зачастую приводило к отрицательным последствиям при разведке и освоении месторождений полезных ископаемых.

Известно, например, сколь длительно пересматривались генезис и возраст железорудных месторождений Горной Шории. Господствующая до 50-х годов концепция об их контактово-метасоматическом происхождении и крутопадающих структурах только под давлением многочисленных геологических фактов, накопленных в процессе разведки и освоения месторождений, начала вытесняться концепцией первично вулканогенно-осадочного рудоотложения и последующего метаморфизма железорудных тел /Дербигов, Руткевич, 1971/. В результате запасы месторождения существенно возросли, но одновременно пришлось перемещать часть городских построек, оказавшихся в зоне открытых и включенных в отработку рудных тел. Такие примеры во множестве имеются и в практике освоения угольных месторождений Кузбасса.

Контактово-метасоматическая гипотеза, предполагавшая связь железооруденения с тельбесскими (девонскими) интрузиями, долгие годы была тормозом на пути поисков железных руд в Горном Алтае, где такие интрузии не устанавливались.

Накопленный опыт разведки и освоения железорудных месторождений повсеместно приводит к выявлению стратиформных месторождений, связанных с вулканогенными толщами. И все-таки контактово-метасоматическая концепция до сих пор находит своих приверженцев.

Длительный и все еще продолжающийся спор о генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая также свидетельствует о наличии признаков, сближающих продукты генетически совершенно разных процессов. Теоретические споры в конечном итоге перерастают в поисковые и разведочные работы, т.е. в действия сугубо материальные и достаточно дорогостоящие. И успех их будет определяться правильностью представлений исследователя о генезисе оруденения. Вот почему генетический подход, обязывающий исследователя к проникновению в существо природного явления, т.е. к адекватному отображению объективной реальности в его сознании, имеет глубокий научный смысл и большое практическое значение.

Данную статью следует рассматривать в качестве попытки возбудить интерес геологов к гетерогенности и конвергенции как един-

ственным критериям распознавания генетически различных пород, внешне имеющих одинаковый облик и зачастую не отличимых ни по химическому составу, ни под микроскопом. Многолетнее изучение пород и разнообразных рудных месторождений позволяет нам присоединиться к тем исследователям, которые, не отвергая, а даже приветствуя применение новых методов лабораторных исследований, решающее значение всегда оставляют за геологическими наблюдениями. Приведем некоторые примеры из нашего опыта.

При разведке одного из месторождений в Горной Шории мы с В.П. Ковалевым в свое время вскрыли рудную зону, представляющую собой кварц-альбитовую массу, включающую рудные минералы. Под микроскопом эта масса напоминала по составу и структуре аркозовый песчаник, как и была диагностирована одним недостаточно опытным минералогом. Такая диагностика влекла за собой решительную переоценку генезиса, перспектив месторождения и в корне меняла систему разведки. Вместе с тем с момента пересечения этой рудной зоны рядом скважин было ясно, что мы имеем минерализованную секущую трещинную зону с мелкими ответвлениями по оперяющим трещинам, на глубине склоняющуюся по падению к контакту гранитоидного массива. Это была характерная структура, секущая осадочные породы и выполненная продуктом кварц-щелочного метасоматоза, несущего оруденение. В этом случае не потребовалось много усилий, чтобы доказать ошибочности первоначального диагноза. Если бы упомянутый минералог не переоценил возможности микроскопа, а посмотрел внимательнее керн скважин и разрез по ним, мы уверены, он не допустил бы ошибки. Нам известны также примеры, когда образцы истинного аркозового песчаника, лишь чуть-чуть затронутого контактовым метаморфизмом, принимались без тени сомнения и многими, даже опытными геологами за аплитовидный гранит. Небольшой кусок породы, оказывается, не каждому раскрывает свою сущность.

Совершенно противоположный по своей сути случай был у нас в 1954 г. при разведке другого объекта, также связанного с процессом кварц-щелочного метасоматоза в Горном Алтае. Здесь под углом к складчатой структуре девонских пород проходит мощная зона кремнещелочного метасоматоза, поражающая порфириды, алевролитовые сланцы и крупноглыбовые конгломераты. В центральной части зоны все они превращаются в мелкозернистую, внешне похожую на сиенит-аплит, светлую розоватую породу, к краям переходящую в фельзитоподобную, со структурами, схожими с флюидальными. В той части зоны, где она пересекает конгломераты, в обнажении нам удалось увидеть контуры глыб и цементирующую их массу. Однако образец, отбитый из места видимого сопряжения глыбы с цементом, показал, что и то, и другое представлено одним и тем же веществом. От первичного вещества глыб и цемента остались лишь теньевые структуры. Описанное явление наблюдается в протяженных и крутых, но трудно доступных утесах.

При изучении объекта некоторые геологи высказали соображение, что здесь имеют место дайка сиенит-аплитов и продукты метамор-

физма вмещающих пород, обусловленные ее воздействием. Зона была опробована по всей видимой мощности, и по каждой пробе были сделаны различные анализы и шлифы. После просмотра шлифов под микроскопом сторонников сиенит-аплитовой дайки удалось убедить в ошибочности первого их решения и показать, что "сиенит-аплит" является гидротермальным альбититом. Плавность переходов от неизмененных пород в измененные, сохранение очертания глыб конгломератов, постепенное нарастание зернистости от периферии к центру зоны – все это можно было наблюдать не в центре зоны, а на ее флангах. Мы уверены, что если бы геологи-разведчики осмотрели объект разведки шире, то они бы не ошиблись.

Необходимо заметить, что на объекте и несколько северо-западнее от него продукты аналогичного преобразования терригенно-осадочных пород принимались геологами-съемщиками за кислые эффузивы /Белостоцкий, 1955/. Позже эти интересные породы были изучены и правильно определены как продукты метасоматоза, сопровождающие позднегерцинские гранитоиды /Митропольский, 1965/.

Полагаем, что подобному же процессу обязаны появлением породы, широко известные как эффузивы, в районах развития девонских вулканитов северо-западной части Горного Алтая и в Рудном Алтае. Именно такие выводы сделал Б.Н. Лапин, изучавший их в самые последние годы /Лапин, 1985/.

Нет сомнения, что многие площади, ранее закартированные как покровы кислых эффузивов девона, фактически представляют собой туфы кислых эффузивов, претерпевших как автометаморфизм, так и щелочной метасоматоз, связанный с более молодыми, еще не вскрытыми гранитоидными интрузивами.

Характерная особенность таких псевдоэффузивных пород – их расплывчатое постепенное затухание во вмещающих породах. Вместе с тем они могут местами создавать и четкие ограничения без заметного изменения подходящих к такому контакту вмещающих пород. Наблюдения и опыты моделирования процессов метасоматоза, блестяще проведенные Г.Л. Пospelовым /1955/, показали, что для резкого ограничения наступающей волны метасоматизирующих растворов достаточно встречи с перпендикулярной к ней тонкой волосовидной трещиной. Блочный метасоматоз – следствие сочетания именно таких условий.

Необходимо также иметь в виду, что в центральных частях ореолов метасоматически измененных туфов зачастую возникают гранофиновые породы, которые обычно считают интрузивными гранитами и гранит-порфирами. Поскольку они залегают в вулканитах, то их часто принимают за субвулканические интрузии, хотя они имеют затухающие ограничения и не сопровождается околожерловыми фациями, характерными для субвулканических тел.

В таком случае часто приходится сталкиваться с несомненным непониманием или пренебрежением существом природной модели процесса. Известно, что уже интрузивы, возникающие в гипабиссальных условиях, содержат так называемые зоны закалки, появляющиеся как следствие кристаллизации расплава, быстро потерявшего

летучие и тепло. В субвулканических условиях, когда процесс почти достигает поверхности, потери летучих и тепла еще более увеличиваются и зачастую приводят к взрыву. При этом создаются взрывные, эксплозивные брекчии и туфы. Дошедший до этого уровня расплав катастрофически быстро теряет тепло и кристаллизуется, не успев существенно повлиять на контактирующую с ним вмещающую среду.

В этих условиях четко ограничиваются фазы состояния вещества, создаются резкие контакты и не могут возникать постепенные переходы, возможные только в медленно затухающем термоградиентном поле. Подобные условия возникают лишь на достаточной глубине. Определение продукта метасоматоза как вулканического тела влечет за собой заниженную оценку перспектив рудоносности.

Столь же трудно геологически объяснить причину, по которой поля туфов кислого состава картируются как кислые эффузивы. Известно, что кислый расплав, будучи очень вязким, образуется и продвигается к поверхности в силу насыщения его летучими компонентами, главным образом водой. В случае катастрофически быстрого подъема, достигнув дневной поверхности, расплав взрывается и создает палящие тучи, оседающие в виде туфов. Эффект взрыва обеспечивается быстротой потери летучих. Но если расплав еще до подхода к поверхности израсходует главную массу летучих, то взрыва не произойдет. Расплав, изливаясь, будет сразу же кристаллизоваться, а нижележащие жидкие порции магмы будут поднимать уже твердую оболочку до тех пор, пока не иссякнет их энергия. В итоге создаются тела типа известных Лассен-Пика, Мон-Пеле или крутобоких лакколитов Минеральных Вод.

Отметим, что перекристаллизованные туфы внешне действительно очень похожи на кислые эффузивы, и, следовательно, наличие конвергентности. Однако геологические наблюдения и интерпретация легко обнаруживают генетически иной процесс и приближают геолога к правильному пониманию его. Конвергенция и гетерогенность в этом случае не являются непреодолимым барьером.

В областях с напряженной складчатостью, когда она перерастает в изоклиналичную, нередко сдваиваются разрезы немых вулканических толщ. С таким фактом мы встречались в Холзунском хребте. По долине глубоко врезанного притока р. Бухтарма наблюдалось чередование одинаковых по мощности и составу пластов, в том числе пласта туфов кислого состава. Радиометрические наблюдения показали, что здесь мы видим один пласт, всякий бок которого всегда дает максимальную радиоактивность, но, находясь в опрокинутой изоклиналичной складке, он попадает в положение то висячего, то лежащего бока. Этот пример показывает, как иногда можно решить задачу правильно и как ее не решают, имея для этого возможность (радиометр).

Гранитоидные тела, залегающие в магнезиально-железисто-карбонатной среде, в эндоконтактной зоне обычно сложены более основными разностями: диоритами, кварцевыми диоритами, иногда габбро, глубже в массив переходящими в габбро-диориты и диори-

ты. Эти породы – следствие ассимиляции и гибридизма гранитоидным расплавом или продукт незавершенной гранитизации при формировании тела способом замещения на месте гранитизирующими флюидами. Такие же по составу породы наблюдаются иногда в нижней, приподошвенной части пластообразных гранитных тел. Здесь эти породы обусловлены процессом гравитационной отсадки темноцветных компонентов. Петрографически и химически эти разные по происхождению породы не отличимы. Однако по содержанию радиоактивных, редких, редкоземельных элементов и редких щелочей они несопоставимы. В продуктах гибридизма, залегающих над гранитами, этих элементов намного больше, чем в таких же породах из подошвы тела. Следовательно, гетерогенность пород при их внешнем сходстве легко разрешается при геохимическом подходе.

В целом же для гранитоидов, как ни для какой другой группы пород, характерна гетерогенность /Амшинский, 1971; Менерт, 1971; Слободской, 1971; Махлаев, 1974/, и совершенно справедлив вывод о том, что "гранит может рассматриваться как конечный продукт множества разнообразных конвергентных петрогенетических процессов" /Менерт, 1971, с. 115/.

Однако одно дело знать, что граниты гетерогенны, другое – научиться распознавать их и классифицировать по генезису. И здесь мы еще далеки от универсальных рецептов. Необходимы специальные исследования и широкое обсуждение генетических принципов и критериев различия сходных пород разного происхождения. Эти исследования, как важнейшая задача геологической науки, намечены Г.Л. Поспеловым.

Литература

- Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность и ее значение для понимания генезиса, рудоносности и корреляции гранитоидов. – В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1971, с. 88–93.
- Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. – 200 с.
- Белостоцкий И.И. Основные черты стратиграфии и условия образования девонских отложений Уйменской депрессии на Северо-Восточном Алтае. – Сов. геология, 1955, № 45, с. 50–59.
- Дербигов И.В., Руткевич И.С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. – Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1971. – 91 с.
- Лапин Б.Н. Процессы метасоматоза в девонских толщах Алтая. – В кн.: Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1985, с. 121–131.
- Махлаев Л.В. Докембрийская гранитная серия Таймыра и генетические ряды в ее составе: Автореф. докт. дис. – Новосибирск, 1974. – 54 с.

Менерт К.Р. Мигматиты и происхождение гранитов. – М.: Мир, 1971. – 327 с.

Митропольский А.С. Метаморфизм пород и условия образования щелочных метасоматитов в Уйменской депрессии Горного Алтая. – Геол. и геофиз., 1965, № 1, с. 92–104.

Поспелов Г.Л. О явлениях замещения при образовании эффузивных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканогенных комплексов Западной Сибири. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 345–371.

Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. – Новосибирск: Наука, 1973. – 355 с.

Поспелов Г.Л. Проблемы причинности и явления конвергентной неопределенности в геологии. – В кн.: Современный детерминизм и наука. Т. II. Проблемы детерминизма в естественных науках. Новосибирск: Наука, 1975, с. 313–334.

Слободской Р.М. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. – Новосибирск: Наука, 1971. – 172 с.

А.А. Долгушина, Н.Н. Амшинский

ГЕТЕРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ МАССИВЫ ГОРНОГО АЛТАЯ И ТУВЫ

В Горном Алтае и Туве известны обычно значительные по площади массивы гранитоидов, в строении которых принимают участие породы не только кислого, но и основного состава. Разные по составу породы зачастую относят к разным фазам внедрения или даже к разным возрастным комплексам. В то же время имеются данные о том, что все это разнообразие пород обусловлено единым процессом. Рассмотрим несколько таких массивов.

Шапшальский массив площадью свыше 2000 км² залегает в осевой части Шапшальской антиклинали, сложенной отложениями верхнего кембрия, нижнего ордовика и силура. Юго-западный контакт массива прямолинейный, что обусловлено его подчинением зоне глубинного Шапшальского разлома. Извилистый северо-западный контакт прорывает отложения ордовика, северо-восточный – отложения верхнего кембрия. Контакты массива везде описываются как согласные со сланцеватостью вмещающих нижнепалеозойских пород. В массиве отмечаются небольшие участки вмещающих пород, главным образом верхнекембрийско-ордовикских, но иногда и более молодых – ниже-среднесилурийских. На самых высоких гипсометрических уровнях вмещающие породы не закартированы, они обнаружены в относительно пониженных участках современного высокогорного рельефа. Это, вероятно, свидетельствует о том, что здесь вскрывается подошва массива, а сам массив представляет собой

лакколитообразное тело сравнительно небольшой мощности.

Большая часть площади массива сложена порфиroidными массивными и гнейсовидными биотитовыми гранитами преимущественно гранобластической и гипидиоморфно-зернистой структуры. Гнейсовидные текстуры свойственны породам эндоконтакта, где нередко наблюдается постепенный переход гранитов в инъекционно-метасоматические мигматиты, гнейсы, сменяющиеся кварцево-полевошпатовослюдистыми сланцами. В восточной части массива выделяются биотитовые и аляскитовые граниты так называемого Тонгульского массива. По данным П.С. Антонова, между гранитоидами Шапшальского и Тонгульского массивов имеются постепенные переходы, что не позволяет считать Тонгульский массив ничем иным, как фациальной разновидностью Шапшальского.

Кварцево-серицит-хлоритовые сланцы верхнего кембрия - нижнего ордовика, широко распространенные на территории Западного Саяна и Западной Тувы, в зоне Шапшальского глубинного разлома превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Это в основном кварц-хлорит-мусковитовые, кварц-биотитовые, кварц-мусковит-биотитовые сланцы, местами с гранатом, ставролитом. Значительно реже отмечаются биотит-кварц-плагиоклаз-роговообманковые сланцы. Ближе к контакту с массивом в кристаллических сланцах появляются порфиробласты плагиоклаза, затем микроклина, то единичные, то многочисленные, местами почти нацело замещающие тсн-кокристаллическую ткань сланцев. В результате возникают полосчатые породы, в разной степени насыщенные порфиробластами. Когда перекристаллизация и бластез поражают кристаллические сланцы на большую мощность, возникают зернистые породы магматического облика, в которых сланцевая ткань занимает подчиненный объем (полевошпатовые бластиты, по К. Менерту /1971/). Дальнейшая перекристаллизация и калишпатизация бластитов приводит к образованию пород гранитного облика с гнейсовидной текстурой и гранобластической структурой, в которой ткань сланца имеет еще более подчиненное значение.

В юго-восточной части Шапшальского массива мы наблюдали следующие типы пород, характеризующие естественный ряд нарастающей интенсивности гранитизации в процессе прогрессивного метаморфизма кристаллических сланцев.

1. Серые до темно-серых мелко- и среднезернистые порфиroidные породы лепидогранобластовой структуры с четкой, иногда затушеванной сланцевой текстурой - полевошпатовые бластиты. Состав: кварц, мусковит, бурый биотит, часто хлоритизированный, порфиробласты серицитизированного плагиоклаза (олигоклаза), микроклин в порфиробластах и в основной массе. Эта разновидность характерна для краевой зоны массива.

2. Темно-серые мелко- и среднезернистые диоритоподобные породы, иногда слабопорфиroidные. Структура гранобластовая, с переходом к призматически-зернистой. Состав: интенсивно измененный плагиоклаз, свежая зеленая роговая обманка, небольшое коли-

чество кварца. Эти диоритоподобные породы мы наблюдали на высоте 3161 м, где В.Д. Широкушкин и другие на геологической карте изображают изометричное тело, отнесенное к торгалькскому (девонскому) интрузивному комплексу (более молодому, чем сам массив). Наши наблюдения показали, что сплошного тела там нет, а есть несколько мелких неправильной формы участков диоритоподобных пород, содержащих включения кристаллических сланцев. Находясь также в краевой зоне массива, эти породы образовались за счет переработки более основных вмещающих пород, вероятно, биотит-роговообманково-плаггиоклазовых сланцев.

3. Серые и розово-серые средне- и крупнозернистые порфиroidные граниты с гранобластовой структурой и гнейсовидной текстурой. Иногда порфиroidобласты микроклина достигают 2-3 см по длинной оси и содержат в себе реликты основной массы. Состав: микроклин (от 20 до 40% объема породы), кварц, плаггиоклаз (олигоклаз), биотит, мусковит. Южная часть массива представляет собой подводящий канал плутона и располагается в мощной зоне разлома.

4. Светлые розовато-серые среднезернистые, иногда порфиroidные граниты гранобластической структуры, часто катаклазированные. Состав: кислый олигоклаз, кварц, биотит, мусковит. Содержание микроклина меняется от 40% до почти полного исчезновения. В последнем случае наблюдается процесс альбитизации.

На север Шапшальский массив резко расширяется и, по данным П.С. Антонова, превращается в пластообразное межформационное тело небольшой мощности. Развитые здесь граниты обладают гипидиоморфно-зернистыми структурами и образовались, вероятно, из расплава.

Исходные для образования описанных пород кристаллические сланцы характеризуются ограниченным видовым составом акцессорных минералов (табл. 1). Количественно среди них преобладает частично мартитизированный магнетит, содержания апатита и циркона составляют всего 4 и 0,3 г/т, мало минералов титана. В полевошпатовых бластитах состав акцессорных минералов разнообразнее, а содержание их значительно больше. В них часто встречаются магнетит, ильменит, турмалин, халькопирит, малахит, самородный свинец. Количество апатита здесь уже сотни граммов на тонну, циркона и пирита - десятки граммов на тонну. В отдельных пробах встречен монацит. Содержания многих минералов меняются в значительных интервалах, что отражает, очевидно, как первичную неоднородность метаморфизованной толщи, так и неравномерность ее флюидопромачивания. Также неустойчивы содержания акцессорных минералов в диоритоподобных породах, содержащих много минералов титана.

Порфиroidные граниты характеризуются умеренным содержанием магнетита и малым - минералов титана, но повышенным по сравнению с другими породами содержанием апатита и циркона, присутствием монацита, иногда ксенотима, торита, тапталонитобатов (последние четыре, а также турмалин и флюорит - характерные минералы позднегерцинских гранитов Алтая). В незначительном коли-

Таблица 1

Содержание аксессуарных минералов в породах Шапшальского массива, г/т

Минерал	Сланцы (1)	Бластиты (7)	Диоритоподобные породы (5)	Порфиroidные граниты (4)	Гранобластовые граниты (7)	Гипидиоморфно-зернистые граниты (31)
Магнетит	400	467	1800	300	23	1277
Мартит	60	91	26	-	270	175
Гематит	-	78	6	1	81	17
Ильменит	Мл.	33	1306	1	50	326
Сфен	-	Ед. зн.	92	Ед. зн.	Ед. зн.	101
Рутил	Ед. зн.	"	17	-	8	6
Анатаз	-	"	-	Мл.	Мл.	10
Лейкоксен	4	0,5	1	Ед. зн.	31	7
Апатит	4	316	40	147	156	116
Монацит	-	2,3	-	0,5	0,1	1,5
Ксенотим	-	-	-	Ед. зн.	-	0,2
Ортит	-	-	-	-	-	6
Циркон	0,3	62	20	66	46	66
Торит-оран-жит	-	-	-	-	Ед. зн.	0,7
Флюорит	-	-	Мл.	Ед. зн.	0,6	0,1
Турмалин	-	103	Ед. зн.	11	264	71
Корунд	Мл.	-	"	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Гранат	-	-	-	-	"	10
Пирит	0,5	13	42	41	56	31
Халькопирит	-	Мл.	Ед. зн.	Ед. зн.	4	1
Малахит	-	0,5	"	"	0,1	Мл.
Халькозин	-	-	"	"	-	"
Галенит	-	-	-	-	-	"
Свинец самородный	-	Ед. зн.	Ед. зн.	-	Ед. зн.	Ед. зн.
Молибденит	-	-	-	-	-	Мл.

Примечание. В скобках указано количество проб.

честве встречаются флюорит, турмалин, сульфиды меди. В альбитизированных гранитах магнетит интенсивно мартитизирован, минералов титана мало, и они лейкоксенизированы. Содержания апатита и ширкона непостоянны. Во всех пробах обнаружен турмалин, флюорит редок, в одной пробе обнаружены халькопирит и галенит. Самый обширный видовой состав аксессуарных минералов наблюдается в гипидиоморфно-зернистых гранитах, в которых к тому же больше ми-

Таблица 2

Химический состав пород Шапшальского массива, %

Окисел	Сланцы (1)	Бластиты (1)	Диорито- подобные граниты (4)	Порфи- ровидные граниты (3)	Гранобла- стовые граниты (3)	Гипидио- морфно- зерни- стые гра- ниты (95)
SiO ₂	63,59	69,22	52,10	70,64	74,92	71,69
TiO ₂	0,70	0,62	0,92	0,52	0,09	0,4
Al ₂ O ₃	14,29	13,91	15,49	13,82	13,47	13,85
Fe ₂ O ₃	1,48	1,18	1,63	0,91	0,54	0,97
FeO	6,05	3,23	6,23	2,68	0,92	2,25
MnO	0,12	0,07	0,22	0,07	0,04	0,06
MgO	4,10	1,39	7,71	1,16	0,32	0,73
CaO	1,96	1,29	6,64	1,34	0,82	1,66
Na ₂ O	3,20	3,27	3,00	3,02	4,42	3,11
K ₂ O	2,00	3,17	2,17	4,07	2,29	4,35
P ₂ O ₅	0,20	0,26	0,14	0,24	0,18	0,17
H ₂ O	Не опр.	0,22	0,19	0,13	0,22	Не опр.
П.п.п.	2,01	2,20	3,39	1,15	1,64	"

Примечание. В скобках указано количество проб.

нералов редких и редкоземельных элементов. Таким образом, с усилением степени преобразования кристаллических сланцев, с превращением их в гранитоиды происходит расширение видового состава аксессуарных минералов, увеличение содержания апатита, циркона, турмалина, появляются минералы редких и редкоземельных элементов, входящих в состав гранитизирующих флюидов.

Преобразование кристаллических сланцев в полевошпатовые бластиты сопровождается выносом значительного количества магнезии и закислого железа и увеличением содержания кремнезема и окиси калия (табл. 2). В порфировидных гранитах еще более увеличивается содержание щелочей при преобладании калия над натрием. По содержанию остальных окислов они близки полевошпатовым бластитам. Порфировидные граниты не достигали состояния расплава, так как типичные гранитные структуры в породе отсутствуют. В них встречаются реликты первичных пород, снизу обрастающие каемкой полевых шпатов. Подобные ксенолиты в аллохтонных грани-

Таблица 3.

Содержание аксессуарных элементов в породах Шапшальского массива, $n \cdot 10^{-4}\%$.

Элемент	Сланцы (1)	Бластиты (7)	Диоритоподобные породы (5)	Порфиоровидные граниты (4)	Гранобластовые граниты (7)	Гипидиоморфнозернистые граниты (95)
Стронций	290	196	316	207	122	171
Барий	890	831	1000	930	419	644
Галий	18	18	19	18	16	21
Никель	68	33	44	16	12	9
Кобальт	35	15	39	8	4	6
Ванадий	150	98	127	80	47	45
Скандий	27	14	34	9	7	8
Цирконий	—	148	48	72	66	170
Ниобий	—	7	2	5	5	6
Лантан	—	45	10	31	15	33
Иттрий	16	47	35	38	29	39
Иттербий	3	9	7	7	5	10
Литий	27	45	30	38	17	70
Рубидий	90	153	104	176	139	186
Цезий	Сл.	4	3	6	5	10
Бериллий	—	2	—	1,3	1	1,5
Олово	8	5	8	5	3	9
Молибден	2	2	4	3	2	1
Свинец	29	14	47	23	10	28

Примечание. В скобках указано количество проб.

тах гипабиссальной фации обычно обрастают снизу биотитовой каймой. По Д.С. Коржинскому /1969/, полевошпатовые каймы обрастания характеризуют метасоматический процесс, тогда как биотитовые образуются в гранитах, проходивших стадию расплава. Для светло-серых гранитов характерно высокое содержание кремнезема и преобладание натрия над калием. Вероятно, они образовались в результате альбитизации и окварцевания порфиоровидных гранитов по проницаемым зонам.

В процессе метасоматического кристаллобластеза сланцев в породе появляются цезий, цирконий, ниобий, лантан, бериллий в количествах, близких кларку для кислых пород или несколько меньших, возрастает содержание рубидия, лития, иттрия, иттербия, уменьшается — элементов группы железа, скандия, олова, молибдена (табл. 3). В порфиоровидном граните еще больше уменьшается количество элементов группы железа, скандия, увеличивается —

рубидия, цезия и калия. В альбитизированных гранитах уменьшается содержание стронция, бария, хрома, скандия, возрастает – ниобия. В то же время в них резко понижено содержание лантана, иттрия, лития, рубидия, что связано, вероятно, с процессом альбитизации. Гипидиоморфно–зернистые граниты содержат значительно меньше элементов группы железа, скандия, больше – циркония, лития, рубидия, цезия.

Таким образом, в пределах единого Шапшальского массива мы видим всю колонну пород магматического облика от ее корневых частей до формирующихся на меньшей глубине верхних горизонтов. По способу образования эта колонна гетерогенна: в корневой зоне представлена гнейсовидными гранитами, в средней части – гранитами, образовавшимися путем замещения на месте, вверху – аллохтонными гранитными выплавками. Однако, несмотря на то, что Шапшальский массив является гетерогенным плутоном, это единое тело, все породы которого образовались близко одновременно, в результате единого процесса, захватывающего достаточно большой интервал земной коры и протекавшего на разных глубинах и при разных РТ-условиях.

Талицкий плутон, расположенный в северо–западной части Горного Алтая, площадью около 3500 км² залегает в ядре Талицкого антиклинория. Гранитоиды массива метаморфизуют песчано–сланцевые отложения кембро–ордовика, силура и девона. Массив имеет сложное строение. Большую часть площади плутона составляют биотитовые и биотит–роговообманковые граниты от средне–равномерно–зернистых до порфировидных. В краевых и центральных глубоко вскрытых эрозией частях присутствуют гранодиориты, адаметлиты, тоналиты, реже диориты, габбро–диориты, габбро. В аппикальных частях и в восточном эндоконтакте распространены аляскинтовые граниты, аплитовидные граниты, гранит–порфиры. А.И. Александров /1947/ считал, что габбро и габбро–диориты, образующие мелкие тела в периферической части массива, являются более древними породами, чем гранитоиды. По данным Н.Ф. Вологодина, проводившего в 1959 г. геологическую съемку, габбро, напротив, прорывают граниты. Ж.Д. Никольская и В.А. Трофимов /1963/ выделили три фазы внедрения магмы: 1) габбро–диориты, диориты, гранодиориты; 2) биотитовые граниты; 3) аплитовидные, лейкократовые граниты.

Расположение основных пород в краевых частях и в более низких участках рельефа, часто постепенные переходы их в более кислые породы заставляют предполагать, что их образование обусловлено не последовательным внедрением фаз разной основности а процессами гибридности. В этом отношении интересен изометричный шток с крупным падением контактов горы Бутачиха (сателлита Талицкого массива). Выступая в рельефе монодноком с крутыми склонами, на геологической карте он имеет концентрически зональное строение. В краевых частях, соответствующих наиболее низким формам рельефа, расположены основные породы (габбро, габбро–

Таблица 4

Содержание аксессуарных элементов в габбро-диоритах и биотитовых гранитах, $n \cdot 10^{-4}\%$

Порода	Ga	Ni	Co	V	Sc	Nb	Y	Yb	La
Габбро-диорит Биотитовый гранит	22	18	8	42	8	27	30	5	50
	18	19	5	46	11	20	36	6	47
	Li	Rb	Cs	Be	Pb	W	Mo	Sn	Zr
Габбро-диорит Биотитовый гранит	79	174	7	3	32	-	10	9	340
	49	123	7	3	32	5	4	8	114

диориты). Далее (выше по склону) идет полоса средних пород (диориты, гранодиориты и др.). Еще выше, ближе к центральной части массива, расположены биотит-роговообманковые и биотитовые граниты. В наиболее высокой, близкой к апикальной части массива встречаются аляскитовые граниты. Сама апикальная зона с ее гибридными разностями эродирована. Трудно себе представить образование такого тела за счет многократного внедрения разновозрастных фаз и тем более разных по времени интрузий.

Опробованные нами в верховьях р. Сибирячиха габбро-диориты (как эти породы обозначены на геологической карте), фактически оказались метасоматическими породами, состоящими из плагиоклаза, биотита, пироксена, кварца, калишпата, клиноцоизита с примесью апатита и сфена. Первичный основной плагиоклаз почти полностью замещен эпидотом, цонзитом, сосюритизирован. Присутствует вновь образованный альбит. По содержанию аксессуарных элементов эта порода близка биотитовым гранитам, отличаясь от них еще более высоким содержанием ниобия, лантана, лития, рубидия, циркония и молибдена при естественном преобладании в габбро элементов группы железа (табл. 4). Если бы габбро-диориты были магматическими, в них не могло бы быть таких высоких содержаний гранитофильных элементов.

Каракудюрский массив является одним из самых крупных и типичных представителей гранитоидов восточной части Горного Алтая. Располагаясь в левобережье р. Башкауз, он прослеживается в долине его притока р. Кубадры на юге, пересекается в крест удлинения в средней части р. Каракудюр и далее протягивается на север к долине р. Тускуль. Вытягиваясь на 32 км в меридиональном направлении согласно геологическим структурам кристаллических сланцев и мигматитов, он имеет извилистые очертания и переменную ширину от 4,5 до 19 км. Общая его площадь 480 км².

Контакты массива морфологически неодинаковы. Западный контакт достаточно прямолинейный, а восточный изрезан крупными

бухтообразными заливами и выступами. Южный и северный контакты фактически представляют серию разных как по мощности, так и по составу апофиз то с четкими контактами, то с постепенными переходами их в мигматизированные сланцы и гнейсы. Значительная часть южного контакта перекрыта мореной и долинными отложениями р. Кубадры. По вертикали выходы гранитоидов наблюдаются в диапазоне абсолютных высот от 1500 до 1900 м, т.е. вскрыты эрозией на 400 м.

Большая часть площади массива сложена пестрыми, непостоянными по составу породами с гнейсовидной или такситовой текстурой. Часто встречаются в разной мере переработанные ксенолиты вмещающих пород с многочисленными жилками эпидота, кальцита, кварца, полевых шпатов.

В полосе, примыкающей к контакту, распространены диорито- и габброподобные породы – продукты незавершенной гранитизации достаточно высокоосновных вмещающих пород. На пестром фоне этой полосы внутреннего ореола /по Г.Л. Поспелову, 1960/ наблюдаются согласно вытянутые участки гнейсогранитов, биотитовых, биотит-мусковитовых и аляскитовых гранитов, концентрация которых постепенно увеличивается к центру массива и, сливаясь, создает его ядерную зону. По внутреннему строению и взаимоотношению с вмещающими породами и глубине формирования массив является характерным автохтонным телом абиссальной фации глубинности /Амшинский, 1973/.

В рельефе массив располагается таким образом, что ядерная зона находится в наиболее высоких частях, а краевые зоны – в пониженных частях. При рассмотрении химических анализов проб гранитоидов, взятых на разной высоте, отчетливо выделяется вертикальная петрогеохимическая зональность (табл. 5).

Нетрудно заметить, что краевая зона массива, представляющая собой продукты незавершенной гранитизации, гибриды, а местами перекристаллизации вмещающих первично порфириновых толщ в амфиболиты, в среднем существенно отличается от ядерной зоны. Особенно резко понижается содержание кремнезема (с 69,14 до 51,44%), окиси калия (с 3,69 до 2,01%) и увеличивается – окиси титана (с 0,42 до 1,63%).

Наиболее четкая зональность распределения аксессуарных элементов выявляется при количественном спектральном анализе искусственных шлихов /Амшинский, 1973/. В ядерной зоне отмечены более высокие содержания лантана, иттрия, иттербия, бериллия. Таким образом, в распределении аксессуарных, так же как и петрогенных, элементов отмечается тенденция, указывающая на дифференциацию вещества, которая проявляется уже на первом этапе зарождения гранитов.

К югу от Каракудюрского массива, в левобережье р. Кубадры в метаморфических сланцах и амфиболитах Курайского хребта в свое время В.Н. Скуридиным была откартирована цепочка небольших тел, выделенных в таджикинский комплекс. Наиболее мелкие

Таблица 5

Средние содержания петрогенных окислов разновысотных срезов Каракуджурского массива, %

Окисел	Интервалы высот, м			
	1900-1800 (7)	1760-1680 (5)	1600-1500 (4)	1500-1460 (3)
SiO ₂	69,14	68,80	61,36	51,44
TiO ₂	0,42	0,45	0,80	1,30
Al ₂ O ₃	15,22	14,95	16,77	19,25
Fe ₂ O ₃	0,59	0,80	2,44	4,68
FeO	2,29	2,35	3,39	5,20
MnO	0,08	0,08	0,09	0,13
MgO	1,02	1,13	2,50	5,67
CaO	2,29	2,15	3,86	8,12
Na ₂ O	3,53	3,51	4,24	2,50
K ₂ O	3,69	3,80	2,31	2,01
P ₂ O ₅	0,25	0,14	0,31	0,32

Примечание. В скобках указано количество проб.

тела сложены габбро. В более крупных телах, в центральной их части, появляются габбро-диориты, а в еще более крупных – диориты, гранодиориты и граниты. Такое пространственное взаимоотношение разновидностей пород в телах, то связанных постепенными переходами, то имеющих четкие контакты, позволяет рассматривать их как апикальные части сателлитов гранитоидных массивов, интенсивно гибридизированные за счет ассимиляции достаточно железистых песчаников и известняков метаморфизованных толщ кембро-ордовика. При таком понимании природы габбро находит естественное объяснение наличие в них гранитофильных аксессуарных элементов и развитие ореола роговиков и скарнов, обычно не свойственного габбро – производного базитовой магмы.

Аналогичная картина наблюдается близ южного контакта Талицкого массива, где в его экзоконтакте закартированы небольшие тела габбро-диабазов, отнесенных к самостоятельному девонскому комплексу. В контакте одного из них располагается известное Владимирское кобальтовое скарновое месторождение. Любопытно, что эти габбро-диабазы отличались высокой радиоактивностью, и еще в пятидесятых годах мы установили в них фергюсонит, характерный для гранитов, но не для габбро. Позднее, при полевых исследованиях в 1979 г., в скарнах Владимирского месторождения был обнаружен шеллит. Таким образом, ассимиляционная

природа габбро, как мы полагаем, подтверждается и здесь.

Приведенные факты позволяют утверждать, что высокое содержание гранитофильных аксессуарных элементов в габброидах, пространственно связанных с гранитоидными массивами, является свидетельством генетической связи этих пород, а различие в их петрогенном составе обусловлено степенью интенсивности ассимиляции вмещающих пород типа амфиболитов, порфиритов и, очевидно, доломитов (в Мариинской тайге). Сквозь внешнее различие отчетливо проступают черты их геохимического родства.

Литература

- Александров А.И. Талицкий интрузивный массив. – Сов. геология, 1947, № 27, с. 64–72.
- Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. – 200 с.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М.: Наука, 1969. – 104 с.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. – М.: Мир, 1971. – 327 с.
- Никольская Ж.Д., Трофимова В.А. О возрасте так называемых калбинских интрузий Горного Алтая. – Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1963, т. 94, с. 160–171.
- Поспелов Г.Л. О морфологической зональности интрузивов. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 706–709.

О.М. Туркина

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ТАТАРО-АЯХТИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) В СВЯЗИ С ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИСОМ

Представление о полигенном происхождении гранитов можно считать общепринятым. При этом обычно выделяют /Дубровский, 1984; Кузнецов, 1964; Кузнецов, Изох, 1969; Менерт, 1971; Раген, 1979; Рудник, 1975/ следующие типы гранитообразования: интрузивно-магматическое, палингенно-анатектическое, гранитообразование в ходе магматического замещения /по Коржинскому, 1952/ и метасоматической гранитизации кремнещелочными растворами, нередко также перерастающей в магматическое замещение или палингенное переплавление.

Имеющиеся обширные данные по радиогеохимии гранитоидов относятся главным образом к собственно интрузивно-магматическим гранитам. Именно для таких гранитоидов установлены основные закономерности поведения радиоактивных элементов (РЭ) при формировании плутонов. Все исследователи отмечают накопление урана и тория в ходе эволюции магматического расплава в сторону повышения его кремнекислотности, так что породы поздних фаз оказываются обогащенными этими элементами /Герасимовский, 1963; Смыслов, 1974; Туровский, 1970/.

Вместе с тем в последнее время появились работы, показывающие, что в многофазных дифференцированных комплексах поздние фазы лейкократовых пород по сравнению с предшествующими фазами бывают обеднены ураном и торием, что, казалось бы, противоречит основной тенденции поведения этих элементов. В данном случае поведение радиоактивных элементов, по-видимому, определяется процессом иного рода. Известно, что практически всегда резко обеднены РЭ продукты заключительных фаз, обычно дегазированных: аплитовидные граниты, пегматиты и аплиты. Это связано с обособлением и миграцией от расплава флюидной фазы, в которой радиоактивные элементы преимущественно концентрируются к концу магматического процесса. Отделение летучих от гранитоидной магмы является причиной кристаллизации и происходит при возникновении низких давлений вследствие достижения трещинами кровли плутона или при достижении расплавом области низких давлений /Шахов, 1976/. Аналогичным образом можно объяснить пониженные концентрации урана и тория и для лейкократовых гранитов.

В последние годы получены новые данные по поведению урана и тория в ходе метасоматической гранитизации, сопровождающей формирование гранитоидных куполов /Львов, Петрова, 1975; Ножкин и др., 1983; Портнов, Островский, 1971; Смыслов, 1974/. Достоверно установлена прямая корреляция между уровнем накопления РЭ и степенью гранитизации (содержанием кремнезема и калия), при этом выявлена более устойчивая связь $Th - SiO_2$ и $Th - K$ /Ножкин, Туркина, 1982/.

Характер миграции радиоактивных элементов в иных типах гранитообразования изучен еще слабо. Несомненно, что для гранитоидов каждого генетического типа должны наблюдаться свои закономерности поведения РЭ. Автором исследован ряд гранитоидных массивов Енисейского края, относящихся к формации гранитных батолитов. В качестве наиболее вероятного механизма формирования этих плутонов Ю.А. Кузнецов /1964/ рассматривает процесс магматического замещения. Радногеохимическое изучение плутонов позволяет выявить некоторые особенности поведения урана и тория при образовании гранитоидов такого типа.

Изученные массивы объединяются в татаро-аяхтинский комплекс, который в современном объеме выделен и описан С.Г. Петровым и С.А. Решетовой /1967/. В структурном отношении плутоны приурочены к Центральному и Приенисейскому антиклинориям. Вмещающими толщами гранитоидов являются отложения протерозоя.

Массивы отличаются конформностью по отношению к складчатым структурам, имеют несколько вытянутую или неправильную в плане форму. Их контакты с вмещающими породами большей частью резкие. Гранитоидные массивы являются мезоабиссальными плутонами /Кузнецов, 1964/. Формирование комплекса связано с позднороговой стадией развития байкалид (радиологический возраст 850 ± 50 млн. лет) /Волубуев и др., 1964/. Массивы татаро-аяхтинского комплекса обычно сложены гранитоидами ряда гранодиорит – гранит – лейкократовый гранит. Более щелочные или основные разновидности рассматриваются как продукты гибридизма или неполного плавления субстрата /Даценко, 1984/.

В качестве объекта для детальных петро- и геохимических исследований выбран Татарский массив. Судя по вертикальной петро-геохимической зональности и величине геохимических коэффициентов Н.Н. Амшинского /1973/, этот плутон является наименее эродированным. Сохранившаяся зона перехода от гранитоидов массива к породам кровли позволяет более детально рассмотреть процесс формирования плутона.

Татарский массив располагается в Ангаро-Питской части Енисейского кряжа на водоразделе рек Пенченга, Татарка, Индыгла. Структурно он приурочен к ядру Татарского антиклинория /Вотак, Жабин, Козлов, 1978/. Вмещающими толщами являются главным образом карбонатно-сланцевые отложения пенченгинской свиты тейской серии протерозоя, которые содержат пластовые тела, дайки, небольшие массивы метабазитов (плагноклазовых амфиболитов) индуглинского комплекса.

В строении плутона выделяется три основных типа гранитоидов: 1) крупнопорфировидные гранодиориты, 2) биотитовые и лейкократовые граниты, 3) анлитовидные граниты, пегматиты и анлиты.

Гранодиориты сложены плагноклазом № 23–28 (35–45%), кварцем (20–25%), калиевым полевым шпатом (25–35%), роговой обманкой и биотитом (10–15%). Для них характерны крупные порфиры области калиевого полевого шпата – микроклина, имеющие неровные ограничения и содержащие многочисленные включения плагноклаза и кварца. Обычными аксессуарными минералами гранодиоритов являются апатит и сфен, менее распространен циркон. Гранодиориты слагают самую верхнюю прикровельную часть плутона, сменяясь на глубину гранитами.

Биотитовыми гранитами сложена основная часть площади плутона. Состав гранитов довольно постоянен: калиевый полевой шпат (30–35%), плагноклаз № 12–18 (25–30%), кварц (30–35%), биотит (8–10%). По структурным особенностям выделяются две разновидности: средне-равномерно-зернистые и мелкозернистые слабопорфировидные породы, связанные обычно постепенными переходами. Среди аксессуарных минералов в гранитах увеличивается доля циркона и апатита, сфен весьма редок. Кроме того, появляется монацит, который в мелкозернистых гранитах иногда полностью заменяет циркон. Лейкократовые среднезернистые граниты, отличающиеся от биотитовых разновидностей практически полным отсутствием темно-

Средние содержания петрогенных, радиоактивных и редких элементов в гранитоидах Татарского массива, метабазитах и гранитизированных породах кровли, %

Компонент	1		2		3		4	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	68,73	1,27	72,89	0,46	73,16	0,32	75,59	0,26
TiO ₂	0,36	0,07	0,19	0,12	0,19	0,10	0,10	0,02
Al ₂ O ₃	15,48	0,99	13,64	0,12	13,17	0,68	12,78	0,20
Fe ₂ O ₃	0,81	0,31	0,81	0,45	0,65	0,35	0,34	0,02
FeO	2,19	0,47	1,55	0,20	1,88	0,22	1,10	0,23
MnO	0,08	0,03	0,05	0,04	0,06	0,02	0,05	0,01
MgO	0,85	0,51	0,32	0,19	0,46	0,15	0,32	0,34
CaO	2,14	0,53	1,23	0,49	1,05	0,27	0,72	0,25
Na ₂ O	3,84	0,11	3,47	0,34	3,80	0,08	3,50	0,34
K ₂ O	4,29	0,54	4,58	0,35	4,29	0,23	4,50	0,57
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,14	0,05	0,10	0,13	0,04	0,02
П.п.п.	0,70		0,69		0,67		1,03	
n	7		5		5		3	
U·10 ⁻⁴	3,7	1,72	4,7	2,14	5,3	2,01	5,7	3,77
Th·10 ⁻⁴	21,8	3,75	26,6	3,04	37,5	4,98	30,2	4,74
Th/U	5,9		5,7		7,1		5,3	
n	38		44		25		5	
Sr·10 ⁻⁴	323	-	92	-	76	-	48	-
Rb·10 ⁻⁴	150	-	240	-	282	-	210	-
n	13		6		6		2	

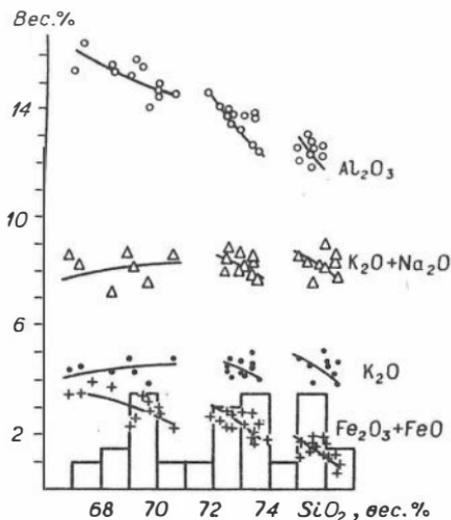
Примечание. 1 - крупнопорфировидные гранодиориты, 2-3 - биотитовые граниты мелко- (2) и среднезернистые (3), 4 - лейкократовые граниты, 5 - аплитовидные граниты, 6 - пегматиты, 7 - плагиоклазовые амфиболиты (метабазиты), 8-10 - меланократовые породы кровли: слабо (8), умеренно (9) и интенсивно (10) гранитизированные метабазиты.

\bar{X} - среднее арифметическое содержание, S - среднее квадратичное отклонение, n - количество проанализированных проб. Определение породообразу-

5		6		7		8		9		10	
\bar{X}	\bar{X}	\bar{X}	S	\bar{X}	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	
75,66	76,92	48,78	0,49	50,81	53,75	1,32	61,70	3,54			
0,07	0,05	1,58	0,69	1,57	1,35	1,40	0,68	0,27			
12,63	12,70	13,64	2,18	11,79	15,55	1,47	14,52	3,45			
0,28	0,39	2,97	1,10	2,53	2,75	1,08	1,13	0,51			
0,96	0,50	9,22	2,52	5,65	5,32	1,59	3,62	0,47			
0,06	0,03	0,20	0,06	0,16	0,15	0,03	0,11	0,03			
0,20	0,20	7,60	2,60	8,45	4,93	1,51	3,73	2,24			
0,72	0,56	10,67	2,68	12,09	7,20	2,04	6,27	2,12			
3,98	3,81	2,32	0,81	2,71	3,63	0,29	3,62	0,99			
4,50	4,75	0,33	0,23	1,76	2,72	0,66	3,42	1,06			
0,04	0,07	0,24	0,08	0,30	0,39	0,06	0,23	0,08			
0,54	0,41	2,00		1,99	1,93		1,06				
2	1	6		3	5		5				
3,8	2,6	0,4	0,29	1,0	2,9	1,21	3,2	1,63			
15,8	4,4	0,8	0,37	3,3	9,4	1,67	14,8	1,85			
4,2	1,7	2,0		3,3	3,2		4,6				
3	2	31		6	21		19				
23	-	195	-	257	316	-	392	-			
343	-	8	-	27	68	-	141	-			
3	-	2		1	2		3				

ющих окислов выполнено в комплексной тематической экспедиции ПГО "Новосибирскгеология". Радиоактивные элементы приведены по данным гамма-спектрометрического анализа (аналитики А.С. Степин, О.М. Туркина) и контрольных люминесцентных (U) и химических (Th) определений (аналитик З.В. Малеясова); рубидий и стронций – по данным атомно-абсорбционной спектрофотометрии (аналитик Т.А. Кириленко). Анализы выполнены в ИГИГ СО АН СССР.

Рис. 1. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Татарского массива.



цветных минералов, образуют линзовидные или неправильной формы обособления, которые не имеют обычно четких фазовых границ с мезократовыми гранитами.

Резко секущее положение по отношению к гранитоидам первых двух типов занимают жилы мелкозернистых аплитовидных гранитов, пегматитов и аплитов. Первые по составу аналогичны лейкократовым гранитам. Пегматиты и аплиты, слагающие маломощные жилы и оторочки жил блоковых пегматитов,

характеризуются преобладанием в их составе микроклина (до 50–60%), а также присутствием мусковита (5–10%).

Имеющиеся данные по химическому составу пород Татарского массива (таблица) показывают, что по содержанию кремнезема они изменяются от гранодиоритов до гранитов и лейкократовых гранитов. На диаграмме распределения петрогенных компонентов относительно кремнезема (рис. 1) выделяются три дискретные вариационные линии, отвечающие трем типам гранитоидов, т.е. имеет место нарушение общей корреляции между кремнеземом и другими окислами в гомодромной последовательности пород. Такое нарушение корреляционных зависимостей для интрузивно-магматических комплексов может свидетельствовать об их многофазном формировании /Пономарева, Изох, 1982/. В данном случае, исходя из представления о формировании плутона в ходе магматического замещения, дискретные группы пород следует рассматривать как различные стадии преобразования вещества при гранитообразовании.

Общей характерной особенностью гранитоидов Татарского массива является слабая пересыщенность щелочами ($a \geq 12,5$) при преобладании калия над натрием ($n = 53-58$). По общей щелочности и соотношению калия и натрия гранодиориты оказываются практически идентичны гранитам. Повышенное содержание щелочей, особенно калия, в гранодиоритах позволяет предположить, что рост в них порфириобласт микроклина связан с дополнительным привнесом щелочей в период формирования калиевых гранитов.

В центральной части Татарского массива в прогибе кровли выделяется группа меланократовых пород повышенной основности, по составу варьирующих от габбро-диоритов, диоритов до кварцевых диоритов и гранодиоритов. Мощность зоны меланократовых пород В.М. Дашенко оценивает в 60–80 м. В разрезе наблюдается чередование останцов плагиоклазовых амфиболитов (метабазитов), меланократовых пород повышенной основности, гранодиоритов и кварцевых диоритов.

нократовых пород переменного состава, гранодиоритов и гранитов. Отмечаются постепенные переходы между габбро-диоритами и диоритами и более четкие границы этих пород с мелко-среднезернистыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Крупнопорфировидные гранодиориты плутона нередко связаны постепенными переходами с диоритоидами кровли, тогда как граниты образуют секущие жилы в меланократовых породах. По контакту с гранодиоритами и гранитами породы повышенной основности обогащены кварцем, микроклином, плагиоклазом. Со стороны жил биотитовых гранитов в основные породы вторгаются тонкие выклинивающиеся прожилки кварц-полевошпатового состава.

Текстуры рассматриваемых пород весьма неоднородны, преобладают пятнистые, шлировые, с быстро изменяющимся размером зерен, часто неравномерно-зернистые. Структуры - гранобластические, при появлении в составе пород кварца и калиевого полевого шпата широкое развитие получают коррозийные и пойкилобластические структуры.

Характерна быстрая смена состава пород даже в пределах одного штуфа, наличие шпир, лейкократовых обособлений в породах более меланократовых. Метабазиты (плагиоклазовые амфиболиты) сложены роговой обманкой ($c:Ng = 17-20^{\circ}$, $-2V = 69-85^{\circ}$) и основным плагиоклазом № 40-60, количество последнего варьирует от 10 до 20%. На начальной стадии преобразования амфиболитов происходит увеличение в их составе количества плагиоклаза с одновременной его деанортризацией. Характерно присутствие двух генераций плагиоклаза. Плагиоклаз первой генерации аналогичен по составу плагиоклазу амфиболитов, а второй представлен мелкими зернами олигоклаз-андезина. Породы диоритоидного состава отличаются большим содержанием железистого биотита, замещающего роговую обманку. Для них характерно появление кварца и крупных порфиробласт калиевого полевого шпата, корродирующих и замещающих плагиоклаз. Кварц и калиевый полевой шпат нередко образуют округлые обособления, так что породы приобретают пятнистый облик. В непосредственном контакте с гранитами плутона меланократовые породы становятся более однородными, существенно обогащаются кварцем и микроклином, роговая обманка практически нацело замещается биотитом. По составу эти породы приближаются к гранодиоритам.

Описанные особенности взаимоотношения меланократовых пород между собой и с гранитоидами массива, характер текстур, структур и состава позволяют считать их образование связанным с метасоматическим изменением метабазитов, интенсивно протекавшим в кровле формирующегося гранитного массива. К аналогичному выводу ранее пришел В.М. Даценко /1976/ на основании изучения состава этих образований.

Метасоматические изменения носят кремнешелочной характер. На начальных стадиях преобладает привнос натрия, что проявляется в деанортизации первичного плагиоклаза метабазитов до состава андезина, олигоклаз-андезина (№ 28-38). С увеличением роли калия начинается биотитизация роговой обманки, одновременно происходит обогащение пород сфеном и апатитом. Развитие калиевого поле-

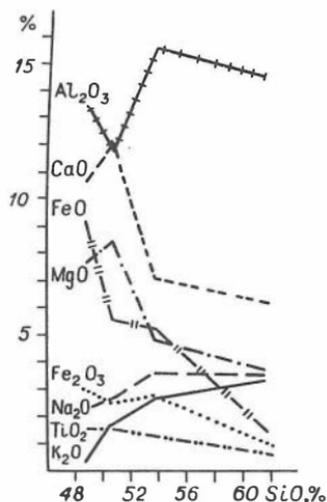


Рис. 2. Вариационные кривые средних содержаний петрогенных компонентов в меланократовых породах кроэли.

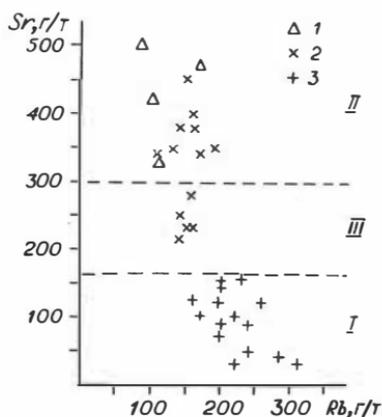


Рис. 3. Содержание стронция и рубидия в породах Татарского массива (по М.Г. Руб и др. /1983/).

I – поле палингенных, сиалических гранитоидов; II – поле пород магматических ассоциаций, связанных с глубинным источником; III – поле магматических ассоциаций, занимающих промежуточное положение.

1 – меланократовые породы; 2 – гранодиориты, 3 – граниты и лейкограниты.

вого шпата и кварца свидетельствует о наиболее интенсивном метасоматическом преобразовании породы и довольно часто сопровождается появлением пироксена ряда диопсид-геденбергит ($c : Ng = 41-48^\circ$, $2V = 52-60^\circ$). Аналогичный процесс пироксенизации роговой обманки при кремнeshелочном метасоматозе описан Е.С. Сергеевой и Ю.А. Кузнецовым для вмещающих вулканогенных пород Туимского плутона в Кузнецком Алатау /Раннепалеозойская гранитоидная формация..., 1971/.

По химизму породы повышенной основности весьма неоднородны и не соответствуют составам магматических пород аналогичного уровня кремнекислотности, часто отличаюсь повышенной щелочностью, иногда пониженным содержанием глинозема и повышенным – окисей кальция и магния (см. таблицу). Такая "аномальность" состава может служить дополнительным доводом в пользу их метасоматического генезиса. Вариационная диаграмма изменения средних содержаний компонентов с ростом концентрации кремнезема (рис. 2) обнаруживает сложный характер. Отмечается относительное обогащение окисями кальция и магния слабо измененных амфиболитов по сравнению с исходными породами, что может быть объяснено миграцией этих компонентов из зон более интенсивной переработки. Слабое обогащение железом и значительное – глиноземом характерно

для зоны "пятнистых" диоритов. Факты аномального обогащения отдельных зон тем или иным компонентом свидетельствуют о различной подвижности, разнонаправленном их перемещении.

Анализ соотношения стронция и рубидия (рис. 3) позволяет выявить относительную роль корового и глубинного источников /Руб и др., 1983/ в образовании пород Татарского плутона. Биотитовые и лейкократовые граниты концентрируются в поле палингенных сиалических гранитоидов. Меланократовые породы располагаются в поле образований с глубинным магматическим источником, поскольку они в значительной мере унаследуют редкоэлементный состав основных расплавов, формирующих метабазиты. Гранодиориты концентрируются в полях II и III. Следует признать, что в их формировании в равной мере принимает участие как коровый, так и глубинный материал, т.е., по существу, гранодиориты являются некоторыми переходными разностями от метасоматических пород кровли к собственно гранитам плутона.

Поскольку рубидий является элементом-индикатором дифференциации гранитоидной магмы /Ставров, 1978/, то отсутствие тренда накопления этого элемента в ряду от биотитовых к лейкократовым гранитам свидетельствует о фашиальных взаимоотношениях указанных пород. Некоторый рост концентрации рубидия наблюдается лишь в жильных аплитовидных гранитах, завершающих эволюционный ряд гранитоидов плутона.

Выявленные особенности геологии, петро- и геохимии пород Татарского плутона не противоречат модели палингенно-метасоматического гранитообразования, по В.А. Руднику /1975/. Формирование гранитоидов происходило в результате одновременно действовавших процессов высокотемпературного замещения и плавления (магматического замещения, по Д.С. Коржинскому, 1952/). Этим процессам в пространстве и во времени предшествовал кремнещелочной метасоматоз и метасоматическая гранитизация, посредством которых происходила подготовка исходного субстрата к плавлению, непосредственное приближение его состава к гранитному.

В рамках такой модели гранитоиды плутона можно рассматривать как продукты палингенно-метасоматической гранитизации стадии высокотемпературного замещения и плавления. Меланократовые породы кровли представляют собой отличный пример "законсервированной" колонны метасоматической гранитизации на передовом фронте развития процесса. Для Татарского плутона мы имеем дело с достаточно редким случаем хорошей сохранности пород кровли, позволяющей, с одной стороны, детально проследить ход метасоматической гранитизации, а с другой - практически однозначно определить механизм формирования не только меланократовых пород, но и гранитоидов. Следует отметить, что при палингенно-метасоматической гранитизации терригенно-сланцевых толщ, близких по составу к гранитам, процесс протекает достаточно интенсивно, что приводит к практически полному их замещению и формированию резких контактов гранитоидов с вмещающими породами, т.е. отсутствию "следов" процессов замещения.

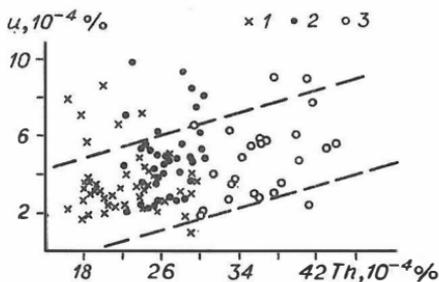


Рис. 4. Содержание урана и тория в гранитоидах.

1 - гранодиориты, 2 - мелко- и 3 - среднезернистые биотитовые граниты.

Среди гранитоидов плутона гранодиориты наиболее близки гранитизированным породам кровли, являясь образованиями, переходящими к собственно гранитам. Их можно рассматривать как продукт высокотемпературного замещения. Мезократовые биотитовые граниты - очевидно, результат кристаллизации палингенного расплава. Формирование лейкократовых гранитов обусловлено дальнейшей лейкократизацией расплава, т.е. выносом феррических компонентов в ходе инфильтрации растворов /Рудник, 1975/. Обособляющийся в ходе кристаллизации основной массы гранитов остаточный лейкократовый расплав, обогащенный флюидной фазой, служит исходным для образования жильных тел аплитовидных гранитов, а также пегматитов и аплитов.

В рамках описанной модели формирования пород Татарского массива рассмотрим поведение радиоактивных элементов при палингенно-метасоматической гранитизации.

Параметры распределения РЭ в отдельных типах пород приведены в таблице. Установлено накопление урана и тория от гранодиоритов к биотитовым и лейкократовым гранитам (рис. 4). При этом отмечается отсутствие устойчивой корреляции радиоактивных элементов с петрогенными, в частности кремнеземом и калием (рис. 5).

Обращают на себя внимание широкие пределы изменения ториеносности биотитовых гранитов, содержание тория в этих породах варьирует от 21 до 51 г/т. Это, вероятно, связано со слабой гомогенизацией расплава, формирующегося *in situ* в отношении редких элементов. Близкие содержания тория в биотитовых и лейкократовых гранитах подчеркивают фазовую необособленность последних, недифференцированность гранитов в отношении РЭ, что ранее было показано на примере рубидия. Существенно отличаются по радиоактивности, так же как и по содержанию рубидия, лишь жильные аплитовидные граниты, формировавшиеся из обособившегося остаточного лейкократового расплава. Эти породы обеднены ураном и торием, что объясняется, по-видимому, потерей флюидной фазы и летучих, обогащенных РЭ по сравнению с сосуществующим расплавом.

Меланократовые породы кровли характеризуются средними содержаниями урана и тория, в 1,2-1,5 раза превышающими кларки этих элементов для интрузивных пород аналогичного уровня кремнекислотности. Эти образования отличаются крайне неравномерным распределением радиоактивных элементов (см. таблицу), причем при подсчетах исключались пробы с содержанием РЭ, существенно превышающим средние значения. Породы с "аномальными" концент-

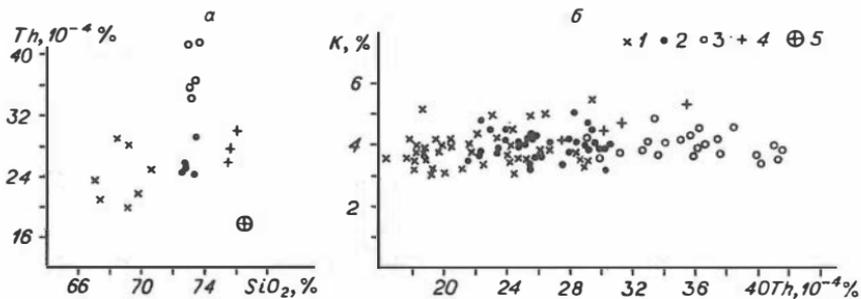


Рис. 5. Зависимость между содержанием тория и окиси кремния (а), тория и калия (б) в гранитоидах.

1 - гранодиориты; 2 - мелко- и 3 - среднезернистые граниты; 4 - лейкократовые граниты; 5 - жильные аплитовидные граниты.

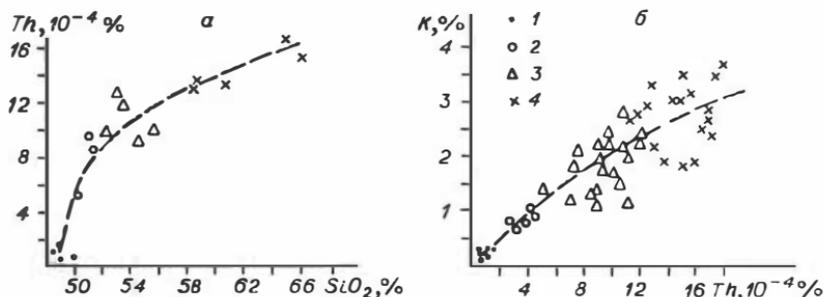


Рис. 6. Зависимость между содержанием тория и окиси кремния (а), тория и калия (б) в гранитизированных породах коры.

1 - амфиболиты, 2-4 - слабо (2), умеренно (3) и интенсивно (4) гранитизированные амфиболиты.

рациями урана и тория (в 1,5-2 раза превышающими средние), как правило, резко обогащены акцессорными минералами - сфеном и апатитом, появление которых связано с процессом метасоматической гранитизации.

С увеличением степени метасоматической переработки metabазитов наблюдается рост содержания РЭ при более высоком градиенте накопления тория. Установлена устойчивая корреляция Th и SiO₂, Th и K (рис. 6), характерная для продуктов метасоматической гранитизации /Ножкин, Туркина, 1982/. Торий-урановое отношение гранитизированных пород (3,2-4,6) существенно ниже такового для гранитоидов массива (5,3-7,1). Это связано с различным соотношением радиоактивных элементов в расплаве и в гранитизирующем флюиде. Для последнего наблюдается относительное обогащение ураном, очевидно, из-за его большей миграционной способности по сравнению с торием.

Аналогичный характер распределения радиоактивных элементов в гранитоидах и меланократовых гранитизированных породах устанавливается для ряда массивов татаро-аяхтинского комплекса (Рязановского, Каламинского, Чиримбинского). Калиевые и натрокалиевые гранитоиды этих плутонов по петро- и геохимическим особенностям идентичны породам Татарского массива. Гранитоиды натрового и калинатрового ряда отличаются меньшими абсолютными содержаниями РЭ, однако для них выявлены близкие тенденции поведения урана и тория при формировании плутонов.

Таким образом, на примере массивов татаро-аяхтинского комплекса можно выделить следующие характерные особенности поведения радиоактивных элементов при палингенно-метасоматическом гранитообразовании:

1) рост концентраций урана и тория от гранодиоритов к биотитовым и лейкократовым гранитам при отсутствии устойчивой положительной корреляции радиоактивных и петрогенных (кремнезема и калия) элементов;

2) широкие вариации содержаний РЭ в биотитовых и лейкократовых гранитах, кристаллизовавшихся из негомогенизированного, недифференцированного палингенного расплава;

3) резкое обеднение радиоактивными элементами жильных аплитовидных гранитов, формировавшихся из остаточного расплава в связи с потерей им флюидной фазы;

4) устойчивое накопление урана и тория в продуктах метасоматической гранитизации с ростом содержаний кремнезема и калия и пониженное торий-урановое отношение в гранитизированных породах по сравнению с гранитоидами плутона.

Литература

- Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов. – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. – 200 с.
- Волобуев М.И., Зацепина Е.Ф., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Магматические комплексы и формации Енисейского кряжа. – В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 22–52.
- Вотах О.А., Жабин В.В., Козлов Г.В. Складчатая область Енисейского кряжа, Туруханское и Игарское поднятия. – В кн.: Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 37–64.
- Герасимовский В.И. Геохимия урана в магматическом процессе. – В кн.: Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 46–69.
- Даценко В.М. Комплементарные ряды гранитоидов батолитовой формации Енисейского кряжа. – В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Средней Сибири. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1976, с. 66–72.

- Дашенко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. – 120 с.
- Дубровский М.И. Гранитные системы и граниты. – Л.: Наука, 1984. – 350 с.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 69.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. – В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 7–20.
- Львов Б.К., Петрова Н.И. Поведение урана и тория в процессе становления и преобразования позднепалеозойских гранитоидов Урала. – В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 125–129.
- Менерт К.Р. Мигматиты и происхождение гранитов. – М.: Мир, 1971. – 327 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. Поведение радиоактивных элементов при формировании гранито-гнейсовых куполов докембрия. – Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 5, с. 1250–1254.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Петров Ю.М., Малясова З.В. Геология и радиогеохимия Тейского гранито-гнейсового купола (Енисейский кряж). – В кн.: Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. Новосибирск: Наука, 1983, с. 5–65.
- Петров С.Г., Решетова С.А. Геология и петрология татарско-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л.: Недра, 1967, с. 108–139.
- Пономарева А.П., Изох Э.П. Петрохимические свидетельства многофазности интрузивных комплексов. – В кн.: Аспекты петрологии и металлогении. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 36–47.
- Портнов А.М., Островский Э.Я. Поведение щелочей и радиоактивных элементов в процессе региональной гранитизации пород кейвской серии (Кольский полуостров). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 128–131.
- Раген Э. Геология гранита. – М.: Недра, 1979. – 323 с.
- Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау/Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. – М.: Наука, 1971. – 352 с.
- Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А. и др. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях. – Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 6, с. 1463–1466.
- Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. – Л.: Недра, 1975. – 415 с.
- Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. – Л.: Недра, 1974. – 230 с.

Ставров О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. — М.: Недра, 1978. — 214 с.

Туровский С.Д. К геохимии тория в магматическом процессе. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М.: Наука, 1970, с. 289–306.

Шахов Ф.Н. Геология контактовых месторождений. — Новосибирск: Наука, 1976. — 133 с.

О.И. Пятов

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
МАГМАТИЗМА И РУДОНОСНОСТИ
КАНДАТСКОЙ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
(СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

В пределах восточной части Алтае-Саянской складчатой области одной из главных магма- и рудоконтролирующих структур является Кандатская, ориентированная в широтном направлении. Пространственно она совпадает с Кандатским глубинным разломом, прослеженным более чем на 700 км. На западе разлом отделяет герциниды Минусы от каледонид Западного Саяна, на востоке — ранние каледониды Кизир-Казырского синклинория и Хамсаринской складчатой зоны от байкалид Восточно-Саянского антиклинория. Кандатский разлом на востоке примыкает к Главному Саянскому разлому северо-западного простирания. В данной статье рассматривается восточная часть Кандатского разлома, протягивающаяся на 300 км от восточного окончания Амыло-Кандатского прогиба на западе до сочленения с Главным Саянским разломом на востоке.

Кандатский разлом не только отчетливо проявляется как граница раздела крупнейших блоков региона, но и просматривается по бластомилонитовым и милонитовым швам, линейным резким ступеням рельефа, сквозным речным долинам. Разлом устанавливается также по градиентам магнитного и гравитационного полей. Наконец — и это самое существенное — Кандатским разломом отчетливо трассируются массивы средне-верхнепалеозойских и раннемезозойских гранитоидов. Мощность Кандатской тектонической зоны от 0,5 до 3 км. Если же учитывать среднепалеозойский вулканно-плутонический гранитоидный пояс, контролирующийся разломом, то мощность Кандатской структурно-металлогенической зоны в целом от 15 до 30 км. Контуры зоны весьма условны, особенно в крайней восточной части, где Кандатский среднепалеозойский пояс смыкается с Азасским и Главным Саянским, образуя участки, заполненные на 70–80% среднепалеозойскими гранитоидами.

Анализ геологической истории региона свидетельствует о не-

обратимости и направленности развития отдельных блоков и всей Кандатской зоны в целом, с докембриа до настоящего времени. Зарождение зоны разлома произошло в позднем докембрие, на кристаллическом складчатом основании байкалид, на что указывают многочисленные выступы кристаллических пород протерозоя среди нижнепалеозойских отложений Кизир–Казырской и Хамсаринской зон. Ставование раннекаледонской геосинклинали относится к позднему докембрию – раннему кембрию. Именно в это время вдоль Кандатского и Восточно–Саянского глубинных разломов образовались трюги, заполненные вулканитами основного состава и терригенно–карбонатными отложениями. Позднее, в нижнем кембрие, в зоне Кандатского разлома появились мелкие линзовидные тела ультрабазитов акто–вракского комплекса и вулканиты повышенной основности. Установлено, что в отдалении от зоны разлома, во внутренних частях ранних каледонид, вулканиты отличаются меньшей основностью.

С верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими вулканитами в Кандатской зоне связано рассеянное колчеданное оруденение; в графитисто–кремнистых сланцах известна аксессуарная минерализация золота. В полях верхнепротерозойских вулканогенно–карбонатно–терригенных отложений Ашкасокского прогиба, в восточной части Кандатской зоны, известны богатые шлиховые ореолы шеелита, что не исключает возможности обнаружить здесь стратиформное вольфрамовое оруденение, аналогичное Альпийскому месторождению Фелберталь. Можно полагать, что колчеданные и возможные вольфрамовые проявления встречаются главным образом вдоль Кандатского разлома, а в удалении от него подобное оруденение затухает. В нижнем – среднем кембрие Кандатская зона контролировала размещение плагиогранитов маинского комплекса, с которым связаны проявления медной минерализации. В среднем палеозое Кандатский разлом выступал в качестве крупнейшей линейной структуры, контролировавшей размещение гранитоидных массивов и связанного с ними разнообразного комплекса полезных ископаемых. Эти гранитоиды в пределах восточной части Алтае–Саянской складчатой области расположены в виде линейных поясов (Восточно–Саянский, Главный Саянский, Кандатский, Восточно–Тувинский) и являются следствием среднепалеозойской тектономагматической активизации.

Одновременно с всеобщим воздыманием региона и гранитообразованием в начале девона формировались локальные прогибы и грабены, заполненные вулканогенно–терригенными отложениями нижнего – среднего девона. В своем распространении эти девонские прогибы и грабены тяготеют к разлому, чаще всего примыкая к нему и ограничиваясь системой разломов северо–западного направления. Гранитоидные тела, размещающиеся в пределах Кандатской зоны, по своему характеру делятся на два типа: одни сопровождаются комагматичными им вулканитами, создавая вулканно–плутонические ассоциации, другие имеют черты мезоабиссальных батолитов, реже гилабиссальных плутонов. Отмечаются вулканно–плутонические постройки, в составе которых нередко присутствуют эруптивные брекчи и кольцевые дайки (Уру–неш, Кадыр–оос, Утхум и др.).

С среднепалеозойскими гранитоидами в Кандатском поясе связывается минерализация меди, молибдена, вольфрама, полиметаллов, самородных и редких металлов. Внутри Кандатской структурно-металлогенической зоны выделяются блоки с металлогенической специализацией, свойственной только им и вместе с тем связанной с одними и теми же среднепалеозойскими гранитоидами. Эти вариации, по-видимому, зависят от особенностей становления конкретных гранитоидных тел, степени открытости системы, характера вмещающей среды, уровня эрозионного среза и других факторов. В пределах Кандатской зоны (с запада на восток) выделяются блоки: Амьито-Кандатский – с молибден-редкометалльной специализацией, Аксун-Кижинь-Хемский – с медно-молибденовой, Алымский – с молибден-вольфрам-полиметаллически-редкометалльной, Утхумо-Снежный – с редкометалльной.

Формирование среднепалеозойских гранитоидов, вероятно, происходило в тектонически неспокойной обстановке и сопровождалось эксплозиями. С последними зачастую связано разнотипное и многостадийное оруденение. Эксплозивные брекчии образовывались неоднократно, и по отношению к оруденению их можно разделить на предрудные, рудные и послерудные. Сочетание брекчий и мощной разнотипной системы трещин определило штокверково-брекчиевый характер оруденения. Наблюдается весьма тесная связь явлений автобрекчирования гипабиссальных интрузий, эксплозивного брекчирования, аутометасоматоза магматических образований и процессов рудоотложения.

Можно наметить следующий ряд рудной геохимической зональности распределения акцессорных элементов в девонских гранитоидах (снизу вверх): Ta, Nb, W, Mo, Cu, Be, Bi, Pb, Zn, Ag, Au. Начиная с бериллия, все последующие элементы размещаются в зоне экзоконтакта гранитоидов: тантал, ниобий – только в пределах гранитоидных массивов, молибден, вольфрам, медь отмечаются в зоне как экзоконтактов, так и эндоконтактов. Замечено сонахождение бериллия, тантала и ниобия в пределах единых полей, при этом тантал и ниобий занимают обычно гипсометрически нижние горизонты, разгружаясь в эндоконтакте субщелочных гранитоидов, а бериллий находится выше, в зоне экзоконтакта. Наличие в пределах единых полей тантала, ниобия и бериллия пространственно укладывается в единую метасоматическую колонку. Судя по набору рудной минерализации и типу интрузии, можно предположить, что мы имеем дело с более молодыми, нежели девонские, гранитоидами, связанными с позднегерцинской или мезозойской тектономагматической активизацией.

Следует отметить чрезвычайную неустойчивость вещественного состава девонских рудоносных гранитоидов, изменяющихся от диоритов, гранодиоритов, граносиенитов и сиенитов до ультракислых аляскитовых разностей, их многофазность и насыщенность дайковыми сериями. Отмечается закономерное повышение щелочности девонских гранитоидов при размещении их среди карбонатных и других, насыщенных основаниями, пород. Вблизи Кандатского разлома отчетливо возрастает рудоносность гранитоидов.

В пределах Кандатской структурно-металлогенической зоны отмечаются девонские кольцевые вулканно-плутонические постройки (Алымская, Утхумская и др.), как правило, сформированные на пересечении разломов различной ориентировки и примыкающие к Кандатскому глубинному разлому. Эти постройки являются рудомещающими для различных типов оруденения; для молибдена, вольфрама, полиметаллов, редких металлов. В Алымской кольцевой вулканно-плутонической структуре рудная минерализация размещается во внешнем гранитоидном "кольце" или в его экзоконтактах, чаще всего на пересечениях разноориентированных тектонических зон. Следует заметить, что состав гранитоидов изменяется даже в пределах одного массива и вслед за этим меняется и его рудная нагрузка. В западной и южной частях Алымской структуры гранитоиды имеют повышенную основность и с ними связана молибденовая, вольфрамовая и полиметаллическая минерализация, в северо-западной и восточной — гранитоиды отличаются щелочностью и с ними ассоциирует комплексная редкометалльная минерализация.

К среднепалеозойской активизации относятся гранитоиды "длинного ряда" (аксугский комплекс), с которым связано промышленное молибденово-медное оруденение. Возраст этого рудоносного комплекса гранитоидов определяется прорывом отложений среднего девона /Забелин, 1981/. В последнее время получены новые данные, свидетельствующие о том, что становление рудоносной интрузии и молибденово-медное оруденение в пределах Аксугского рудного поля происходили одновременно с формированием девонского Даштыгойского грабена (нижний и средний девон), однако верхняя граница возраста комплекса остается неясной. Отмечается присутствие в конгломератах среднего девона гальки орудененных метасоматитов и гранитоидов. Наряду с этим отчетливо фиксируются метасоматические изменения красноцветов среднего девона на контакте с прорывающей их рудоносной интрузией. Эти факты свидетельствуют, вероятно, о том, что рудно-магматический процесс в зоне повторялся неоднократно и в гальку среднего девона попадали рудные метасоматиты и граниты более древнего возраста.

Со среднепалеозойскими вулканно-плутоническими поясами, заложенными на консолидированном докембрийском и нежизнепалеозойском складчатом основании, связано не только медно-порфировое оруденение, но и весь комплекс полезных ископаемых (молибдена, вольфрама, редких металлов, полиметаллов), который рассматривается в ассоциации с девонскими гранитоидами. Отмечаются некоторые закономерности в размещении рудной минерализации: медно-порфировое и молибден-порфировое оруденение локализовано непосредственно в обрамлении девонских вулканитов, молибден-вольфрамовая и редкометалльная минерализация находится на удалении от них и связывается с более крупными гранитоидными плутонами.

Массивы аксугского комплекса представлены небольшими по размерам штокообразными телами (0,2–5 км²) и локализованы в зоне Кандатского разлома, обрамляя Даштыгойский грабен. В сос-

таве комплекса присутствуют граниты, трондьемиты, габбро-диориты, монзонит-диориты, диориты. Аксугский рудоносный массив приурочен непосредственно к Кандатскому глубинному разлому и является одним из самых крупных тел порфировой формации, распространенной к востоку и юго-востоку от Аксуга.

Аксугскому рудоносному комплексу присущи дифференцированность состава, широкое развитие порфиров, многофазность, наличие нескольких генераций даек. Очевидно, что комплекс формировался в тектонически неустойкой обстановке, предопределившей также многостадийность оруденения.

Вероятно, наиболее благоприятной структурной обстановкой для локализации медно-порфирового оруденения (на примере Аксугского месторождения) служит место пересечения Кандатского разлома Даштыгойским грабеном, вместе с другими грабенами создающим, по существу, рифтовую зону северо-западного направления. Грабены заполнены вулканогенно-терригенными отложениями нижнего и среднего девона. Протяженность рифтовой структуры свыше 150 км при ширине 1-4 км. Этот Даштыгой-Базыбайский рифт параллелен Восточно-Саянскому глубинному разлому. Наличие таких рифтоподобных линейных структур - свидетельство среднепалеозойской тектономагматической активизации.

Говоря о перспективах поисков медно-молибден-порфирового оруденения в пределах Кандатской структурно-металлогенической зоны, мы должны учитывать такой благоприятный признак, как близость рудоносных гранитоидов в тех участках Кандатского разлома, где к нему примыкают отмеченные выше грабены. С этих позиций площадями, на которых необходимо вести поиски в первую очередь, безусловно, следует считать обрамление Даштыгойского и Хуннугского грабенов и восточное окончание Амыло-Кандатского прогиба (к западу от района Аксугского месторождения), обрамление мелких девонских впадин в восточной части Кандатского разлома (бассейны рек Кара-Бурень, Утхум). Не исчерпаны перспективы собственно Аксугского рудного поля и прилегающих к нему площадей с проявлением сульфидной минерализации, с порфировыми интрузивами, измененными рудоносными гранитоидами, интрузивными брекчиями.

Рассматривая Кандатскую структурно-металлогеническую зону как структуру неоднократно возобновлявшихся тектономагматических процессов, мы, вероятно, вправе отнести ее к тектоногену /Щерба, 1975/. Гранитообразование и связанное с ним оруденение развивалось в этой структуре направленно и необратимо. И вместе с тем имеется сходство между гранитоидами, относимыми к девону, особенно к верхнему, и мезозойскими гранитами. И те и другие отличаются повышенной щелочностью и сопровождаются близкой по составу редкометалльно-редкоземельной минерализацией. Как для тех, так и для других характерны процессы альбитизации и близкий набор аксессуарных элементов, определяющих их геохимическую специализацию (иттрий, тантал, ниобий, цирконий, бериллий), обогащение фтором. Таким образом, налицо конвергенция ряда признаков,

сближающих разновозрастные гранитоиды. Поэтому не исключено, что при картировании отдельные массивы одного возрастного комплекса могут быть включены в объем другого.

Изучение некоторых гранитных тел девонского и мезозойского возраста показывает, что по соотношению тантала и ниобия они различаются. В девонских гранитоидах их отношение равно единице, а в мезозойских – ниобий резко преобладает над танталом. Если этот показатель подтвердится при изучении достоверно девонских и столь же достоверно мезозойских гранитоидов, то им можно будет пользоваться для расчленения этих гранитоидов.

Литература

- Забелин В.И. Металлогения Аксугского рудного района и перспективы поисков новых месторождений молибдена и меди. – В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1981, с. 138–144.
- Щерба Г.Н. Колонна преобразования земной коры. – Алма-Ата: Наука, 1975. – 279 с.

А.Е. Сольцман

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ АВТОХТОННЫХ
И АЛЛОХТОННЫХ ГРАНИТОИДОВ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Общеизвестно, что продуктивность гранитоидных плутонов вне зависимости от их формационной принадлежности в основном определяется глубиной их становления. Подавляющее большинство редкометалльных месторождений связано с малоглубинными интрузивными гранитоидами /Смирнов, 1955; Амшинский, 1973; 1978; Таусон, 1977; и др./. В то же время автохтонные плутоны, как правило, бывают безрудными. Если ранее считалось, что автохтонные гранитоиды могут формироваться только на больших глубинах, то Ю.А. Кузнецов убедительно доказал, что неинтродуцированные плутоны могут возникать на различных глубинах, вплоть до самых малых /Кузнецов, 1964; Раннепалеозойская гранитоидная формация, 1971/. Генетическая неопределенность многих признаков, используемых для доказательства выдернения магмы, особенно сказывается при изучении гранитоидных плутонов, в которых гранитизация совмещается с интрузией расплава /Слободской, 1971/. Выделение же в этих сложных плутонах аллохтонных гранитоидов очень важно по-

тому, что именно с ними связано наиболее интересное оруденение /Амшинский, 1978/.

Одним из наиболее характерных примеров таких малоглубинных комбинированных плутонов являются гранитоиды улень-туимского комплекса восточного склона Кузнецкого Алатау. Несмотря на хорошую геологическую изученность всех крупных раннепалеозойских гранитоидных плутонов восточного склона Кузнецкого Алатау, детальное петрографическое исследование всех разновидностей гранитоидов /Раннепалеозойская гранитоидная формация, 1971/ и пространственно совмещенных с ними базитов /Халфин, 1965; Балыкин, 1977; Крывенко и др., 1979/, вопросы взаимоотношения гранитоидов и базитов, а также самих разновидностей гранитоидов вызывают серьезные разногласия /Довгаль и др., 1978/.

Не останавливаясь на многочисленных схемах магматизма восточного склона Кузнецкого Алатау, поскольку они довольно полно изложены в обобщающих работах /Раннепалеозойская гранитоидная формация, 1971; Довгаль, Широких, 1980/, отметим два диаметрально противоположных взгляда на генезис раннепалеозойских гранитоидных плутонов. Одни исследователи /Додин, 1956; Мусатов, 1961; Пишус, 1958; Хомичев и др., 1972; и др./ считают плутоны полихронными, сформированными в результате последовательного внедрения с глубины отдельных порций магмы, выделяя даже в пределах одного плутона от двух до трех разновозрастных гранитоидных комплексов. Так, В.Л. Хомичев и др. /1972/, взяв за основу схему магматизма А.Л. Додина /1956/, делит раннепалеозойские гранитоиды на три комплекса - мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый среднего - верхнего кембрия, тигертышский гранитоидный верхнего кембрия - ордовика и карлыганский монцит (диорит)-гранит-граносиенитовый, а каждый комплекс - на три фазы в гомодромной последовательности.

Остановимся несколько подробнее на аргументации этой схемы, ибо долгое время ее придерживался и автор /Хомичев и др., 1971/. Во многих раннепалеозойских гранитоидных плутонах выделяемые комплексы пространственно совмещены. Поскольку между отложениями среднего кембрия, метаморфизируемыми всеми типами гранитоидов, и отложениями нижнего девона, которыми они перекрываются, нет фаунистически охарактеризованных осадков, возраст комплексов определялся их взаимоотношениями между собой, а также химизмом, обликом, структурно-текстурными особенностями пород и присущей каждому комплексу металлогенической специализацией.

Необходимо отметить, однако, что непосредственных взаимоотношений тигертышского и карлыганского комплекса, так же как и прорыва ранними фазами молодых комплексов поздних фаз более древних, ни в одном из рассматриваемых плутонов не наблюдалось. Типично интрузивные контакты у мартайгинских гранитоидов с тигертышскими и карлыганскими имеются только в породах их третьих фаз. Внутри же самих комплексов, несомненно, более ранними являются только габброиды. Между другими разновидностями пород

существуют типичные фазово-фациальные отношения. Весь фактический материал вполне укладывается в схему, разработанную Ю.А. Кузнецовым и его последователями /Раннепалеозойская гранитоидная формация, 1971/, по которой все раннепалеозойские гранитоидные плутоны восточного склона Кузнецкого Алатау принадлежат единому улень-туимскому комплексу – типичному представителю формации гранитоидных батолитов пестрого состава, а габброиды либо являются догранитными, либо представляют гибридную краевую зону гранитоидных тел.

Придерживаясь такой же точки зрения, мы выделяем в пределах гранитоидных плутонов три субфациальные зоны: ядерную, промежуточную и эндоконтактную. Взаимопереходы между зонами бывают как постепенными, так и резкими, но всегда без зон закалки.

Следует отметить, что под гранитоидным плутоном мы, как и Ю.А. Кузнецов /1964/, понимаем геологическое тело, в котором преобладающая масса пород сформирована на месте в результате гранитизации. Тела же аллохтонных гранитов, встречающихся как внутри плутона, так и за его пределами, мы называем интрузивами.

Ядерная зона представлена розовыми крупнозернистыми порфирированными биотитовыми, реже лейкократовыми и роговообманково-биотитовыми микроклиновыми гранитами и гранодиоритами. Ранее мы считали эту субфациальную зону плутонов главной фазой тигертышского комплекса /Сольцман, 1981/. По облику это достаточно однородные породы без просвечивающих структур.

Промежуточная зона сложена серыми средне- крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, реже гранитами и кварцевыми диоритами. Это уже гораздо менее выдержанные по составу и структурно-текстурным особенностям породы, часто с просвечивающими структурами.

Эндоконтактная зона представлена биотит-роговообманковыми диоритами, сиенит-диоритами и их кварцевыми разновидностями, реже кварцевыми щелочными сиенитами. Породы наследуют текстурный узор вмещающих пород, а в ряде случаев сохраняют их фрагменты с полным структурным планом. Эти породы являются продуктами начальной стадии гранитизации и потому содержат множество ксенолитов вмещающих пород.

Субфациальные зоны в целом составляют единый ряд гранитизации субстрата, постепенно нарастающей от периферии к центру тела.

Во всех плутонах выделяются тела типично аллохтонных гранитов, которые прорывают не только гранитоиды промежуточной и эндоконтактной зон, но и их вмещающие породы. В корневой же части таких тел на уровне ядерной зоны автохтонных гранитоидов наблюдаются постепенные переходы с последними, что подчеркивает их генетическое родство и фациальные отношения.

Аллохтонные граниты, в свою очередь, подразделяются нами на два типа: 1) мелкие штоки и каркасные интрузии мелко-тонкозернистых биотитсодержащих и лейкократовых гранитов и гранит-порфириров в структурах повышенной проницаемости (зонах разломов,

Таблица 1

Средние содержания (\bar{X}) и среднеквадратичные отклонения (S) натрия, калия (%) и элементов-примесей (г/т) автохтонных гранитоидов различных субфациальных зон Уйбатского плутона

Элемент	Субфациальная зона					
	Эндоконтактовая		Промежуточная		Ядерная	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
Na	3,66	0,21	4,04	0,55	3,90	0,30
K	2,56	0,17	2,69	0,18	3,01	0,26
Cr	70,6	24,3	28,0	16,0	42,0	21,4
Ni	38,7	19,6	10,6	4,9	12,0	4,1
V	133,0	63,5	48,0	30,0	51,0	23,0
Co	18,8	8,9	3,1	2,1	4,3	2,3
Ba	814	111	995	206	735	85,2
Sr	425	112	491	150	382	73,4
B	22,8	6,6	20,7	7,8	12,0	3,3
Pb	27,4	10,3	32,3	8,1	18,3	7,9
Cu	106	64,0	93,0	65,4	42,0	22,2
Zn	100	45,7	142	66,0	84,0	32,7
Mo	3,2	1,7	3,3	1,3	1,6	0,6
Sn	3,4	1,2	2,9	1,0	2,6	1,0
Li	24,0	7,3	18,0	5,4	17,2	4,7
Rb	93,4	14,4	69,0	18,5	64,0	14,0
Nb	16,0	3,8	14,1	6,9	16,3	5,2
Yb	2,3	0,8	2,4	0,9	1,9	0,4
Y	15,6	5,9	13,3	2,9	14,1	2,7
Zr	123,0	54,8	195	105	142	32,0
Th	10,3	2,0	9,7	4,4	7,8	2,1
U	2,3	0,5	2,4	0,9	1,3	0,4
n	16		22		18	

повышенной трещиноватости и т.д.), которые Д.И. Мусатов (1961) выделял в особый сорский комплекс; 2) крупные штоки среднезернистых биотитовых гранитов и граносиенитов вне зон повышенной проницаемости, описанные нами ранее (Хомичев и др., 1972) как третья фаза карлыганского комплекса. В отличие от первых вторые, как правило, перемещены от материнских гранитов ядерной зоны значительно меньше и в большинстве являются их апофизами. Различаются они и структурно-текстурными особенностями (Хомичев и др., 1972), что, вероятно, обусловлено разными условиями их формирования. Взаимоотношения этих двух типов гранитов еще не исследованы.

Следует отметить, что упущение хотя бы одного из вышеописанных факторов взаимоотношений автохтонных и аллохтонных гранитов и приводило многих исследователей, в том числе и нас, к

Таблица 2

Средние содержания (\bar{X}) и среднеквадратичные отклонения (S) натрия, калия (%) и элементов-примесей (г/т) аллохтонных Гранитов Уйбатского плутона

Элемент	\bar{X}	S	Элемент	\bar{X}	S
Na	3,43	0,23	Zn	38,4	32,0
K	3,38	0,34	Mo	2,9	1,3
Cr	33,0	27,9	Sn	2,7	1,9
Ni	10,3	4,4	Li	12,3	5,9
V	23,3	15,1	Rb	91	24,5
Co	3,4	1,9	Nb	13,1	5,9
Ba	1152	319	Yb	1,6	2,0
Sr	440	111	Y	12,2	5,3
B	12,7	3,3	Zr	133	58,8
Pb	19,0	9,2	Th	7,0	4,4
Cu	28,8	17,5	U	1,4	1,2
			n	109	

выделению в раннепалеозойских плутонах нескольких гранитоидных комплексов в различных вариантах.

Зональное строение плутонов предопределяет и геохимические особенности автохтонных гранитоидов различных субфациальных зон и двух типов аллохтонных гранитов. Рассмотрим эти особенности на примере Уйбатского плутона (табл. 1-4), в составе которого наблюдаются аллохтонные тела как относительно закрытого типа, представляющие, по сути, выступы гранитоидов ядерной зоны (Карлыганский массив), так и открытого (Сорский и Бейский массивы). Геохимическая характеристика последних дана нами ранее /Сольцман, 1981/.

В автохтонных гранитоидах от ядерной части к эндоконтактовой увеличивается содержание лития, рубия, тория, олова, бора, меди и уменьшается калия. В ядерной и промежуточной зонах содержание сидерофильных элементов примерно одинаково (в последней несколько ниже), но в эндоконтактовой зоне оно резко возрастает (см. табл. 1, 3). Повышенное содержание сидерофильных элементов в ядерной зоне плутона можно объяснить эффектом гравитационного обогащения элементов с отрицательным градиентом /Амшинский, 1978/. В малоперемещенных гранитах апикальных выступов гранитоидов ядерной зоны (Карлыганский интрузив) содержание суммы сидерофильных элементов (F) даже выше, чем в материнских гранитоидах ядерной зоны, и в 2,5 раза больше, чем в интрузивах открытого типа (Сорском и Бейском). Это явление следует объяснить ассимиляционным обогащением движущегося расплава за счет усвоения сидерофилов из гранитов ядерной зоны. Интрузивы закрытого типа отличаются наиболее высоким содержанием редких элементов (R), большой величиной отношений R/T и малой - отно-

Таблица 3

Средние значения (\bar{X}) и среднеквадратичные отклонения (S) геохимических коэффициентов и индикаторных отношений гранитоидов различных субфациальных зон Уйбатского плутона

Коэффициент	Субфациальная зона						Аллохтонные граниты	
	Эндоконтактная		Промежуточная		Ядерная			
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
F	261	109	90,0	57,2	109,4	38,9	69,7	26
T	1246	99	1491	335	1118	63,3	1590	401
R	290	63	335,5	99,5	265,2	32,2	273,4	75,2
M	6,6	2,6	6,1	2,0	4,2	1,4	5,6	2,5
S	233	112	267	129	144	49,2	86	46,2
S/F	0,90	0,25	3,3	1,95	1,47	0,78	1,49	1,1
S/T	0,24	0,06	0,23	0,07	0,24	0,03	0,19	0,1
V/Cr	1,87	0,64	2,64	2,69	1,64	1,23	1,54	1,84
V/Nb	7,94	2,31	4,68	4,49	3,3	1,44	2,06	1,53
Th/U	4,65	0,93	4,09	0,97	6,33	0,87	5,9	1,51
Sr/Rb	4,6	1,93	7,7	3,13	6,27	1,91	5,31	2,15
K/Rb	260	79	408	79,2	489	109	389	73,1
n	16		22		18		109	

Таблица 4

Средние значения (\bar{X}) и среднеквадратичные отклонения (S) геохимических коэффициентов и индикаторных отношений в аллохтонных гранитных массивах Уйбатского плутона

Коэффициент	Массив							
	Туралыкский		Бейский		Сорский		Карлыганский	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
F	60,0	23,8	61,0	23,8	65,1	33,8	161,6	36,8
T	1252	114	1800	218	1747	332	1352	179
R	250,0	29,6	251,3	43,0	279,0	55,1	479,4	166,0
M	4,14	2,36	6,14	16,96	5,76	2,34	4,7	2,2
S	60,2	18,7	65,1	20,3	127,0	49,1	87,0	20,6
S/F	1,14	0,63	1,2	0,49	2,45	1,6	0,52	0,13
R/T	0,23	0,13	0,14	0,04	0,16	0,03	0,37	0,17
V/Cr	0,61	0,52	1,41	1,27	2,91	1,87	0,52	0,14
V/Nb	1,40	1,08	1,87	0,91	2,70	2,10	2,54	1,14
Sr/Rb	6,0	1,82	6,47	1,31	5,43	1,04	3,41	0,47
K/Rb	3,87	1,42	6,06	2,08	6,09	2,12	5,36	0,73
	334,0	44,0	434,7	77,3	392,0	19,4	340,0	50,3
n	28		43		28		5	

Примечание. F - сумма содержаний Cr, Ni, V и Co; T - Ba и Sr; R - Li, Rb, Nb, Yb, Y, Zr, Th и U; M - Sn и Mo; S - Pb, Cu и Zn.

шений K/Rb , Th/U и V/Cr (см. табл. 4). Относительно низкое содержание элементов группы R в интрузивах открытого типа можно объяснить выносом их в условиях открытой системы, когда редкие элементы уходят по дренирующим каналам в кровлю массивов, которую в Уйбатском плутоне образуют породы промежуточной и эндоконтактной субфациальных зон. Именно здесь и наблюдаются максимумы содержаний редких элементов. Наиболее же низкое содержание сидерофильных элементов в этих условиях объясняется тем, что при быстрой кристаллизации граниты не успевают ассимилировать их из вмещающей среды. Для этого типа интрузивов характерны максимальные содержания рассеянных петрогенных элементов группы T, и прежде всего бария.

В целом для гранитоидов характерно повышенное по отношению к кларку содержание сидерофильных (группа F) и рассеянных петрогенных элементов, а также молибдена и пониженное – редких элементов (R) и олова. Все субфациальные зоны автохтонных гранитоидов и оба типа аллохтонных гранитов имеют свое "геохимическое лицо" и легко распознаются. Степень молибденоносности гранитоидов тоже различна. С автохтонными гранитоидами связано лишь скарное медно-молибденовое оруденение, с малоперемещенными интрузивами закрытого типа – небольшие высокотемпературные грейзеновые молибденовые месторождения (Камыштинское). Перспективные же рудопроявления и промышленные месторождения молибдена штокверкового типа (в том числе и Сорское) ассоциируют с наиболее перемещенными интрузивами открытого типа.

Литература

- Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. – 200 с.
- Амшинский Н.Н. Минералого-геохимические исследования гранитоидных пород при геологическом картировании и поисках. – М.: Недра, 1978. – 100 с.
- Балыкин П.А. Раннепалеозойский габбро-диорит-монцитонитовый комплекс Белоинюско-Батеневского поднятия Кузнецкого Алатау: Автореф. канд. дис. – Новосибирск, 1977. – 21 с.
- Довгаль В.Н., Алабин Л.В., Васильев Б.Д. и др. Состояние вопроса о формационном расчленении магматических образований Кузнецкого Алатау. – В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л.: изд. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1978, т. 270, с. 29-40.
- Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1980. – 216 с.
- Додин А.Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4, с. 53-61.
- Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И. Габбро-монциодорито-

вая формация Кузнецкого Алатау. – В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 5–96.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.

Мусатов Д.И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 1. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1961, с. 117–138.

Пинус Г.В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау. – Изв. СО АН СССР. Сер. геол. и геофиз., 1958, вып. 1, с. 3–15.

Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау/Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. – М.: Наука, 1971. – 350 с.

Слободской Р.М. Признаки внедрения магмы при формировании гранитоидных массивов. – Геол. и геофиз., 1971, № 4, с. 3–13.

Смирнов С.С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 187–204.

Сольцман А.Е. Зональность и рудоносность гранитов тигертышского комплекса восточного склона Кузнецкого Алатау. – В кн.: Зональность рудных месторождений Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1981, с. 25–33.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 280 с.

Халфин С. Петрология Когтахского габбро-монзонит-сиенитового комплекса (Кузнецкий Алатау). – Новосибирск: Наука, 1965. – 90 с.

Хомичев В.Л., Лидин Н.С., Сольцман А.Е., Шабалина Е.С. Характер связи медно-молибденового оруденения с тигертышским гранитоидным комплексом на восточном склоне Кузнецкого Алатау. – В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1971, с. 161–164.

Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Сольцман А.Е. Карлыганский монзонит (диорит)-гранит-граносиенитовый комплекс. – В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской области. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1972, с. 22–26.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
КАК ОСНОВА
ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Со времени возникновения петрографии как науки неоднородности горных пород являются базой для разработки классификационных схем. Если в основе классификаций магматических и метаморфических пород лежат минералогические признаки, которые дополняются структурными (размеры, взаимоотношения и т.д.), то в классификации осадочных пород последовательности нет: крупные подразделения выделяют как по составу (известняки, бокситы и др.), так и по размерам частиц (песчаники, конгломераты и т.д.). Нарушение иерархии в основе классификационных схем усложняет структуру шкалы, делает ее труднозапоминаемой, неудобной при применении. Однако эти классификации стали традиционными и входят во все учебники и специальные работы /Рухин, 1969; Петтиджон, 1981; Логвиненко, 1984; и др./.

Представляется, что в основу классификации осадочных пород необходимо положить более строгий и, соответственно, логически более выдержанный принцип учета неоднородности состава и структуры. Предлагается следующая иерархия признаков. Наиболее крупным подразделением будет класс, объединяющий породы, состоящие на 50% и более из одного минерала или группы минералов близкого состава. По этому признаку можно выделить следующие классы осадочных пород: аллитовый, силицитовый, железистоокисный, марганцевоокисный, силикатно-алюмосиликатный, фосфатный, карбонатный, сульфатный, хлоридный, серный, боратный и др.

Для каждого класса намечены три семейства, представители которых, имея один минералогический состав, различаются по форме частиц. Можно выделить три типа частиц: биоморфные, граноморфные и кластоморфные.

Биоморфные частицы представляют собой целые скелетные остатки растений и животных, причем под скелетом понимается твердое минеральное образование, "оставшееся от организма, вне зависимости от его принадлежности к животному или растительному миру" /Справочное руководство..., 1958, с. 145/ и не испытывавшее механической обработки. Таким образом, к биоморфным остаткам не относятся следы жизнедеятельности организмов, обломки скелетов, продукты их перекристаллизации и замещения с изменением первичной структуры.

Скелетные остатки могут быть сложены разными соединениями: карбонатами, фосфатами, кремнистым веществом, сульфидами железа и т.д. Они будут первичными, существовавшими в скелете живого организма, или вторичными, возникшими путем преобразования первичных компонентов, а также путем замещения мягкой тка-

Таблица 1

Классификация биоморфных структур по размерам

Размер, мм	Структура
Крупнее 10	Гигантоскелетная
10-1	Грубоскелетная
1-0,5	Крупноскелетная
0,5-0,25	Среднескелетная
0,25-0,1	Мелкоскелетная
0,1-0,01	Тонкоскелетная
Мельче 0,01	Микроскелетная
Разные	Неоднородно-скелетные

Таблица 2

Классификация граноморфных структур по размерам (см. /Справочное руководство..., 1958/, с дополнениями и исправлениями)

Размер, мм	Структура
Крупнее 10	Гигантозернистая
10-1	Грубозернистая
1-0,5	Крупнозернистая
0,5-0,25	Среднезернистая
0,25-0,1	Мелкозернистая
0,1-0,01	Тонкозернистая
0,01-0,001	Микрозернистая
Менее 0,001	Колломорфная (коллоидно-зернистая)

ни животного (органического вещества). Среди первичных образований преобладают карбонаты, преимущественно кальцит и арагонит. Эти компоненты входят в скелетные остатки водорослей (кокколитофорида, синезеленые, зеленые, харовые), фораминифер, археоциат, гидромедуз, кораллов, иглокожих, морских звезд, офиур, голотурий, мшанок, некоторых червей, брахиопод, моллюсков и остракод. Среди других карбонатов, слагающих скелетные формы, следует отметить доломит, который некоторые исследователи рассматривают как первичный минерал, развивающийся под влиянием органического вещества водорослей в восстановительных условиях. Фосфатное вещество участвует в строении небольшого количества беспозвоночных (оболос, лингула), а также входит в состав скелетных элементов позвоночных животных (кости, зубы, чешуя рыб и т.д.). Кремнистое вещество (опал, кристобалит) образует структурные формы как растений (диатомовые водоросли), так и животных (радиолярии, губки и др.).

При всем разнообразии форм и размеров скелетных остатков необходима упорядоченность классификации этих элементов. В пос-

леднее время попытка унификации была сделана /Справочник..., 1983/, однако структуры по размерам остались не отделенными от грано- и кластоморфных. В табл. 1 приведена индексификация биоморфных структур по размерности, причем предлагаемый принцип применим и при выделении структур других типов. Внутри каждой ассоциации по размерности дальнейшее подразделение производится по внутренней структуре определенных групп организмов.

Граноморфные, или зернистые, структуры выделяют по следующим признакам: по наблюдаемой зернистости, отсутствию био- и кластоморфных структур, появлению во времени позднее био- и кластоморфных элементов. Основными показателями их классификации являются размеры зерен, их форма и относительный порядок образования.

Обычно классификации граноморфных структур строятся отдельно для разных по составу пород: карбонатных, фосфатных, кремнистых и т.д. Видимо, в настоящее время рационально иметь одну классификацию. Предлагаемый вариант (табл. 2), составлен на основе классификации зернистых карбонатных пород. Комбинация структур рассматривается как разнотернистая. Более сложные типы составляют стустковые, комковатые, оолитовые и пизолитовые структуры.

По форме зерен и относительному времени появления можно выделить три группы граноморфных структур: идио-, ксено- и алломорфные. При изучении изверженных и метаморфических пород установлено, что идиоморфные формы возникают у минералов или кристаллизующихся первыми, или выполняющих поры в породе. В осадках идиоморфные формы отмечаются при выпадении вещества из растворов (карбонаты, сульфаты, хлориды), при формировании порфировых кристаллов в еще незатвердевшем осадке, в конкрециях, а также при циркуляции растворов через осадочные породы, имеющие поры, трещины, пустоты и т.д. Ксеноморфизм обычен у минералов второй и более поздней генераций, формировавшихся в результате переработки путем частичной перекристаллизации, преобразования метастабильных соединений. Алломорфные структуры наблюдаются в осадках, образовавшихся в условиях быстрой седиментации (гипс, галит и др.) или при перекристаллизации мономинеральной породы (известняк, доломит и др.).

Кластоморфные структуры также разделяются по размерам и форме. Наиболее распространена десятичная система дифференциации структур по диаметру, с учетом формы обломка (табл. 3).

Форма частиц для обломочного материала неоднократно анализировалась в специальной литературе /Батурин, 1947; Рухин, 1969; Справочник..., 1983; и др./ . Не останавливаясь в данном случае на детальной характеристике приемов оценки округленности и сферичности, отметим пятибалльную шкалу Л.Б. Рухина, дающую возможность цифрового определения округленности обломков песчано-алевритовой размерности. Такую оценку осложняют постседиментационные процессы, приводящие к коррозии или регенерации обломков.

Более дробные подразделения классификационной шкалы - груп-

Таблица 3

Классификация кластоморфных структур (см. /Справочное руководство..., 1958/, с изменениями)

Размер обломков, мм	Структура	Группа структур
Больше 1000	Глыбовая	Псефитовая
1000-100	Валунная (отломная)	
100-10	Галечная (щебенчатая)	
10-1	Гравийная (хрящевая или дресвяная)	
1-0,5	Крупнопесчаная	Псаммитовая
0,5-0,25	Среднепесчаная	
0,25-0,1	Мелкопесчаная	
0,1-0,05	Крупноалевритовая	Алевритовая
0,05-0,01	Мелкоалевритовая	
0,01-0,001	Крупнодисперсная	Пелитовая
Меньше 0,001	Тонкодисперсная или колломорфная	

Примечание. В скобках даны псефитовые структуры для неокатанных обломков.

Таблица 4

Признаки неоднородности осадочных пород, используемые при их классификации

Подразделение классификационной шкалы	Признак неоднородности
Класс	Класс минералов
Семейство	Структура по форме зерен
Группа	Минерал в классе
Петротип	Тип структуры и минерала

пы осадочных пород. Их выделение рационально строить также на минералогическом принципе (семейства биоморфных и граноморфных пород). Только кластоморфные породы подразделяются по размерности. В составе групп выделяются петротипы, основой для выделения которых являются структурные признаки (табл. 4).

Вышеизложенное характеризует породы, в которых преобладают минералы одного состава, структуры одного типа и т.д. Вместе с тем среди осадочных пород широко распространены породы более

4 Таблица 5
 49 Закаж № 90
 Схема классификации для класса кремнистых пород

Семейство	Группа	Петротип		
		Основной	Сложный	Смешанный
Биоморфных пород	Опало-кристаллитовых пород	Спонголит	Диатомовый радиолярит, радиоляритовый диатомит и др.	-
		Радиолярит		
		Диатомит		
Граноморфных пород	Опало-кристаллитовых пород	Трелел Опаловый силькрит Опаловый гейзерит Опаловый силицит (кремень)	-	Петротипы с начальными стадиями перекристаллизации опалового вещества или с участками перекристаллизованного опало-кристаллитового вещества
		Халцедоно-кварцевых пород	Маршаллит	
	Кварцевый силькрит			
	Кварцевый гейзерит			
	Халцедон-кварцевый силицит (кремень)	Халцедон-кварцевый силицит (кремень)		
Кварцит (новакулит)				
Кластоморфных пород	Псефитовых пород	Кварцевый галечник	Гравийный галечник и галечниковый гравийник	Кварцевые галечники, гравийники, пески и алевроиты с участием галечного, гравийного, песчаного и алевроитового материала в составе соответствующих петротипов
		Кварцевый гравийник		
	Псаммито-алевритовых пород	Кварцевый песок	Алевроитовый кварцевый песок, песчаный кварцевый алевроит	
		Кварцевый алевроит		

Таблица 6

Примеры петротипов кремнистых пород промежуточных и переходных разностей

Семейство	Промежуточный петротип	Переходный тип к классу			
		силикатно-алюмо-силикатных пород	железоокисных пород	карбонатных пород	углеводородных пород
Биоморфных пород	Частично перекристаллизованные радиоляриты, диатомиты и др.	Глинистые, песчанистые глауконитовые диатомиты, радиоляриты, опокки и др.	Железистые диатомиты, радиоляриты и др.	Карбонатные диатомиты и др.	Бажениты
Граноморфных пород	Яшмы	Глинистые яшмы	Железистые трепелы, гейзериты, яшмы и др.	Карбонатные трепелы, кремни, гейзериты и др.	Фтаниты, литиды:
Кластоморфных пород	Псефитовые, псаммитовые и алевритовые с опаловым, халцедоновым и кварцевым цемен-тами	Кварцевые, олигомиктовые с глинистым цементом псефиты, псаммиты и алевриты	Кварцевые, олигомиктовые с железистым цементом псефиты, псаммиты и алевриты	Кварцевые, олигомиктовые с карбонатным цементом псефиты, псаммиты и алевриты	Битуминозные кварцевые и олиголиковые псефиты, псаммиты, алевриты

сложного состава, в которых присутствуют элементы, свойственные другим типам, группам, семействам и классам пород. Это обстоятельство заставляет выделять кроме основных петротипов сложные, смешанные, промежуточные и переходные типы (табл. 5). Сложные типы характеризуют породы, содержащие породные компоненты, свойственные данной группе. Так, в семестве биоморфных кремнистых выделяется группа опало-кристобалитовых пород, включающая такие основные петротипы, как спонголит, радиолярит и диатомит. Сложными в этом случае будут выступать диатомитовые радиоляриты и радиоляритовые диатомиты. Породы смешанного типа характеризуют разности, несущие кроме признаков какой-то одной группы пород элементы другой группы этого же семейства. Так, среди граноморфных кремнистых пород выделяются две группы: опало-кристобалитовая и халцедоново-кварцевая. В каждой из них имеются основные типы. Породы, состоящие из опала, кварца и других кремнистых минералов, относятся к смешанному типу. Промежуточные породы являются разностями, относящимися к одному классу, но несущими признаки разных ее семейств. В классе кремнистых пород примером могут служить яшмы, содержащие как био-, так и граноморфный кремнистый материал. Наконец, к переходным типам отнесены породы, сложенные минералами различных классов. В качестве примера для класса кремнистых пород можно отметить опоку, в которой кроме кремнистых минералов присутствуют алюмосиликаты (глинистые минералы). Следовательно, эта порода является переходной между классами кремнистых и силикатно-алюмосиликатных пород. В табл. 6 приведены варианты петротипов промежуточных и переходных пород.

Предлагаемая классификация осадочных пород отличается от общепринятой тем, что она основана на признаках неоднородности, которые четко увязаны с иерархией структуры классификационной схемы. В ней зафиксировано место конкретных признаков в определенных подразделениях шкалы. Второе отличие ее состоит в том, что она не является генетической. Генетический признак может быть введен в следующей, более низкой, градации путем выделения разновидностей петротипов. Разновидности могут быть использованы и для других практических построений.

Литература

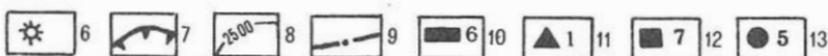
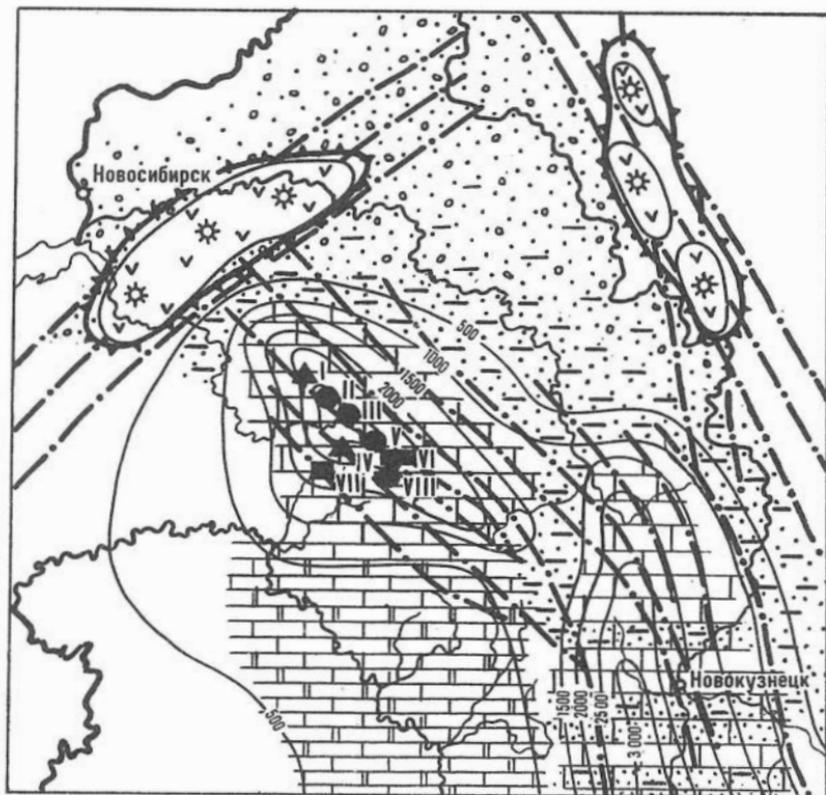
- Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947. — 205 с.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. — М.: Высшая школа, 1984. — 414 с.
- Петтиджон Р.С. Осадочные породы. — М.: Мир, 1981. — 751 с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. — Л.: Гостоптехиздат, 1969. — 703 с.
- Справочник по литологии. — М.: Недра, 1983. — 509 с.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. — Л.: Гостоптехиздат, 1958. Т. I. — 520 с.; т. II. — 485 с.

ГЕНЕЗИС ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКО-ДЕВОНСКИХ
ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ОСАДКОВ САЛАИРА

Конвергенция вещественного состава и строения рудных тел при существенных различиях в их происхождении привела к тому, что практически все геосинклинальные месторождения бокситов рассматриваются исследователями и как гипергенные, и как гипогенные осадки, а следовательно, допускается возможность образования диаспора, как и других минералов глинозема (гиббсита, бемита), в зоне гипергенеза, несмотря на различия в строении их кристаллических решеток. Для первого минерала, являющегося минералом (HAlO_2) метаалюминиевой кислоты ($\text{H}_2\text{Al}_2\text{O}_4$), характерна плотнейшая упаковка атомов кислорода в совершенных тетраэдрах по шпинелевому закону /Минералы, 1967/, для чего необходимы Р-Т-условия, отличные от атмосферных. У второго (AlOON) атомы кислорода образуют плотнейшую упаковку в несколько искаженных тетраэдрах. Появление такой решетки в зоне гипергенеза возможно.

Насколько обосновано предположение о гипергенной природе диаспора, попробуем определить на примере позднесилурийско-девонских глиноземистых осадков на территории Салаира, где в то время еще существовали условия геосинклинального осадконакопления. Территория разбита сетью разломов северо-западного и северо-восточного простираний, которые заложились в докембрии и обновились в позднесилурийско-девонское время (см. рисунок). Вдоль этих разломов в нижнем - среднем девоне происходили трещинные излияния андезитовых и базальтовых порфиритов и выбросы туфового материала, образовавшие вулканические острова и сформировавшие вулканогенно-осадочную толщу мощностью 250-1500 м. Возраст толщи устанавливается по остаткам флоры в туфогенных образованиях.

На площади геосинклинального морского бассейна в лудловско-эйфельское время шло накопление известково-глинисто-алевролитовых в прибрежной и известково-доломитовых осадков в открытой части морского бассейна. Мощность осадков на большей части территории составляет 180-800 м. Однако в пределах зон разломов, по которым в позднем силуре заложился геосинклинальный морской бассейн с последующим распространением его на сопредельную территорию, в условиях устойчивого прогибания дна бассейна шло формирование мощной (1000-3500 м) толщи рифогенных известняков с прослоями терригенно-туфогенных осадков. Синхронный осадконакоплению вулканизм, как обычно, сопровождался подводными и наземными землетрясениями, приводившими, естественно, к локальным смещениям и перекосам отдельных блоков земной коры и заложению в бассейне седиментации угловых несогласий между горизонтами карбонатных осадков без перерыва в их накоплении.



Палеоландшафтная схема для позднесилурийско-девонского (эйфельского) времени.

1-4 - осадки мелководного бассейна: 1 - глинисто-алевритовые, 2 - карбонатно-глинисто-алевритовые, 3 - рифогенные известняки с редкими прослоями терригенно-туфогенных пород, 4 - известково-доломитовые осадки открытого моря; 5, 6 - девонские вулканы (5) и вулканы (6); 7 - предполагаемая граница островной суши; 8 - изолинии равной мощности осадков геосинклинального бассейна; 9 - разломы, подновленные в позднесилурийско-девонское время; 10-12 - проявления: 10 - глиноземистых позднесилурийских алюмомагнитовых хлоритов (VI - Лог Карстовый), 11, 12 - диаспор-хлоритоид-маргаритовых пород (11 - раннедевонских: I - Матренкинское, IV - Чудиновское; 12 - позднеэйфельских: VII - Гунихинское); 13 - месторождения диаспор-шамозитовых руд раннего эйфеля (II - Новогоднее, III - Октябрьское, V - Майское, VIII - Бердское).

Проявления глиноземистых пород и руд приурочены к наиболее подвижной зоне осадконакопления и формировались на четырех разновозрастных уровнях. Самое древнее установлено в верхней части разреза лудловской сланцево-карбонатной толщи (проявление Лог Карстовый). Представлено оно пластом 2-5 м однородных мягких грязно- и бледно-зеленых пиритизированных алюмомагневых сланцев (Al_2O_3 - 20-21%, SiO_2 - 22-28, MgO - 22-30, Fe_2O_3 - 7-12%) с кремниевым модулем 0,8-0,9. Алюмомагневые сланцы по простирацию переходят в обычные хлоритовые (SiO_2 - 63-65%) с кремниевым модулем 0,3. Они залегают на светло-серых мраморах, а перекрыты темно-серыми битуминозными мелко- и скрытокристаллическими известняками.

К аналогичному контакту карбонатных пород позднего силура и раннего девона приурочен горизонт глиноземистых осадков мощностью 0,2-2,0 м (Матренкинское и Чудиновское проявления), сложенный диаспор-хлоритоид-маргаритовыми пиритизированными сланцами (Al_2O_3 - 25,9-36,0, SiO_2 - 27,0-33,4%) с кремниевым модулем 0,8-1,3. Горизонт (0,4-4,7 м) аналогичных сланцев (Al_2O_3 - 23,1-39,4, SiO_2 - 24,0-36,1%) зафиксирован среди позднеэйфельских известняков (Гунихинское проявление).

Наибольший объем глиноземистых осадков (диаспор-шамозитовых руд) приходится на раннеэйфельское время. Руды приурочены к контакту известняков нижнего и среднего девона и объединены в Верхне-Бердский бокситорудный бассейн (месторождения Бердское, Майское, Новогоднее и Октябрьское), имеющий одинаковое строение на всей территории. Они залегают в виде линзообразных пластов на белых в кровле (до 100 м) мраморизованных рифогенных известняках (размеры кристаллов 0,1-0,3 мм) и представляют собой массивные или слоистые породы черного цвета, сложенные в основном мелкочешуйчатым диаспором и аутигенным шамозитом (Al_2O_3 - 39-60, SiO_2 - 8-20%) с незначительной примесью рутила. В основании пластов в небольшом количестве фиксируется хлоритоид, а в верхней половине - сингенетичный аутигенный пирит. Хотя структура руд считается обломочной или псевдообломочной, из достоверно обломочного материала в рудах отмечаются только единичные зерна кварца округлой и серповидной формы.

Подстилающие известняки в кровле разбиты трещинами мощностью до 5 см и глубиной 5-12 м, а в отдельных случаях до 70 м, заполненными хлоритоидом с примесью диаспора (Al_2O_3 - 44,5, SiO_2 - 4,6%). Перекрываются руды серыми, темно-серыми, черно-серыми битуминозными пелитоморфными и мелкокристаллическими (размер кристаллов менее 0,1 мм) известняками. Аналогичное геологическое строение имеют и остальные проявления глиноземистых пород независимо от их возраста.

Силурийско-девонские отложения вместе с глиноземистыми породами и рудами смяты в складки в уральскую фазу (C_3-P_1) герцинского цикла тектогенеза. Этим вызвано появление по плоскостям наложения в рудах и известняках зеркал скольжения. Абсолютный возраст смятия в складки, определенный К-Аг-методом В.Н. Меленевским (СНИИГТИМС), составляет 287-315 млн. лет. Однако какой-либо перекристаллизации руд в результате смятия не наблюдается.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1) горизонты глиноземистых пород и руд формировались на фоне развития синхронного андезитобазальтового вулканизма в участках активного и устойчивого прогибания дна бассейна седиментации;

2) все проявления и месторождения глиноземистых пород и руд имеют одинаковое строение: подстилаются метаморфизованными светлыми кристаллическими известняками, а перекрываются их неметаморфизованными скрыто- и тонкокристаллическими битуминозными разностями;

3) качество диаспор-хлоритоидных руд (кремниевый модуль 9-10) из трещин в подстилающих известняках выше, чем диаспор-шамозитовых (кремниевый модуль 2,5-8,0), за счет меньшего в них содержания SiO_2 .

По поводу генезиса глиноземистых пород и руд существует несколько мнений. М.П. Нагорский /1958/, Ю.К. Горецкий /1960/, А.Н. Сухарина /1973/ считают их метаморфизованными терригенными или химическими осадками, сформировавшимися либо в прибрежной части моря, либо в системе полузамкнутых рифовых лагун. Проводившие в 60-х годах в этом районе геологическую съемку В.В. Бессоненко и А.М. Кузнецов (ПГО "Запсибгеология") полагают, что наличие локальных угловых несогласий внутри карбонатных толщ свидетельствует в пользу образования глиноземистых пород и руд в условиях кратковременного континентального перерыва. Во всех случаях источником глинозема считалась либо кора серно-кислотного выветривания, либо латеритный элювий. Однако в этом случае остается нерешенным ряд вопросов:

- мог ли быть континентальным источник химических рудных растворов или терригенного рудного материала?

- почему известняки, перекрывающие продуктивные горизонты, всегда битуминозны?

- почему метаморфизм подстилающих известняков всегда выше, чем перекрывающих?

- почему качество диаспор-хлоритоидных руд из трещин в подстилающих известняках выше, чем залегающих на этих же известняках диаспор-шамозитовых бокситов?

Изучению континентального рудного источника для морского бокситообразования посвящено много работ, в том числе Н.М. Стрехова /1964/, В.А. Броневго /1968/, В.А. Телякова /1975/, Л. Свиндела и Фан-Пу-Фонга /Swindel, Fan-Pow-Foong, 1978/,

Г.Н. Черкасова /1982/. Все исследователи пришли в общем-то к одному выводу, что фильтрация континентальных глиноземистых вод по мере образования в них гелей глинозема через толщу морских, постоянно содержащих растворенный SiO_2 (в вулканических областях до 16 мг/л), приводит к перемешиванию вод и соединению Al_2O_3 с SiO_2 с образованием хлоритов, гидрослюд и каолинита, т.е. морское осаждение руд алюминия из глиноземистых растворов, поступающих с континента, невозможно. Необходимо исключить фильтрацию глиноземистых растворов через толщу морских вод. Это возможно при подводном источнике таких растворов, когда их перемешивание с морскими водами не происходит совсем либо проявляется только частично.

В таком случае, может быть, глиноземистый материал поступал с континента в форме терригенных обломков? Палеоландшафтная схема Салаира (см. рисунок) показывает, что проявления и месторождения глиноземистых пород и руд локализованы вдалеке от берега. Между берегом и рифом (в месте фиксации глиноземистого материала) существовала прибрежная зона, где шло накопление терригенно-карбонатного осадка. При поступлении терригенного бокситового материала с континента его обломки встречались бы среди терригенных и карбонатных прибрежных осадков, а бокситовые горизонты разубоживались терригенным материалом, чего не наблюдается в месторождениях. Напротив, значительная часть бокситового пласта (до 60%) сложена аутигенным шамозитом и пиритом. Диаспор в протоlochках из карбонатных позднесилурийско-девонских пород встречается только в пределах полей распространения глиноземистых осадков. Возможно, был кратковременный континентальный перерыв, который обусловил в процессе выветривания бокситизацию пеплового материала на рифах?

Известно, что разнофациальные карбонатные породы имеют неодинаковый изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ SMOW) в кальците и доломите. Так, например, изотопный состав кислорода в кальците глубоководных известняков из различных районов земного шара 19–30‰ /Природные изотопы..., 1975/, в кальците известняков различного возраста из прибрежных частей морей и океанов, где большой приток пресных вод с континента, от -1,0 до -3,8‰ /Природные изотопы..., 1975; Rothe, Hoefs, 1979/, в доломите и кальците из лагун от -8,3 до +9,0‰ /Williams, 1979; Censi e.a., 1980–1981/, в кальците из зоны прилива морских тропических побережий +1,3‰ /Campos, Sweeney, 1979/, в кальците из континентальных калькретов от -6,0 до +5,9‰ /Salamons e.a., 1978/, в кальците из сталактитов современных пещер в Канаде -10,0‰ /Ek Camille e.a., 1981/. Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в кальците известняков, подстилающих и перекрывающих диаспор-шамозитовые руды Октябрьского месторождения, соответственно +25,8 и +25,9‰, что характеризует известняки как нормально морские осадки, а близость значений $\delta^{18}\text{O}$ однозначно свидетельствует о непрерывности

осадконакопления в нижнем – среднем девоне в данном участке бассейна седиментации и отсутствии континентального перерыва. Следовательно, весь рудный материал должен был быть хемогенным и подводным.

Как уже отмечалось, известняки, вмещающие руды, смяты в складки в пермокарбоне, но степень метаморфизма подстилающих известняков, отделенных от перекрывающих только рудным горизонтом (0,5–8,0 м), заметно выше, чем последних, а глиноземистые минералы в трещинах подстилающих известняков более высокотемпературные, чем в рудном горизонте. Следовательно, подстилающие известняки мраморизовались (прогрелись и перекристаллизовались) после своего отложения, но до накопления перекрывающих известняков, т.е. в период образования диаспор–шамозитовых руд, что может указывать на повышенную температуру рудных растворов. Известно, что при прогреве выше определенной температуры (в зависимости от давления) карбонатные породы теряют часть CO_2 . Исследование химическим методом (при точности анализа $\pm 0,01\%$) состава подрудных и надрудных известняков и их контактов с диаспор–шамозитовыми рудами на Октябрьском месторождении показало, что по толще подстилающих известняков дефицит или избыток CO_2 (отклонение от стандартного содержания его в кальците) колеблется от $+0,13$ до $-0,27\%$, а на лежачем контакте с рудами дефицит CO_2 достигает $-1,21\%$. В перекрывающей пачке известняков, включая и контакт с рудами, дефицит или избыток CO_2 составляет $\pm 0,02\%$.

Это позволяет заключить, что нижний контакт руд с подстилающими известняками был горячим, а верхний – холодным. Следовательно, первоначальный глиноземистый материал, оседавший в морском бассейне на подстилающие известняки, был горячим.

Вода плохо проводит тепло и является экраном для теплового потока. Поэтому тепло, переносимое пульсирующими горячими глиноземистыми растворами, пока существовал их подток, накапливалось между изливаниями гидротерм в трещиноватой кровле подстилающих известняков и прогревало и перекристаллизовывало их.

Наличие в рудах наряду с диаспором более высококремнистого и низкотемпературного по сравнению с хлоритоидом из трещин в подстилающих известняках шамозита свидетельствует о частичном перемешивании глиноземистых растворов с морской водой, их охлаждении и извлечении из морских вод SiO_2 .

Определение концентраций различных элементов в диаспор–шамозитовых рудах Верхне-Бердского бассейна дало следующие их средние содержания (г/т): Fe – 180000(4,0), Ti – 26000(5,8), Mn – 1000(1,0), F – 798(1,2), Sr – 612(1,8), Zr – 538(3,2), P – 450(0,5), Li – 229(7,1), Ni – 167(2,9), V – 138(1,5), Zn – 67(0,8), Ba – 61(0,1), Cr – 49(0,6), B – 39(3,3), Y – 27(0,9), Ga – 25(1,3), Nb – 24(1,2), Co – 13(0,7), Cu – 11(0,2), Pb – 6(0,4),

Be - 4(1,0), Yb - 2,5(7,6), Mo - 2,4(2,2), Ge - 0,7(0,5), Bi - 0,7(10,0), Sn - 0,6(0,2), Ag - 0,4(5,7). В скобках указаны кларки концентрации элементов по отношению к литосфере. Концентрации, превышающие кларки, имеют элементы ультраосновной магмы (Fe, Ni), основной (Ti, Mn, V, Nb, Mo, Ag), средней (Sr, Zr, B, Ga, Nb, Bi) и кислой (F, B, Li, Ga, Nb, Bi, Be, Y). Учитывая сингенетичную природу аутигенного пирита в рудах, можно заключить, что глиноземистые растворы были кислыми сероводородными мантийными и сопутствовали мантийной андезитобазальтовой магме, вулканы которой, синхронные рудообразованию, фиксируются на континенте по окраине бассейна морской седиментации.

С позиций гипергенного рудообразования битуминозность перекрывающих глиноземистые породы и руды известняков объяснялась формированием их в лагунах. В настоящее время в вулканических областях Океании на рифовых атоллах установлено около 10 тысяч лагун, но ни в одной из них не фиксируется битуминозного осадко-накопления. В то же время Черное море не является лагуной, но воды в нем очень сильно заражены сероводородом. Причиной этому, вероятно, следует считать подводные сероводородные источники, фиксирующиеся и по Черноморскому побережью Кавказа. Источники локализируются вдоль разломов, уходящих под акваторию Черного моря.

Также, очевидно, и в позднесибирско-девонском бассейне седиментации разгрузка глиноземистых растворов на дне бассейна сопровождалась их дегазацией с выделением CO_2 , H_2S , SO_2 . Это приводило к нарушению газового режима в окружающих придонных водах, сероводородному их заражению, гибели организмов, населяющих бассейн на данном участке, и формированию в условиях достаточных температур (не ниже 50°C) битуминозных осадков. Таким образом, глиноземистые осадки не являются гипергенными продуктами, конвергентными по минеральному составу (диаспору) гипогенным аналогам, а сами по своей сущности гипогенны.

Литература

- Бронева В.А. Поведение Ti-Fe-Al и SiO_2 в термальных растворах вулканической области и вулканогенная гипотеза бокситообразования. - Литология и полезные ископаемые, 1968, № 5, с. 128-135.
- Горевский Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений мира. - М.: изд. ВИМСа. - 256 с.
- Минералы. Т. II. Вып. 3 / Отв. редакторы Чухров Ф.В., Бонштедт-Куплетская Э.М. - М.: Наука, 1967. - 676 с.
- Нагорский М.П. Генезис девонских бокситов Салаирского края. - В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 237-250.

- Природные изотопы гидросферы/Ферронский В.И., Дубенчук В.Т., Поляков В.А. и др. - М.: Недра, 1975. - 274 с.
- Страхов Н.М. Еще раз о так называемой вулканогенной гипотезе бокситообразования. - Литология и полезные ископаемые, 1964, № 3, с. 170-172.
- Сухарина А.Н. Бокситоносные формации юго-востока Западной Сибири. - Сов. геология, 1973, № 2, с. 10-23.
- Теняков В.А. Проблема источника и способа формирования вещества бокситов (геохимический аспект). - В кн.: Проблема генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 18-31.
- Черкасов Г.Н. Условия образования бокситов из глиноземистых вод типа речки Юрьевой. - В кн.: Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982, с. 3-9.
- Campos H.S., Sweeney R.E. C^{13}/C^{12} e O^{18}/O^{16} em ambientes de rochas de Praia. - Rev. Brasil. Geocienc., 1979, v. 9, N 1, p. 44-49.
- Censi P., Hauser S., Longinelli A. Isotopic composition and mineralogical paragenesis of limestone samples from the messinian calcare di base in central Sicily. - Sci. Terre, 1980-1981, v. 24, N 2, p. 157-172.
- Ek Camille, Hallaire-Marcel C., Trudel B. Sedimentologie et paleoclimatologie isotopique dans une grotte de Caspasic, Quebec. - Geogr., Phys. et Quatern., 1981, v. 35, N 3, p. 317-326.
- Rothe P., Hoefs J. Isotopic composition of Cretaceous shallow-water carbonates from site 384. - Init. Rept. Deep Sea Drill. Proj. V. 43. Washington: D.C., 1979, p. 719-720.
- Salmons W., Goudie A., Mook W.G. Isotopic composition of calcrete deposits from Europe, Africa and India. - Earth Surf. Process., 1978, v. 3, N 1, p. 43-57.
- Swindel L.D., Fan-Pow-Foong. Transformation of gibbsite to chlorite in ocean bottom sediments. - Science, 1978, v. 157, N 3790, p. 799-800.
- Williams G.E. Sedimentology, stableisotope geochemistry and palaeoenvironment of dolostones capping late Precambrian glacial sequences in Australia. - J. Geol. Soc. Austral., 1979, v. 26, N 7-8, p. 377-386.

КОНВЕРГЕНТНОСТЬ ПРИЗНАКОВ
ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Одна из характерных особенностей многих эндогенных месторождений различных металлов – значительное участие в их строении брекчий или пород брекчиевидного облика, обычно в той или иной степени оруденелых вплоть до перехода их в руды. Относительно природы этих брекчий нет единого мнения. В зависимости от степени проявления в них тех или иных признаков, а чаще всего по традиции они определяются как туфы, конгломераты, лавобрекчии, брекчии обрушения, карстовые, осадочные, вулканические или тектонические брекчии. Однако в последнее время в связи с детальной разведкой и эксплуатацией большого числа месторождений установлено, что наиболее распространенными, а для отдельных типов оруденения господствующими являются характеризующиеся тесными структурно-пространственными и временными соотношениями с рудами брекчии. В последнее время они все чаще определяются как взрывные брекчии – продукт закрытых взрывов /Иванкин, Нурбаев, 1961; Бриннер, 1964; Иванкин, 1965, 1970; Нурбаев, Полетаев, 1966; Язева, 1967; Кузубный и др., 1970; Иншин, 1972; Долгушин, 1979; Туговик, 1974; Бобохов, 1976; Нурбаев и др., 1977; Рудоносные брекчии..., 1977; Долгушин и др., 1979; и др./.

Между тем, безусловно, важно определить природу таких брекчий как образований, тесно связанных с рудами. Так, неоднократно возникшие, а, по существу, и не прекращавшиеся дискуссии по вопросам происхождения рудоносных брекчий и брекчиевидных пород, например на колчеданных месторождениях Урала, Казахстана и Алтая, показали, что именно представления об их природе во многом определяют направление геологической мысли и взгляды на генезис, важнейшие особенности геологического строения и перспективы месторождений.

Неоднозначность в понимании генезиса брекчий и многовариантность решения этого вопроса связаны в первую очередь с конвергентностью главных генетических признаков обломочных пород, осложненных маскирующим влиянием сорудных метасоматических процессов. При этом следует отметить, что влияние конвергенции признаков особенно большое значение приобретает при определении обломочных пород как взрывных брекчий. Обычно приходится иметь дело с рядом признаков, считающихся однозначными и несомненными для квалификации пород как конгломератов, туфов или тектонических брекчий: округлые формы обломков при общем галькоподобном облике – признак конгломератов, туфовидный облик цемента – туфов, наличие рудных обломков – пострудных брекчий, осадочных или тектонических, а оруденение, цементирующее обломки, – доказательство их дорудной природы. В то же время округлость обломков

и туфовидный облик цемента типичны для взрывных брекчий, а наличие в них рудных обломков или рудной минерализации цемента свидетельствует об их сорудном, а не до- или послерудном возрасте.

Рассмотрим те особенности, в которых проявляется конвергентность, затрудняющая выделение взрывных брекчий, а именно: состав брекчий, форму обломков, характер связи рудоносного комплекса с материнскими магматическими породами, тип рудной минерализации и морфологию брекчиевых тел.

Состав брекчий. По происхождению и связи с интрузивными породами рудоносного комплекса или его производными — рудами — взрывные брекчий магнетитовых месторождений могут быть разделены на две группы: взрывно-магматогенные и взрывно-гидротермальные.

К первой группе относятся брекчий, образовавшиеся в связи с взрывными процессами, сопровождающими становление глубоко дифференцированных магматических систем в гипабиссальных условиях, отражая переход интрузивного процесса в взрывной. Другими словами, это — взрывная форма интрузивного процесса /Борсук, Масуренков, 1964/. Брекчий этой группы описаны в литературе и известны как эруптивные /Ташинина, Чепрасов, 1955/, взрывные /Борсук, Масуренков, 1964/, автомагматические /Яковлева, 1963/, магматогенные /Кузубный и др., 1970/ или взрывные /Ловеринг, 1951/. Состав цемента и обломков близок или даже идентичен и в общем случае соответствует составу пород интрузивного тела. Брекчий этого типа или залегают непосредственно в апикальных частях интрузива, или интродуцированы во вмещающие породы на незначительное расстояние. По отношению к оруденению они обычно являются более ранними образованиями и не имеют с ним тесной связи.

Ко второй группе относятся брекчий, связанные со становлением рудного флюида и известные в литературе как рудно-взрывные /Кузубный и др., 1970/, рудоносные /Нурбаев и др., 1977/, взрывно-гидротермальные /Иванкин, 1965, 1970; Долгушин, 1979/ или когидротермальные /Бриннер, 1964/. Брекчий этого типа пространственно и генетически связаны с рудами и представляют собой одну из форм проявления рудного процесса. Для взрывно-гидротермальных брекчий характерен разнообразный состав обломков, где наряду с породами рудоносного интрузивного комплекса, особенно его наиболее поздними производными, присутствуют обломки руд и разнообразных метасоматов (в том числе и скарнов) с широкими вариациями состава и структурно-текстурных особенностей, причем преобладающими обычно являются именно метасоматиты. Боковые породы, вмещающие месторождение, как правило, в обломках распространены незначительно. Характеризуя состав обломков, необходимо отметить, что в брекчиях некоторых месторождений с большой вертикальной протяженностью (1000 м и более) встречаются обломки пород, вынесенные со значительных глубин (1500–2000 м). Это является прямым доказательством, во-первых, интрузивного характера брекчий и, во-вторых, того, что

размах их вертикального перемещения измеряется многими сотнями метров. Так, например, на Тейском месторождении, в брекчиях на уровне современного среза находятся округлые обломки гранитоидов Есинского плутона, залегающего под месторождением на глубине 1500–2000 м. Этими цифрами определяется минимальная величина вертикального перемещения брекчий /Долгушин и др., 1979/.

Цемент брекчий чрезвычайно разнообразен. Однако, как отмечают З.М. Нурбаев и др. /1977/, может быть выделено два типа цемента: первый – кластический, образованный мелко перетертым материалом пород, второй – гидротермально-рудный, представляющий собой продукт раскристаллизации рудного флюида и состоящий из силикатных и рудных материалов в разных соотношениях. Для рудно-силикатного цемента характерно обусловленное сложными процессами ликвации /Иншин, 1972/ разнообразие структурного узора, нередко напоминающего структуры пепловых туфов. Широко распространены присущие ликвационным процессам лентовидные формы обособлений рудных и силикатных минералов с элементами трахитоидной структуры. Извилистые очертания обособлений с огибанием ими обломков пород обуславливают значительное развитие флюидалных структур. При обилии мелких обломков пород и породообразующих материалов цементирующая масса имеет вид кристаллокластического туфа. Именно конвергенция состава и текстурно-структурных особенностей взрывных брекчий и туфов во многом осложняет их диагностику.

Размер и форма обломков. Для взрывных брекчий характерны широкие вариации в размере обломков. По размеру обломков выделяются глыбовые, крупно-, средне- и мелкообломочные брекчии. Наиболее распространены средне- и мелкообломочные разновидности с размером обломков от 1 до 15 см. На наиболее хорошо изученном Тейском месторождении, где брекчии развиты в большой степени, для них характерна гранулометрическая зональность, обусловленная уменьшением обломков сверху вниз от крупноглыбовых (обломки до 1–3 м) в верхней части месторождения до мелкообломочных на глубине 500–800 м при наибольшем развитии среднеобломочных /Долгушин, Микубаев, 1976/.

Брекчии существенно различаются по форме обломков и прежде всего по степени их округленности. В зависимости от степени округленности обломочного материала брекчии можно разделить на две группы: первую – с остроугольными (или преимущественно остроугольными) и вторую – с округлыми или даже шарообразными обломками. На большинстве месторождений развиты брекчии первой группы, хотя имеются месторождения, где все брекчии относятся ко второй группе. Обломки в брекчиях первой группы (в наиболее распространенных средне-мелкообломочных брекчиях) аналогичны щебенке, получаемой на дробильных машинах и используемой при наполнении бетона, в связи с чем брекчии этой группы по текстуре удивительно напоминают облицовочные бетонные плиты со щебнистым наполнением. Степень насыщенности обломками разная: от 20–40% в рудных до 50–70% в нерудных брекчиях. Для рассмат-

риваемых брекчий, особенно для их средне-мелкообломочных разновидностей, весьма характерно взвешенное положение обломков в цементирующей массе. Нередко отмечается субпараллельная ориентировка удлиненных обломков и обтекание их цементирующей массой с появлением струйчатых текстур. Эти особенности свидетельствуют о том, что цементирующая масса в момент образования брекчий была достаточно плотной, чтобы удерживать во взвешенном состоянии обломки с удельным весом $2,5-3,0 \text{ г/см}^3$, и, кроме того, она перемешалась (текла), что зафиксировано в струйчатых текстурах цемента и субпараллельной ориентировке удлиненных обломков.

Брекчи с округлыми обломками, в том числе и шаровидными, развиты гораздо меньше, чем брекчи с остроугольными обломками. Наиболее полно они представлены на Тейском и Ирбинском месторождениях. На Ирбинском месторождении в пределах Центрального участка их тело имеет форму штока, прорывающего, как это прекрасно видно в стенках карьера, вмещающие их гранодиориты. Понятно, что такая особенность, как округлая или даже шаровидная форма обломков, вызывает к ним повышенный интерес у исследователей. Форма и степень округленности обломков брекчий и брекчиевидных пород всегда были одним из ведущих диагностических признаков при определении их генезиса. При этом обычно руководствовались представлением о том, что хорошая степень округленности обломков связана с длительной транспортировкой материала водой, в связи с чем обломочные породы с достаточно хорошей округленностью обломочного материала почти всегда относили к заведомо осадочным образованиям — конгломератам или туфо-конгломератам. Фактический же материал по этим брекчиям, по крайней мере по карьерам Ирбинского и Тейского месторождений, однозначно свидетельствует об их интрузивной природе, и естественно считать, что округление обломков связано с растворением их острых углов в химически активной среде и истиранием в условиях высоких давлений при интрузии флюидизированной брекчи на значительное расстояние. Например, для Тейского месторождения путь интрузивного перемещения брекчий измеряется величиной 1200–1500 м. Однако этот путь может быть и не столь значительным. Так, из данных Т.С. Ловеринга /1951/ по горно-рудному району Тинтик, видно, что округление обломков в брекчиевых дайках происходит при перемещении материала всего лишь на десятки м, в крайнем случае, на первые сотни метров. Именно с тем, что не учитывается возможность образования брекчий с округлыми обломками "гальковидного" облика не осадочным, а интрузивным путем, и связано неправильное понимание генезиса этих весьма интересных и широко распространенных в рудных полях пород и, как следствие, непонимание целого комплекса взаимосвязанных вопросов рудогенеза. Следует отметить, что в отечественной литературе только в последние два десятилетия, главным образом под влиянием новых представлений о значительном участии взрывчатых процессов в рудообразовании, стали появляться работы, в которых рассматриваются возможности маг-

магматического генезиса этих пород /Бриннер, 1964; Иванкин, 1965, 1970; Кузевый и др., 1970; Кузевый, 1974; Чесноков, Красивская, 1975; Зограбян, 1975; Туговик, 1974; Бобохов, 1976; Долгушин и др., 1979; Долгушин, 1979/.

В зарубежной литературе издавна существует термин "галечные дайки" применительно к дайкам интрузивного происхождения, содержащим, как и в рассматриваемых нами случаях, округлые обломки различных пород, напоминающих по форме гальки. В этой связи не лишне отметить, что американские геологи используют наличие "галечных даек" как один из важнейших поисковых признаков эндогенного оруднения /Ловеринг, 1951; Бриннер, 1964/.

Таким образом, округленность обломков как признак их механического истирания при транспортировке водой оказывается не столько универсальной, сколько конвергентной. Гетерогенность таких псевдоокатанных пород доказывается достаточно определенно.

Рудная минерализация и рудные обломки. Эксплозивно-гидротермальные брекчии характеризуются тесными структурно-пространственными и временными отношениями с рудами. Они всегда в той или иной степени содержат рудную минерализацию, участки повышенной концентрации которой и являются рудными телами. Особенностью рудной минерализации является ее неравномерное распределение в цементе брекчий в виде глобулевидных, линзовидных, линзовидно-пластовых, лентовидных, комковидных, обломковидных образований, отражающих сложно проявленную многоэтапность процесса ее формирования. Рудные обломки обычно противопоставляют весьма похожим на них рудным сгусткам или комковидным и обломковидным образованиям, неразрывно связанным с рудным цементом и являющимся его составной частью. Такое противопоставление по отношению к рудному процессу неправомерно, так как их появление связано с единым рудно-эксплозивным процессом. Возникновение неоднородностей минерализации в цементе брекчий (рудных сгустков, комковидных, глобулевидных, линзовидных, лентовидных и других форм) связано со сложным процессом дифференциации рудного флюида нередко путем ликвации, а образование обломков связано с дезинтеграцией газами при многоэтапном эксплозивном взламывании части уже закристаллизованной рудной массы. Степень "обломковидности" обособлений зависит от полноты раскристаллизации рудного вещества. При его полной раскристаллизации и отвердении из него образуются рудные обломки. При частичной раскристаллизации и наличии пластичной фазы из него формируются обломковидные образования, особенно типичные для рудоносных эксплозивных брекчий. Значительная же часть рудного вещества не успевает претерпеть существенной дифференциации и остается в цементирующей массе как ее составная часть.

Именно наличие рудных обломков порождает острые дискуссии о природе этих брекчий и о генезисе месторождений в целом. Дело в том, что присутствие рудных обломков в обломочных породах традиционно считается одним из самых надежных критериев добачкиевского (доконгломератового или дотуфового) возраста руд. Меж-

ду тем, как показано выше, и этому признаку свойственна гетерогенность. Если для вулканических, осадочных или тектонических брекчий рудные обломки действительно свидетельствуют о более раннем образовании руд с последующим их разрушением, то для взрывных брекчий возрастные соотношения обломков пород и руд другие. При взрывах процессы рудо- и брекчиеобразования близко-одновременны и пространственно сопряжены, а наличие обломков руд свидетельствует лишь о многоэтапности рудно-магматического процесса. Следовательно, рудные обломки не всегда указывают на принадлежность обломочных пород к осадочным образованиям, туфам или тектоническим брекчиям и вовсе не исключают возможности их взрывного происхождения.

Морфология брекчиевых тел. Одним из важнейших критериев отнесения брекчий к продуктам закрытых взрывов является форма их залегания. Брекчии, слагающие штокверко-, штоко-, столбо-, дайко-, гнездообразные или конусовидные тела, являются интрузивными. Диагностические признаки, связанные с морфологией брекчиевых тел и однозначно отрицающие их осадочную или тектоническую природу, в то же время оказываются в определенной степени конвергентными при разделении интрузивных брекчий на взрывные брекчии (как продукт закрытых взрывов) и брекчии жерл вулканических аппаратов.

Представления о столбообразных телах брекчий как о вулканических жерлах весьма распространены для крупных месторождений с вертикальной протяженностью брекчиевых тел более 1000 м. Так, например, Тейское железорудное месторождение с взрывными рудоносными брекчиями, образующими среди известняков интрузивное тело конусовидной формы вертикальной протяженностью более 1200 м, долгое время относили, а некоторые исследователи и до настоящего времени относят к жерлу вулкана. Образованиями вулканического жерла иногда считают и взрывные брекчии крупного Табратского магнетитового месторождения Западного Саяна, образующие столбообразное тело поперечником около 400 м при глубине до 1400 м. Много примеров ошибочного отнесения к вулканическим жерлам тел взрывных брекчий на основании главным образом их столбообразной формы отмечает Г.И. Туговик /1974/. Изучение многих месторождений и знакомство с литературными данными приводит нас к выводу, что подобная ошибка часто встречается при описании многих эндогенных месторождений. Это связано с тем, что для диагностики палеожерл используются два основных признака: состав и морфология тел брекчий. Между тем оба эти параметра конвергентны и одинаково характерны как для брекчий жерловых фаций, так и для продуктов закрытых взрывов – взрывных брекчий. Следовательно, необходимо искать признаки, свойственные только взрывным брекчиям.

Широкое распространение взрывных брекчий на многих эндогенных месторождениях связано с направленным развитием рудно-магматических систем, нередко приводящим на заключительных этапах к переходу интрузивного процесса в взрывной /Бор-

сук, Масуренков, 1964/. В определенных условиях эксплозии почти неизбежно сопровождают малоглубинные интрузии рудоносных магм, так как являются результатом их дифференциации. Они возникают на заключительном этапе становления интрузивов, когда в зону малых глубин из остаточных очагов проникают относительно поздние порции магм и связанных с ними рудных флюидов. Будучи системами равновесными на глубине, эти магмы и рудные флюиды, перемещаясь вверх, на определенных уровнях приобретают свойства самовзрывающихся жидкостей. Положение этих уровней относительно поверхности земли предопределяется соотношением внешнего давления на систему и давлением растворенных в ней газов. При высоком газовом давлении и быстром падении внешнего давления происходит взрыв. При этом вмещающие породы дробятся, а рудоносный флюид, включая продукты его частичной кристаллизации, дезинтегрируется, давая рудные обломки. Отделяющиеся газы вызывают дальнейшее раздробление и разрыхление пород, которые сопровождаются проникновением в них рудного флюида. Поэтому характерный признак скрытых эксплозий – сопряженность дробления пород и гидротермально–метасоматического минералообразования. Подобное соотношение процессов дробления пород и оруденения выражается в тесной структурно–пространственной связи брекчий и руд, когда оруденение не выходит за пределы брекчий, превращая их в рудные тела.

Эксплозивные рудоносные брекчии – часть рудно–магматической системы и среди прочих магматических образований рудоносного комплекса наиболее тесно связаны с рудами, представляя, по существу, его рудоносную фацию. В тех рудно–магматических системах, где эксплозивные процессы играют большую роль, они в значительной степени и предопределяют структуры месторождений, нередко отражающие расширение системы вверх. Поэтому для месторождений такого типа характерны пучковые, конусовидные или воронкообразные структуры, в разной степени приспособляющиеся к анизотропии вмещающей среды.

На эндогенных месторождениях рудоносные брекчии распространены широко и, по всей видимости, даже гораздо шире, чем это представляется в настоящее время, так как значительную их часть все еще относят к породам другого генезиса. Между тем выделение эксплозивных брекчий и установление их роли в строении рудного поля имеют принципиальное значение, так как нередко позволяют по–новому подойти к пониманию ряда коренных вопросов геологического строения месторождения, касающихся его структуры, морфологии, соотношения оруденения с магматизмом, характера рудно–магматической зональности и в конечном счете оценки перспектив оруденения.

- Бобохов А.С. Магматогенные брекчии кислого состава колчеданных месторождений Южного Урала. – М.: Наука, 1976. – 128 с.
- Борсук А.М., Масуренко Ю.П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 4, с. 36–55.
- Бриннер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями. – В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964, с. 649–684.
- Долгушин С.С. О закрытых эксплозиях и связи с ними оруденения на скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области. – Сов. геология, 1979, № 2, с. 81–92.
- Долгушин С.С., Микубаев В.М. Структура и перспективы Тейско-Абагасского рудного поля. – Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 79–86.
- Долгушин С.С., Микубаев В.М., Алабин Л.В. Эксплозивные брекчии Тейско-Абагасского рудного поля и связь с ними оруденения. – В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 66–79.
- Зограбян С.А. Конгломератовидные инъекционные дайки Кафанского рудного поля. – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1975, т. 28, № 3, с. 35–40.
- Иванкин П.Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гиабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений. – Геол. и геофиз., 1965, № 10, с. 45–51.
- Иванкин П.Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. – М.: Недра, 1970. – 280 с.
- Иванкин П.Ф., Нурбаев З.М. Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая. – Сов. геология, 1961, № 3, с. 39–45.
- Иншин П.В. О механизмах дифференциации магмы. – Алма-Ата: Наука, 1972. – 247 с.
- Кузевный В.С. О проблеме девонских гранитоидов Алтая. – В кн.: Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974, с. 9–17.
- Кузевный В.С., Иншин П.В., Ведерников П.Г., Шнайдер М.С. Магматогенные брекчии Рудного Алтая и некоторые вопросы их генезиса. – В кн.: Геология и металлогения рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1970, с. 49–62.
- Ловеринг Т.С. Об изменении пород как поисковом признаке в округе Тинтик. – М.: ИЛ, 1951. – 96 с.
- Нурбаев З.М., Кузевный В.С., Иншин П.В. Рудоносные эксплозивные брекчии на колчеданных и полиметаллических месторождениях. – В кн.: Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 158–188.
- Нурбаев З.М., Полетаев А.И. Постинтрузивные рудоносные брекчие-

вые трубки вулканно-плутонической серии пород Коунрадского медно-порфирового месторождения. — В кн.: Материалы симпозиума по вулканно-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 92–96.

Рудоносные брекчии и их поисковое значение. — Алма-Ата: Наука, 1977. — 224 с.

Ташинина М.В., Чепрасов Б.Л. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, вып. 21, с. 14–28.

Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. — М.: Недра, 1974. — 206 с.

Чесноков С.В., Красивская И.С. Конгломерат или интрузия? — О некоторых метаморфизованных породах Урала и Северного Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 1, с. 151–152.

Язева Р.Г. О природе порфировых и обломочных пород, вмещающих Александровское месторождение (Южный Урал). — Сов. геология, № 12, 1967, с. 132–136.

Яковлева Е.Б. Автомагматические брекчии Казахстана. — Сов. геология, 1963, № 3, с. 119–124.

Geiy P. Sulfidic Ball cres and the pebble dikes. — Sver. Geol. Unders., 1971, v. 65, N 8, p. 29.

Gilmour P. Mineralized intrusive breccias as guides to concealed porphyry copper systems.—Econ. Geol., 1977, v. 72, N 2, p. 290–298.

А.М. Дымкин, В.П. Пругов

РУДНОЕ ВЕЩЕСТВО ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ И КОНТАКТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Палеозойские вулканогенно-осадочные руды сохраняют первичные признаки происхождения крайне редко. Исключением является Горный Алтай, где ряд месторождений и рудопроявлений (Калгутинское, Водопадное, Эльбесин, Коргонское и др.) оказались почти неизменными /Калугин, 1970/. Подобного типа руды встречаются и в Кузнецком Алатау /Дымкин и др., 1974а, б; Дымкин, Пругов, 1976, 1980/. Однако они в большей своей массе метаморфизованы и сохранили признаки седиментационной структуры только отдельными небольшими участками, которые и позволяют восстановить историю их формирования. Метаморфизованные руды характеризуются яснозернистым строением, полосчатой, а местами массивной текстурой. В них отсутствуют тонкодисперсные метакolloидные структуры, колломорфные и колломорфно-крустификационные текстуры, а также другие признаки, устанавливаемые многими исследователями в слабоизмененных вулканогенно-осадочных месторождениях

железных и сульфидных руд /Калугин, 1970; Ярош, 1973; Калзваря, 1973; Ручкин и др., 1973; и др./ Большинство микроструктур таких руд относится к типу метаморфических, а минеральный состав их силикатной части идентичен минеральным ассоциациям вмещающих вулканитов и пирокластов и соответствует метаморфическим изменениям в условиях фации зеленых сланцев.

Несравненно большие изменения эти руды претерпевают в контактовых ореолах глубинных плутонов. Нами изучены железные руды и их преобразования в контактовых ореолах Рыбинского и Лавреновского массивов. И в том и в другом случае метаморфизм руд выражен четко, но проявлен на ограниченной площади, непосредственно примыкающей к Рыбинскому габбро-норитовому плутону /Пругов, 1977/ и Лавреновскому гранитоидному массиву /Дымкин и др., 1973/.

В южной, юго-западной, западной, северо-западной и северо-восточной экзоконтактовых зонах Рыбинского интрузива развиты преимущественно пироксеновые, пироксен-роговообманковые, биотит-олигоклаз-роговообманковые и альбит-эпидот-амфиболовые полосчатые роговики, сохраняющие часто главные текстурные особенности исходных железосодержащих туфов и туффитов. Среди роговикоманнанных пород особенно хорошо сохраняется первичная кластическая структура туфов дацитового состава, в которых при термальном метаморфизме химический состав фактически не изменяется. Мощность зоны роговиков достигает 400 м.

В хорошо обнаженной южной контактовой зоне плутона постоянно отмечаются признаки пликативных дислокаций, обусловленных, по-видимому, механическим воздействием интрузии на породы рамы. Напряженность складчатости резко усиливается при приближении к интрузивному телу. Здесь ширина складок сокращается от 200 до 10 м и менее. Ориентировка осей складок в основном повторяет контуры границ интрузива.

Магнетитовые руды обнаружены и вскрыты в юго-западной и в северо-западной экзоконтактовых частях массива. В Терсинском железорудном районе эти рудопроявления известны как рудные участки Надежный и Верхне-Терсинский. На примере последнего рассмотрены основные особенности контактового метаморфизма руд.

Верхне-Терсинское рудопоявление расположено в верховьях р. Верх. Терсь, в 1,5 км к северо-востоку от оз. Рыбное. Оно изучено главным образом неглубокими шурфами и канавами. Судя по многочисленным образцам горных пород в шурфах и канавах, площадь Верхне-Терсинского рудного участка слагают контактовые роговики. Среди них наиболее распространены плагиоклаз-роговообманковые, кварц-роговообманковые и биотит-плагиоклаз-роговообманковые разности. В них изредка сохраняются реликты исходных пород, представленных туфами дацитовых порфиритов, тонкообломочными (и часто тонкополосчатыми) туффитами и диабазовыми плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами.

В роговиках, отобранных на разном удалении от контакта габброидов, устанавливается различный минеральный состав. Так, вблизи

зи контакта интрузивного тела (0–90 м) явно преобладают пироксеновые и андезин(лабрадор)–пироксеновые роговики. В интервале 90–300 м развиты преимущественно роговообманковые, андезин-роговообманковые, биотит–олигоклаз–роговообманковые и кварц–олигоклазовые роговики. При удалении от интрузива более чем на 300 м преобладают тонко- и грубополосчатые биотит–олигоклаз–актинолитовые и эпидот–кварц–альбитовые роговики. Подобная смена минеральных парагенезисов позволяет наметить следующие фации контактовых роговиков: пироксен–роговиковую, роговообманково–роговиковую и альбит–эпидот–роговиковую.

Ороговикованные магнетитовые руды встречены на расстоянии 50–90 м от контакта Рыбинского плутона. Это преимущественно тонко- и микрополосчатые руды, в которых мощность отдельных полосок варьирует от 1 до 10 мм и более. В свою очередь, наиболее мощные из них характеризуются микрополосчатым сложением. Рудные полоски сложены различной густоты вкраплениями микроскопических (нередко идиоморфных) зерен магнетита, реже – сплошными его агрегатами. Таким образом, главные текстурные особенности первичных вулканогенно–осадочных руд при контактовом метаморфизме сохраняются. В то же время во всех рудных штуфах фиксируются признаки деформации руд, выражающиеся в изгибании, растрескивании и в разрывах сплошности рудных и нерудных полосок. Естественно, все это усложняет текстурный рисунок исходных руд и обуславливает появление своеобразных волнистых, пloyчатых, зигзагообразных и т.п. текстур (рис. 1, 2), подтверждающих, как и текстуры вмещающих пород, механическое воздействие внедряющейся магмы на породы окружения.

В основе магнетитовых роговиков устанавливается моноклинный пироксен, близкий по составу к авгиту ($Np = 1,681-1,687$; $2V = +(48-52)^{\circ}$; $cNg = 44-48^{\circ}$; плеохроизм: Np – светло-зеленый, Nm – желтовато-зеленый, Ng – серовато-зеленый), обыкновенная роговая обманка ($Np = 1,683$; $cNg = 18-21^{\circ}$), плагиоклаз № 48–52, кварц, изредка оливин, гранат, биотит и кальцит. Для всех минералов характерна изометрическая форма зерен и примерно одинаковый их размер, измеряемый сотыми долями миллиметра. Агрегаты таких зерен образуют типичную роговиковую структуру (рис. 3).

В отраженном свете в составе магнетитовых руд помимо магнетита редко и большей частью в единичных зернах отмечается пирит, пирротин и халькопирит. Магнетит слагает мелкие (тысячные – сотые доли миллиметра) зерна неправильных или полигональных ограничений. Следует подчеркнуть, что зерна пластинчатой формы в магнетитовых роговиках не обнаружены, мушкетовит характерен для вулканогенно–осадочных руд, испытавших региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. При значительных увеличениях в иммерсии во многих зернах магнетита наблюдаются очень тонкие включения нерудного минерала, располагающиеся большей частью вдоль октаэдрических граней магнетита. Это свидетельствует о явлениях бластеза магнетита в условиях контактового метаморфизма.



Рис. 1. Пироксен-магнетитовая руда волнистой текстуры. Полирован. штупф Т-31/2. Натур. вел.

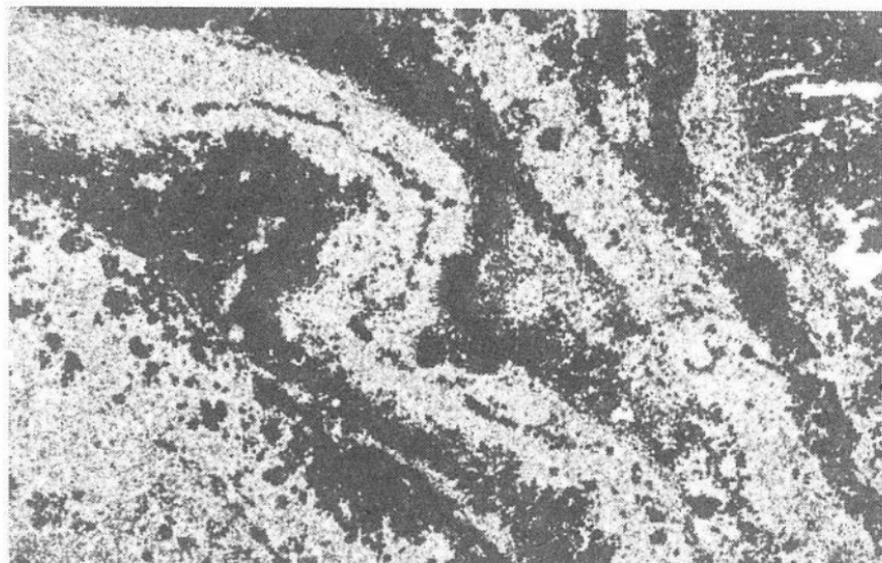


Рис. 2. Роговообманково-пироксен-магнетитовая руда плейчатой текстуры. Прозрачный шлиф Т-31/4. Без анализатора. Ув. 5.

Таким образом, в контактовом ореоле интрузии основного состава первичные вулканогенно-осадочные руды превращены в типичные пироксен-магнетитовые, кварц-плагиоклаз-пироксен-магнетитовые, кварц-плагиоклаз-магнетитовые, плагиоклаз-роговообманково-магнетитовые и роговообманково-магнетитовые роговики.

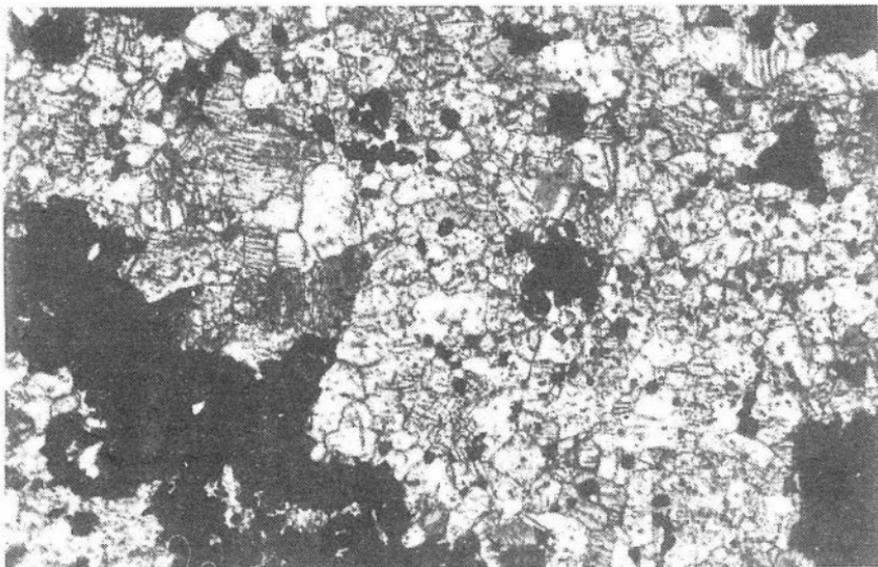


Рис. 3. Пироксен-магнетитовая руда роговиковой структуры. Прозрачный шлиф Т-31/2. Николи +. Ув. 63.

Для суждения о химизме метаморфических преобразований исходных руд имеются следующие данные. Химический анализ регионально-метаморфизованных руд и магнетитовых роговиков представлен в табл. 1, относительное содержание петрогенных компонентов в силикатной части этих руд приведено в табл. 2. Сопоставление регионально-метаморфизованных руд по данным химического и спектрального анализов с рудами, не претерпевшими контактового воздействия, выявляет некоторые различия. Контактново-метаморфизованные руды характеризуются повышенным содержанием титана, извести и щелочей, у них более высокие значения коэффициента основности (0,73). По набору же малых элементов и их концентраций эти руды почти тождественны. В химическом составе магнетитов также не выявляется сколько-нибудь существенных различий. По данным электронного микроанализатора, в сравниваемых магнетитах установлено постоянное присутствие примесей Si, Ti, Al, Mn, Mg, Cr и Ca (табл. 3). Такие элементы, как Ti, Mn, Cr и в меньшей мере Al и Mg, характеризуются обычно равномерным распределением и имеют близкие концентрации в пределах анализируемых участков индивидов магнетита. В содержаниях кремния и кальция установлены резкие и незакономерные колебания, что свойственно в большей степени механическим примесям, чем изоморфным.

Как видно из вышеизложенного, метаморфизм стратиформных железных руд при контактовом воздействии интрузии основного сос-

Таблица 1

Химический состав метаморфизованных вулканогенно-осадочных железных руд, вес. %

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	33/1	46,76	0,65	7,35	24,07	10,43	0,12	1,01	8,01
2	35/2	40,65	0,65	11,85	16,07	8,96	0,26	5,05	13,20
3	340/4	40,33	0,20	4,13	31,14	15,16	0,11	2,21	4,47
4	398	8,00	0,10	0,73	59,03	26,45	0,12	1,20	3,21
5	386/1	20,02	0,12	2,15	50,77	21,45	0,13	1,00	3,35
6	T-40/1	28,74	0,10	0,41	48,59	21,59	0,06	0,30	0,14
7	T-43/1	54,93	0,10	2,13	23,81	13,16	0,08	1,30	2,65
8	T-70/9	20,14	0,10	1,58	46,03	19,59	0,21	5,32	4,65
9	T-31/2	14,47	0,27	1,23	49,91	24,02	0,20	2,61	6,42
10	T-31/3	7,18	0,23	1,20	59,00	26,88	0,13	1,20	2,93
11	397/3	13,12	0,10	0,48	52,42	25,02	0,12	2,71	5,45

Окончание табл. 1

№ п/п	№ пробы	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	CO ₂	П.п.п.	Сумма
1	33/1	0,14	0,04	0,031	Не опр.	Не опр.	0,00	1,15	99,78
2	35/2	0,47	0,08	0,046	"	"	0,77	1,77	99,83
3	340/4	0,42	0,06	0,119	0,09	0,014	Сл.	1,68	100,11
4	398	0,09	0,07	0,215	0,03	Сл.	Не опр.	Не опр.	99,21
5	386/1	0,10	0,06	0,045	0,05	0,006	"	"	99,30
6	T-40/1	0,06	0,06	0,032	0,03	0,01	Сл.	"	99,17
7	T-43/1	0,30	0,04	0,034	0,05	0,008	"	1,46	100,40
8	T-70/9	0,14	0,06	0,082	0,05	0,014	Не опр.	2,18	100,14
9	T-31/2	0,26	0,05	0,213	0,38	0,018	"	Не опр.	100,01
10	T-31/3	0,23	0,08	0,213	0,10	0,004	"	"	99,34
11	397/3	0,14	0,05	0,027	0,03	0,004	"	"	99,66

Примечание. 1-8 - образцы вулканогенно-осадочных руд, испытавших региональный метаморфизм фации зеленых сланцев; минеральный тип руд: 1 - кварц-мушкетовитовый (примеси: актинолит, эпидот, хлорит), 2 - актинолит-кварц-мушкетовитовый (примеси: эпидот, хлорит, альбит, кальцит), 3 - кварц-магнетитовый (примеси: эпидот, альбит, актинолит), 4 - эпидот-актинолит-магнетитовый (примеси: кварц, хлорит), 5 - кварц-магнетитовый (примеси: хлорит, актинолит), 6 - кварц-магнетитовый (примеси: актинолит), 7 - кварц-мушкетовитовый (примеси: эпидот, актинолит, альбит, пирит), 8 - хлорит-актинолит-магнетитовый (примеси: кварц, эпидот). 9-11 - руды, испытавшие термальный метаморфизм в связи с кристаллизацией Рыбинского габброидного интрузива; минеральный тип роговиков: 9 - роговобманково-пироксен-магнетитовый, 10 - пироксен-магнетитовый, 11 - пироксен-магнетитовый (примеси: кварц, гранат).

Кроме указанных компонентов во всех пробах руд определены: Ni - следы, Co и Cu - следы - 0,00n, Zn - следы, S - следы - 0,0n. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ПГО "Запсибгеология", г. Новокузнецк.

Таблица 2

Содержание петрогенных компонентов в нерудной части метаморфизованных вулканогенно-осадочных железных руд (вес. %) и их коэффициент основности ($K_{\text{осн}}$)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	K _{осн}
1	33/1	75,66	0,77	7,0	2,43	13,90	0,19	0,05	0,20
2	35/2	57,88	0,68	9,93	10,70	20,12	0,60	0,08	0,46
3	340/4	78,23	0,35	4,68	6,44	9,24	0,70	0,06	0,19
4	398	57,58	0,43	3,03	12,99	24,67	0,87	0,43	0,62
5	386/1	75,08	0,23	4,96	5,64	13,53	0,45	0,11	0,23
6	T-40/1	96,66	0,20	0,81	1,42	0,61	0,20	0,10	0,02
7	T-43/1	89,56	0,10	2,06	3,14	4,60	0,49	0,05	0,08
8	T-70/9	58,82	0,18	2,81	23,18	14,57	0,35	0,09	0,61
9	T-31/2	54,84	0,91	2,73	14,56	25,94	0,91	0,11	0,70
10	T-31/3	54,06	1,35	5,41	13,51	23,87	1,35	0,45	0,63
11	397/3	55,83	0,26	1,28	17,16	24,83	0,51	0,13	0,73

Примечание.

$$K_{\text{осн}} = \frac{\text{MgO} + \text{CaO}}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}, \text{ Усл. обозн. см. в табл. 1.}$$

Таблица 3

Химический состав магнетита, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6
	(386/1)	(423/1)	(148/4)	(428/3)	(К-67)	(334)
SiO ₂	0,13	0,07	0,56	0,40	0,57	0,19
TiO ₂	-	0,03	0,03	0,03	0,07	0,03
Al ₂ O ₃	0,13	0,02	0,30	0,33	0,36	0,05
FeO _{общ}	96,80	95,50	94,30	94,60	96,0	96,60
MnO	0,10	0,07	0,15	0,14	0,13	0,10
MgO	0,20	0,10	0,39	0,47	0,35	-
CaO	0,10	0,16	0,13	0,24	-	0,01
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,10	0,11	0,06	0,04	0,06	0,04
Сумма...	97,56	96,06	95,92	96,25	97,54	97,02

Числа катионов в формуле магнетита

Ti	-	0,001	0,001	0,0011	0,0024	0,001
Al	0,007	0,0015	0,018	0,022	0,21	0,003
Mn	0,004	0,0029	0,0066	0,0064	0,0056	0,006
Mg	0,0015	0,008	0,03	0,035	0,025	-
Cr	0,004	0,0045	0,0024	0,0018	0,0022	0,002
Fe	2,96	2,98	2,96	2,92	2,94	2,97

Примечание. 1-6 - из вулканогенно-осадочных руд, претерпевших метаморфизм: 1-4 - региональный, фации зеленых сланцев, 5 - контактовый, при становлении интрузии габброидов, 6 - контактовый, при формировании гранитоидов. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы "Сатеса". Аналитик Л.В. Усова. В скобках - номера проб.

тава протекает, вероятнее всего, в условиях изохимического процесса. Все выявленные изменения в химическом составе пироксен-магнетитовых и других разновидностей роговиков связаны с частичным перераспределением составных частей исходных руд при стабильности их валового состава. В условиях контактового метаморфизма сказывается высокая подвижность одних элементов (Si, Na, K и др.) и низкая - других (Ti, Al и др.). Этим и определяется внутренняя перегруппировка компонентов руд.

Иначе проявился метаморфизм вулканогенно-осадочных руд в связи с образованием кварцевых альбититов, кварцевых диоритов и плагиогранитов Лавреновского массива /Дымкин и др., 1973/. Руды, вовлеченные в зону интенсивного метасоматического процесса, подобно вмещающим вулканитам существенно изменились. Метасоматически измененные руды развиты в восточной экзоконтактовой части Лавреновского массива, на всем его протяжении от истоков р. Черный Июс на севере до долины р. Верх. Терсь на юге. В отдельных участках (например, на хребте, разделяющем бассейны рек Озерная и Миригеш), удаленных от Лавреновского массива на расстоянии немногим более 1 км, метаморфизм в рудах фиксируется полями скарноидов магнетит-гранат-пироксенового, магнетит-гранат-эпидотового, магнетит-гранат-амфиболового и магнетит-эпидот-амфиболового состава. Поля развития этих метаморфитов обычно не превышают 200-300 м².

Процессы метаморфизма руд в контактовом ореоле Лавреновского массива сопровождаются интенсивной перекристаллизацией первичных руд, утрачивающих здесь свой характерный внешний облик, текстурно-структурные особенности и минеральный состав. При этом резко увеличивается размер зерен магнетита, который нередко теряет пластинчатую форму индивидов, унаследованную от гематита, и приобретает свойственные ему октаэдрические ограничения. Образуются крупные агрегаты зерен, слагающие гнезда и шпирь неправильной формы. Местами, например в правом борту рч. Миригеш, наблюдаются линзовидные обособления сплошного магнетита мощностью до 14 м и протяженностью до 75 м.

В правом борту рч. Миригеш, т.е. непосредственно в зоне метасоматического преобразования вулканитов и сингенетичных им руд, магнетитовые руды характеризуются, как правило, массивной, сплошной или агрегатно-вкрапленной, грубопятнистой, атакситовой текстурой и средне-, крупнозернистой структурой. Исходные руды сохраняются лишь изредка небольшими участками и блоками причудливых ограничений среди скарноидов и метаморфитов. Еще реже встречаются магнетитовые руды своеобразного облика с цементной, катакластической и бластокатакластической текстурой. Своеобразие этих текстурных узоров заключается в том, что первичные слоистые руды кварц-магнетитового или более сложного силикатно-магнетитового состава раздроблены (частично гранулированы и перекристаллизованы) и сцементированы обычно эпидот-амфиболовыми агрегатами. Дробление неизбежно сопровождается смещениями и дифференциальными поворотами относительно друг друга отдельных фрагментов, частей и кусочков рудных прослоев (рис. 4). На фотографии штуфа хорошо виден разорванный и "растасщенный" рудный прослой. По периферии фрагментов слоистых руд отчетливо различаются их грануляция и перекристаллизация.

При удалении от Лавреновского массива на расстояние 250 м и более метаморфизованные руды обычно сохраняют текстурные особенности первичных руд. Здесь в подавляющем большинстве скар-



Рис. 4. Эпидот-актинолит-магнетитовая руда бластоцементной текстуры. Полирован. штуп 335/1. Natur. вел.

ноиды обладают плоскопараллельными текстурами. Безрудные силикатные прослой нацело сложены гранатом, пироксеном, эпидотом и амфиболом; в рудных слойках устанавливается нередко только перекристаллизация составных компонентов без существенной миграции железа. Однако при этом совершенно утрачивается микрослоистое строение отдельных чередующихся прослоек, постоянно отмечаемое в регионально измененных рудах. Наряду с кристаллическим полигональным магнетитом в скарноидах присутствует иногда его пластинчатая разновидность – мушкетовит, причем отдельные виды отчетливо различимы невооруженным глазом.

Микроскопическое изучение магнетитовых скарноидов выявило их однообразный минеральный состав. Среди рудных минералов кроме магнетита изредка встречаются пирит и халькопирит, присутствующие обычно единичными ксеноморфными зернами, поперечник которых не превышает тысячных долей миллиметра. Они бывают большей частью включены в магнетите. Силикаты представлены преимущественно гранатом, амфиболом и эпидотом, к ним часто

присоединяется кальцит. Реже присутствуют кварц и моноклинный пироксен ($N_p = 1,726$, $2V = +(54-56)^\circ$), близкий по составу геденбергиту ($En_{14}Wo_{42}Fs_{44}$).

Магнетит в этой ассоциации сложен изометричными зернами от тысячных долей до 6 мм. Наиболее крупные индивиды нередко характеризуются октаэдрической формой выделения. При структурном травлении в них иногда выявляются зоны роста, параллельные октаэдрическим граням. По отношению к силикатам магнетит более поздний, он замещает и гранат, и амфибол. По химическому составу первичный магнетит и магнетит перекристаллизованных руд не различаются (см. табл. 3). В результате исследования на микрозонде MS-46 в составе магнетита установлены элементы-примеси: Si, Ti, Al, Cr, Mn и Ca. Несмотря на высокую чувствительность метода, магний не обнаружен. Кремний, кальций и отчасти алюминий присутствуют, вероятно, в качестве механической примеси, так как в магнетите видны микроскопические включения инородного вещества.

Совместно с магнетитом постоянно констатируется гранат, слагающий от 20 до 95% силикатной части. Он образует изометричные аллотриоморфные зерна, размер которых изменяется в пределах от десятых долей до 5 мм. Среди агрегатов кальцита гранат обычно бывает хорошо огранен. В крупных кристаллах часто обнаруживается слабая анизотропия по зонам роста. Показатель его преломления (по данным 10 замеров) варьирует в пределах $1,885 > N > 1,850$. Судя по параметру элементарной ячейки $a_0 = 11,99\text{Å}$, оптическим

константам и показателям преломления, гранат близок к андрадиту с незначительной примесью гроссулярового компонента.

Химический состав гранатов приведен в табл. 4. Как видно, в нем установлены в очень малых количествах титан и магний. На фоне содержаний других окислов лишь количество глинозема и закиси марганца подвержено резким колебаниям. Расчет на молекулярный состав показал, что в гранатах постоянно присутствуют спессартиновый, гроссуляровый и андрадитовый компоненты. Пироповая и альмандиновая составляющие устанавливаются в очень малых количествах. Преобладает андрадитовый компонент (табл. 5), что существенно отличает рассматриваемые нами гранаты от гранатов из железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области и юга Сибирской платформы /Вахрушев, Воронцов, 1975/. Лишь в послерудных скарнах на ряде месторождений этих регионов неоднократно отмечались высокожелезистые гранаты /Шарапов и др., 1966; Мазуров, 1971; Синяков, 1973; Мазуров и др., 1974; и др./, состав которых близок гранатам из магнетитовых метаморфитов экзоконтактовой части Лавреновского массива.

В составе скарноидов спорадически присутствует и амфибол. Максимальные его концентрации (до 70%) отмечаются в перекристаллизованных рудах, обнажающихся в нижнем и среднем течении рч. Миригеш. Обычно он представлен игольчатыми кристаллами, образующими веерообразные, сноповидные, радиально-лучистые и т.п. агрегаты, площадь которых составляет иногда 15-18 см².

Таблица 4

Химический состав граната, вес. %

Оксид	1	2	3	4	5	6
	(Т-28/2)	(418/1)	(396/2)	(334)	(396/3)	(420/5)
SiO ₂	35,9	35,9	36,6	35,4	35,8	36,1
TiO ₂	0,03	0,015	0,05	-	-	0,02
Al ₂ O ₃	0,04	0,25	1,44	0,54	0,38	1,12
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO _{общ}	30,6	28,9	29,4	29,0	28,6	30,8
MnO	0,71	1,07	0,46	0,57	0,36	0,37
MgO	0,08	-	0,04	0,02	0,03	0,02
CaO	32,7	31,8	32,2	32,9	32,9	32,6
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
Сумма...	100,06	97,94	100,19	98,43	98,07	101,03

Числа катионов в формуле граната

Si	3,232	3,277	3,243	3,221	3,258	3,201
Ti	0,002	0,001	0,001	-	-	0,002
Al	0,004	0,026	0,150	0,058	0,041	0,117
Fe ⁺³	1,994	1,973	1,847	1,942	1,959	1,881
Fe ⁺²	0,313	0,233	0,333	0,079	0,221	0,399
Mn	0,024	0,082	0,034	0,044	0,028	0,028
Mg	0,011	-	0,005	0,002	0,036	0,0032
Ca	3,153	3,113	3,063	3,209	3,211	3,104

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 3.

Среди них нередко видны вкрапления зерен магнетита, располагающиеся преимущественно в интерстициях индивидов амфибола. Его оптические контакты, судя по определениям в двух шлифах, равны: $N_p = 1,639-1,645$, $N_g = 1,668-1,677$, $2V = -(75-77)^\circ$, $cNg = 14-16^\circ$.

Химический состав амфибола, рассчитанный по данным анализа на электронном микроанализаторе, и количество ионов в формуле в пересчете на 24 (O+OH) приведены в табл. 6. Как видно,

Таблица 5

Компонентный состав гранатов из магнетитовых метаморфитов, мол. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
	(Т-28/2)	(418/1)	(396/2)	(334)	(396/3)	(420/5)
Пироп	0,34	-	0,16	0,09	0,13	0,08
Альмандин	-	-	0,51	0,51	0,54	1,86
Спессартин	1,62	2,59	1,17	1,38	0,96	0,85
Андрадит	96,91	93,27	92,35	92,86	92,75	94,34
Гроссуляр	1,12	4,14	5,79	5,16	5,52	2,86

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 3.

по оптическим свойствам и химическому составу амфибол перекристаллизованных руд отвечает марганцовистому актинолиту с высоким содержанием ферроактинолитового компонента.

В этом парагенезисе обычен и эпидот, но содержание его только в единичных случаях достигает 30-35%: как правило, он составляет 10-15% объема перекристаллизованных руд. Эпидот наблюдается в основном в ксеноморфных зернах, поперечник которых колеблется от десятых долей до 2 мм. Крупные зерна изредка имеют кристаллографическую огранку. Индивиды эпидота содержат в отдельных участках включения магнетита и реже граната. Судя по единичному замеру показателей преломления ($N_g = 1,773$, $N_m = 1,754$), эпидот относится к пистациту, содержащему около 32 мол. % железистого компонента.

В скарноидах постоянно присутствует кальцит в количествах, не превышающих 5%. Местами его содержание увеличивается до 20%. Это минерал образует кристаллически-зернистые агрегаты, выполняющие большей частью промежутки между зернами граната. Показатель преломления кальцита $N_o \leq 1,660$.

Как видно из вышеизложенного, метасоматические процессы способствовали не только интенсивной перекристаллизации, но и существенному изменению минерального состава первичных железных руд. В конечном счете возникли высокожелезистые образования, характеризующиеся сложными и разнообразными текстурами и структурами. Среди магнетитовых метасоматитов признаки исходных вулканогенно-осадочных руд сохранились редко и только в небольших блоках на значительном удалении (200-250 м) от метасоматической зоны. В пределах же этой зоны проявилась локальная миграция основных компонентов исходных руд, и в первую очередь железа, фиксируемая в виде магнетитовых гнезд, шпир и линз сплошного (массивного) сложения.

Таблица 6

Химический состав (вес. %) и числа катионов амфибола тремолит-актинолитового ряда (пр. 334)

Окисел	Содержание	Окисел	Содержание	Катион	Число	Катион	Число
SiO ₂	55,1	MnO	0,79	Si	7,97	Mn	0,097
TiO ₂	0,03	MgO	11,7	Ti	0,003	Mg	2,52
Al ₂ O ₃	0,35	CaO	12,4	Al	0,06	Ca	1,93
Cr ₂ O ₃	-	Na ₂ O	0,08	Cr	-	Na	0,022
FeO _{общ}	19,9	K ₂ O	0,02	Fe ²⁺	2,404	K	0,004
Сумма... 100,37							

Примечание. Железистость $f_m = 47,9$ мол. %. Анализ выполнен в ИГиГ СО АН СССР на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы "Cameca". Аналитик Л.В. Усова.

При метасоматической перекристаллизации первичных руд не происходит привноса железа извне; этот процесс приводит скорее всего к обеднению рудного железа, за счет которого формируются высокожелезистые силикаты. По внешнему облику и минеральному составу вновь возникшие образования напоминают скарново-рудные тела, типичные для метасоматических магнетитовых месторождений. По-видимому, это способствовало широкому распространению среди геологов мнения о контактово-метасоматической природе железных руд Терсинского района Кузнецкого Алатау /Мухин, Вахрушев, 1959; Кирилловский и др., 1966; Тюлюпо, 1969; Мухин и др., 1970; Чувакин, 1972/.

Таким образом, метаморфические изменения близких разновидностей вулканогенно-осадочных руд в условиях термального метаморфизма при становлении интрузии основного состава и в условиях метасоматической перекристаллизации при формировании гранитоидов Лавреновского массива привели к новообразованиям, отчетливо различающимся по текстурно-структурным признакам, минеральным ассоциациям и химическому составу. Например, состав моноклинового пироксена в ороговикованных магнетитовых рудах соответствует салит-авгиту, а в интенсивно перекристаллизованных метасоматических рудах - это геденбергит. Некоторые отличия намечаются и в составе магнетита. В частности, магнетит из ороговикованных руд содержит примесь магния, а в магнетите из метасоматических руд этого элемента нет. Все различия объясняются резко отличными физико-химическими параметрами обстановок изменения исходных руд.

- Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. О составе гранатов железорудных месторождений юга Сибирской платформы. – Геол. рудных месторождений. 1975, вып. 17, № 1, с. 67–69.
- Дымкин А.М., Пономарев В.Г., Пругов В.П., Ткаченко А.А. О генетической природе гранитоидов Лавреновского массива. – Геол. и геофиз., 1973, № 2, с. 45–55.
- Дымкин А.М., Пономарев В.Г., Пругов В.П. Главнейшие рудные формации Терсинского района (осевая часть Кузнецкого Алатау). – Геол. и геофиз., 1974а, № 1, с. 115–118.
- Дымкин А.М., Пономарев В.Г., Пругов В.П. Опыт систематики железорудных месторождений на формационной основе (на примерах Терсинского рудного района). – В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974б, с. 171–193.
- Дымкин А.М., Пругов В.П. Формация вулканогенно-осадочных железных руд в центральной части Кузнецкого Алатау. – В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 125–138.
- Дымкин А.М., Пругов В.П. Стратиформный тип железоруднения и его генетические особенности. – М.: Наука, 1980. – 200 с.
- Кадзивара И. Признаки сингенетического происхождения руд Куроко на руднике Саканаи. – В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 163–168.
- Калугин А.С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая (источники вещества, условия и механизм отложения, явления диагенеза, эпигенеза и метаморфизма руд). – Л.: Недра, 1970. – 176 с.
- Кириловский Ф.В., Мухин А.С., Кузнецова В.Г. Терсинская группа магнетитовых месторождений. – В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 1. Томск: Изд-во Томск.ун-та, 1966, с. 34–43.
- Мазуров М.П. Петрология интрузий и метасоматитов Ирбинского рудного поля (Восточный Саян): Автореф. канд. дис. – Новосибирск, 1971. – 23 с.
- Мазуров М.П., Шарапов В.Н., Лапин С.С. Контактный метаморфизм и ассимиляция железных руд. – В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 128–145.
- Мухин А.С., Вахрушев В.А. Канымская и Усинская группы железорудных месторождений. – В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I. Кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 414–423.
- Мухин А.С., Кирилловский Ф.В., Бастаногов Ю.Н. Терсинская группа. – В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1970, с. 137–140.

- Пругов В.П. Рыбинский габбро-норитовый интрузив (Центральная часть Кузнецкого Алатау). – В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 39–58.
- Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П. Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье). – Геол. рудных месторождений, 1973, вып. 15, № 6, с. 69–78.
- Синяков В.И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория): Автореф. докт. дис. – Новосибирск, 1973. – 44 с.
- Гюлюпо Б.М. Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау: Автореф. докт. дис. – Томск, 1969. – 68 с.
- Чувакин В.С. Интрузивный магматизм Терсинского железорудного района (Кузнецкий Алатау): Автореф. канд. дис. – Новосибирск, 1972. – 24 с.
- Шарапов В.Н., Лапин С.С., Васильева А.И. Еще раз о контактовом метаморфизме Шергешевского месторождения в Горной Шории. – Геол. и геофиз., 1966, № 11, с. 52–60.
- Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчедановых руд на Урале. – М.: Наука, 1973. – 240 с.

В.Г. Прохоров, А.Е. Мирошников

ПИРИТЫ ЗОН МЕТАМОРФИЗМА И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Анализ распространения золотого, сурьмяного, медного и свинцово-цинкового сульфидного оруденений в разрезе протерозойских толщ Енисейского кряжа показывает их дифференцированное стратиграфическое расположение. Все основные золоторудные и сурьмяные месторождения находятся в кординской, горбилюкской и удерейской свитах пород сухопитской серии, медные проявления – в породах удерейской, погорюйской и сосновской свит верхней части сухопитской серии и в потоскуйской и шунтарской свитах вышележащей тунгусикской серии, свинцово-цинковые – в основном в свитах тунгусикской серии (см. таблицу).

Стратиграфические уровни характеризуются различной степенью регионального метаморфизма. В общем случае (с локальными осложнениями в приконтактных участках массивов магматических пород и в зонах повышенной деформации) метаморфизм повышается с глубиной и проявляется в дифференциации метаморфических фаций в стратиграфическом разрезе. Породы пенченгинской и нижележащих свит протерозоя метаморфизованы до уровня эпидот-амфиболитовой фации, кординской, горбилюкской, удерейской и погорюйской свит –

Распределение сульфидного оруденения в стратиграфическом разрезе протерозоя Енисейского края и состав пирита рудовмещающих толщ

Серия	Свита	Степень метаморфизма	Состав пирита FeS_x	Потеря серы пиритом, %	Количество рудопоявлений, месторождений				
					медно-рудные	колчеданные	железные шляпы	колчеданно-полиметаллические	полиметаллические
Тунгусикская	Киргитейская	Слабый метаморфизм			-	-	22	1	6
	Токминская, шунтарская		$x=2,019$	7	1	36	7	18	
	Потоскуйская, сосновская			27	1	20	1	12	
Сухопитская	Погорюйская	Зеленосланцевая фация			7	3	8	1	-
	Удерейская		$x=1,99$	0,5	14	2	8	1	1
	Горбилковская		$x=1,94$	3	3	-	1	-	-
	Кординская		$x=1,84$	8	4	-	-	-	-
	Пенченгинская		Эпидот-амфиболитовая фация	$x=1,23$	38	-	-	-	-

до фации зеленых сланцев, породы тунгусикской серии испытали региональный метаморфизм только начальных (ступеней фации зеленых сланцев.

Таким образом, намечается некоторое согласование расположения в стратиграфическом разрезе различных видов сульфидного оруденения с развитием фаций метаморфизма. В породах, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой и в высоких ступенях зеленосланцевой фаций, локализовано основное количество золота и сурьмы. Цинк и свинец сосредоточены в значительно слабее метаморфизованных породах шунтарской и токминской свит. Медь занимает промежуточное положение.

Наблюдаемое распределение отдельных рудных элементов в разрезе протерозойских пород Енисейского края противоречит известной схеме температурной зональности распределения элементов Эммонса, хотя одним из главных факторов регионального метаморфизма и является вертикальный температурный градиент. Все известные на крыже месторождения сурьмы, элемента характерного для телетермальных низкотемпературных условий, сосредоточены в нижней части разреза протерозойской толщи, в породах горбилоской и удерейской свит, метаморфизм которых существенно выше метаморфизма перекрывающих пород тунгусикской серии. В то же время медь, образующаяся в других регионах месторождения даже в ультраметаморфических породах, на крыже дает максимум накопления в значительно менее метаморфизованных породах потоскуйской и сосновской свит и располагается в разрезе почти на 3 км выше уровня максимального накопления сурьмы. Это противоречие можно объяснить, если признать гидротермально-метаморфогенное происхождение оруденения за счет выноса сульфидной серы из метаморфизируемой осадочной толщи и ведущую роль пирита как геохимического барьера халькофильных элементов, которые отлагались на нем в порядке, отвечающем их родству к сере.

Реальная возможность таких условий возникновения сульфидных месторождений края оценена с нескольких позиций: анализа поведения системы Fe - S при метаморфических изменениях, расчета баланса серы и изучения свойств пиритов рассматриваемых толщ и месторождений.

Особенности поведения сульфидной серы при термическом метаморфизме рассмотрены на основе изучения диаграммы состояний системы $FeS - FeS_{2.00}$, составленной по данным П. Тулмина, П. Бартона /1968/, П. Бартона, Б. Скинера /1970/, А.Д. Титаренко /1973/ и по нашим исследованиям состава природных пиритов, температуры образования которых определены методами геологической термометрии (рис. 1).

По составу $FeS_{2.00}$ ближе всего сингенетическому осадочному пириту. В процессе метаморфизма до уровня зеленокаменной фации ($250-300^{\circ}$) такой пирит теряет около 2,5% серы и частично меняет характер полупроводниковых свойств с дырочной на электронную или смешанную проводимость.

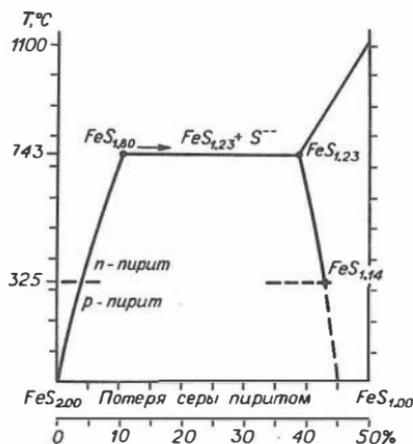


Рис. 1. Диаграмма составов сульфидов железа и динамики потери серы в зависимости от температуры метаморфизма исходного пирита ($\text{FeS}_{2.00}$).

При дальнейшем нагревании пирит продолжает терять серу, приближаясь к стехиометрическому составу $\text{FeS}_{1.80}$, после чего диссоциирует на пирротин состава $\text{FeS}_{1.23}$ и серу. Процесс пирротинизации эндотермический. По

окончании привноса тепла, сопровождающего прогрессивный метаморфизм, разложение пирита прекращается. В связи с этим возможно возникновение смеси пирита с пирротинном в любой пропорции. Пирротинизация пирита дает наибольший возгон серы — до 38% от содержания в пирите.

После полной пирротинизации пирита при продолжающемся привносе тепла состав пирротина меняется от $\text{FeS}_{1.23}$ до $\text{FeS}_{1.00}$. Дальнейшее нагревание ведет к образованию расплава, по составу отвечающего троилиту. В случае если система будет открытой и возгоняемая сера ее покинет или будет полностью связана с элементами, обладающими с ней большим, чем железо, сродством, при остывании кристаллизуется троилит состава $\text{FeS}_{1.00}$.

В системе, обладающей избытком серы, происходит кристаллизация пирротина, насыщение которого серой идет до $\text{FeS}_{1.23}$.

При сохранении избытка серы пирротин начинает замещаться пиритом. При недостатке серы в системе, медленно охлаждающейся от 750°C до 325°C , состав пирротина плавно меняется от $\text{FeS}_{1.23}$ до $\text{FeS}_{1.14}$. Потери серы на этой, реоморфической, стадии преобразования пирротина достигает 4,5% от исходного содержания серы в пирите.

Таким образом, при метаморфических изменениях пирита и возникшего по нему пирротина существует несколько температурных интервалов, при которых идет выделение из твердой фазы сульфидной серы, определяющей возможность накопления на сульфидном барьере определенных элементов.

На стадии прогрессивного метаморфизма при $250\text{--}300^\circ\text{C}$ осадочный пирит теряет около 2,5% серы. При температуре ниже 250°C он частично сохраняет дырочную проводимость и может вы-

тупать в роли сорбционного геохимического барьера для золота, мышьяка, сурьмы (т.е. для металлов, мигрирующих в анионных комплексах и анионах).

Нагрев пород, приводящий к метаморфизму до уровня эпидот-амфиболитовой фации, ведет к полному превращению пирита в электронную разность и потере до 5% серы. Остаточный электронный пирит перестает осаждать металлы, приобретая свойства осадителя элементов, мигрирующих в форме катионов. Дальнейший нагрев ведет к пирротинизации, в ходе которой высвобождается основное количество сульфидной серы (до 38%). В интервале температур 743–1000°C пирротин теряет серу и переходит в троилит. Заключительный этап связан с реоморфическим преобразованием пирротина при остывании.

Расчет показывает, что в ходе метаморфического преобразования пород до уровня эпидот-амфиболитовой фации 1 км³ осадочных пород с первичным содержанием пирита, равным 1%, выделяет $6,25 \cdot 10^6$ т серы, т.е. количество, достаточное для образования в верхних частях разреза земной коры крупного месторождения сульфидных руд. Особенно крупные скопления новообразованного пирита могут возникать на дне водоемов, в местах выхода глубинных разломов, дренирующих область метаморфизма, где протекает пирротинизация пирита. В таких условиях идет накопление гидротермально-осадочного пирита.

Динамика отщепления сульфидной серы в процессе термического метаморфизма предопределяет пульсационное, периодичное, поэтапное поступление серы в вышележащие породы даже при равномерном, плавном увеличении степени метаморфизма пород.

Первая волна "серного дыхания" метаморфизируемых толщ связана с изменением пирита ниже уровня пирротинизации. Вынос серы идет на фоне прогрессирующего метаморфизма. Растет температура растворов, выносящих сульфидную серу, что проявляется в активной перекристаллизации раннего пирита и других рудных минералов гидротермальных месторождений.

Вторая волна сульфидной серы обусловлена пирротинизацией пирита. Как уже отмечалось, этот процесс сопровождается большим эндотермическим эффектом, вследствие чего рост температуры растворов, покидающих область метаморфизма, прекращается до тех пор, пока не пройдет полная пирротинизация пирита. Поскольку с пирротинизацией связано основное количество серы, основная масса сульфидов гидротермальных месторождений, как правило, отлагается в пределах достаточно узких интервалов температур.

Третья волна выноса серы возникает после полного завершения пирротинизации пирита за счет изменения пирротина. Для нее вновь характерно нарастание температуры гидротерм.

Четвертая волна сульфидной серы связана с медленным остыванием очага метаморфизма и реоморфическим преобразованием пирротина. Эта волна привноса серы в большей или меньшей мере фиксируется во всех гидротермальных месторождениях как заключительная стадия сульфидной (обычно пиритной) минерализации.

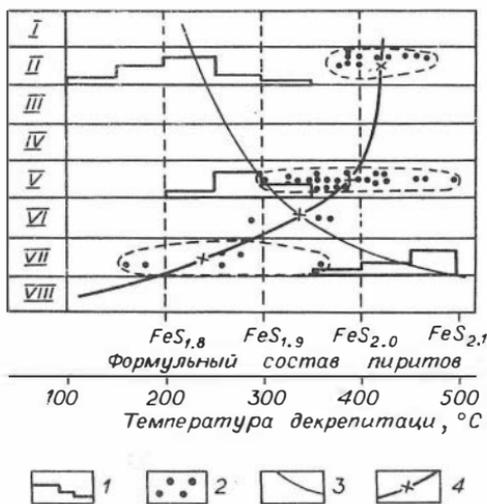


Рис. 2. Формульный состав пиритов протерозойских отложений Енисейского края и их декрептограммы.

1 - декрептограммы; 2 - формульный состав пирита; 3 - кривая температуры декрепитации; 4 - кривая изменения формульного состава пирита.

I - VIII - свиты: I - токминская, II - шунтарская, III - потоскуйская, IV - погорюйская, V - удерейская, VI - горбилковская, VII - кординская, VIII - пенченгинская.

Отметим, что все сказанное о поведении системы Fe - S относится не только к низким давлениям, при которых исследована система, но, с небольшой поправкой, справедливо для высоких давлений самых больших глубин, поскольку максимальная температура существования пирита ограничена 310°C /Каллеруд, Иодер, 1966/.

По мере роста метаморфизма пород меняются свойства содержащихся в них пиритов (рис. 2). В низах сухопитской серии пирит в значительной мере пирротинизирован. Пирротин примерно наполовину замещает пирит в кординской свите. Оставшийся пирит характеризуется преимущественным развитием электронных разностей и декрепитирует в области 400-500°C. Состав пирита изменяется в пределах от $FeS_{1,76}$ (пирит в смеси с замещающим его пирротинном) до $FeS_{1,98}$, среднее $FeS_{1,84}$. Средний состав пирита вышележащей горбилковской свиты $FeS_{1,94}$. Среди пород удерейской свиты значительное место занимают углеродистые сланцы, участками пиритизированные настолько, что превратились в углеродистый колчедан. Наряду с рассеянной вкрапленностью в толще значительно развиты конкреции пирита, слагающие отдельные выдержанные по простиранию горизонты /Даценко, Прохоров, 1981/.

Пириты удерейской свиты в основном сохраняют дырочную проводимость, меняя ее на смешанную в местах наложения гидротермального оруденения. Судя по данным декрепитации, температура перекристаллизации и отложения новообразованного пирита не превышала 200-300°C. Средний формульный состав $FeS_{1,99}$.

Самое значительное из известных на краже скоплений пирита относится к сланцам шунтарской свиты, в которых располагается колчеданно-полиметаллическое оруденение. Декрепитация пиритов

этой свиты начинается от 150°С при максимуме 200–250°С. Формульный состав $FeS_{2.02}$.

Увеличение количества рассеянного пирита в породе и пирита, локализованного в месторождениях, наблюдаемое в разрезе протерозойских толщ снизу вверх, свидетельствует о возрастании выноса сульфидной серы по мере наращивания толщи пород и роста геотермического метаморфизма в нижних частях разреза. Появление на уровне удерейской свиты горизонтов пиритных конкреций показывает, что в это время осуществлялся достаточно интенсивный привнос сульфидной серы сероводорода из растворов, постулавших в пределы локализованных участков морского дна. Еще более активно гидротермально-осадочные процессы отложения пирита проявлялись в шунтарское время, когда были сформированы линзы литоидного пирита /Бровков и др., 1977/.

Особенности размещения продуктивной минерализации, заключающейся в обогащении нижних частей разреза протерозойских толщ сурьмой, золотом и мышьяком, средней части – медью и верхов – свинцом и цинком, как уже отмечено, не согласуются ни с температурой, ни с минералогическо-геохимической зональностью распределения оруденения Эммонса. Однако эти особенности объясняются, если знать существование сульфидных пиритных осадочно-метаморфогенных и гидротермально-метаморфогенных барьеров, на которых отложение продуктивной минерализации происходило зонально в последовательности, отвечающей степени срoдства элементов к сере.

Согласно данным А.А. Маракушева и Н.И. Безмена /1969/, срoдство к сере для некоторых из интересующих нас металлов выражено рядом $Ag^+ > Hg^{2+} > Cu^+ > Cu^{2+} > Pb^{2+} > Zn^{2+} > Fe^{2+}$. Этот ряд достаточно близок к ряду эффективного срoдства элементов с сульфидной серой, который отражает способность элементов входить в самый распространенный на Земле сульфидный минерал – пирит, изоморфно или в виде минералов-примесей, заимствуя серу минерала-хозяина /Прохоров, 1970, 1977/.

Положение элементов в ряду срoдства определяется величиной их кларка концентрации в пирите (числа в скобках):

$Sb(398) - Au(172) - Se(150) - Hg(110) -$
 $As(76) - Cd(46) - Cu(18) - Tl(10) - In(7,2) -$
 $Pb(4,2) - Mo(3,6) - Co(3,3) - Zn(2,6) - Ni(1,9) -$
 $Fe(1) - Cr(0,28) - V(0,08) - Ti(0,02)$.

Согласно положению в ряду при совместной миграции сурьма является первым элементом, выпадающим на пиритном барьере, непосредственно за ней следуют золото, ртуть, мышьяк и серебро. Значительно ниже срoдство с пиритной серой меди, а у свинца и цинка этот показатель ниже, чем у сурьмы, на два порядка. По-видимому, именно в этом причина более высоких концентраций свинца и цинка в гидротермальных растворах по сравнению с сурьмой и золотом. Очевидно, большая часть свинца и цинка прошла транзитом на барьерах, осадивших золото и сурьму. При совместной восходящей миграции халькофильных элементов по зонам повышенной про-

нищаемости, секушим породы, которые пиритизированы опережающим (дорудным) фронтом сульфидной серы, происходило разделение элементов, как в гигантской многокилометровой хроматографической колонке, в соответствии с их сродством к сере.

На удерейском уровне растворы освобождались от сурьмы, золота, мышьяка, ртути и серебра. Медь проникала дальше, уровень ее максимального отложения – верхи сухопитской, низы тунгусикской серии. Дальше проникали свинец и цинк, образующие промышленные скопления только в верхах разреза на шунтарско–токминском уровне.

Проведенный анализ изменения свойств пирита как геохимического барьера халькофильных элементов и его роли поставщика сульфидной серы позволяет сделать некоторые выводы, важные для понимания особенностей металлогении протерозойских толщ Енисейского кряжа.

1. Региональный метаморфизм является ведущим фактором формирования сульфидных (пиритных) геохимических барьеров, свойства и положение которых определяют зональность распределения сурьмяного, золотого, медного и полиметаллического оруденения в разрезе протерозоя Енисейского кряжа в соответствии с величиной сродства этих элементов к сере.

2. Элементы, обладающие высоким сродством с серой и мигрирующие в анионных комплексах, активно осаждаются на располагающихся в нижних частях разреза геохимических барьерах, в которых температура не превышала 200–250^oС и пирит сохранил дырочную и смешанную проводимость. Последующий, наложенный на продуктивную ассоциацию минералов метаморфизм ведет к более глубокому преобразованию пирита, превращению его в чисто электронную разность и к пирротинизации, к перекристаллизации других сульфидных минералов, но существенно не сказывается на продуктивности месторождений, сохраняющих первично отложенные на низкотемпературном пирите золотое, сурьмяное и арсениднопиритовое оруденение.

3. В верхних частях разреза метаморфизованных толщ возрастает вероятность накопления элементов с более низким сродством к сере (сначала меди, затем свинца и цинка). В Енисейском кряже для медно–сульфидного оруденения наиболее благоприятным является уровень потоскуйской и сосновской свит, а для свинца и цинка – шунтарской и токминской свит. Отсутствие заметных проявлений халькофильных элементов в вышележащих толщах, несмотря на обилие пирита в породах киргитейской свиты, объясняется практически полным осаждением этих элементов на сульфидных геохимических барьерах, располагающихся ниже.

Л и т е р а т у р а

Бартон П.Б., Скиннер Б.П. Устойчивость сульфидных минералов. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 211–285.

Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охалкин Н.А., Прохоров В.Г. Формация стратиформных колчеданных свинцово-цинковых месторождений в докембрийских черносланцевых толщах Сибири. – В кн.: Геология рудных месторождений Красноярского края. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1977, с. 19–23.

Даценко В.М., Прохоров В.Г. Сульфидные конкреции протерозойских отложений Енисейского края и их роль в рудогенезе. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981, с. 221–227.

Каллеруд Г., Иодер Х. Стабильные отношения пирита в системе Fe – S. – В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966, с. 71–131.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Химическое сродство металлов к кислороду и сере. – Геол. рудных месторождений, 1969, № 4, с. 8–23.

Прохоров В.Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). – Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1970. – 188 с.

Прохоров В.Г. Особенности развития сульфидного оруденения на Енисейском крае как следствие метаморфогенного преобразования пирита. – В кн.: Геология рудных месторождений Красноярского края. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1977, с. 46–53.

Титаренко А.Д. Влияние перекристаллизации пиритов на их состав и термоэлектрические свойства. – Зап. ВМО, сер. 2, ч. 102, вып. 4, 1973, с. 471–477.

Тулмин П.Ш., Бартон П.Б. Термодинамические исследования пирита и пирротина. – В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с. 182–229.

А.Н. Амшинский

О СВЯЗИ ОКИСЛЕНИЯ АЛМАЗА
С ВТОРИЧНЫМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ
ИЛЬМЕНИТА В КИМБЕРЛИТАХ

Необходимое условие рудоносности кимберлитов – их зарождение в поле стабильности алмаза /Соболев, 1962; Соболев, 1974/. Однако не менее важно и другое обстоятельство – высокая скорость подъема кимберлитового субстрата, предохраняющая алмаз от графитизации и растворения /Соболев, 1962/. Действительно, многочисленные исследования разных авторов /Никишов, Буланова, 1975; Лазько, 1979; и др./ свидетельствуют о том, что кристаллы алмаза окисляются кимберлитовым расплавом. Кроме того, экспериментальные работы по кинетике растворения алмаза в метастабильных условиях /Frank, Puttick, 1958; Вар-

шавский, 1965/ указывают на весьма высокие скорости коррозии алмаза. Так, например, А.А. Кухаренко и В.М. Титова /1975/ установили, что в дунитовом расплаве за 1,5 ч алмазы теряют более 22% веса. Дж. Харрис и И. Вэнс /Harris, Vance, 1974/ пришли к выводу, что алмаз может легко раствориться в водно-углекислой фазе за несколько часов. Это хорошо согласуется с данными И.И. Кулаковой и А.П. Руденко /1962/, показавшими, что CO_2 и H_2O при температурах 800–850⁰С являются крайне сильными окислителями алмаза.

Таким образом, во время транспортировки мантийного вещества кимберлитовым субстратом при определенных параметрах среды может происходить сильная коррозия алмаза вплоть до полного его уничтожения. В результате подобного процесса будут нарушаться первоначальные количественные соотношения между минералами мантийных парагенезисов и алмазом. Может быть нарушена и установленная Н.В. Соболевым /Соболев, 1974; Соболев и др., 1978/ для кимберлитов корреляция между содержанием алмаза и высокохромистого, малокальциевого граната алмазной ассоциации, которая стала минералогическим критерием определения потенциальной алмазности. В таком случае наличие гранатов алмазной ассоциации в кимберлите будет давать ложное представление о потенциальной рудоносности тела, существенно завышая ее. Возникает потребность в методах, позволяющих отличать трубки, в которых нарушено отношение между потенциальной рудоносностью (определяемой по содержанию гранатов алмазной ассоциации) и истинной (установленной опробованием), от трубок, где эти показатели равны. Весьма перспективен, на наш взгляд, минералогический подход, суть которого в том, чтобы найти в кимберлитах минеральные равновесия, характеризующие собой диапазон P–T-условий, при которых происходит активное уничтожение алмаза.

В предлагаемой работе поиски таких равновесий осуществлялись на примере макрокристов ильменита в кимберлитах. Выбор объекта исследования определялся следующими обстоятельствами. Во-первых, ильменит – минерал мантийного происхождения /Соболев, 1974; Геншафт, 1982; Гаранин и др., 1984/, имеющий по отношению к кимберлиту такое же ксеногенное происхождение, как и алмаз /Pasteris, 1980; Haggerty e.a., 1979; и др./.

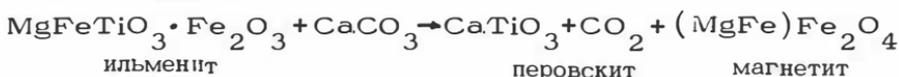
Во-вторых, характер границ между ильменитами и кимберлитовой матрицей указывает на химическую неравномерность этих фаз, которая реализуется путем большого числа реакций образования новых минералов /Frick, 1973/. Это, как правило, развитие рутила, псевдобрукита, хромита /Филиппов, 1979/, сфена, титаномагнетита /Gerrits, 1951/ и перовскита /Frick, 1970, 1973/. Эти минералы обычно образуют невыдержанные каймы вокруг макрокристов ильменита, иногда встречаются в виде мелких отдельных зерен неправильной формы. Ранее исследователи ограничивались перечислением этих новообразований или в лучшем случае приводили их хи-

мический состав. Однако этого недостаточно, ибо прежде всего важно знать P-T-параметры системы, при которых протекают эти реакции. Нам кажется, что наиболее интересной является реакция перовскитизации ильменита. Очевидно, что для щелочно-ультраосновных пород с содержанием CaO до 23 вес. % и более образование перовскита является типоморфным признаком. Вопросам генезиса перовскита были посвящены экспериментальные работы Абделя Рехима /Abdel Rehim, 1976/, показавшие возможность получения его при спекании рутила и ильменита с кальцитом. При P = 1 атм в первом случае образование перовскита начиналось при 970°C, во втором – при 950°C. Таким образом, необходимое условие для протекания реакции перовскитизации – высокий потенциал кальция в системе и температура выше 900°C.

При анализе опубликованных данных по содержанию перовскита в различных кимберлитовых телах обнаруживается, что в ряде трубок этот минерал отсутствует. Так, по данным Н.В. Шукина и др. /1967/, он не встречается в трубках им. XXIII съезда КПСС и Айхал, А.П. Бобриевич и др. /Петрография..., 1964/ указывают на практически полное его отсутствие в трубке Удачной. С другой стороны, Е.В. Францессон /1968/ показала, что для кимберлитовых тел Мунского района характерны повышенные его содержания. Любопытно, что тела, не имеющие перовскита, обогащены ильменитом, тогда как в телах с перовскитом ильменит присутствует в незначительном количестве. Поскольку содержание CaO в кимберлите всех трубок сравнительно одинаковое /Петрография..., 1964/, можно заключить, что реакция перовскитизации не зависит от потенциала кальция в системе. Тогда следует допустить, что доминирующим фактором для образования перовскита является высокая температура. На первый взгляд, подобное рассуждение вполне правомочно, ибо Б.М. Владимиров и С.И. Костровицкий /1981/ показали уникальность кимберлитов Мунского района, которые в отличие от всех известных трубок обладают явно выраженным "горячим" контактом с породами рамы. Однако по мнению А.Д. Харькива /1978/, контактовый метаморфизм является результатом скорее оригинальной динамики становления этих тел, нежели более высоких температур кимберлитовых расплавов. Более того, установлено /Перчук, Ваганов, 1978/, что зарождение большинства кимберлитовых расплавов начиналось при сравнительно близких температурах. Последний вывод косвенно подтверждается тем, что гипсометрический уровень заложения кимберлитовых тел соответствует давлениям пироповой или алмаз-пироповой фации глубинности верхней мантии, характеризующейся температурами 1100–1400°C /Соболев, 1974/. На наш взгляд, вполне логично предположить, что образование перовскита определяется не столько температурой кимберлитовой магмы (она в любом случае должна быть выше 900–950°C), сколько временем пребывания субстрата при таких температурах. В случае быстрого достижения расплавом температур ниже 900°C кристаллизации перовскита не происходит (трубки Айхал, Удачная, им. XXIII съезда КПСС и др.).

Давление, при котором происходит реакция перовскитизации ильменитов, можно определить, исходя из следующих данных. Во-первых, известны находки ильменит-пироксеновых и ильменит-флогопит-пироксеновых пород /Владимиров, Волянюк, 1976/ с высокой известковистостью, соответствующей известковистости кимберлитов. Однако ильменит в этом случае не замещается перовскитом. Температура кристаллизации этих пород, по данным авторов, достигает 1200°С, а давление – 34–40 кбар. Во-вторых, Е.Ватсон показал, что возрастание общего давления в расплаве от 1 до 3 кбар при 1100°С приводит к снижению коэффициента диффузии и активности Са практически на порядок /Watson, 1981/. Вероятно, подобная тенденция сохраняется и для больших давлений. Таким образом, повышение давления препятствует перовскитизации ильменита, и, следовательно, наличие перовскита, образовавшегося реакционным путем в конкретной кимберлитовой трубке, свидетельствует о длительном пребывании материнского расплава в условиях невысоких давлений и значительных температур.

Можно утверждать, что при температурах 900–950°С в присутствии летучих компонентов (прежде всего CO₂ и H₂O) при низких давлениях алмаз активно окисляется. Реакция окисления алмаза CO₂ записывается так: C_A + CO₂ = 2CO. Реакция перовскитизации ильменита



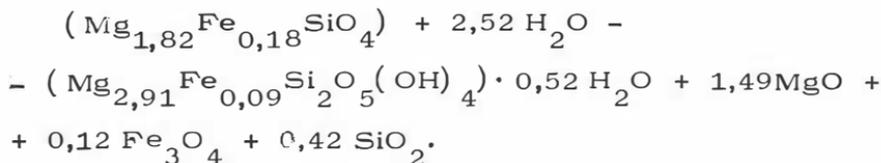
предложена впервые К. Фриком /Frick, 1973/.

Кривые равновесия этих двух реакций в координатах $\lg f_{\text{CO}_2}$ – T°С (термодинамические константы по Абделю Рехиму /Abdel Rechim, 1976/) показаны на рис. 1. Кривая перовскитизации ильменита обладает четким максимумом в интервале температур 920–980°С. Вероятно, основная масса перовскита кристаллизовалась при данных условиях, а линия реакции окисления алмаза проходит через этот максимум. Напрашивается вывод, что перовскитизация ильменита и активное окисление алмаза кимберлитовым расплавом совмещены во времени. Выделение CO₂ при перовскитизации, очевидно, повышает концентрацию ее в магме и тем самым активизирует окисление алмаза. Логично предположить, что эти два процесса имеют количественную связь: чем выше степень перовскитизации ильменита, тем ошутимее коррозия алмаза. Таким образом, можно объяснить отсутствие перовскита в трубках типа Айхал и Удачная. Реальные перовскиты из кимберлитов, как правило, содержат редкие земли, уран и торий, /Геншафт, Илупин, 1982/, что свидетельствует об обогащении кимберлитовой магмы этими элементами /Gramman, Allen, 1960/, а также алюминий и хром /Филиппов, 1979/, которые являются обычными элементами в ильмените из кимберлитов. По мне-

Рис. 1. Перовскитизация ильменита и окисление алмаза в координатах $\text{CO}_2 - T, ^\circ\text{C}$.

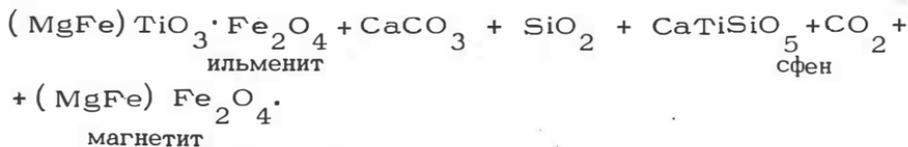
нию автора, перовскитизация ильменита может быть использована в качестве косвенного критерия при оценке потенциальной алмазности кимберлитовых тел.

Известны также вторичные изменения ильменита, приводящие к образованию сфена и магнетита. Выше была показана возможность образования магнетита в процессе перовскитизации ильменита, но существует и другой способ образования этого минерала. Очевидно, что для кристаллизации сфена необходимо присутствие кремнекислоты в системе. В нашем случае (в щелочных ультраосновных составах) единственным источником SiO_2 может служить серпентинизация оливина, которая для реальных составов /Маршинцев, Барашков, 1979/ запишется так:

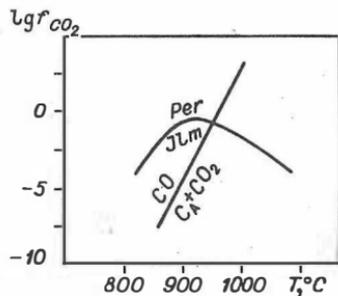


Серпентинизация оливина, по оценкам разных авторов /Roy, Roy, 1957; Маршинцев, Барашков, 1979; и др./, происходит при температурах $500-550^\circ\text{C}$. Тогда, согласно И. Герритсу /Gerrits, 1951/, реакция образования сфена протекает следующим образом: $\text{CaTiO}_3 + \text{SiO}_2 - \text{CaTiSiO}_5$. Однако данные Х. Вайна и др. перовскит сфен

/Wayne e.a., 1981/ указывают на крайне высокую устойчивость минералов группы перовскита в присутствии воды до температур 900°C при умеренных давлениях. Этот факт ставит под сомнение возможность кристаллизации сфена по такой схеме. Нам представляется более вероятной иная модель:



Кажется вполне правдоподобным, что при температурах $500-550^\circ\text{C}$ одновременно с серпентинизацией оливина ильменит, реагируя с кимберлит-субстратом, образует ассоциацию сфен + магнетит. Возможность такой реакции подтверждается работами В.А. Левицкого с соавторами /1969/, показавших, что ильменит легко разлагается даже при небольших концентрациях CO_2 в расплаве. Магне-



тит, полученный таким способом, может не отличаться по составу от магнетита более ранней генерации.

Образование же рутила и псевдобрукита по периферии зерен ильменита не является признаком, характерным лишь для минералов кимберлита. В литературе /Dimanche, Bartholome, 1976/ описаны подобные ассоциации для ильменитов осадочных пород и предложена следующая схема минералогенеза:



Согласно Д. Ливингстону /Livingstone, 1963/, подобная реакция может происходить в практически нейтральной или слабкокислой среде современных рек и озер. При изучении ильменитов "черных песков" были также определены признаки вторичного замещения ильменита рутилом и псевдобрукитом, причем рутил весьма часто содержал до 99 вес. % TiO_2 /Bailey e.a., 1956; Temple, 1966; Flinter, 1959; Carhanavala. e.a., 1959/. Примеров, на наш взгляд, достаточно, чтобы сделать вывод о возможности образования вторичной ассоциации рутил + псевдобрукит при весьма низких температурах. Нельзя исключать вероятность зарождения этих фаз и при более высоких температурах, но в этом случае дать корректное определение P-T-параметров системы не представляется возможным.

Приведенные выше соображения стимулировали изучение вторичных изменений на природных объектах. Прежде всего внимание было обращено на реакционное образование перовскита, так как остальные минеральные равновесия не могут оказывать влияние на окисление алмаза. В отечественной литературе существует мнение /Филиппов, 1979; И.П. Илупин и др., 1974/, что корочки перовскита на ильмените не являются продуктами преобразования ильменита, они связаны с прилипанием или нарастанием кристалликов перовскита на поверхность ильменита. Однако в таком случае исключается всякая химическая связь между составами перовскита и ильменита. Реакционную природу перовскита подчеркивает Al_2O_3 между ильменитом и минералами из оторочек. Прямая зависимость между содержанием алюминия в ильмените и перовските наглядно свидетельствует в пользу реакционных взаимоотношений данных минералов (рис. 2).

Для изучения перовскитизации ильменита нами были выбраны три кимберлитовых тела: трубки № 3, Зарница и № 13. Выбор этих объектов определялся в первую очередь тем, что трубки № 3 и Зарница характеризуются полным соответствием между теоретической их алмазоносностью, определяемой по содержанию гранатов алмазного парагенезиса в кимберлите, и практической — установленной разведочным опробованием. Трубка № 13 является исключением: при содержании более 4% гранатов алмазной ассоциации она практически лишена полезного компонента. Надо отметить, что других случаев подобного несоответствия теоретической и эмпирической алмазоносностей ранее нигде не наблюдалось.

Рис. 2. Распределение Al_2O_3 меж-

ду ильменитом и перовскитом.

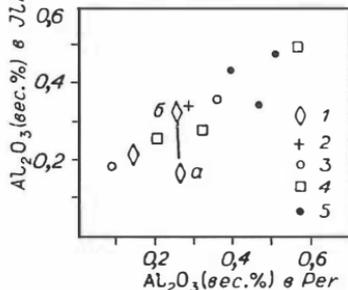
1 - по /Haggerty e.a., 1979/;

2 - трубка Прогнозная; 3 - трубка

Ленинградская; 4 - трубка Зарница;

5 - трубка № 3.

а, б - соответственно из внутренней и внешней части зонального кристалла ильменита.



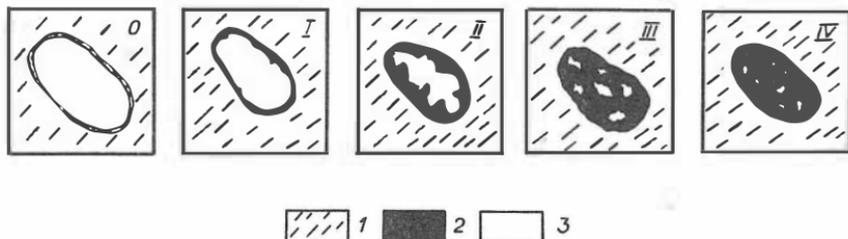


Рис. 3. Перовскитизация ильменита.

1 - кимберлит; 2 - перовскит; 3 - ильменит.

Дальнейшее изучение перовскитизации в выбранных телах свелось к подсчету процента зерен различных стадий измененности в каждой из трубок. Результаты подсчета приведены в таблице.

В каждой из трубок было изучено не менее 150–200 зерен, что позволяет считать результаты статистически обоснованными. Отметим, что остроугольные обломки зерен сознательно выбраковывались из данной выборки, ибо они могут являться осколками перовскитизированных ильменитов, причем их современная степень перовскитизации может существенно отличаться от первоначальной.

Из таблицы видно, что трубка № 13 заметно отличается по показателю измененности ильменитов от трубок № 3 и Зарница. Подавляющее большинство зерен трубки № 13 подвержено замещению III и IV степени, тогда как в двух других трубках процессы до столь высокой степени изменения не доходят. Таким образом, можно предположить, что в трубке № 13 процессы перовскитизации шли наиболее активно, в результате потенциал CO_2 в кимберлитовом расплаве был максимальный, что привело к окислению алмаза по реакции, рассмотренной выше.

Следует отметить, что автор не претендует на универсальность предложенной схемы, которая еще недостаточно апробирована и не является окончательной. Необходимо тщательно проверить модель на других объектах, разработать более четкие количественные критерии перовскитизации ильменита.

Наряду с изучением вторичных изменений ильменитов из трубок на сканирующем электронном микроскопе JSM-35 была проверена степень однородности зерен ильменита. По мнению В.К. Гаранина и соавторов /Гаранин и др., 1984/, наличие в ильменитах структур распада твердых растворов свидетельствует об отсутствии полезного компонента в кимберлитах. Это утверждение основывается на том, что высокохромовые ильмениты трубки Мир практически лишены структур распада, а в трубке Таежной большинство ильменитов имеют такие структуры.

Для испытания предложенного критерия мы изучали ильмениты трубок № 3 и № 13: первая из них алмазоносная, вторая алмазов не содержит. Образцы ильменитов просматривались в отраженных

Соотношение между ильменитом и перовскитом на разных стадиях перовскитизации ильменита в кимберлитовых телах, %

Трубка	Стадия				
	0	I	II	III	IV
№ 13	-	-	7	52	41
№ 3	16	40	42	2	-
Зарница	13	57	30	-	-

электронах с вещественным контрастом при увеличениях от 500 до 1000 крат. В обеих трубках ильмениты обнаружили высокую степень гомогенности, причем из всего многообразия внутренних неоднородностей, характерных для ильменитов из кимберлитов /Гаранин и др., 1984/, наблюдалось обогащение краевых частей зерен более железистой фазой. В трубке № 13 38% всех ильменитов (из 168 зерен) имели такую неоднородность, а в трубке № 3 - 27,2% (из 98 зерен). Для обеих трубок характерно отсутствие включений существенно хромсодержащих фаз, хотя содержание Cr_2O_3 в ильменитах велико и достигает в ряде случаев 8 вес. %. Исключительно редки и пластинчатые структуры распада титаномагнетита, обнаруженные лишь в одном случае в образце из трубки № 3.

Последнее обстоятельство следует оговорить отдельно. Ранее неоднократно отмечалось повышенное содержание Fe_2O_3 в ильменитах из кимберлитов /Францессон, 1968; Frick, 1973; и др./. При этом растворимость Fe_2O_3 в ильменитах объяснялась высокой температурой образования последних. Отсутствие структур распада в ильменитах большинство исследователей связывают с закалкой твердого раствора при быстром остывании поднимающейся магмы. Однако температура распада твердого раствора $\text{FeTiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ сравнительно невелика - 500-600° /Францессон, 1968; и др./. Значит, отсутствие структур распада в ильменитах характеризует высокую скорость остывания кимберлитов именно на этом интервале температур. Следует подчеркнуть, что в нашем случае трубки № 13 и № 3 в температурном интервале 900-1000°С имели разные режимы охлаждения, в результате чего наблюдается высокая степень перовскитизации ильменита в трубке № 13 и незначительная - в трубке № 3. Однако при 600-500°С скорости падения температур выровнялись, о чем свидетельствует высокая гомогенность пикроильменитов в обеих трубках.

Таким образом, приведенные выше факты доказывают, что отсутствие структур распада твердых растворов в ильменитах не может быть критерием оценки потенциальной алмазоносности.

- Варшавский А.В. Термическое травление кристаллов алмаза в воздушной среде. – Зап. ВМО, 1965, ч. 94, вып. 4, с. 471–475.
- Владимиров Б.М., Костровицкий С.И., Соловьева Л.В. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. – М.: Наука, 1981. – 136 с.
- Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. – М.: Наука, 1976. – 283 с.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 238 с.
- Генштафт Ю.С., Илупин И.П. Каймы изменения ильменитов в кимберлитах. – Минералог. журн., 1982, № 4, с. 79–84.
- Илупин И.П., Милашев В.А., Томановская Ю.И., Евдокимов А.Н. Ильменит из кимберлитов Якутии. – В кн.: Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений. Л.: Тр. НИИГА, 1974, с. 5–29.
- Кулакова И.И., Руденко А.П. Влияние температуры на скорость окисления алмаза водяным паром в среде расплавленной гидрокиси калия. – Вестн. МГУ, сер. хим., 1962, № 2, с. 39–42.
- Кухаренко А.А., Титова В.М. Новые данные по растворению кристаллов алмаза. – Учен. зап. ЛГУ, 1957, вып. 8, № 215, с. 108–134.
- Лазько Е.Е. Минералы – спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. – М.: Недра, 1979. – 192 с.
- Левицкий В.А., Ратиани Д.Д., Попов С.Н., Пирцхалава Н.И. Термодинамическое исследование реакции восстановления ильменита окисью углерода. – Сосбщ. АН ГССР, 1969, т. 54, № 2, с. 353–356.
- Маршинцев В.К., Барашков Ю.П. Состав флюидной фазы и серпентинизация кимберлитов. – Бюл. НТИ. Сер. геол. и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1979, № 12, с. 24–31.
- Никишов К.Н., Буланова Г.П. Характер контакта кристаллов алмаза с кимберлитовой породой. – В кн.: Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Ч. I. Якутск: изд. Якутского фил. СО АН СССР, 1975, с. 218–222.
- Перчук Л.П., Ваганов В.И. Природа кимберлитов Якутии. – В кн.: Проблемы петрологии Земной коры и верхней мантии, Новосибирск: Наука, 1978, с. 27–48.
- Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Бобричевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. – М.: Недра, 1964. – 203 с.
- Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. – М.: Недра, 1979. – 247 с.
- Рингвуд А., Мак-Грегор Н., Бойд Ф. Петрографический состав верхней мантии. – В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968 с. 272–277.
- Соболев В.С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской

- платформе и общие вопросы геологии. - Геол. и геофиз., 1962, № 7, с. 8-15.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск: Наука, 1974. - 254 с.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Роль хрома в гранатах из кимберлитов. - В кн.: Проблемы петрологии Земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 145-168.
- Филиппов Н.Д. Некоторые черты поведения титана в одной из кимберлитовых трубок Алакинского поля. - В кн.: Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапковых пород. Якутск: изд. Якутского фил. СО АН СССР, 1979, с. 62-65.
- Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. - М.: Недра, 1968. - 197 с.
- Щукин Н.В., Харьков А.Д., Борис Е.И. Об открытии новой алмазонасущей кимберлитовой трубки в Мало-Ботуобинском районе. - Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1, с. 193-196.
- Харьков А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. - М.: Недра, 1978. - 135 с.
- Abdel Rehim A.M. Conversion of ilmenite into perovskite. - Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 1976, v. 20 (1-2), p. 19-30.
- Bailey S.W. a.o. The alteration of ilmenite in beach sands. - Econ. Geol., 1956, v. 51, p. 263-279.
- Carkhanavala M.D. a.o. The alteration of ilmenite. - Econ. Geol., 1959, v. 54, p. 1095-1102.
- Dimanche F. Bartholome. The alteration of ilmenite in sediments. - Miner. Sci. Eng., 1976, v. 8, N 3, p. 187-201.
- Evans T., Sauter D. Etching of diamond surfaces by gases. - Phil. Mag., 1961, v. 6, N 63-64, p. 429-440.
- Flinter B.H. The alteration of Malayan ilmenite grains and the question of "arisonite". - Econ. Geol., 1959, v. 54, p. 720-729.
- Frank F.C., Puttick K.E. Etch pits and trigons on diamond. - Phil. Mag., 1958, v. 3, N 35-36, p. 1273-1279.
- Frick C. The mineralogy and petrology of kimberlites with special reference to Premier Mine, North-East of Pretoria. Doc. Thes. - University of Pretoria, 1970. - 157 p.
- Frick C. Kimberlitic ilmenites. - Trans. Geol. Soc. South Africa, 1973, v. 76, N 2, p. 85-94.
- Gerryts E. The petrology of the kimberlites at Premier Diamond Mine, Transvaal, South Africa. - Ph. D. Th., McGill Univ., 1951. - 173 p.
- Gramman D.R., Allen J.B. Kimberlite in Sierra Leone. - Overseas Geol. Miner. Res., 1960, N 8, p. 5-25.

- Haggerty S.E. a.o. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme. In the Mantle Sample. AGU Washington, 1979, v. 2, p. 249-256.
- Harris J.W., Vance E.R. Studies of the reaction between diamond and heated kimberlite. - *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, v. 47, N 4, p. 237-244.
- Livingstone D.A. Chemical composition of rivers and lakes. - Washington D.C. U.S. Geol. Surv., 404-6, 1963. - 150 p.
- Pasteris J.D. The significance of groundmass ilmenite and megacryst ilmenite in kimberlite. - *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1980, v. 75, N 4, p. 315-326.
- Roy D.M., Roy R. A re-determination of equilibria in the system $MgO - H_2O$ and comments on earlier work. - *Amer. J. Sci.*, 1957, v. 255, p. 575-582.
- Temple A.K. Alteration of ilmenite. - *Econ. Geol.*, 1966, v. 61, p. 695-714.
- Watson E. Bruce. Diffusion in magmas at depth in the Earth: the effects of pressure and dissolved H_2O . - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 52, N 2, p. 291-301.
- Wayne H., a.o. Thermodynamic stability and kinetics of perovskite dissolution. - *Nature*, 1981, v. 289, N 57-96, p. 358-362.

М.П. Мазуров, А.Т. Титов, Л.В. Усова

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГНЕТИТА

В МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Один из примеров гетерогенных образований - магнезиально-скарновые магнетитовые руды, известные в месторождениях, принадлежащих железорудным формациям фанерозойских складчатых областей, докембрийских щитов и зон тектономагматической активизации /Мазуров, 1985/. Исследованиями природных объектов и экспериментальными работами установлены главные черты строения метасоматических колонок и многообразие парагенезисов магнезиальных скарнов, предпочтительная приуроченность магнетита к определенным зонам /Вахрушев, Воронцов, 1976; Жариков, 1968; Зарайский, Стояновская, 1982; Калинин, 1973; Перцев, 1977; Синяков, 1975; Шабынин, 1978; и др./, но в главных генетических вопросах - геологической позиции оруденения и взаимосвязи скарнов и руд - у исследователей четких представлений нет. Про-

слеживается тенденция интерпретировать генезис этих руд как итог какого-либо одного процесса и относить руды или к метасоматическим, или к метаморфогенным. По мнению авторов, проблема состоит не в том, чтобы доказать единственно возможный генезис таких руд, а в том, чтобы дать критерии разграничения, образованных в результате различных процессов (плутонизма, метаморфизма, вулканизма), и установить связь между текстурно-структурным обликом, составом руд, строением рудных залежей и условиями их формирования. Основываясь на главном тезисе современной генетической минералогии ("генезис минералов, представленных своими кристаллическими индивидами, записан Природой на последних в виде их свойств и состава и может быть считываем лишь с них самих" /Жабин, 1982/), для решения этих вопросов наряду с детальным минералогическим картированием и текстурно-структурным анализом руд мы исследовали типоморфные особенности магнетита - форму и размеры зерен, строение их границ друг с другом и с ассоциирующимися минералами, вариации состава, микроструктуры и свойств в разных парагенезисах, используя минераграфические приемы вместе с местодами сканирующей и просвечивающей электронной микроскопии и рентгеноспектральным анализом.

Наиболее древние магнезиально-скарновые руды развиты в магнетитовых месторождениях Леглиер-Тимптонского рудного пояса на Алданском щите, составляющих докембрийскую скарновую железорудную формацию (алданский тип). Месторождения располагаются по периферии крупных гранито-гнейсовых куполов среди собранных в узкие синклинальные складки толщ, претерпевших региональный метаморфизм гранулитовой или амфиболитовой фаций, ультраметаморфизм и диафорез, и ассоциируются с массивами преимущественно автохтонных аляскитовых гранитов. Разнообразие минерального состава руд, мест и масштабов их накопления в этих месторождениях обусловлено как первичной структурной и литологической неоднородностью, так и неодинаковой степенью регионального метаморфизма и гранитизации.

Сложно построенные стратиформные магнезиально-скарновые рудные залежи размещаются преимущественно в контактах метабазитов (пироксен-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев) с доломитовыми мраморами. Судя по керну разведочных скважин и немногочисленным горным выработкам, рудные залежи весьма неоднородны по внутреннему строению, мощности и текстурно-структурному рисунку руд. В них сочетаются массивные форстерит- и гиперстен-магнетитовые, вкрапленные кальцит-шпинель-форстерит-магнетитовые, полосчатые и сланцеватые серпентин-форстерит-флогопит-магнетитовые, пятнисто-полосчатые серпентин-флогопит-клиногумит-форстерит-магнетитовые, гнездово-вкрапленные, пятнисто-полосчатые и штокверковые флогопит (биотит)-амфибол-пироксен-магнетитовые и более сложного состава руды с сульфидами и другими минералами. В текстурном облике отражены все этапы кристаллизации и преобразования руд: блоки однородных форстерит(+шпинель+гиперстен+диопсид)-магнетитовых руд мощностью

до нескольких метров местами заключены в рассланцованных и сланцевато-полосчатых серпентинизированных и флогопитизированных рудах. Те и другие разбиты, в свою очередь, пироксен-флогопит-амфиболовым штокверком, местами с кварцем, турмалином, апатитом, полевыми шпатами и другими минералами. Как и среди кристаллических сланцев, такие "внезональные магнезиальные скарны" (по терминологии Л.И. Шабынина /1978/) содержат вкрапленность магнетита, особенно в зальбандах. Вблизи таких жил отличаются крупные до пегматоидных метакристаллы флогопита, магнетита, пирротина и других минералов, клиногумитовые псевдоморфозы по форстериту. Переход от богатых руд к безрудным кальцифирам происходит через зону вкрапленных шпинель-форстерит-магнетитовых руд, мощность которой в доступных наблюдению местах не превышала 2 м. Такая же ширина и у вкрапленных руд в контакте со скарнированными кристаллическими сланцами.

Внутри скарново-рудных залежей зоны серпентинизации, флогопитизации, клиногумитизации имеют неправильные очертания и резкие переходы к неизменным рудам, слагают участки до нескольких метров в поперечнике, отражая неоднородности литологии толщи и морфологии флюидопроводящих зон регрессивного этапа. Местами они выходят за пределы пластообразных рудных залежей, формируя жилы, несогласные с направлением текстуры кристаллосланцев.

Однородные массивные руды обычно равномерно-зернистые, а все остальные - неравномерно-зернистые; магнетит в них представлен сочетанием нескольких генераций. Связь между размером зерен и временем кристаллизации магнетита неоднозначна: среди магнетитов ранних поколений встречаются и мелкие, и крупные кристаллы, лишь самая поздняя, гистерогенная, генерация всегда мелкозернистая.

Все исследователи выделяют в магнезиально-скарновых рудах Алданских месторождений как минимум три генерации магнетита: первая находится в ассоциации с минералами магнезиальных скарнов магматической стадии (с форстеритом, гиперстеном, шпинелью, диопсидом и фассаитом), вторая - в парагенезисе с преобразованными или внезональными магнезиальными скарнами (с флогопитом, паргаситом, клиногумитом и др.), третья (гистерогенная) образована при разложении темноцветных минералов, дисульфидизации пирротина и т.п. Генетическая позиция первых двух генераций, составляющих главную рудную массу, их количественные соотношения интерпретируются неодинаково.

Специальное углубленное изучение микроструктуры и состава магнетитов /Мазуров, 1985/ позволило выявить ряд новых фактов, свидетельствующих о близкоодновременной кристаллизации магнетита и парагенетических ассоциаций магнезиальных скарнов магматической стадии. Во всех месторождениях обнаружены включения магнетита в форстерите, гиперстене и диопсиде, окаймленные экссолюционными шпинелью и ильменитом, а также включения всех этих минералов в магнетите с такой же каймой экссолюционных фаз, причем минералы как во включениях, так и в основной массе

по микроструктуре и химическому составу отличаются незначительно (в пределах точности микронзонда). Подтверждается это и закономерным изменением состава магнетита в разных парагенезисах: в гиперстен- и диопсид-магнетитовых рудах содержится больше титана, а в форстеритовых – магния и марганца. При переходе от экзо- к эндоскарновым ассоциациям уменьшается содержание титана.

Характерными особенностями строения агрегатов магнетита ранней генерации является наличие межзеренных скоплений шпинели и ильменита, а также равновесная полигонально-зернистая структура. Экссолуционная природа межзеренных частиц подтверждается зависимостью между шириной каймы, свободной от твердофазных выделений, и количеством их на границах зерен. По химическому составу межзеренные и аналогичные по размеру внутризеренные выделения шпинели близки; в отличие от скарновой шпинели они содержат не более 1% магнетитового минала, представляя собой промежуточные члены ряда магниево-шпинель – герцинит. Общее количество экссолуционных шпинели и ильменита в магнетитах ранней генерации, их взаимное отношение находятся в прямой зависимости от химического и минерального состава руд, места их в залежи /Мазуров, 1983/.

Исследование в просвечивающем электронном микроскопе вместе с локальным рентгеноспектральным анализом позволило определить фазовый состав, выявить неоднородность и наметить последовательность выделения и твердофазных превращений экссолуционных частиц. Установлено, что крупные (> 20 мкм) изометричные частицы шпинели, приуроченные к плоскостям (100) магнетита, и удлиненные пластинчатые частицы ильменита, ориентированные по (111), выделившиеся первыми, неоднородны. На электронно-оптическом изображении фрагмента крупной (> 10 мкм длиной) ламелли шпинели (рис. 1) отчетливо выделяется муар, обусловленный наложением двух решеток – шпинели и выделения в ней.

Расчет межплоскостных расстояний по микродифракционной картине с использованием рефлексов, принадлежащих магнетиту, как эталону, показал, что выделениями в шпинели являются пластинки магнезиоферрита шириной в несколько элементарных ячеек. О малой толщине этих выделений свидетельствует наличие сплошного "тяжа", проходящего через ряд рефлексов на микродифракционной картине от этих областей. На границе с магнетитом в ламелли шпинели наблюдаются дислокации, образованные при упорядочении ее структуры.

В магнетите из серпентинизированной шпинель-форстерит-магнетитовой руды удалось выявить элементы строения ламеллей шпинели, вызванные более поздней их перекристаллизацией. Значительная часть объема такой шпинели (рис. 2) состоит из ограненных однородных кристаллов (светлое) в неоднородной матрице. Перекристаллизация, очевидно, начиналась от границы с магнетитом, поскольку неперекрытые участки ламелли сосредоточены в основном центральной ее части. Аналогичные по величине од-

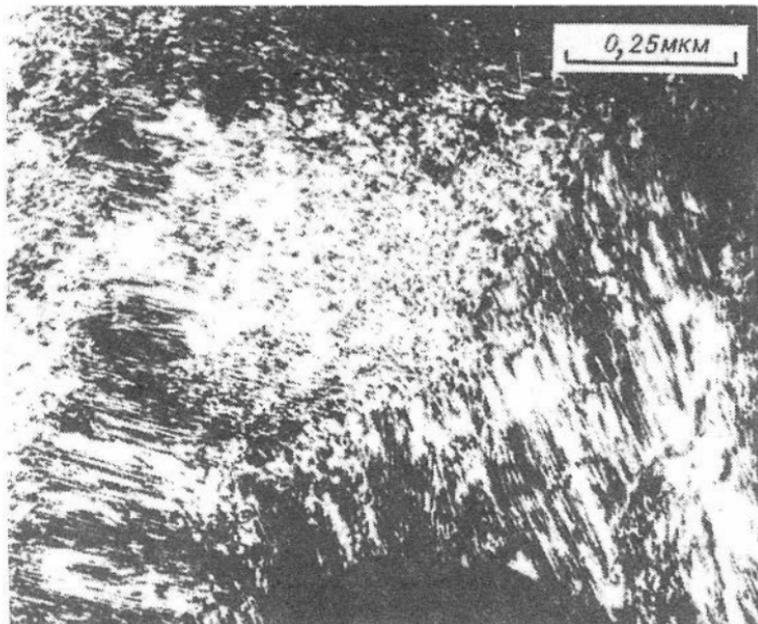


Рис. 1. Неоднородное строение крупной ламеллы шпинели. Обр. Л 12/77.

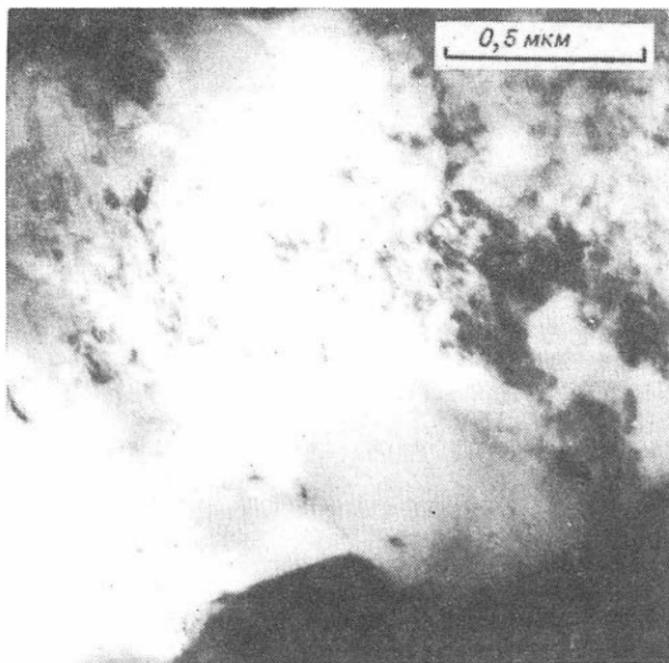


Рис. 2. Структура перекристаллизованной ламеллы шпинели. Обр. ТА 302/432.

нородные кристаллы шпинели встречены на пересечении более мелких ламелл (длиной 2–5 мкм).

Аналогичные неоднородности строения характерны и для ламелл ильменита. Исходя из геологической позиции образцов, можно предположить, что эти преобразования активируются поступлением новой порции флюидов, вызывающих флогопитизацию и другие изменения силикатной составляющей руд.

По данным микронзондового анализа, в составе крупных (> 20 мкм) выделений шпинели присутствует небольшое количество марганца, а главными компонентами являются железо, магний и алюминий. Ламеллы среднего размера (2 – 6 мкм) ближе всего к магниевой шпинели, а самые мелкие – к герциниту. Таким образом, последовательность реакций распада твердого раствора магнетита следующая. Сначала выделяются крупные ламеллы нестехиометричных ильменита и шпинели, в ильмените происходит обособление пирофанита и ильменита, а в шпинели – магнезиоферрита, шпинели, иногда якобсита. Затем выделяются магнезиально–железистые шпинели и в последнюю очередь – герциниты. Преобладающая часть титана обособляется на ранней стадии распада, выделение алюминия осуществляется на всех стадиях. Пересчет анализов магнетита на возможные миналы показывает, что не весь магний входит в состав шпинелей, а часть его может быть объединена в виде магнезиоферритового компонента. Поскольку индивидуальных частиц магнезиоферрита в изученных образцах не обнаружено, то естественно предположить изоморфное вхождение части магния в структуру. Выполненное по нашей просьбе В.А. Варнеком (ИНХ СО АН СССР) изучение серии образцов магнетитов с разным содержанием примесей методом мессбауэровской спектроскопии подтвердило это предположение. Установлено, что мессбауэровский спектр магнетита, где осуществилось изоморфное замещение Fe_{B}^{2+} на ионы Mg, по сравнению со спектром стехиометричного образца характеризуется дополнительным неоднородным уширением линий октаэдрической шестерки и понижением отношения площадей А- и В-пиков.

Главный признак, по которому выделяется вторая генерация магнетита в магнезиально–скарновых рудах Алданских месторождений, – это ассоциация его с флогопитом, паргаситом, клиногумитом и другими более поздними минералами регрессивного этапа. Качественно микроструктура главной массы магнетита в флогопит–магнетитовых рудах с реликтами пироксенов и форстерита, на первый взгляд, не отличается от ранней генерации. Главный отличительный признак – отсутствие межзеренных экссолюционных шпинелей и ильменита, которые при амфиболлизации и флогопитизации растворяются, а их компоненты входят в состав новообразованных минералов. Как уже отмечено выше, в таких участках структура руды неравномерно–зернистая, развиты отдельные крупные метакристаллы магнетита, содержащие включения пироксена, флогопита, паргасита, сульфидов. Здесь происходит, по–видимому, не только преобразование твердых растворов магнетита, перекристаллизация экссолюционных

Таблица 1

Химический состав магнетита из руд Тинского месторождения, мас. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,09	1,58	0,13	0,08
Al ₂ O ₃	0,23	0,23	1,04	0,28
FeO _Σ	92,49	90,48	92,87	92,85
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,23	0,49	0,02	0,04
Сумма . . .	93,04	92,28	94,06	93,25

Миналы, %

FeFe ₂ O ₄	98,67	94,14	98,62	99,27
MgFe ₂ O ₄	0,75	2,20	-	-
MgAl ₂ O ₄	0,45	0,60	0,20	0,20
FeAl ₂ O ₄	-	-	1,05	0,40
FeTiO ₃	0,13	3,06	0,13	0,13

Примечание. 1, 2, 3 - из пироксен-магнетитовой руды (1 - "гомогенный" участок, 2 - с ламеллями ильменита, 3 - с ламеллями шпинели), скв. 175, гл. 158 м; 4 - из биотит-амфибол-магнетитовой руды, скв. 175, гл. 158,5 м. Анализы выполнены на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A Л.В. Усовой.

частиц, но и высвобождение изоморфной примеси магния из магнетита. Магнетит из амфибол-биотит-магнетитовой руды по сравнению с первичным (табл. 1, 2) содержит меньше магния, алюминия и титана, а при пересчете на миналы в нем не выявляется магнезио-ферритового компонента. Участки, где развиты руды в ассоциации с преобразованными магнезиальными скарнами, подвержены также и серпентинизации, поэтому определить, к какой генерации (второй или гистерогенной, возникающей при серпентинизации) относится гомогенный магнетит, слагающий каймы кристаллов магнетита ранней генерации, не очень просто.

Количество гистерогенного магнетита в рудах не превышает 10%, вклад его в общую рудную массу невелик, тем более что часть зон серпентинизации не попадает в экономический контур рудных тел.

Таблица 2

Химический состав магнетитов Леглиерского месторождения, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,35	0,08	0,08	0,08	0,39
Al ₂ O ₃	0,27	0,37	0,17	1,24	17,53
FeO _Σ	90,38	92,68	92,85	92,26	70,83
MnO	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,02	0,39	0,22	0,26	7,73
Сумма...	92,79	93,52	93,32	93,84	96,48

Минералы, %

FeFe ₂ O ₄	96,1	98,57	98,67	97,02	61,74
MgFe ₂ O ₄	-	1,50	0,85	-	3,80
MgAl ₂ O ₄	0,8	0,80	0,35	1,40	33,80
FeAl ₂ O ₄	0,1	-	-	1,45	-
MnFe ₂ O ₄	2,4	-	-	-	-
FeTiO ₃	0,6	0,13	0,13	0,13	0,66

Примечание. 1 - из массивной апатит-форстерит-магнетитовой руды, обр. Л 12/77; 2-5 - из сланцевато-полосчатой серпентинизированной форстерит-магнетитовой руды (2, 3 - "гомогенные" участки, 4 - с мелкой ламеллью, 5 - с крупной ламеллью), обр. Л 11/77. Анализы выполнены на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A O.C. Хмельниковой (1) и Л.В. Усовой (2-5).

Наличие равновесных структурных соотношений магнетита с минералами магнезиальных скарнов магматической стадии, зависимость состава и микроструктуры магнетита от парагенезиса позволяют считать, что большая часть руд сформирована одновременно с магнезиальными скарнами. Внезональные скарны и преобразованные магнезиальные скарны формируются позднее, вызывая местное переотложение железа и усовершенствование структуры магнетита. Прослеженная тенденция совершенствования структуры магнетита при переходе от руд прогрессивной стадии к рудам регрессивных стадий /Мазуров и др., 1983/ обусловлена, вероятно, тем, что на поздних стадиях в эти месторождения не поступали новые массы рудного вещества, а происходила лишь перекристаллизация ранее образованных руд. Именно низким содержанием железа в растворах

и медленной скоростью кристаллизации можно объяснить высокую магнезиальность слюд, находящихся вместе с магнетитом в рудных залежах.

Поскольку текстурно-структурные особенности руд однозначно свидетельствуют о том, что все они в процессе длительного и медленного охлаждения претерпели сложные изменения, то определять физико-химические параметры рудообразующих процессов прямыми методами практически невозможно. Наиболее правдоподобные оценки могут быть получены только для руд и пород регрессивных стадий. Н.Н. Перцев /1977/ для скарнов магматического этапа определяет температуру гранитизации $700-750^{\circ}\text{C}$, а общее давление около 7 кбар. Нижний температурный предел кристаллизации магнетитовых руд должен быть выше температур линии сольвуса системы шпинель – ильменит – магнетит, так как все магнетиты, за исключением гистерогенных, представляют собой смешанные кристаллы. По данным гомогенизации газовой-жидких включений в диопсидах, паргаситах и других минералах, он составляет $660-580^{\circ}\text{C}$ /Мазуров, 1983/.

Среди фанерозойских железорудных формаций магнезиально-скарновые месторождения наиболее широко представлены в Алтае-Саянской складчатой области. Это месторождения Леспромхозное, Темиртау, Верхний Учунен, Южный Аргыштаг в Горной Шории /Синяков, 1975/, Тейское в Кузнецком Алатау, Маргоз, Нижнечинжебинское в Восточном Саяне. Магнезиально-скарновый состав имеют отдельные рудные тела Шерегешевского, Ташелгинского и Инского месторождений. По структурно-геологической позиции и количественным соотношениям руд здесь выделяются две группы: месторождения, локализованные в непосредственном контакте с предрудным плутоном (в ассоциации с магнетитом находятся магнезиальные скарны магматической стадии и преобразованные флогопит-паргаситовые скарны), и месторождения, приуроченные к структурам типа "трубок взрыва", в составе руд которых преобладают серпентин-магнетитовые разности. Типичными представителями первой группы являются отработанные ныне небольшие по запасам месторождения Темиртау и Верхний Учунен, а ко второй группе относится Тейское месторождение. Установлено, что на этих месторождениях магнетит в ассоциации со шпинелью, форстеритом, фассаитом, монтичеллитом повсеместно содержит экссолюционные вроски ильменита и шпинели, межзерновые выделения этих минералов /Мазуров, 1985/. Для мономинеральных скоплений магнетита в этих рудах магматической стадии характерна полигональная структура, в тройных точках углы близки 120° . Экссолюционные выделения шпинели во внутренних участках и на границах зерен более крупные, а в прилегающих к границам участках их размеры и количество крайне малы. В шпинель-фассаит-магнетитовых рудах Главного и Болотного участков Шерегешевского месторождений авторами установлены экссолюционные шпинель и пирофанит. Обнаружение последнего позволило объяснить форму вхождения примесей в магнетит: марганец и титан концентрируются в форме пирофанита, а магний и алюминий – в фор-

ме шпинели. Размеры выделений не превышают 5 мкм; при обычной подготовке проб для анализа они сохраняются в магнетитовой фракции.

Тесная ассоциация магнетита со шпинелью, форстеритом, наличие на границах с ними экссолюционных выделений шпинели, пирофанита и ильменита позволяют считать, что магнетит является парагенным скарном магматической стадии, а часть руды образовалась на магматическом этапе. Количество ее оценить в настоящее время трудно из-за значительных преобразований на послемагматических стадиях. В большинстве предшествующих работ предполагалось, что оруденение тесно ассоциируется с флогопитизацией и паргаситизацией, а местами и с известково-скарновыми и другими преобразованиями. Как показывают выполненные нами минераграфические исследования, в ассоциации с флогопитом и паргаситом развиты магнетиты зонального строения, реликтовые зерна с экссолюционными выделениями и самые поздние мелкие гомогенные зерна. Среди подверженных серпентинизации скарнов и руд отмечаются ранняя генерация магнетитов с твердофазными включениями и поздняя – гистерогенная, однородная, образованная при серпентинизации. Поздний магнетит сосредоточен в пределах псевдоморфно замещенных зерен, образует жилки, гнезда и линзовидные скопления. Присутствие магнетита с экссолюционными выделениями шпинели (а местами с ильменитом и пирофанитом), локальное развитие зон флогопитизации и паргаситизации позволяют считать, что, вероятно, на месторождениях руды магматической стадии занимали большой объем, а все последующие стадии обусловили их частичное переотложение, перекристаллизацию.

Магнетиты ранней генерации кроме экссолюционных частиц содержат в большом количестве изоморфную примесь магния, а иногда и марганца (табл. 3). Максимально содержание магнезиоферритового минала в магнетите из гнезд в дедоломитизированном мраморе в контакте с дайкой диоритового порфирита и в рудах магматической стадии, а минимально – в серпентинизированной руде. По данным ЯГР-спектроскопии магнетит из флогопит-паргасит-магнетитовой руды изоморфных примесей не содержит.

Аналогичные микроструктурные особенности и состав имеют магнетиты в месторождениях Маргоз и Нижнечинжебинском в Восточном Саяне, где рудные тела многократно преобразовывались в связи со становлением многофазного гранитоидного плутона. На этих объектах в пределах ограниченных площадей обнаружены магнезиальные скарны магматической и послемагматической стадий, флогопит-паргаситовые, а также пироксен-гранатовые скарны и гидросиликатовые ассоциации. В контакте с породами поздних гранитных фаз руды катаклазированы, мартитизированы, участками превращены в сыпучие тонкозернистые массы.

На Тейском месторождении максимальное развитие получили серпентинизация и сопровождающая ее многократная перекристаллизация магнетита, обусловившие сложный узор метакристаллов магнетита и их агрегатов. В последние годы разведочным бурением на

Таблица 3

Химический состав магнетитов месторождения Верхней Учун, мас. %.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,21	0,34	0,09	0,06	0,02	0,00
TiO ₂	0,00	0,12	0,11	0,06	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	0,14	0,15
Al ₂ O ₃	0,63	0,02	0,00	0,04	0,04	0,06	0,03	0,18	0,15	0,12	0,10
FeO _Σ	87,73	92,40	93,46	93,48	93,74	91,58	90,78	92,72	92,85	93,83	93,28
MnO	0,00	0,37	0,00	0,03	0,03	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	8,42	1,03	1,45	1,00	0,91	0,88	1,03	0,09	0,18	0,02	0,13
Сумма...	96,78	93,94	95,02	94,62	94,77	92,74	92,19	93,09	93,26	94,13	93,66
Миналы, %											
FeFe ₂ O ₄	60,75	96,94	91,77	94,30	95,00	95,39	95,59	99,50	98,90	99,45	98,65
MgFe ₂ O ₄	37,90	1,30	8,10	5,65	4,90	3,80	3,25	0,15	0,75	-	0,80
(Mg, Fe)Al ₂ O ₄	1,35	0,10	-	0,05	0,10	0,23	-	0,35	0,35	0,25	0,25
FeTiO ₃	-	0,26	0,13	-	-	-	-	-	-	0,30	0,30
MnFe ₂ O ₄	-	1,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Серпентин	-	-	-	-	-	0,58	1,16	-	-	-	-

Примечание. 1 - из гнезд в дедоломитизированном мраморе, карьер Доломитовый, обр. Тд-20; 2 - порфиробласты в кальцит-серпентиновой массе, обр. Уч-2; 3 - из карбонатно-магнетитовой вкрапленной руды, обр. Уч-21; 4, 5 - из сплошной серпентин-форстерит-магнетитовой руды, обр. Уч-25; 6, 7 - из вкрапленной серпентин-людвигит-карбонатно-магнетитовой руды, обр. Уч-36; 8, 9 - из массивной серпентинизированной магнетитовой руды, обр. Уч-42; 10, 11 - из гнезд в шпинель-форстеритовом кальцифоре. Анализы выполнены Л.В. Усовой на рентгеноспектральном анализаторе "Самбах".

глубоких горизонтах вскрыты магнезиально-скарновые руды однородной текстуры, находящиеся на контакте с гранитами Хабзасского интрузива. На основе текстурно-структурного анализа, изучения состава руд и околорудных пород высказано предположение о двух крупных этапах эндогенного рудообразования /Мазуров, 1985/. Если на верхних горизонтах месторождения редки реликты магнезиальных скарнов и руд магматической стадии, то на южном фланге на глубоких горизонтах встречаются наиболее ранние и менее всего преобразованные руды. Магнетит здесь повсеместно содержит экссолюционные частицы шпинели, местами межзеренные и внутризеренные ламеллы ильменита (пирофанита?). По данным рентгеноспектрального анализа (табл. 4), в составе магнетита содержится повышенное количество магния, алюминия, титана, марганца, т.е. обычных для магнетитов магнезиально-скарновых руд примесных элементов. В участках последующих преобразований магнетиты магматической стадии обрастают новой генерацией магнетита, имеющей зональное строение, многочисленные вросстки силикатов и карбонатов.

Таким образом, в обеих группах магнезиально-скарновых месторождений Алтае-Саянской складчатой области присутствуют магнетиты как минимум трех генераций: образовавшиеся совместно с магнезиальными скарнами магматической стадии, совместно с преобразованными магнезиальными скарнами и гистерогенные. Первое поколение содержит экссолюционные частицы, второе и третье - формируют зональные кристаллы, причем их форма эволюционирует от ромбододекаэдра к октаэдру. Состав элементов-примесей и их количество закономерно уменьшается при переходе к более поздним генерациям и находится в соответствии с типом минерального парагенезиса. Как и на месторождениях докембрийских шитов, ранняя генерация имеет структурно-равновесные границы с остальными минералами, что может интерпретироваться как признак сингенетичности. Минералотермометрическими исследованиями /Синяков, 1975/ установлено, что монтichelлитовые скарны формировались при 730-780°C, шпинель-пироксеновые - при 780-860°C. Это и есть оптимальный интервал кристаллизации руд магматической стадии. Флогопит-паргасит-магнетитовая ассоциация кристаллизовалась ниже температур сольвуса системы магнетит - ильменит - шпинель, но не ниже температур кристаллизации пироксен-гранатового известково-скарнового парагенезиса, так как он является послерудным. Учитывая, что эпидот-аксинитовые, датолитовые жилки также являются послерудными, а максимум их температуры, по данным В.И. Синякова /1975/, составляет 465-500°C, нижний температурный предел формирования второй генерации магнетита был не менее 500°C. Формирование самых низкотемпературных серпентин-кальцит-магнетитовых парагенезисов Тейского месторождения (по оценкам В.И. Синякова и С.В. Галкиной) происходило примерно при 400°C.

К числу железорудных месторождений зон тектономагматической активизации относятся рудные объекты, локализованные в чехле

Таблица 4

Химический состав магнетитов Тейского и Коршуновского месторождений, мас. %

Компонент	1	2	3
SiO ₂	0,16	0,04	0,04
TiO ₂	0,43	0,30	0,15
Al ₂ O ₃	1,52	0,51	0,27
FeO _Σ	88,19	89,95	93,18
MnO	0,17	0,13	0,25
MgO	1,32	0,87	0,72
CaO	0,10	0,01	-
Сумма...	91,89	91,81	94,61
Миналы, %			
FeFe ₂ O ₄	91,7	94,3	93,54
MgFe ₂ O ₄	4,0	3,95	-
MgAl ₂ O ₄	3,5	1,15	3,70
FeAl ₂ O ₄	-	-	1,80
MnFe ₂ O ₄	-	-	0,70
(Fe, Mn)TiO ₃	0,8	0,60	0,26

Примечание. 1, 2 - из форстерит-хондродит-серпентин-кальцит-магнетитовой руды, Тейское месторождение, скв. 332, гл. 925 м; 3 - из галит-хлорит-магнетитовой руды, Коршуновское месторождение, обр. Гм-1. Анализы выполнены Л.В. Усовой на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A.

Сибирской платформы (ангаро-илимский тип). В последние годы в них обнаружены магнезиальные скарны шпинель-форстерит-монтчеллитового состава и серпентин-хлоритовые метасоматиты, что обусловлено наличием в составе главной рудовмещающей структуры и ее оперения доломитов /Вахрушев, Воронцов, 1976; и др./. Апофорстеритовая природа серпентина позволяет предположить более широкое развитие магнезиальных скарнов. В отличие от месторождений других формационных типов здесь нет фронтальных скарновых залежей, преобладают жильные формы, возникающие неоднократно. Исследованиями В.А. Вахрушева, А.Е. Воронцова /1976/, Л.В. Чернышевой, Г.А. Смелянской, Г.М. Зайцевой /1981/, А.Я. Архипенковой /1979/ и некоторых других геологов установлены отдельные

закономерности изменения состава и структуры магнетита, текстурных особенностей руд в этих месторождениях. Показано, что ранние генерации магнетита неоднородны, в них многочисленны экссолюционные выделения шпинели, а более поздние содержат тонкозернистые вросстки силикатов, карбонатов и других ассоциирующихся с ними минералов. Весьма разнообразны друзы перекристаллизации, причем размер кристаллов в них колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметром. Как показали наши исследования, в большинстве руд, особенно образовавшихся при цементации обломков траппов, в пределах одного образца можно выявить несколько генераций магнетита. В ядре обломков сохраняется первично магматический титаномагнетит нередко скелетного строения с характерной микроструктурой ступенчатого распада ильменит-магнетитового моноферритного твердого раствора. Обломок обрастает кристаллами, содержащими экссолюционные частицы шпинели и реже ильменита и якобсита, а затем и гомогенным зональным магнетитом. Не являются исключением и уникальные галит-магнетитовые руды, в которых несмотря на очень мелкий размер (сотые доли миллиметра) и идеальную внешнюю огранку с тонкой скульптурой слоевого роста граней внутренние части кристаллов представляют собой типичную структуру распада твердого раствора. Это подтверждается и рентгеноспектральным анализом кристаллов (см. табл. 4), пересчет которого позволяет предполагать наличие ильменита, якобсита и шпинелей.

В отличие от месторождений иной тектонической позиции здесь широко проявлены магнетитизация и мартитизация магнетитов, доходящая до появления друз гематита. В составе магнетитов прослеживается тенденция зависимости от состава замещаемых пород на всех стадиях гидротермального цикла. В этих месторождениях наиболее широко реализуется возможность изоморфного вхождения магния в магнетит, видимо, и при самых низких температурах: в ряде месторождений радиально-лучистый магнетит, слагающий зальбанды самых поздних жил с крупнокристаллическим кальцитом в центре, имеет до 50% магнезиоферритового минала.

Изложенный материал свидетельствует о том, что близкие по составу магнезиально-скарновые магнетитовые руды формируются в месторождениях различного формационного типа и в связи с различными рудогенерирующими процессами. В месторождениях докембрийской железорудной формации алданского типа они возникают в связи с метаморфогенно-метасоматическими процессами (ультраметаморфизмом), в фанерозойских складчатых областях - в связи со становлением сининверсионных плутонов, а в месторождениях ангаро-илимского типа их формирование обусловлено тектономагматической активизацией платформенного чехла, деятельностью интра-теллурических растворов, сопровождающих траппсвый магматизм. Повсеместно наблюдается одинаковая последовательность смены парагенезисов минералов, состава и микроструктуры (механизма роста) магнетита в связи с эволюцией физико-химических параметров флюидов в близкой по составу среде. В разных рудно-формационных типах месторождений наиболее существенные отличия наблю-

даются в текстурном облике магнезиально-скарновых руд, в форме рудных залежей, в степени проявления эпигенетических преобразований, а также в кинетике распада моноферритного твердого раствора, образованного на магматической стадии (на прогрессивном этапе). Именно эти признаки следует считать главным при расшифровке генезиса руд и преодолении конвергентной неоднородности.

Литература

- Архипенкова А.Я. Состав и строение магнетитов месторождений Ангаро-Илимской железорудной провинции в зависимости от структурно-литологических условий рудоотложения. – В кн.: Магнетиты месторождений магномагнетитовой и кремнисто-железистой формаций. М.: изд. ВИМСа, 1979, с. 60–89.
- Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1976. – 198 с.
- Зарайский Г.П., Стояновская Ф.М. Экспериментальное изучение зональности биметасоматических скарнов. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1982, с. 195–196.
- Жабин А.Г. Новая парадигма генетической минералогии. – В кн.: Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982, с. 25–41.
- Жариков В.А. Скарновые месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220–302.
- Калинин Д.В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. – Новосибирск: Наука, 1973. – 104 с.
- Мазуров М.П. Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Алданских скарново-магнетитовых месторождений. – В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 45–51.
- Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. – Новосибирск: Наука, 1985. – 186 с.
- Мазуров М.П., Григорьева Т.Н., Васильева А.И. Тренды параметров тонкой кристаллической структуры магнетитов в скарновых месторождениях. – Геол. и геофиз., 1983, № 9, с. 116–120.
- Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. – М.: Наука, 1977. – 256 с.
- Синяков В.И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). – Новосибирск: Наука, 1975. – 196 с.
- Чернышева Л.В., Смелянская Г.А., Зайцева Г.М. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. – М.: Недра, 1981. – 235 с.
- Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. – М.: Недра, 1978. – 232 с.

СОДЕРЖАНИЕ

<u>Н.Н. Амшинский</u> , Гетерогенность и конвергенция в породах и рудах — одна из важнейших проблем геологии	3
<u>А.А. Долгушина, Н.Н. Амшинский</u> , Гетерогенные гранитоидные массивы Горного Алтая и Тувы	9
<u>О.М. Туркина</u> , Радиогеохимические особенности гранитоидов татара-аяхтинского комплекса (Енисейский кряж) в связи с их петрогенезом	19
<u>О.И. Пятов</u> , Некоторые особенности магматизма и рудоносности Кандатской структурно-металлогенической зоны (Северо-Восточная Тува)	32
<u>А.Е. Сольцман</u> , Пространственные взаимоотношения раннепалеозойских автохтонных и аллохтонных гранитоидов Кузнецкого Алатау	37
<u>Ю.П. Казанский</u> , Неоднородность вещества осадочных пород как основа петрографической классификации	45
<u>Г.Н. Черкасов, Е.М. Хмелевская</u> , Генезис позднесилурийско-девонских глиноземистых осадков Салаира	52
<u>С.С. Долгушин</u> , Конвергентность признаков взрывных брекчий эндогенных месторождений	60
<u>А.М. Дымкин, В.П. Пругов</u> , Рудное вещество при региональном и контактовом метаморфизме	68
<u>В.Г. Прохоров, А.Е. Мирошников</u> , Пириты зон метаморфизма и их роль в формировании оруденения	83
<u>А.Н. Амшинский</u> , О связи окисления алмаза с вторичными изменениями ильменита в кимберлитах	91
<u>М.П. Мазуров, А.Т. Титов, Л.В. Усова</u> , Условия кристаллизации магнетита в магнезиально-скарновых месторождениях.	102

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ПОРОД И РУД СИБИРИ

Утверждено к печати
Западно-Сибирским отделением Всесоюзного
минералогического общества

Редакторы издательства А.Ю. Степанова, И.С. Цитович
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник С.М. Кирильчук
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры Н.В. Лисина, Н.М. Горбачева

ИБ № 30023

Сдано в набор 19.01.86. Подписано в печать 01.08.86.
МН-01503. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 7,5. Усл. кр.-отт. 7,8. Уч.-изд. л. 9.
Тираж 600 экз. Заказ № 90. Цена 1р. 40к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 13.

4-я типография издательства "Наука".
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Гетерогенность и конвергенция в породах и рудах – одна из важнейших проблем геологии. Амшинский Н.Н. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

На примере изверженных и метаморфических пород и руд показывается широко распространенное явление вещественного и структурного сходства продуктов разного генезиса, которое затрудняет их диагностику. Намечаются критерии различия их генезиса и задачи по изучению гетерогенности и конвергенции в геологии.

Библиогр. 12.

УДК 553.06 + 552 (571.1/5)

Гетерогенные гранитоидные массивы Горного Алтая и Тувы. Долгушина А.А., Амшинский Н.Н. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Показано, что в сложнопостроенных плутонах гамма пород от основных до кислых гетерогенна по способу образования, но генетически связана, так как обусловлена единым процессом гранитообразования, и ее геохимическое родство отчетливо прослеживается.

Табл. 5, библиогр. 6.

УДК 550.42:546.7 + 552.11:552.321(235.31)

Радиогеохимические особенности гранитоидов татаро-аяхтинского комплекса (Енисейский край) в связи с их петрогенезисом. Туркина О.М. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Рассматриваются петро- и геохимические особенности гранитоидов татаро-аяхтинского комплекса на примере Татарского массива. На основе детального анализа гранитизированных пород кровли и гранитоидов плутона делается вывод о палингенно-метасоматическом их генезисе. Показано, что поведение радиоактивных элементов при формировании гранитоидов такого типа существенно отличается от характера их миграции при образовании интрузивно-магматических гранитов.

Ил. 6, табл. 1, библиогр. 25.

УДК 552.3 + 553.078(235.223)

Некоторые особенности магматизма и рудоносности Кандатской структурно-металлогенической зоны (Северо-Восточная Тува). Пятков О.И. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Кандатская структурно-металлогеническая зона контролирует размещение палеозойских и раннемезозойских интрузивов и связанной с ними минерализации – наиболее разнообразной для среднепалеозойских и раннемезозойских гранитоидов (редкие металлы, вольфрам, молибден, медь, полиметаллы).

Выявлены закономерности размещения рудоносных гранитоидов и намечены критерии поисков.

Библиогр. 3.

УДК 553.07:552.321.1/3 (571.513)

Пространственные взаимоотношения раннепалеозойских автохтонных и аллохтонных гранитоидов Кузнецкого Алатау. Сольцман А.Е. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Рассматривается морфология гранитоидных плутонов улень-туимского комплекса. Выделены автохтонные и аллохтонные гранитоиды, автохтонные подразделены на три субфациальные зоны с разной степенью гранитизации, аллохтонные – на два типа с разными условиями формирования. На примере одного из плутонов рассмотрены геохимические особенности всех типов гранитоидов.

Табл. 4, библиогр. 17.

УДК 552.124.2:552.5.001.33

Неоднородность вещества осадочных пород как основа петрографической классификации. Казанский Ю.П. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Предлагается новая классификация осадочных пород, основанная на признаках неоднородности и генетических особенностях пород.

Табл. 6, библиогр. 6.

УДК 553.492.06:551.733.3.734(571.1-12)

Генезис позднесилурийско-девонских глиноземистых осадков Салаира. Черкасов Г.Н., Хмелевская Е.М. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Рассматриваются тектоническая обстановка и вулканизм в период накопления глиноземистых осадков на Салаире. Характеризуются фациальные условия рудообразования, геология проявлений глиноземистых пород и руд, минералогия и геохимия диаспор-шамозитовых руд и делается вывод о первичности в рудах диаспора, образовавшегося из горячих подводных глиноземистых источников, сопутствовавших изменению андезитобазальтовой магмы.

Ил. 1, библиогр. 16.

УДК 553.22:553.31(571.1)

Конвергентность признаков взрывных брекчий эндогенных месторождений. Долгушин С.С. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Показано, что взрывные брекчии по ряду традиционных признаков в силу их конвергентности принимаются за туфы, конгломераты, вулканогенные брекчии и т.д., что приводит к неверной оценке перспектив оруденения. Указаны критерии выделения взрывных брекчий.

Библиогр. 24.

Рудное вещество при региональном и контактовом метаморфизме. Дымкин А.М., Пругов В.П. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

На примерах Терсинского железорудного района центральной части Кузнецкого Алатау рассмотрены особенности преобразования вулканогенно-огадочных железных руд при региональном и контактовом метаморфизме. На контакте с габброидами первичные руды превращены в роговики магнетитового состава, в контакте с гранитоидами они всецело утрачивают свой первичный облик и напоминают скарново-рудные тела, типичные для метасоматических магнетитовых месторождений.

Ил. 4, табл. 6, библиогр. 20.

УДК 553.001.17 + 550.4:551.3(571.51)

Пириты зон метаморфизма и их роль в формировании оруденения. Прохоров В.Г., Мирошников А.Е. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Региональный метаморфизм является ведущим фактором формирования сульфидных (пиритных) геохимических барьеров, свойство и положение которых, а также сродство элементов к сере определяют вертикальную зональность распределения сурьмяного, медного и полиметаллического оруденения. Для Енисейского кряжа наиболее благоприятным уровнем медно-сульфидного оруденения является уровень потоскуйской и сосновской свит, а для свинца и цинка – шунтарской и токминской.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 9.

УДК 550.4:551.2(549.514.6)(571.56)

О связи окисления алмаза с вторичными изменениями ильменита в кимберлитах. Амшинский А.Н. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Рассмотрено явление вторичного преобразования (перовскитизации) ильменита в кимберлитах и окисление алмаза. Ставится вопрос о количественной связи этих двух процессов.

Ил. 3, табл. 1, библиогр. 42.

УДК 553.311

Условия кристаллизации магнетита в магнезиально-скарновых месторождениях. Мазуров М.П., Титов А.Т., Усова Л.В. Гетерогенность пород и руд Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986.

Приведены оригинальные сведения по составу, микроструктуре и кинетике твердофазных преобразований магнетита в магнезиально-скарновых месторождениях докембрийских щитов, фанерозойских складчатых областей и зон активизации. Систематизированы признаки общности магнезиально-скарновых руд в месторождениях разных рудно-формационных типов, обусловленные составом физико-химических параметров флюидов и среды рудообразования, выявлены признаки отличия, определяемые кинетикой кристаллизации.

Ил. 2, табл. 4, библиогр. 13.